

**SEDIMENTOLOGIE, MINERALOGIE ET
STRATIGRAPHIE DE L'HAUTERIVIEN DANS
LE JURA NEUCHATELOIS ET VAUDOIS
(SUISSE)**

THESE

**Présentée à la faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour l'obtention du titre de Docteur ès Sciences**

par

Georges RUMLEY

Géologue

1993

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Sédimentologie, minéralogie et stratigraphie
de l'Hauterivien dans le Jura neuchâtelois
et vaudois (Suisse)
de Monsieur Georges Rumley

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL
FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel
sur le rapport des membres du jury,

MM. J. Remane, B. Kübler et

Mme A. Arnaud-Vanneau (Grenoble)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 31 décembre 1993

Le doyen:



H.-H. Nägeli

RESUME

Pour 12 coupes et forages de l'Hauterivien du Jura, une étude sédimentologique et minéralogique a été entreprise afin de compléter la connaissance de cet étage dans la région de son stratotype historique, et ceci par l'emploi de plusieurs méthodes, à savoir l'étude des microfaciès, la stratigraphie séquentielle, l'analyse des fractions fines du résidu insoluble par diffraction X et la mise en parallèle des associations des minéraux argileux (roentgénofaciès) avec les microfaciès.

L'étude des microfaciès a permis de reconstituer l'évolution des milieux de dépôt, qui sont toujours caractéristiques d'un environnement de mer ouverte, d'abord calme et relativement profond pendant la sédimentation des Marnes bleues d'Hauterive, devenant de plus en plus agité pour passer graduellement aux faciès calcarénitiques de la Pierre jaune de Neuchâtel. Cette étude a aussi mis en évidence trois séquences sédimentaires; la première est comprise entre la discontinuité D1, d'âge Valanginien supérieur, et la discontinuité D2, qui se situe dans les 10 premiers mètres de la Pierre jaune. Elle débute, dans la région considérée, par des niveaux condensés au-dessus du Calcaire roux représentant le Valanginien supérieur, et se poursuit par la sédimentation normale des Marnes bleues, en général datées de l'Hauterivien basal. La deuxième séquence commence par des faciès micritiques pauvres en bioclastes mais très riches en quartz fin, qui sont interprétés comme marqueurs d'événements transgressifs. Ils sont suivis par des faciès oo-bioclastiques dénotant une sédimentation agitée, soumise à des courants, mais toujours du domaine marin ouvert, jusqu'à la discontinuité D3. Cette dernière est suivie par la troisième séquence, qui présente une succession de faciès identique à celle de la précédente.

L'analyse minéralogique permet de déterminer les associations minéralogiques typiques des deux lithologies rencontrées, ceci tant en roche totale que pour les fractions fines du résidu insoluble. Ces associations sont formées de quartz, dolomite (tendance ankéritique), pyrite et phyllosilicates (surtout smectites) pour les marnes, calcite et goéthite pour les calcaires.

Dans un second temps, des classes de diffractogrammes (roentgénofaciès) sont faites, et comparées, échantillon par échantillon, aux microfaciès. Ceci permet d'établir une relation entre milieu de dépôt et composition de la fraction argileuse. Il en ressort que les smectites se rencontrent de préférence dans les milieux calmes (marnes et calcaires micritiques), alors que les interstratifiés sont surtout présents dans les faciès oolitiques et bioclastiques. Les micas sont ubiquistes, la kaolinite apparaît parfois en grande quantité mais indépendamment du faciès, la chlorite, lorsqu'elle est présente, ne l'est qu'en très faible quantité et ne dépend pas non plus du milieu de dépôt.

Hormis pour la base de l'Hauterivien, aucune datation ne peut être faite dans la région étudiée; c'est donc sur la base des discontinuités que des corrélations avec les auteurs antérieurs, notamment avec ceux ayant travaillé dans le Jura méridional et les Chaînes subalpines, seront proposées.

ABSTRACT

Sedimentological and mineralogical study has been made for 12 profiles and cores of the Hauterivian of the Jura Mountains, to complete the data about this stage in its historical stratotypic region. Several methods have been used; they are microfacies analyses, sequence stratigraphy, X-Ray diffraction on the thin fractions of the insoluble residue and, in some cases, on the whole rock, and comparison between clay minerals association (roentgenofacies) and microfacies.

The microfacies study allows to determine the evolution of depositional environments; they are always typical of open sea sedimentation, rather deep and of low energy during the deposition of the "Marnes bleues d'Hauterive", then gradually of higher energy up to the bioclastic facies of the "Pierre jaune de Neuchâtel". Three sedimentary sequences has been recognised. The first is included between D1 discontinuity (upper Valanginian age), which is situated on the top of the "Calcaire roux", and D2, in the ten first meters of the "Pierre jaune de Neuchâtel"; it begin with condensed levels representing the upper Valanginian, and continue with a normal marly sedimentation, generally dated of basal Hauterivian, and, finally, with the deposition of limestones. The second one, between D2 and D3, starts with micritic facies containing a few bioclasts but a great amount of thin quartz; they are interpreted as markers of transgressive events. These facies are followed by oo-bioclásticos limestones, typical of high energy shelf edge sediments. The third sequence shows the same succession of facies as the second one.

With the mineralogical study, typical associations of both lithologies of the Hauterivian can be described, as well by the whole rock analyses than by the thin fractions of the insoluble residue. These associations are quartz, dolomite (ankerite tendency), pyrite and phyllosilicates (mainly smectites) for the "Marnes bleues", calcite and goethite for the "Pierre jaune".

Classes of diffractograms (roentgenofacies) are also made, and are compared, for each sample, with the microfacies. This lead to observe a relationship between depositional environment and the composition of the clay fraction. Smectites are mainly present in low energy environments (marls and micritic limestones); in the contrary, mixed-layers minerals are found in oolitic and bioclastic facies. Micas are always present. Kaolinite may appear in great amount, but as well in the marls than in the high energy limestones; its distribution is not dependant of the sedimentary environments. Chlorite, when detected, is in small amount, and also independent of the environment.

Except for the lowest part of the lower Hauterivian, no datation can be made in this region. It is then with discontinuities that correlations are proposed with previous works concerning the Hauterivian, especially in Southern Jura Mountains and Subalpine Chains.

REMERCIEMENTS

Ce travail n'a pu être mené à terme que grâce à l'aide, aux conseils et aux encouragements de nombreuses personnes. Je tiens donc à remercier chaleureusement

- le Prof. Jürgen Remane, instigateur et directeur de ce travail, dont les conseils judicieux, les connaissances précises de la stratigraphie et les corrections rigoureuses m'ont été d'un grand secours;

- le Prof. Bernard Kübler, qui m'a enseigné la minéralogie des argiles, fait partager sa science de la diffraction X et stimulé jusqu'aux dernières minutes de ce travail;

- Madame Annie Arnaud-Vanneau, chargée de recherche au C.N.R.S. à l'Institut Dolomieu de l'Université de Grenoble, dont les conseils en microfaciès et micropaléontologie m'ont été d'une aide précieuse, de même que ceux de son époux, Monsieur Hubert Arnaud;

- le Prof. Hervé Chamley, Professeur à l'Université de Lille d'avoir accepté de faire partie de mon Jury de thèse;

- Thierry Adatte, mon collègue, compagnon de thèse et ami, avec qui j'ai partagé de nombreuses journées de terrain et de laboratoire;

- Madame Claudine Grétilat, technicienne du laboratoire de diffraction X, qui a consacré de nombreuses heures à l'analyse de mes échantillons;

- Monsieur Gérard "Mac" Magranville, préparateur, à qui je dois la confection de toutes mes lames minces, et dont le sens pratique a résolu d'innombrables problèmes techniques;

- tous les étudiants, assistants, professeurs et collaborateurs de l'Institut de Géologie de Neuchâtel qui, tous ensemble, contribuent à l'excellente ambiance de travail qui règne au sein de cet Institut; parmi eux, je tiens à mentionner plus spécialement Rüdiger, Eduard, Xavier, Carlos, Patrick et Charles-Henri dont l'amitié s'étend bien au delà du cadre du travail;

- et, bien sûr, ma famille et plus particulièrement mes parents ainsi que Brigitte, mon épouse, qui a dû supporter bien longtemps les avatars du "métier" de doctorant.

Cette thèse a pu être réalisée grâce au soutien financier du Fonds national suisse de la Recherche scientifique (requête No. 2.575.0.84)

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS	9
<u>CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE</u>	
1. CADRE GENERAL DE L'ETUDE.....	11
1.1. Situation géographique et contexte géologique.....	11
1.2. Paléogéographie et lithostratigraphie du Crétacé inférieur du Jura.....	14
1.3. Localisation et choix des coupes.....	17
2. HISTORIQUE.....	19
2.1. Le Néocomien.....	19
2.2. La définition de l'Hauterivien (RENEVIER, 1874).....	23
2.3. Evolution des idées au cours du XXème siècle.....	23
3. BUTS DE CE TRAVAIL.....	28
<u>CHAPITRE II : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE</u>	
1. INTRODUCTION - GENERALITES.....	29
1.1. Echantillonnage.....	29
1.2. Définition des principaux éléments reconnaissables en lame mince.....	30
1.2.1. Les éléments figurés.....	30
A. Les bioclastes.....	30
B. Les lithoclastes.....	31
C. Les oolites.....	31
D. Les peloides.....	31
1.2.2. La phase de liaison.....	32
A. La micrite.....	32
B. La sparite et la microsparite.....	32
1.3. Nomenclature et positionnement des microfaciès.....	33
2. DESCRIPTION DES MICROFACIES.....	36
2.1. Microfaciès MB.....	37
2.2. Microfaciès T1.....	38
2.3. Microfaciès T2.....	38
2.4. Microfaciès T3.....	38
2.5. Microfaciès T4.....	39
2.6. Microfaciès B1.....	39
2.7. Microfaciès B2.....	39
2.8. Microfaciès B3.....	40
3. APERCU MICROPALÉONTOLOGIQUE.....	45
<u>CHAPITRE III : ETUDE MINÉRALOGIQUE</u>	
1. INTRODUCTION -GENERALITES.....	51

	Pages
2. UTILISATION DE LA MINERALOGIE EN STRATIGRAPHIE: REVUE DES TRAVAUX ANTERIEURS	51
3. METHODES D'ANALYSE.....	60
3.1. Préparation des échantillons.....	60
3.2. Techniques d'analyse et d'interprétation.....	60
3.2.1. Roche totale.....	61
3.2.2. Fractions fines du résidu insoluble.....	61
4. INVENTAIRE MINERALOGIQUE.....	62
4.1. Roche totale.....	62
4.2. Fractions fines du résidu insoluble.....	66
4.2.1. Les minéraux argileux.....	66
4.2.2. Les minéraux accessoires.....	73
5. REPRESENTATION DES TENEURS DES MINERAUX DES FRACTIONS FINES DU RESIDU INSOLUBLE	76
5.1. Les pourcentages relatifs des minéraux argileux.....	76
5.2. Les intensités absolues.....	77
6. LES ROENTGENOFACIES.....	78
6.1. Description des différents roentgénofaciès	79
6.1.1. Roentgénofaciès A.....	79
6.1.2. Roentgénofaciès B.....	79
6.1.3. Roentgénofaciès C.....	80
6.1.4. Roentgénofaciès D.....	80
6.1.5. Roentgénofaciès E.....	80
6.1.6. Roentgénofaciès F.....	80
7. DETERMINATION DE LA NATURE DES MICAS	84
7.1. Les micas de la fraction < 2 µm.....	85
7.2. Les micas de la fraction 2-16 µm.....	85
7.3. Les micas des Marnes bleues et de la Pierre jaune.....	85
7.4. Conclusion.....	85

CHAPITRE IV : DESCRIPTION DES COUPES ETUDIEES

1. COUPE DE LA MARNIERE DE CRESSIER.....	89
1.1. Situation géographique et géologique.....	89
1.2. Description lithologique.....	90
1.3. Evolution sédimentologique.....	92
1.4. Minéralogie des fractions fines	92
2. FORAGE 565.....	96
2.1. Situation géographique et géologique.....	96
2.2. Description lithologique.....	96
2.3. Evolution des microfaciès	97
2.4. Minéralogie des fractions fines	97
3. FORAGE 607	101
3.1. Situation géographique et géologique.....	101

	Pages	
3.2.	Description lithologique.....	101
3.3.	Evolution des microfaciès	102
3.4.	Minéralogie de la roche totale.....	102
3.5.	Minéralogie des fractions fines.....	102
4.	FORAGE 700	115
4.1.	Situation géographique et géologique.....	115
4.2.	Description lithologique.....	115
4.3.	Evolution des microfaciès	116
4.4.	Minéralogie de la roche totale.....	116
4.5.	Minéralogie des fractions fines.....	116
5.	FORAGE 209	121
5.1.	Situation géographique et géologique.....	121
5.2.	Description lithologique.....	121
5.3.	Evolution des microfaciès	122
5.4.	Minéralogie des fractions fines.....	122
6.	COUPE DE CORCELLES.....	126
6.1.	Situation géographique et géologique.....	126
6.2.	Description lithologique.....	126
6.3.	Evolution des microfaciès	127
6.4.	Minéralogie de la roche totale.....	127
6.5.	Minéralogie des fractions fines	127
7.	COUPE DES GORGES DE L'AREUSE.....	129
7.1.	Situation géographique et géologique.....	129
7.2.	Description lithologique.....	129
7.3.	Evolution des microfaciès	130
7.4.	Minéralogie des fractions fines	132
8.	COUPE DE BOUDRY.....	135
8.1.	Situation géographique et géologique.....	135
8.2.	Description lithologique.....	135
8.3.	Minéralogie des fractions fines.....	135
9.	COUPE DE CHAMP DU MOULIN	139
9.1.	Situation géographique et géologique.....	139
9.2.	Description lithologique.....	139
9.3.	Evolution des microfaciès	140
9.4.	Minéralogie des fractions fines.....	140
10.	COUPE DE LA VALLEE DU NOZON.....	144
10.1.	Situation géographique et géologique.....	144
10.2.	Description lithologique.....	144
10.3.	Evolution des microfaciès	145
10.4.	Minéralogie des fractions fines.....	145
11.	COUPES DU DARD.....	149
11.1.	Situation géographique et géologique.....	149
11.2.	Description lithologique.....	149

	Pages
11.3. Evolution des microfaciès	150
11.4. Minéralogie des fractions fines	151
12. COUPE DU BIEF BLANC	157
12.1. Situation géographique et géologique.....	157
12.2. Description lithologique.....	157
12.3. Evolution des microfaciès	158
12.4. Minéralogie de la roche totale.....	158
12.5. Minéralogie des fractions fines	159
<u>CHAPITRE V : INTERPRETATIONS, CORRELATIONS ET</u>	
<u>CONCLUSIONS</u>	
1. INTRODUCTION	163
2. CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES.....	163
3. EVOLUTION DES MILIEUX DE DEPOTS ET DISCONTINUITES	165
3.1. Les milieux de dépôts.....	165
3.2. La discontinuité D1.....	166
3.3. La discontinuité D2.....	166
3.4. La discontinuité D3166	
4. SUBDIVISIONS SEQUENTIELLES, DISCONTINUITES ET DATATIONS DES TRAVAUX ANTERIEURS TRAITANT DU JURA SUISSE ET MERIDIONAL, DES CHAINES SUBALPINES ET DE LA FOSSE VOCONTIENNE.....	170
4.1. Jura neuchâtelois et vaudois.....	170
4.2. Jura méridional et chaînes subalpines.....	175
4.3. La fosse vocontienne	176
4.4. Propositions de corrélations.....	180
5. CORRELATIONS MINERALOGIQUES ET COMPARAISON ENTRE MICROFACIES ET ROENTGENOFACIES.....	182
5.1. La roche totale.....	182
5.2. Les fractions fines du résidu insoluble	182
5.3. Les roentgénofaciès.....	186
5.4. Courbes d'évolution des roentgénofaciès.....	187
6. CONCLUSION GENERALE.....	190
<u>BIBLIOGRAPHIE.....</u>	191
<u>LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PLANCHES.....</u>	199

AVANT-PROPOS

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'une révision générale du Crétacé inférieur du Jura suisse, commencée en 1975 avec la "Révision de l'étage Hauterivien (région-type et environs, Jura franco-suisse)" (requêtes FNSRS No. 2.434-0.75, 2.060-0.81 et 92.140.88), ouvrage publié sous la direction de REMANE en 1989. Afin d'élargir et de compléter cette première étude, trois thèses furent proposées à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel par le Professeur J. Remane, la première concernant les faciès urgoniens du Jura (ZWEIDLER, 1985) (requêtes FNSRS No. 2.054-0.81 et 2.317-0.84), les deux suivantes ayant pour sujet le Valanginien historique (ADATTE, 1988) et l'Hauterivien (ce travail) (requête FNSRS No. 2.575-0.84) et comprenant une étude minéralogique liée à la sédimentologie. Il apparaissait en effet intéressant, dans la région des stratotypes historiques du Valanginien et de l'Hauterivien, de réactualiser l'étude sédimentologique de ces étages en les intégrant dans un contexte sédimentaire plus large, grâce aux travaux effectués dans le Jura méridional, les chaînes subalpines et la fosse vocontienne par l'Université de Grenoble notamment.

CHAPITRE I : INTRODUCTION GENERALE

1. CADRE GENERAL DE L'ETUDE

1.1. Situation géographique et contexte géologique

Le secteur concerné par ce travail s'étend de la région de Cressier (NE), au nord-est, jusqu'aux environs de Croy (VD), au sud-ouest, avec une extension dans le Jura français au nord-ouest, à proximité du Lac Saint-Point (figure 1-1).

Ce secteur fait partie d'un domaine tectonique bien défini, la chaîne jurassienne (figure 1-2). Elle est constituée essentiellement de sédiments du Jurassique et du Crétacé inférieur; ces derniers n'affleurent cependant que dans une portion restreinte de la chaîne (figures 1-3 et 1-4). Leur extension dans le Jura suisse est déterminée par les érosions successives qui ont affecté la région, à savoir :

- les arrêts de sédimentation et érosions au cours du Crétacé inférieur,
- les érosions du Crétacé supérieur et du début du Tertiaire qui ont effacé toute trace de Crétacé inférieur au nord de la ligne Bienne-Loue (AUBERT, 1975),
- l'érosion post-plissement n'épargnant que les synclinaux et le pied des anticlinaux de la bordure interne du Jura.

La région considérée pour ce travail est donc limitée naturellement au nord-est par l'absence de sédiments, le premier affleurement continu d'Hauterivien se situant à Cressier (figure 1-7).

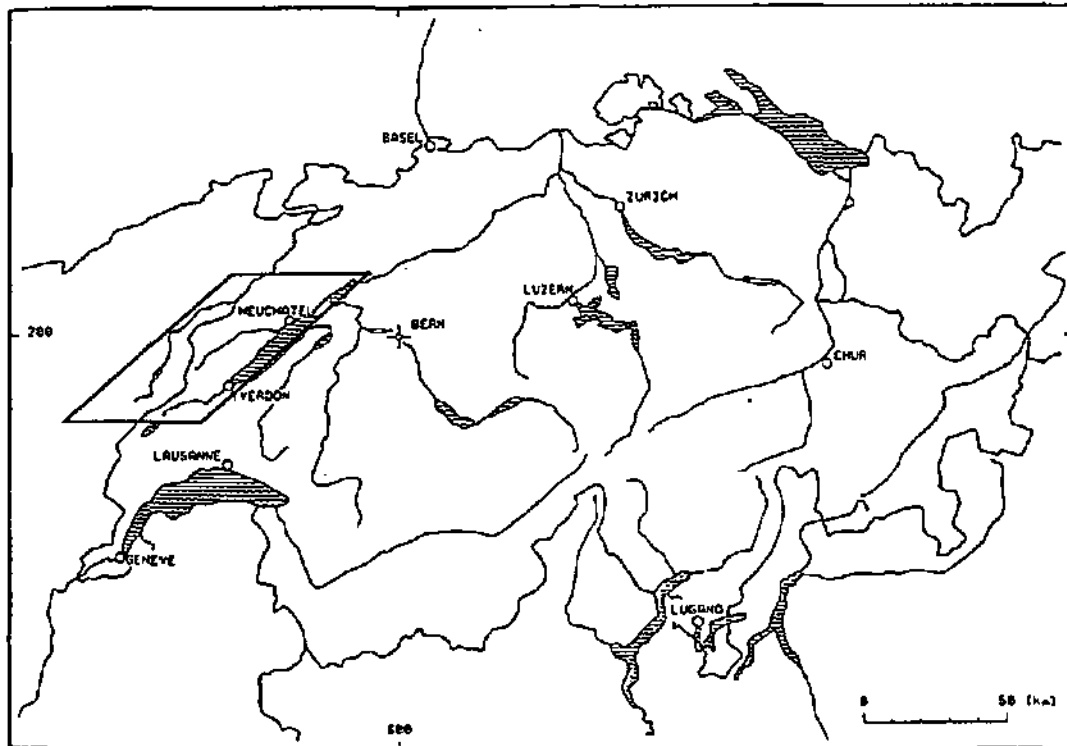


FIGURE 1-1 : Situation géographique de la région étudiée.

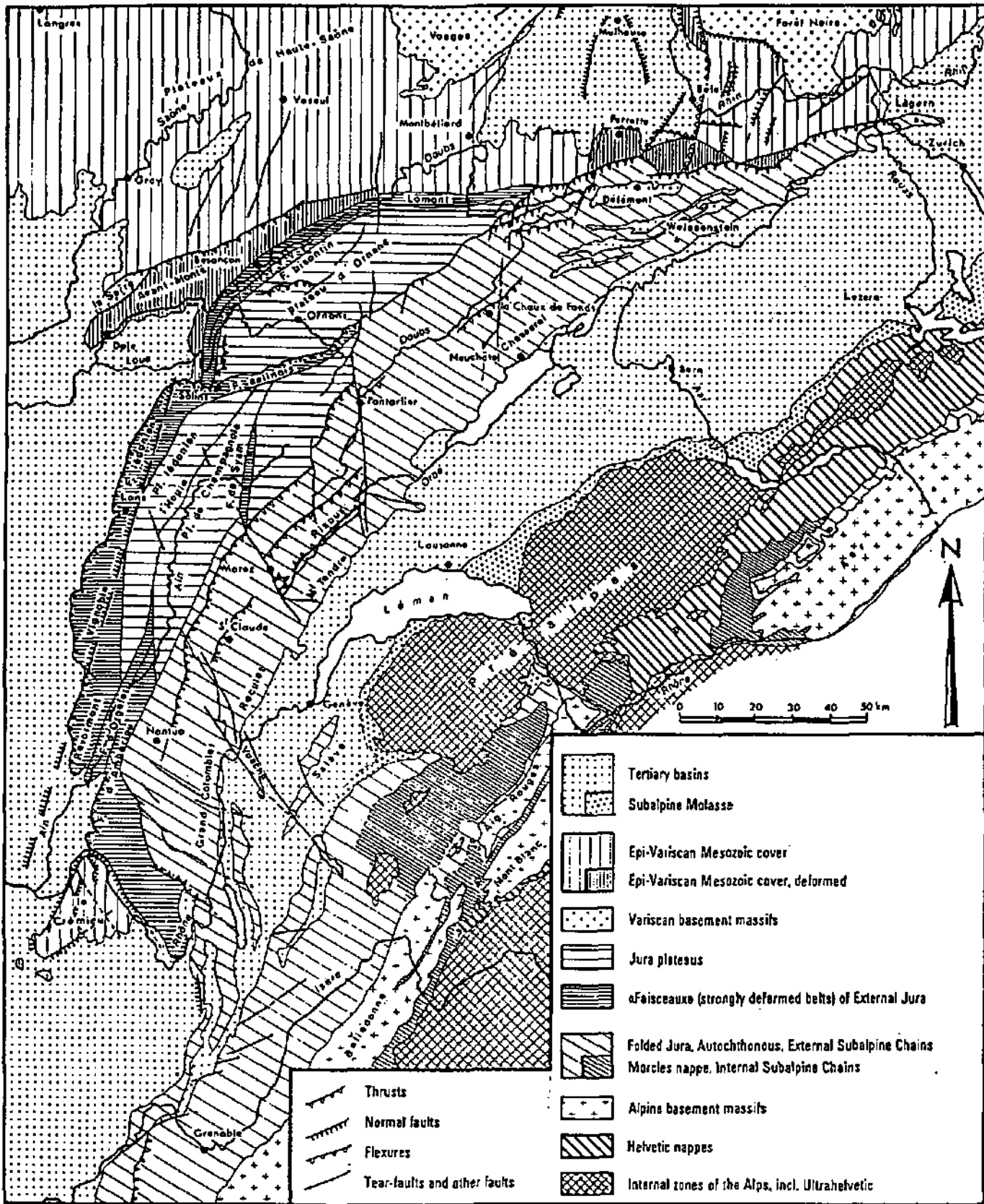


FIGURE 1-2 : Carte structurale du Jura franco-suisse d'après TRUMPY (1980).

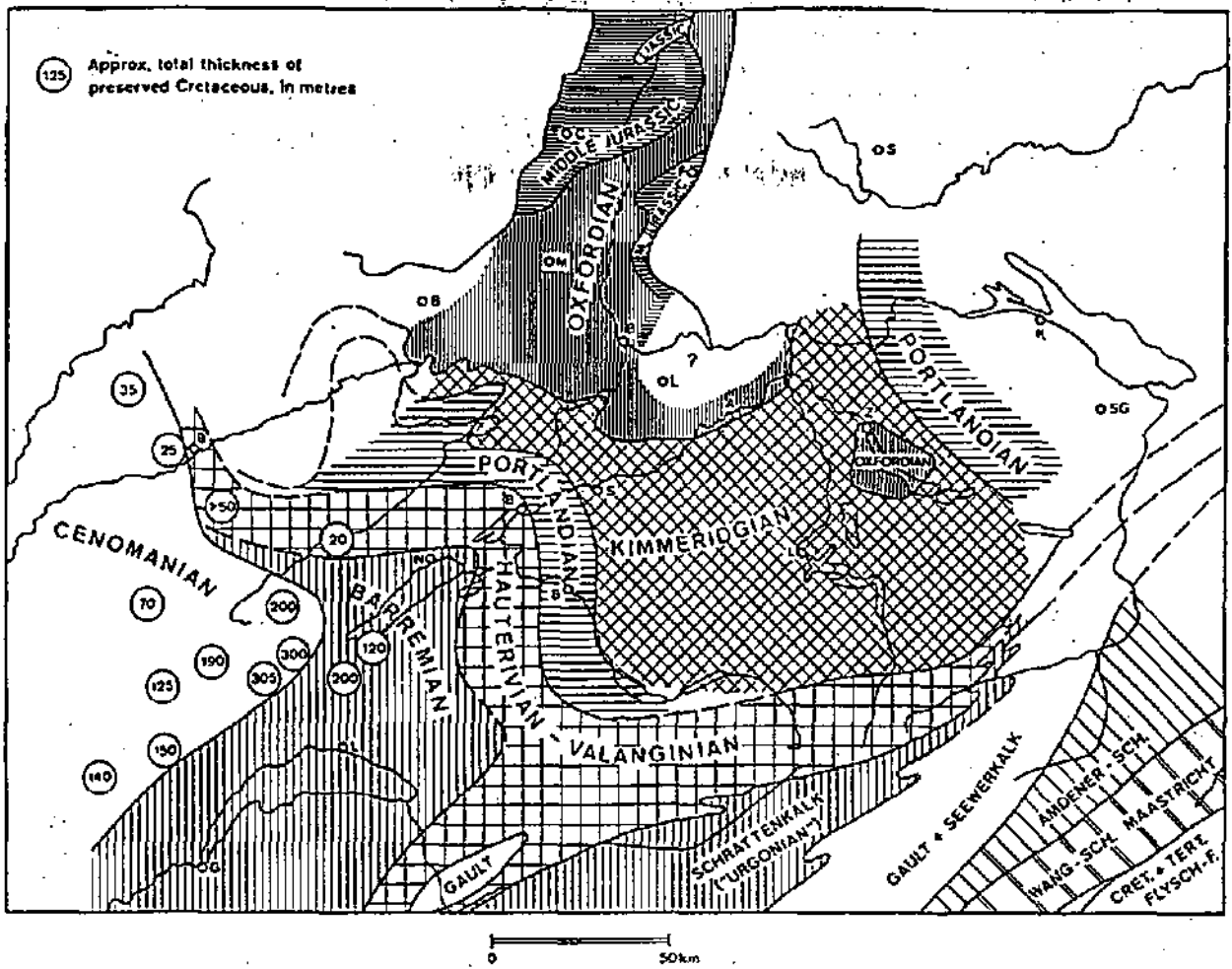


FIGURE 1-3 : Carte paléogéologique à la base du Tertiaire d'après TRUMPY (1980).

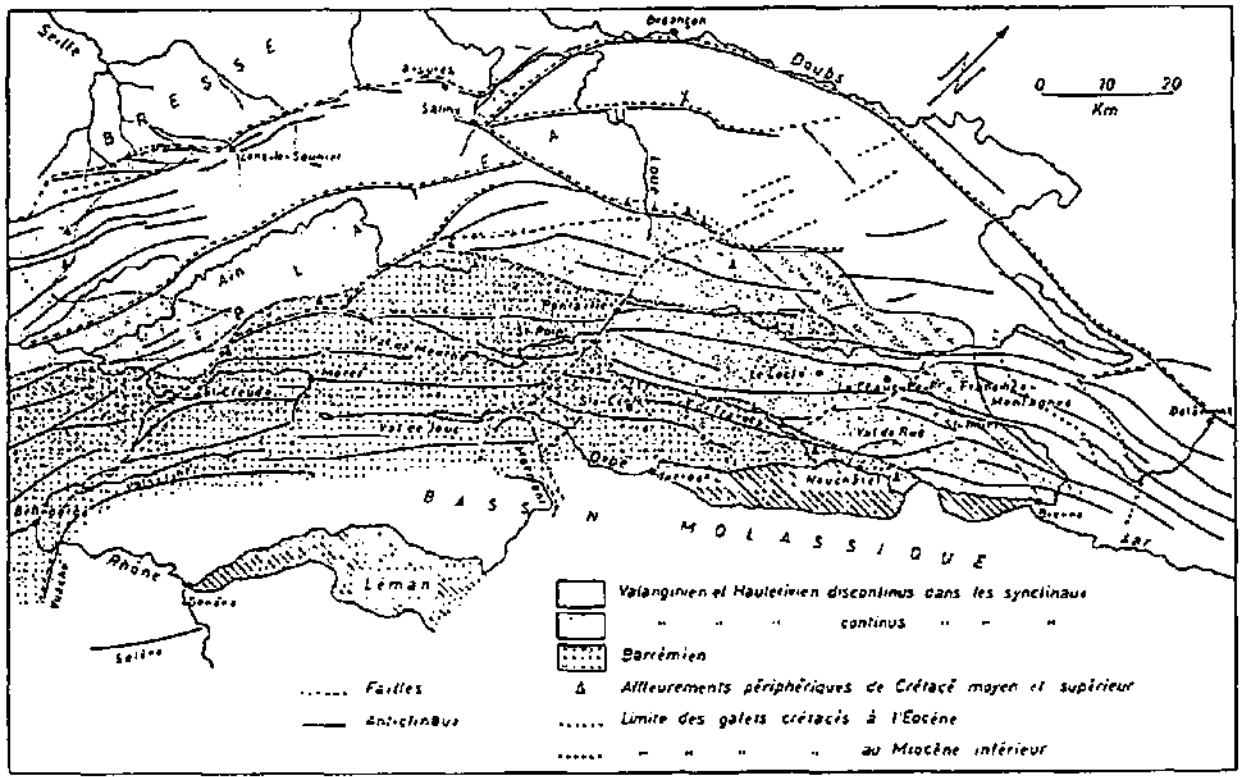


FIGURE 1-4 : Répartition actuelle du Crétacé du Jura d'après AUBERT (1975).

1.2. Paléogéographie et lithostratigraphie du Crétacé inférieur du Jura

Au cours du Crétacé inférieur, trois domaines paléogéographiques principaux s'individualisent du nord-est de la Suisse au sud de la France (figure 1-5). Ce sont :

- la plate-forme jurassienne, au nord, orientée NE-SW;
- le bassin vocontien et la mer alpine au sud de la plate-forme jurassienne;
- la plate-forme provençale, orientée E-W, qui borde la partie sud du bassin vocontien.

Au nord-ouest de la plate-forme jurassienne s'étend le bassin boréal, qui était en communication avec la Mésogée durant le Crétacé inférieur par le détroit morvano-vosgien et par le Jura. Le rôle du Jura comme lien entre ces deux domaines paléogéographiques est mis en évidence par l'ammonite *Acanthodiscus radiatus*, fossile marqueur de la base de l'Hauterivien mésogéen, qui se retrouve plus rarement et probablement un peu plus tardivement dans le domaine boréal (BUSNARDO & THIEULOUY, 1989, p.124).

Du point de vue lithostratigraphique, le Crétacé inférieur de la région neuchâteloise se compose, de bas en haut, des formations suivantes (figure 1-6) :

- au-dessus des faciès lagunaires du Purbeckien, différents faciès calcaires marins réunis sous le nom de Marbre bâtard constituent le Berriasien;
- le Calcaire roux, faciès oolitique et bioclastique d'âge valanginien, leur fait suite et se termine par un hard-ground;
- viennent ensuite les Marnes bleues d'Hauterive, faciès à céphalopodes de talus externe, qui marquent la transgression de la base de l'Hauterivien;
- la Pierre jaune de Neuchâtel, calcaire bioclastique et oolitique à stratification entrecroisée, suit les marnes; cette formation traduit la diminution progressive de la tranche d'eau, tout en gardant des caractéristiques de mer ouverte (dépôts à caractères externes);
- l'Urgonien jaune, difficilement reconnaissable de la Pierre jaune, car présentant sensiblement les mêmes faciès avec toutefois quelques éléments plus internes, s'y superpose;
- vient enfin l'Urgonien blanc, calcaires à madréporaires, puis à rudistes, marquant le retour à des faciès de plate-forme interne.

Les couches concernées par ce travail sont donc les Marnes bleues d'Hauterive et la Pierre jaune de Neuchâtel, ainsi qu'une partie de l'Urgonien jaune, ces deux dernières formations n'étant actuellement plus séparées (ZWEIDLER, 1985).

Du point de vue des milieux de dépôts, ces sédiments présentant tous des faciès typiques de plate-forme ou de talus externe, selon les répartitions typiques des microfaciès; dans le cas présent, il s'agit en fait d'une plate-forme noyée, sur laquelle tous les dépôts ont des caractères de mer ouverte.

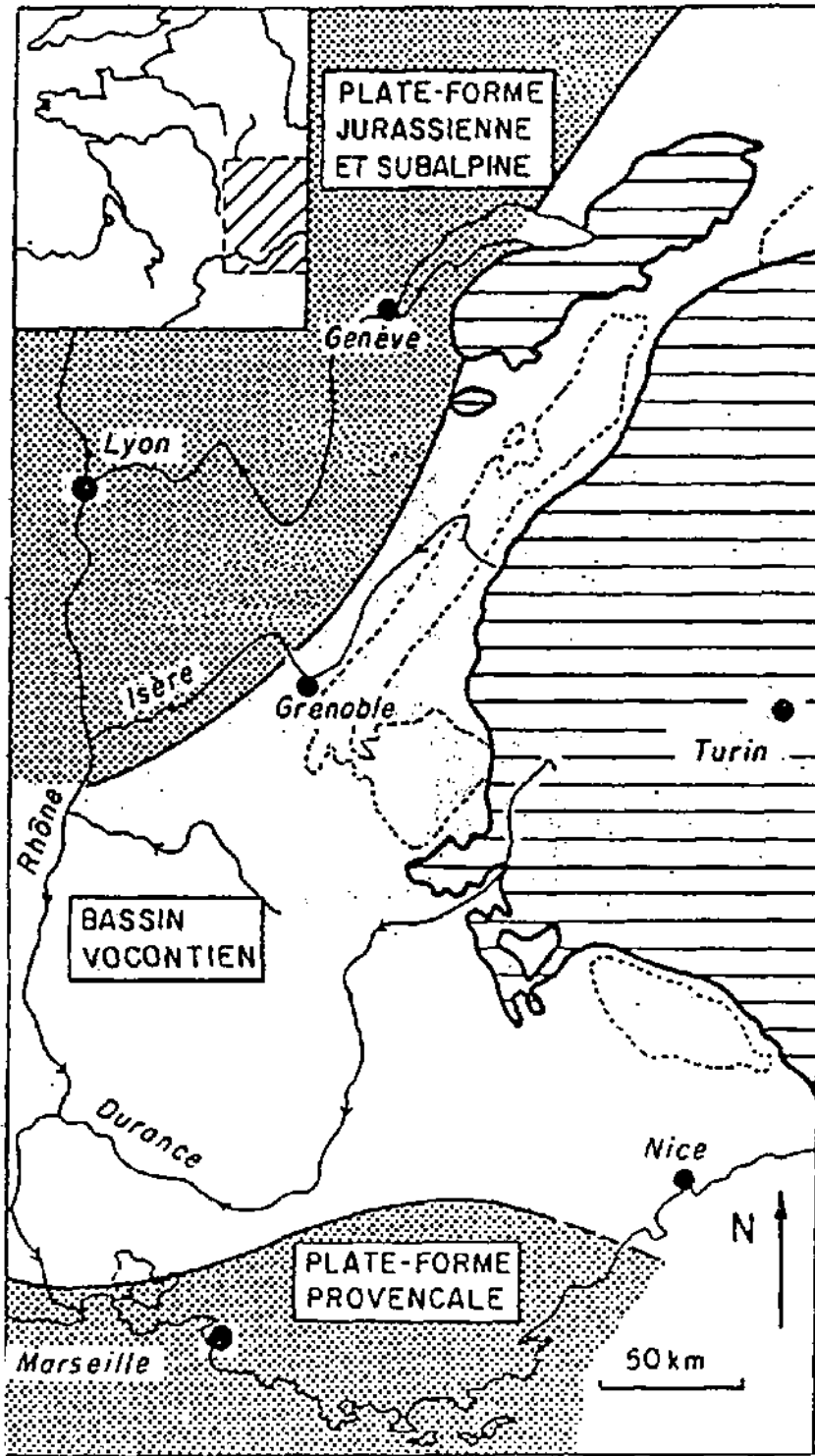


FIGURE 1-5 : Carte paléogéographique du SE de la France au Crétacé inférieur d'après ARNAUD (1982)

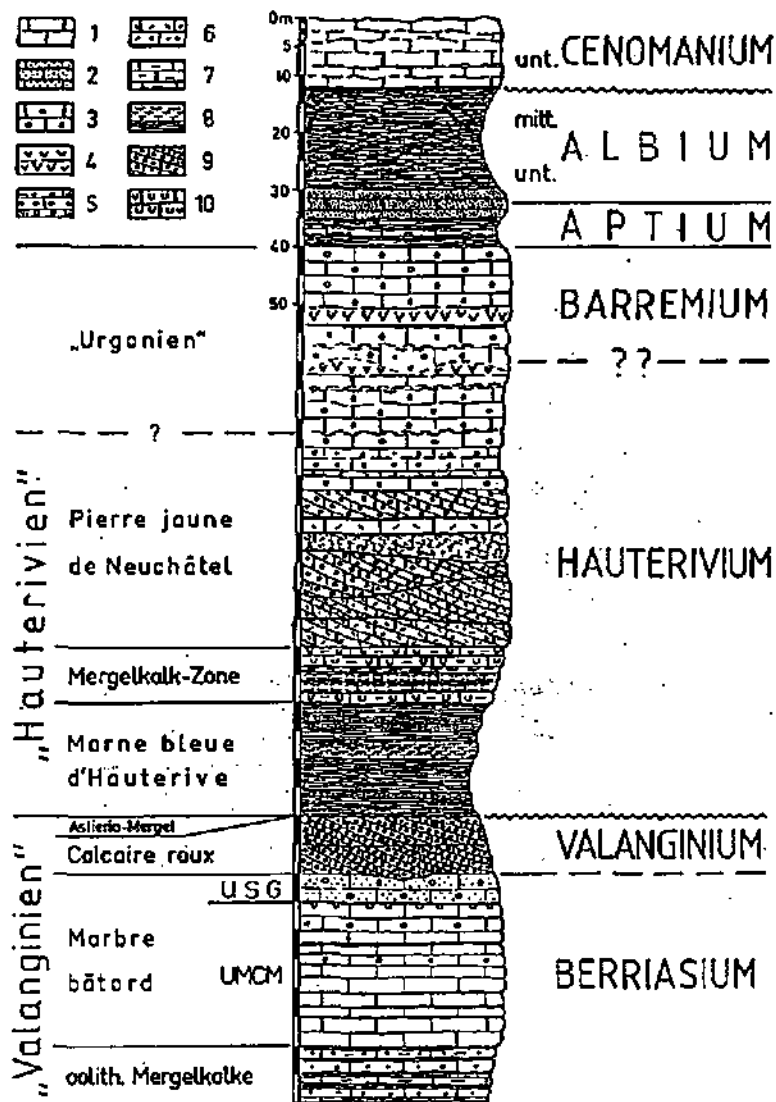


Abb. 2: Schematisches Standardprofil der Kreide des Neuenburger Juras. Links: lithostratigraphische Einheiten, rechts: Alter in internationalen Stufen. N. B. Für den Bereich Aptium – Cenomanium wurde die vollständige Schichtfolge im Val de Travers SW Neuchâtel zugrunde gelegt. —
 Legende: 1: mikritischer Kalk — 2: sandiger Kalk — 3: Pelletkalk (Pel-mikrit oder Pelsparit) — 4: Rifkalk — 5: oolithischer Kalk (Oosparit) — 6: Fossiltrümmer (Biosparit) — 7: Mergelkalk — 8: Mergel bis Kalkmer-gel — 9: eisenoolithischer Kalk mit Schrägschichtung — 10: Grabgänge. —
 USG: „unité supérieure gréseuse“ — UMCM: „unité moyenne calcaire massive“.

FIGURE 1-6 : Profil synthétique du Crétacé de la région neuchâteloise d'après REMANE (1982).

1.3. Localisation et choix des coupes

12 coupes et forages ont été étudiés. Il s'agit soit de profils déjà levés et échantillonnés par d'autres auteurs, soit de nouvelles sections décrites dans le cadre de ce travail (figure 1-7).

Parmi les coupes déjà étudiées, il faut citer la coupe de la Marnière de Cressier levée par REMANE (1982), et reprise dans la "Révision de l'étage hauterivien" (1989), la coupe de Boudry échantillonnée par ZWEIDLER (1985) dans le cadre de sa thèse, et celles de la Cascade du Dard étudiées par KLOTZ (1986) lors de son travail de diplôme dans la région d'Orbe.

Concernant les nouvelles données, il faut signaler particulièrement les forages effectués en vue des travaux autoroutiers de la traversée de Neuchâtel en tunnel, qui ont été mis à notre disposition par le Département des Travaux Publics du Canton de Neuchâtel, grâce à l'intermédiaire du Géologue cantonal, le Dr. J. MEIA. Parmi ceux-ci, le forage 208 avait déjà été étudié dans le cadre du Programme Hauterivien. Quatre autres forages ont été retenus pour ce travail; ils constituent des données inédites et ont permis l'observation d'une série complète de la base des Marnes bleues d'Hauterive jusqu'au sommet de la Pierre jaune de Neuchâtel et dans les faciès urgoniens, ceci dans un périmètre très restreint. Il sera donc possible de reconstituer une colonne lithologique complète de l'Hauterivien existant en ville de Neuchâtel.

Ces données sont d'autant plus importantes qu'aucun autre affleurement aussi proche du stratotype historique de l'Hauterivien ne permet de telles observations, et que, d'une manière générale, la qualité des affleurements de cet étage est souvent médiocre dans le Jura. En effet, ils se situent principalement dans des régions très construites (pied du Jura, littoral du lac de Neuchâtel), ou dans des zones à couverture végétale importante; par ailleurs, l'Hauterivien comportant un important niveau mameux, il est d'autant plus difficile de lever des profils continus, ayant une extension stratigraphique suffisante.

Pour ces diverses raisons, les coupes "naturelles" sont généralement de faible puissance, et ne concernent que la Pierre jaune; néanmoins, elles ont été choisies en fonction de la proximité du contact avec les Marnes bleues, qui, dans la mesure du possible, a été dégagé et échantillonné.

Le tableau 1 indique les coordonnées géographiques de chaque profil, sa puissance et son nombre d'échantillons. Le numéro de carte indiqué correspond aux Cartes nationales de la Suisse, à l'échelle 1:25'000. La numérotation des coupes sur la figure 8 est identique à celle du tableau 1. Chacun de ces profils sera présenté en détail dans le chapitre IV.

1012 échantillons ont été prélevés et analysés pour une longueur totale de 413.30 m de profils décrits, ce qui représente une moyenne d'un échantillon tous les 41 cm.

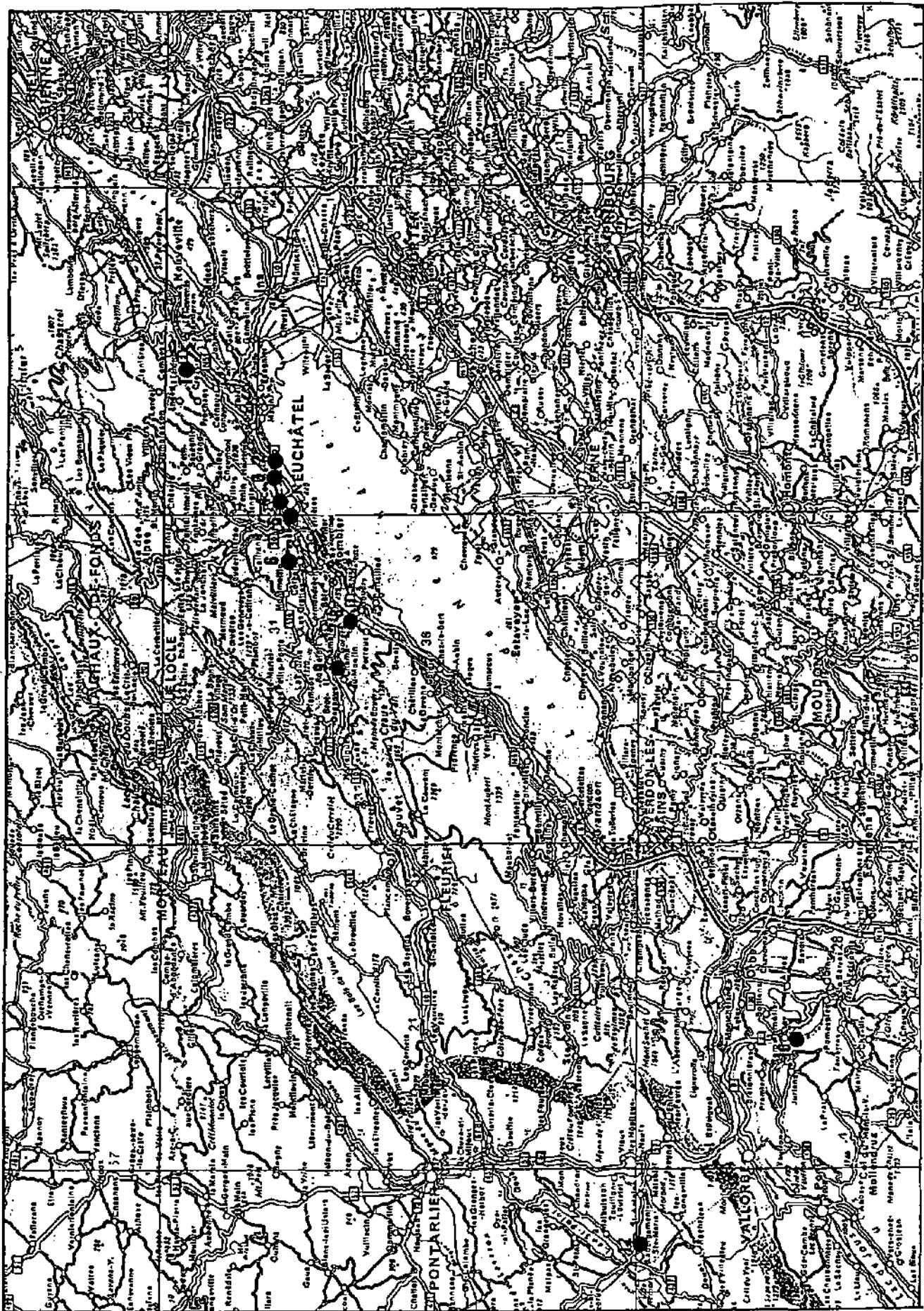


FIGURE 1-7 : Région concernée par ce travail et localisation des coupes et forages étudiés.

NOM DU PROFIL	Coordonnées	Carte nat.	Unités lithos.	Epais. [m]	Nb. d'éch.
(1) Cressier (REMANE)	569.25/211.60	No. 1145	M.B. / P.J.	49.00	46
(2) Forage 565	562.71/205.41	No. 1164	Pierre jaune	40.00	92
(3) Forage 607	562.56/205.39	No. 1164	M.B. / P.J.	79.25	206
(4) Forage 700	560.86/204.62	No. 1164	M.B. / P.J.	34.00	84
(5) Forage 209	560.28/204.44	No. 1164	M.B. / P.J.	34.80	70
(6) Corcelles	556.75/204.27	No. 1164	M.B. / P.J.	5.30	13
(7) Gorges de l'Areuse	553.37/201.25	No. 1164	M.B. / P.J.	30.35	81
(8) Boudry (ZWEIDLER)	553.55/201.14	No. 1164	Pierre jaune	38.50	80
(9) Champ du Moulin	549.97/201.25	No. 1163	M.B. / P.J.	26.90	68
(10) Vallée du Nozon	526.55/170.62	No. 1202	Marnes bleues	27.00	49
(11) Dard (KLOTZ)	526.65/170.65	No. 1202	M.B. / P.J.	31.80	159
(12) Bief Blanc	512.50/181.40	No. 1201	M.B. / P.J.	16.40	64

TABLEAU 1 : Liste des coupes et forages étudiés. (M.B. = Marnes bleues; P.J. = Pierre jaune, y compris l'Urgonien jaune le cas échéant)

2. HISTORIQUE

2.1. Le Néocomien

Dès le début du XIX^{ème} siècle, plusieurs auteurs découvrent indépendamment différentes formations de la partie inférieure du Crétacé inférieur, jusqu'alors inconnu en faciès marin.

En 1836, DE MONTMOLLIN, constatant des analogies de faune entre ce qui sera la Marne bleue d'Hauterive et le Lower Greensand, introduit le terme de "Terrain crétacé du Jura", limité par deux discordances, en bas vers le Jurassique, en haut vers la molasse tertiaire. En termes lithostratigraphiques actuels, ce "Terrain crétacé du Jura" comprenait, de haut en bas, l'Urgonien, la Pierre jaune de Neuchâtel, les Marnes bleues d'Hauterive et, avec réserve, le Calcaire roux; le Marbre bâtard était alors attribué au Jurassique.

Parallèlement, THIRRIA, en 1836 également, se basant sur les exploitations de gypse du Purbeckien et de minerais de fer du Valanginien du Jura français, donne à ces niveaux le nom de "Terrain jura-crétacé", car "il se lie par ses caractères paléontologiques avec le terrain jurassique et le terrain crétacé". Mais cette définition reste très vague, puisque, bien que plus jeune que les marnes à gypse, le Marbre bâtard est attribué au Jurassique, et que les couches les plus récentes de ce terrain sont mal définies; selon la description de la coupe de l'Ecluse, à Neuchâtel, le Calcaire roux, la Marne bleue, les marno-calcaires et éventuellement une

partie de la Pierre jaune appartiennent au Terrain jura-crétacé. Les "couches à asphalte" du Val de Travers lui appartiennent aussi probablement.

Déjà proposé dans les réunions de Neuchâtel (1834) et de Besançon (1835), le nom de Néocomien fut publié pour la première fois lors de la séance de la Société géologique de France du 16 mai 1836 par THURMANN (figure 1-8); ce terme est proposé comme nom à la fois pour le "terrain crétacé du Jura" de DE MONTMOLLIN (1836) et le "Terrain jura-crétacé" de THIRRIA (1836). Donc, si l'on prend les différentes définitions à la lettre, le Néocomien s'étendrait du sommet du Jurassique (toit du Portlandien) jusqu'à la base du Tertiaire, c'est-à-dire qu'il équivaut au Crétacé entier (RUTSCH & BERTSCHY, 1955). Mais cette interprétation ne tient pas compte du fait que l'importance de la lacune de la fin du Crétacé inférieur et du Crétacé supérieur n'était pas soupçonnée à l'époque, l'Aptien du Val de Travers et les lambeaux de Cénomaniens n'étant probablement pas encore connus. Dès lors, le Néocomien doit être considéré comme l'étage inférieur du Crétacé, comprenant toutes les couches antérieures à l'Aptien; c'est cette acceptation du terme qui fut adoptée dans les années 1840, par D'ORBIGNY notamment, malgré la mauvaise connaissance de la base du Crétacé, les faunes berriasiennes et valanginiennes n'étant pas encore découvertes.

Cependant, le Néocomien est bientôt remis en doute et ses subdivisions prennent progressivement le rang d'étages indépendants. C'est le cas notamment lorsque D'ORBIGNY (1847) introduit l'Urgonien. Il s'oppose alors à un Néocomien inférieur, incluant, en théorie, le Berriasien, le Valanginien et l'Hauterivien actuels, c'est-à-dire, en termes lithostratigraphiques, allant de l'unité inférieure oolitique (oolith. Mergelkalke) au toit de la Pierre jaune de Neuchâtel (figure 1-8). Cet Urgonien se reconnaît dans tout le Jura grâce aux *Requienidae*, fossiles de faciès, sauf dans la région neuchâteloise où il n'y a pas de rudistes. En 1869, JACCARD sépare l'Urgonien de la Pierre jaune par les Marnes de la Russille, à faune "franchement urgonienne"; mais, à nouveau, dans la région neuchâteloise, ces marnes n'existent pas. CONRAD & MASSE (1989) repositionnent ce niveau entre l'Urgonien supérieur dit blanc, et l'Urgonien inférieur jaune (voir plus bas), subdivision introduite par JACCARD, en 1869 également. Mais la ressemblance de cet Urgonien jaune avec la Pierre jaune hauterivienne et l'absence de limite nette entre ces deux formations, en tout cas dans la région neuchâteloise, rendent cette distinction peu recommandable. De fait, elle tend actuellement à être abandonnée; ZWEIDLER (1985) propose une formation Pierre jaune de Neuchâtel incluant l'Urgonien jaune, suivie de la formation des Calcaires urgoniens du Jura, qui se compose uniquement des calcaires blancs massifs.

En 1854, DESOR introduit le nom de Valanginien pour décrire les couches sous-jacentes de la Marne bleue, se basant sur les faunes recueillies par CAMPICHE (1853) dans la région de Ste-Croix. Mais l'appartenance du Purbeckien, Berriasien et Valanginien actuels au Néocomien inférieur n'était pas prise en compte par la plupart des chercheurs de l'époque, étant donné que la contradiction entre THIRRIA et DE MONTMOLLIN n'avait jamais été clarifiée, et que la faune du Valanginien leur était encore quasi

inconnue. De ce fait, avec la séparation de l'Urgonien, le Néocomien sensu stricto ne comprenait plus que la Marne bleue et la Pierre jaune, et n'était daté que par la faune hauterivienne des marnes (figure 1-8). Dans un premier temps, seuls des "calcaires grossiers jaunâtres souvent ferrugineux et des marnes" décrits dans le Jura vaudois (aux environs de Sta-Croix) forment ce Valanginien; ces marnes de la base du Calcaire roux ont fourni une faune nettement distincte de celle des Marnes bleues, d'où l'impression d'avoir découvert quelque chose de nouveau, appelé tout d'abord Néocomien inférieur. Ceci implique une nouvelle confusion, puisque, selon DESOR, le Néocomien inférieur des auteurs n'est pas celui de CAMPICHE, mais l'équivalent des Marnes d'Hauterive; il est donc nécessaire d'introduire un nouveau nom. Le nom de Valanginien prend ainsi valeur d'étage, dont la première description lithologique claire est donnée en 1859 par DESOR & GRESSLY, et est désormais formé des couches comprises entre le "Dubisien" (= Purbeckien) et les Marnes à Astieria.

De haut en bas, nous avons donc :

- la "Limonite" ou Calcaire roux,
- le Marbre bâtard (nommé ici pour la première fois),
- les "marnes et brèches marneuses bitumineuses" (= zone des marno-calcaires oolithiques).

Plus tard, JACCARD (1869), se basant sur des arguments lithologiques et paléontologiques sépare le Valanginien en une partie inférieure et supérieure (figure 1-8).

En 1871, COQUAND introduit le terme de Berriasien en tant que sous-étage du Valanginien. BAUMBERGER (1901) le reprend et en fait l'équivalent du Valanginien inférieur de JACCARD, et, dès 1903, lui attribue une valeur d'étage en lieu et place du Valanginien inférieur (figure 1-8). Il faudra attendre le Colloque sur le Crétacé inférieur de Lyon de 1963 pour reconnaître officiellement le Berriasien en tant qu'étage indépendant, et clore ainsi la polémique qui suivit la proposition de BAUMBERGER.

La figure 1-8 montre l'évolution de la nomenclature du Crétacé inférieur au cours de XIXème siècle.

2.2. La définition de l'Hauterivien (RENEVIER, 1874)

Les étages Valanginien et Urgonien ayant été introduits, le Néocomien se trouvait donc réduit aux Marnes bleues et à la Pierre jaune, c'est-à-dire à un ensemble de couches très proche de la définition du "terrain crétacé du Jura" de DE MONTMOLLIN (1836), donc également peu éloigné de la signification originale du terme Néocomien. Cependant, ce Néocomien sensu stricto s'opposait à un groupe Néocomien sensu lato utilisé par différents auteurs dès 1858, et incluant l'Urgonien, le futur Hauterivien, le Valanginien et, selon les cas, le Purbeckien.

"C'est pour obvier, si possible, à cet inconvénient que rendant au terme Néocomien son acception primitive, selon THURMANN, laquelle équivalait à peu près au Néocomien proprement dit de D'ORBIGNY, j'ai introduit l'expression de Hauterivien (Marnes d'Hauterive) pour désigner l'étage que l'on appelle habituellement en Suisse Néocomien ou aussi Néocomien moyen" écrit RENEVIER en 1874 (p.238). Ainsi, le Néocomien désigne désormais un groupe d'étages, dont l'extension n'est pas encore claire, et l'Hauterivien est créé avec une définition en termes lithostratigraphiques précise. Il comprend donc, selon RENEVIER, de haut en bas :

- la Pierre jaune de Neuchâtel;
- les Marnes d'Hauterive à *Am. radiatus*,
- la Marne jaune de Morteau à *Am. astierianus* (figure 1-9).

Deux remarques principales s'imposent à propos de cette définition :

1° La limite inférieure de ce nouvel étage correspond à un changement de lithologie bien marqué (début des marnes) ainsi que, à quelques décimètres près, à l'apparition d'*Acanthodiscus radiatus*, reconnu depuis comme marqueur biostratigraphique de la base de l'Hauterivien. Seules les Marnes à *Astieria* sont sujettes à caution quant à leur attribution stratigraphique (voir plus bas), mais elles ne sont pas toujours présentes dans le Jura suisse.

2° La limite supérieure, par contre, pose plus de problèmes, les Marnes de la Russille, qui séparaient traditionnellement la Pierre jaune de l'Urgonien jaune, n'existent pas dans la région du stratotype. De plus, selon les connaissances chronostratigraphiques actuelles, l'Urgonien jaune et peut-être même l'Urgonien blanc seraient d'âge hauterivien (voir plus bas).

2.3. Evolution des idées au cours du XXème siècle

Dès 1880, les grandes subdivisions lithostratigraphiques du Crétacé inférieur du Jura central sont acquises; si elles n'ont subi que de rares modifications jusqu'à nos jours, il n'en va pas de même pour les âges qui leur étaient attribués. Surtout à la suite des travaux de KILLIAN (1895), les étages du Néocomien ont été redéfinis dans la Fosse vocontienne, domaine de sédimentation pélagique fournissant une documentation en ammonites continue, modifiant par là les limites chronologiques. Par rapport à ces séries, les stratotypes historiques de la région neuchâteloise se sont avérés insuffisants et incomplets. En fait, la série du stratotype historique de Valangin appartient pour sa plus grande partie au Berriasien de COQUAND (1871), et seul le Valanginien inférieur y est représenté, ainsi qu'un mince niveau condensé attribué au Valanginien supérieur, les Marnes à *Astieria*. De même, le stratotype d'Hauterive tel que l'ont décrit HAEFELI et al. (1965) en combinant les profils de Valangin, d'Hauterive (en réalité Neuchâtel) et du Landeron, ne comprend que l'Hauterivien inférieur, et probablement de

façon incomplète. Selon leur proposition, sont d'âge hauterivien les couches comprises entre les Marnes à Astieria et les Marnes de la Russille (voir également REMANE, 1989).

Selon les propositions actuelles pour les limites d'étages du Crétacé (BIRKELUND et al., 1984), la base de l'Hauterivien est marquée par la première apparition de l'ammonite du genre *Acanthodiscus* (Zone à *Acanthodiscus radiatus*), même si sa présence est liée à des environnements de faible profondeur et que, par conséquent, d'autres espèces contemporaines doivent être utilisées dans certaines régions. Cette définition a l'avantage de correspondre à la limite traditionnellement utilisée depuis de nombreuses années (KILLIAN, 1895), mais est en désaccord avec les propositions du Colloque sur le Crétacé inférieur de Lyon (1963), au cours duquel DEBELMAS & THIEULOY (in Bulletin du BRGM No 34, 1965) avaient introduit une nouvelle zone pour la base de l'Hauterivien, la Zone à *Lyticoceras* sp. (figure 1-10). Le sommet de l'étage, quant à lui, correspond à la fin de la zone à *Pseudothurmannia angulicostata* (tableau 2). Il faut noter que la Zone à cruasense n'apparaît plus dans cette zonation, mais, en raison de sa reconnaissance dans le SE de la France uniquement, qu'elle est considérée comme une sous-zone de la Zone à *nodosoplicatum*.

Les récoltes effectuées dans la région du stratotype historique tant dans les Marnes bleues que dans la "zone marno-calcaire" et les Marnes d'Utins sont caractéristiques de l'Hauterivien inférieur (BUSNARDO & THIEULOY, 1989). En effet, la présence en grand nombre d'*Acanthodiscus* et de *Leopoldia* dans les Marnes d'Hauterive confirme l'appartenance de cette formation à la Zone à *Acanthodiscus radiatus*; par ailleurs, la découverte de *Saynella neocomiensis* et de *Lyticoceras* aff. *salevense* dans les Marnes d'Utins de la région d'Yverdon attribue ce niveau à la base de la Zone à *Lyticoceras nodosoplicatum*. La Zone à *Crioceratites loryi* n'a pas été mise en évidence. Selon BUSNARDO & THIEULOY (1989), elle serait réduite à la "zone marno-calcaire" et à la partie inférieure de la Pierre jaune, jusqu'aux Marnes d'Utins. Aucune ammonite de la sous-zone à cruasense ou de l'Hauterivien supérieur n'a jamais été récoltée. BUSNARDO & THIEULOY (1989) en concluent que la Pierre jaune de Neuchâtel est entièrement d'âge hauterivien inférieur (figure 1-11). Mais cette attribution reste impossible à démontrer en raison de l'absence d'ammonites dans ces faciès.

ETAGES	SOUS-ETAGES	ZONES D'AMMONITES
BARREMIEN	inférieur	<i>S. hugii</i>
HAUTERIVIEN	supérieur	<i>P. angulicostata</i> auct. <i>B. balearis</i> un-named association
	inférieur	<i>L. nodosoplicatum</i> <i>C. loryi</i> <i>A. radiatus</i>
VALANGINIEN	supérieur	<i>N. (T.) callidiscus</i>

Tableau 2 : Zonation des Ammonites pour l'Hauterivien du domaine mésogéen (d'après HOEDEMAEKER & BULOT, 1990).

La position stratigraphique des faciès urgoniens reste très difficile à préciser en raison du manque de fossiles caractéristiques. BAUMBERGER (1901) introduit le nom de Barrémien en lieu et place de l'Urgonien, lorsque ce dernier ne fut plus considéré comme étage. Mais aucun argument biostratigraphique ne permettait de lui attribuer un âge barrémien dans le Jura. La limite était donc lithologique, soulignée par un mince intervalle marneux, considéré comme l'équivalent latéral des Marnes de la Russille (FREI, 1925, à Serrières). Malheureusement, il existe plusieurs niveaux marneux et noduleux proches du passage Pierre jaune - "Urgonien jaune", et aucun d'entre eux ne correspond à celui de la localité type de la Russille (CONRAD & MASSE, 1989). Au contraire, ces auteurs placent les Marnes de la Russille entre "l'Urgonien jaune" et "l'Urgonien blanc", et datent ce niveau, par les Dasycladales, de l'Hauterivien, peut-être supérieur.

ZWEIDLER (1985) propose une lithostratigraphie de "l'Urgonien" basée sur les discontinuités majeures. Il observe, au niveau des Marnes de la Russille, une discontinuité dite de la Russille, qui sépare la formation de la Pierre jaune de Neuchâtel, au-dessous, de la formation des Calcaires urgoniens du Jura, au-dessus. Cette discontinuité est caractérisée par des faciès à Madréporaires directement sus-jacants. Si cette limite n'est pas datée, il a par contre découvert *Paracoskinolina reicheli* environ 15 mètres plus haut, à la base des calcaires à rudistes d'Eclépens. Cette espèce apparait à la limite Barrémien inférieur - Barrémien supérieur (ARNAUD-VANNEAU & MASSE, 1989).

Il apparaît donc que l'Hauterivien défini par RENEVIER (1874) dans la région neuchâteloise ne recouvre de loin pas l'étage de ce nom dans son acceptation actuelle, mais qu'il est essentiellement d'âge Hauterivien inférieur. Seule sa limite inférieure est clairement définie; elle correspond à très peu de chose près à la base des Marnes bleues d'Hauterive, même si, dans la région de Ste-Croix, les premiers mètres de cette marne seraient d'âge Valanginien supérieur (CLAVEL, 1989); quant à la limite Hauterivien - Barrémien, elle reste encore impossible à fixer, les éléments de datation actuellement disponibles étant trop imprécis et contestés.

Il faut aussi tenir compte de l'existence d'importantes lacunes sédimentaires dans les séries du Jura suisse. Dans l'Hauterivien inférieur, d'une part, la Zone à laryi et la sous-zone à cruasensa pourraient ne pas être représentées ou ne l'être que partiellement (lacunes dans les Marnes bleues et dans la Pierre jaune), et, d'autre part, l'Hauterivien supérieur et le Barrémien inférieur comportent peut-être aussi d'importantes lacunes.

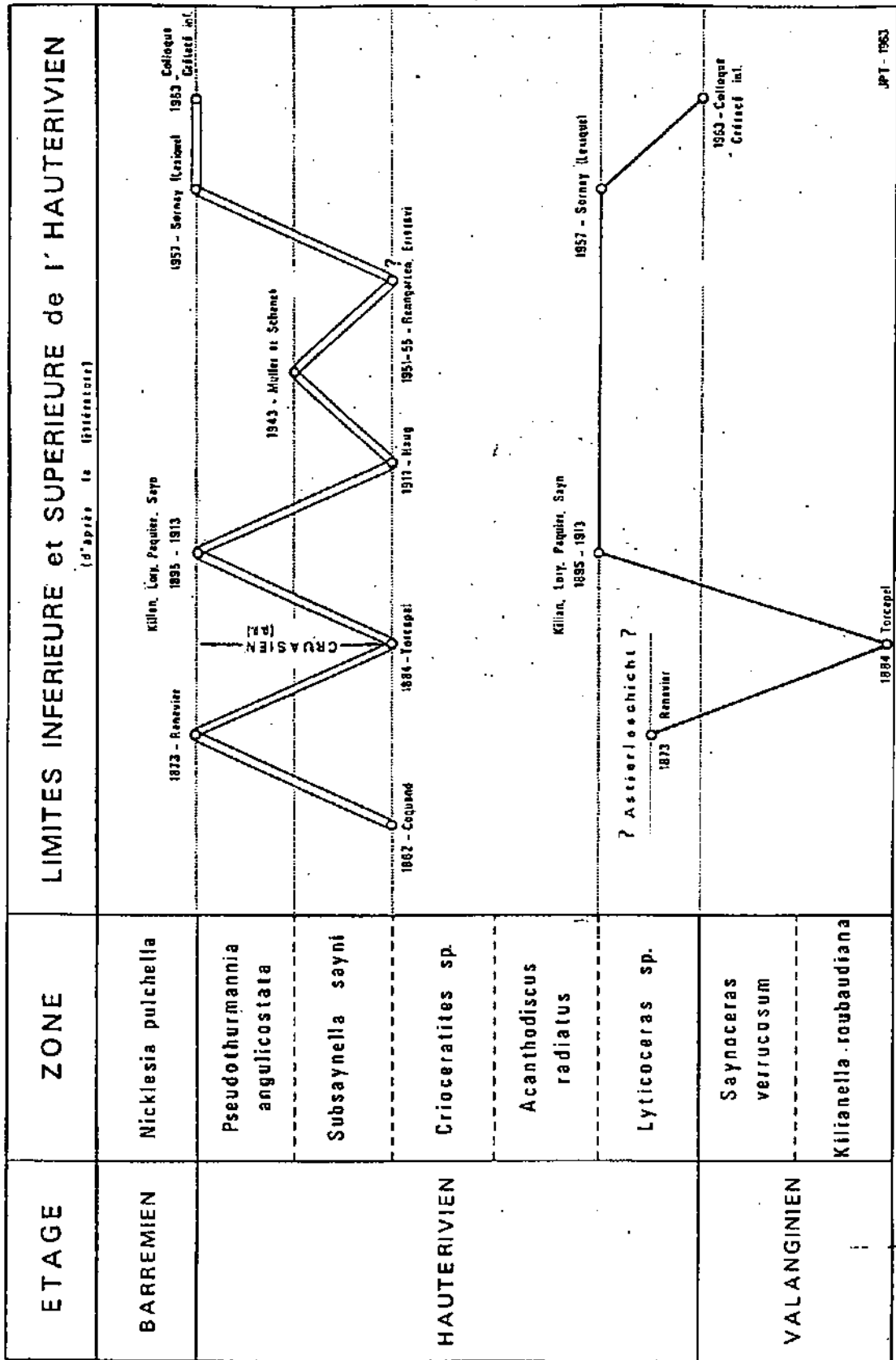


FIGURE 1-10 : Evolution des limites inférieures et supérieures de l'Hauterivien jusqu'au Colloque sur le Crétacé inférieur de Lyon (1963), selon THIEULOY in DEBELMAS & THIEULOY, 1965.

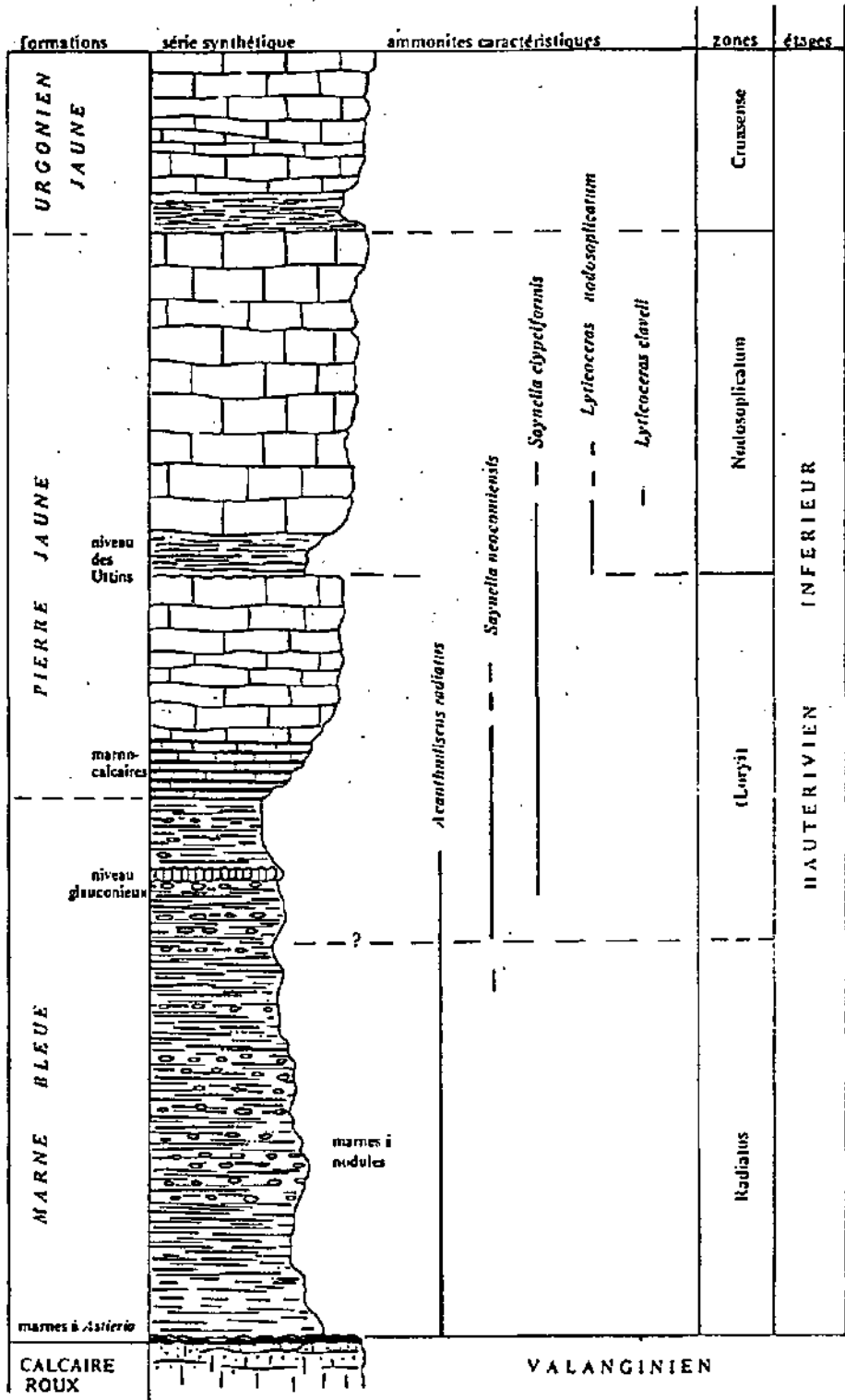


FIGURE 1-11 : Zones d'ammonites et répartition des faunes caractéristiques en regard d'une série synthétique de l'Hauterivien de la région neuchâteloise, d'après BUSNARDO & THIEULOUY (1989).

3. BUTS DE CE TRAVAIL

Sur la base d'un cadre stratigraphique bien défini, surtout grâce aux résultats de la "Révision de l'étage hauterivien" (REMANE, Ed. 1989), les buts de ce travail sont d'élargir la connaissance de cet étage par une étude sédimentologique par les microfaciès, par la reconnaissance des discontinuités principales, et par une étude minéralogique systématique. Ainsi, à la suite des travaux de ZWEIDLER (1985) et d'ADATTE (1988); une remise à jour du Néocomien de la région neuchâteloise aura été effectuée.

L'application la stratigraphie séquentielle aux séries de l'Hauterivien du Jura, c'est-à-dire, grâce à l'étude des microfaciès, de déceler les séquences sédimentaires ainsi que les discontinuités principales qui les séparent, permet de corrélérer les différents profils par le biais des discontinuités, et aussi de mettre en évidence d'éventuelles lacunes sédimentaires. D'autres corrélations à plus grande échelle seront également tentées, notamment avec le Jura genevois et le Jura méridional (CLAVEL & CHAROLLAIS, 1989; CONRAD & MASSE, 1989; VIEBAN, 1983). En effet, dans ces régions où les séries hauteriviennes sont plus complètes, ces auteurs y ont reconnu plusieurs discontinuités principales; ces travaux seront discutés plus en détail dans le chapitre V.

Finalement, l'étude des fractions fines du résidu insoluble permet de faire un inventaire minéralogique de l'Hauterivien, ainsi que de mettre en évidence les relations entre les assemblages minéralogiques et les milieux de dépôt, ceci par la méthode des roentgénofaciès (voir chapitres III et V). De nouvelles données sur la validité de cette méthode seront ainsi fournies.

CHAPITRE II : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

1. INTRODUCTION - GENERALITES

Cette étude a pour but de reconstituer les différents milieux de dépôt des sédiments considérés, c'est-à-dire de déterminer les conditions de sédimentation existant dans la région jurassienne durant l'Hauterivien. Cette reconstitution des milieux sédimentaires donne une image de la paléogéographie, mais elle permet surtout de suivre leurs variations verticales. En plaçant les différents microfaciès sur un profil théorique de plate-forme carbonatée, on arrive à déterminer les séquences élémentaires qui constituent l'évolution séquentielle générale, de reconnaître les discontinuités majeures et de corréler les différents profils les uns par rapport aux autres.

Sur la base de l'analyse descriptive, l'interprétation des résultats repose sur deux postulats, à savoir qu'une série sédimentaire représente une succession lithologique déposée en continu (LOMBARD, 1956), et que l'agencement vertical des milieux de dépôt est représentatif de leur évolution horizontale (WALTHER, 1894), pour autant que la succession verticale soit continue, tout au moins sur une certaine durée.

Trois étapes successives sont nécessaires pour parvenir à une reconstitution de l'évolution des milieux de dépôts :

- le choix des échantillons,
- la phase descriptive, c'est-à-dire la reconnaissance en lame mince des éléments caractéristiques des différents microfaciès (matrice, éléments figurés, bioclastes, etc.), qui permettra de définir la structure et la texture du sédiment (classifications de FOLK et de DUNHAM),
- la phase interprétative, c'est-à-dire l'attribution de chaque microfaciès répertorié à un environnement sédimentaire, ainsi que sa position par rapport à ceux qui l'encadrent.

1.1. Echantillonnage

Comme il a déjà été dit au chapitre I, la qualité des affleurements d'Hauterivien dans le Jura neuchâtelois est médiocre. Le choix des échantillons en devient d'autant plus important. Pour tous les profils levés, un échantillonnage sélectif a été pratiqué. Cela signifie qu'un prélèvement a été fait à chaque changement de faciès visible macroscopiquement, dans les éventuels interlits marneux, et de part et d'autre des discontinuités sédimentaires principales. En cas de lithologie monotone, une maille d'échantillonnage d'environ 50 cm a été appliquée.

1.2. Définition des principaux éléments reconnaissables en lame mince

Les constituants d'une roche sédimentaire carbonatée reconnaissables en lame mince se répartissent en deux groupes principaux, les éléments

figurés et la phase de liaison qui assemble les premiers.

1.2.1. Les éléments figurés.

Parmi ceux-ci, les plus fréquents et les plus importants sont :

- les **bioclastes**,
- les **lithoclastes**,
- les **oolites**,
- les **peloides**.

Ils forment les éléments figurés carbonatés, qui s'opposent aux éléments figurés non-carbonatés. Ces derniers sont en fait les minéraux non-carbonatés qui entrent dans la composition des roches. Ils feront l'objet d'une description plus détaillée dans le chapitre qui traite de la minéralogie. Les seuls fréquemment et aisément reconnaissables en lame mince sont le quartz, la goethite et la glauconite; celle-ci est très souvent présente et souligne le caractère marin (pas de milieux confinés) des dépôts considérés dans ce travail.

A. Les bioclastes.

Il s'agit de "tout élément fossile entier ou en fragment, d'origine végétale ou animale, enrobé ou non par une gangue carbonatée" (Elf-Aquitaine, 1975, p.12). Leur fréquence et leur taille sont surtout importantes pour caractériser l'environnement écologique des sédiments. Les plus importants sont :

- les foraminifères,
- les échinodermes,
- les bryozoaires,
- les lamellibranches et les brachiopodes,
- les annélides (*Serpulidae*),
- les algues calcaires.

Les foraminifères sont assez fréquents et se reconnaissent facilement en lame mince grâce à leur test pluriloculin. Ils feront l'objet d'un bref inventaire plus loin dans ce chapitre. Dans les séries considérées, malheureusement, aucun d'entre eux n'est vraiment caractéristique d'un âge précis, donc aucune attribution stratigraphique fine ne peut être faite à partir de leur étude.

Les échinodermes se rencontrent sous forme de débris constitués d'un monocristal de calcite. Ils sont donc aisément identifiables, et peuvent être présents en grande quantité. Des sections de radioles d'oursins sont aussi fréquentes.

Les bryozoaires sont soit entiers soit en fragments, selon le degré d'agitation des milieux dans lesquels on les trouve. Les colonies ramifiées sont caractéristiques des milieux de mer ouverte. On les reconnaît grâce à leur structure tubulaire. Ils sont très souvent imprégnés de glauconite et remplis de micrite.

Les lamellibranches et les brachiopodes sont fréquents dans les échantillons étudiés, soit entiers dans les milieux de dépôts calmes, soit sous forme de débris dans les milieux plus agités. Leur distinction est souvent difficile; n'ayant de grande importance ni stratigraphique ni écologique, ils seront simplement désignés sous le terme de coquilles ou

fragments de coquilles.

Les annélides sont fréquents dans les Marnes bleues; il s'agit essentiellement de serpules. On reconnaît les sections longitudinales ou transversales de leurs tubes calcaires.

Les algues sont assez rares dans ces séries. On rencontre cependant quelques Dasycladacées transportées dans certains niveaux de la Pierre jaune.

B. Les lithoclastes.

Ce terme désigne l'ensemble des débris de roches ou de sédiments resédimentés dans la roche étudiée. Dans les échantillons observés, les plus fréquents sont les intraclastes, qui sont des fragments remaniés de sédiments voisins.

C. Les oolites.

Sous ce nom sont regroupés tous les grains carbonatés plus ou moins sphériques possédant un nucleus quelconque et présentant un cortex à structure soit radiale, soit concentrique, ou encore les deux à la fois. Leurs formes peuvent varier selon celle du nucleus, de même que les épaisseurs du cortex. Deux principaux types d'oolites se reconnaissent dans les échantillons étudiés, les oolites micritiques et les oolites fibroradiées. Ces oolites correspondent approximativement aux types 1 et 3 de STRASSER (1986) (figure 2-1). Si les oolites fibroradiées correspondent bien au type 3 décrit dans les faciès purbeckiens du Jura, il est difficile de déterminer si les oolites micritiques sont réellement des oolites de type 1, ou alors le produit de la micritisation intense des oolites fibroradiées, cette micritisation étant due à des processus biochimiques. L'observation fréquente d'oolites dissoutes tendrait à attribuer les oolites micritiques au type 1, puisque, selon STRASSER, elles sont susceptibles d'être totalement ou partiellement dissoutes dans le cas de diagenèse en zone vadose. Ces oolites dissoutes peuvent former une porosité oomoldique, ou être recristallisées par de la sparite ou microsparite.

D. Les peloïdes.

Ce sont de petits agrégats arrondis de boue carbonatée, généralement inférieurs à 100 μm , ne présentant aucune structure interne. Lorsqu'ils ont une origine fécale, ils sont très riches en matière organique (fecal pellets). D'autres processus de formation sont aussi possibles, notamment la micritisation intense de toutes sortes de grains, et l'agglomération de boue carbonatée.

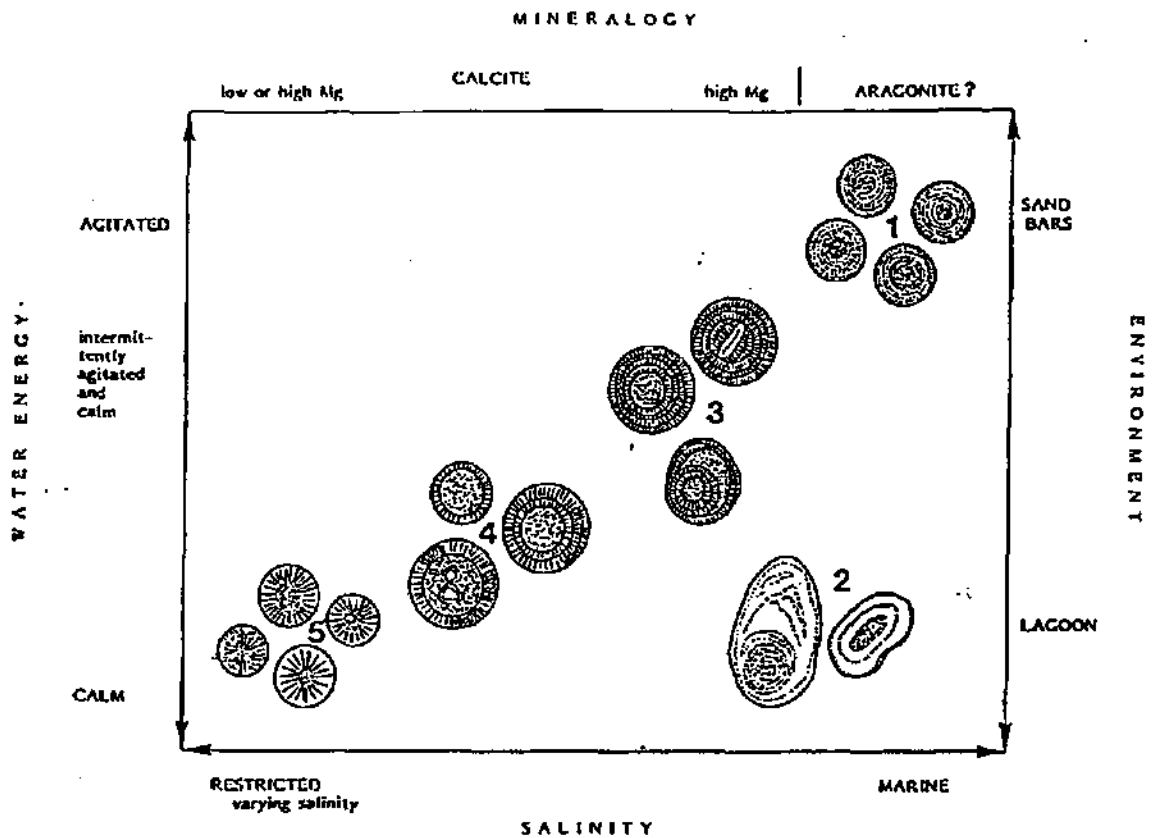


FIGURE 2-1 : Classification des oolites selon STRASSER (1986)

1.2.2. La phase de liaison.

Tous les éléments figurés décrits ci-dessus sont assemblés par une phase de liaison. Celle-ci est formée par une matrice carbonatée fine, la **micrite**, ou par un ciment plus grossier, la **sparite** ou la **microsparite**. Dans les échantillons étudiés, la phase de liaison est presque toujours composée de calcite, sauf dans certains cas où une recristallisation de dolomite a effacé toute trace de la texture primaire de la roche.

A. La micrite.

C'est un liant contemporain de la sédimentation, dont les cristaux ont une taille inférieure à $10\ \mu\text{m}$ (Elf-Aquitaine 1975). Il s'agit donc d'une boue carbonatée qui peut contenir des microdébris d'organismes, des particules argileuses ou d'autres minéraux. Elle peut avoir des origines diverses dont les plus importantes sont la précipitation chimique, la désintégration de bioclastes, un apport terrigène et l'activité algaire.

B. La sparite et la microsparite.

Ces ciments sont constitués respectivement de cristaux supérieurs à $80\ \mu\text{m}$ et compris entre 10 et $80\ \mu\text{m}$ (Elf-Aquitaine 1975). Ils sont liés à des transformations précoces ou tardives des dépôts. Pour la sparite, deux types de formation peuvent être envisagés :

- une précipitation intergranulaire,
- une recristallisation à l'état solide.

1.3. Nomenclature et positionnement des microfaciès

Deux types de classification ont été utilisés pour décrire les microfaciès, celle de FOLK (1959) et celle de DUNHAM (1962).

La classification de FOLK est basée sur l'importance relative de deux types principaux de constituants, les allochems, qui correspondent aux éléments figurés, et les orthochems, qui sont les éléments précipités, c'est-à-dire la phase de liaison. Le nom donné à un sédiment sera composé du préfixe des allochems, à savoir bioclastes (bio-), peloïdes (pel-), oolites (oo-) et intraclastes (intra-), accolé au nom des orthochems, c'est-à-dire sparite, microsparite et micrite (figure 2-2). Une roche désignée par le terme de biomicrite, par exemple, contient plus de 10% de bioclastes dans une matrice micritique. Si plusieurs allochems sont présents en quantité supérieure à 10%, plusieurs préfixes peuvent être combinés; une oobiosparite à intraclastes est une roche à ciment sparitique, contenant, par ordre d'importance, des oolites, des bioclastes et des intraclastes. Au delà du critère quantitatif, cette terminologie permet d'introduire des éléments caractéristiques pétrographiques ou biologiques qui différencient un faciès par rapport à un autre; par exemple, nous parlerons d'une biomicrite à quartz ou d'une biosparite à bryozoaires.

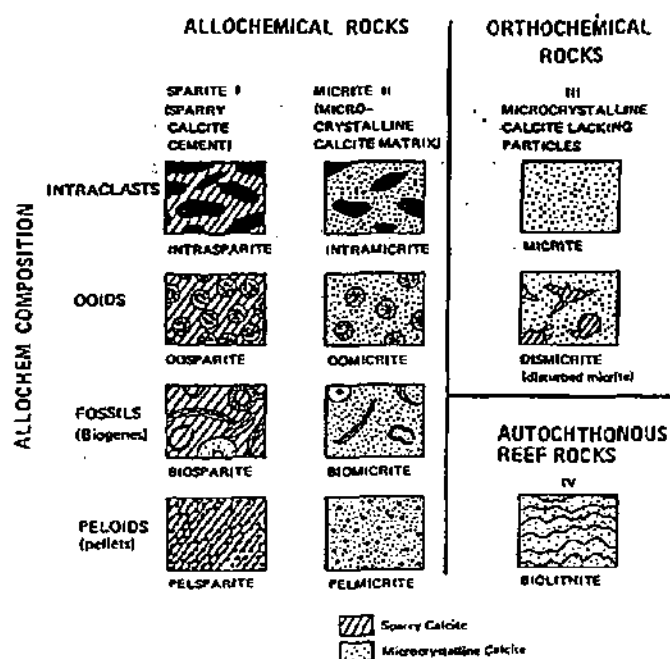


FIGURE 2-2 : La classification de FOLK (1959)

La classification de DUNHAM reflète l'arrangement textural des éléments lors du dépôt. Elle se base sur trois critères principaux :

- la présence ou l'absence de boue carbonatée,
- la proportion de grains présents dans la roche,
- la disposition jointive ou non-jointive de ces grains.

Ces critères permettent de distinguer quatre catégories de roches, les mudstone, wackestone, packstone, et grainstone (figure 2-3).

Grains		Avec boue	Sans boue
Jointifs	> 10 %	PACKSTONE	GRAINSTONE
non Jointifs		WACKESTONE	
	< 10 %	MUDSTONE	

FIGURE 2-3 : Classification de DUNHAM (1962), d'après Elf-Aquitaine (1975).

Classification de		Type de dépôt	Hydrodynamisme
FOLK	DUNHAM		
Micrite et Micrite fossilifère	<i>Mudstone</i>	Vase	Nul
Biomicrite	<i>Wackestone</i>	Vase sableuse	Très faible
	<i>Packstone</i>	Sable vaseux	Faible à modéré
Biosparite	<i>Grainstone</i>	Sable	Fort

FIGURE 2-4 : Correspondance entre les classifications de FOLK et de DUNHAM, le type de dépôt et l'hydrodynamisme (d'après ARNAUD, 1981).

Ces deux terminologies fournissent également des indications sur l'hydrodynamisme des milieux de dépôt (figure 2-4). C'est principalement sur ce critère, ainsi que sur des critères paléoécologiques que seront placés les microfaciès sur un profil type de plate-forme carbonatée.

La zonation d'une plate-forme carbonatée se fait selon deux axes, l'un horizontal qui correspond à des critères morphologiques, et l'autre vertical qui introduit la notion de profondeur (figure 2-5).

La zonation horizontale, selon MASSE (1976), comprend trois grands ensembles :

- l'ensemble pré-littoral, composé du bassin et du talus, qui correspond à un milieu de mer ouverte et de profondeur relativement importante;
- l'ensemble de plate-forme, subdivisé en une plate-forme externe caractérisée par un hydrodynamisme élevé, et une plate-forme interne, domaine plus restreint et plus calme;
- l'ensemble margino-littoral, zone de l'action des marées, qui peut donc être temporairement émergé.

La zonation verticale, selon PERES (1961), se divise en deux domaines biologiquement fondamentaux, le domaine phytal (ou photique) dans lequel la lumière pénètre, et le domaine aphytal (ou aphotique) qui n'est pas atteint par les rayons lumineux.

La zone phytale, qui nous intéresse ici, est elle-même subdivisée en quatre étages :

- les étages médio- et supralittoraux, dans lesquels les organismes sont tantôt émergés, tantôt immergés, et même exceptionnellement immergés pour le supralittoral;
- l'étage infralittoral, dont la limite inférieure est marquée par le début de la disparition des algues dasycladales, c'est-à-dire 50 mètres au maximum lorsque les eaux sont claires;
- l'étage circalittoral, situé entre la limite d'existence des dasycladacées et la disparition des algues les plus sciaphiles (entre 80 et 200 mètres environ).

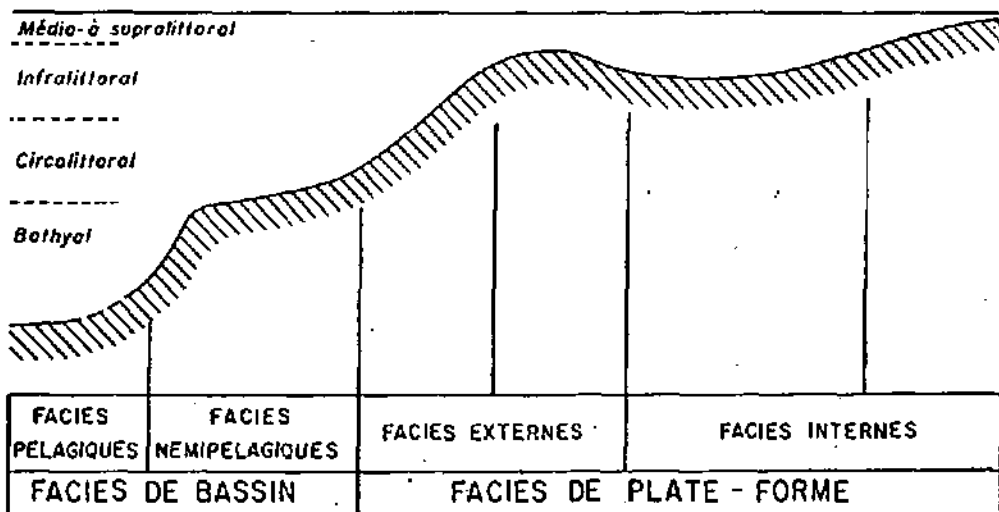
L'étage bathyal correspond au domaine aphytal.

Par convention, les différents types de microfaciès sont alignés sur une transversale de plate-forme; par là même, tous les domaines décrits ci-dessus ne sont pas forcément reconnus dans les séries étudiées. Dans le cas présent, l'Hauterivien du Jura suisse, les faciès ont tous des caractères externes, c'est-à-dire qu'ils correspondraient, d'après le schéma utilisé, à des faciès de plate-forme externe, situés sur le talus et sur la bordure. En réalité, si ces faciès sont bien typiques de milieux marins ouverts, on ne peut les attribuer à une situation paléogéographique particulière; en effet, aucun élément ne permet de distinguer des domaines interne et externe. La morphologie de la plate-forme hauterivienne diffère donc considérablement du modèle habituel; nous sommes ici en présence d'une plate-forme carbonatée noyée, entièrement sous l'influence de la mer ouverte, où toute distinction entre les différents domaines paléogéographiques est impossible.

Cette schématisation d'une réalité plus complexe sera néanmoins employée, car elle permet de traduire les variations verticales en une courbe qui donne une image approximative des mouvements transgressifs et régressifs et, surtout, de mettre en évidence les discontinuités, c'est-à-dire des sauts dans la succession des faciès, traduisant également une non-continuité de la série sédimentaire.

ZONATION DES FONDS MARINS

	ENSEMBLE PRELITTORAL	ENSEMBLE DE PLATE-FORME		ENSEMBLE MARGINO- LITTORAL
		Sous-ensemble de plate- forme externe	Sous-ensemble de plate- forme interne	



GRANDS TYPES DE FACIES

BASSIN	TALUS EXTERNE	BORDURE PLATE - FORME	DOMAINE INTERNE PLATE - FORME
--------	---------------	--------------------------	----------------------------------

DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES

FIGURE 2-5 : Zonations horizontales et verticales d'une plate-forme carbonatée type (d'après ARNAUD, 1981)

2. DESCRIPTION DES MICROFACIES

Pour la représentation des courbes d'évolution sédimentaire de chaque profil, huit microfaciès-types ont été retenus. Ils sont classés par degré d'énergie croissante, c'est-à-dire du plus profond à celui le plus soumis à l'action des vagues. Ces huit classe de microfaciès ne représentent bien sûr pas de manière exhaustive tous les sédiments rencontrés, mais permettent de regrouper simplement les différentes variantes existant à l'intérieur de chacune d'entre elles.

La figure 2-6 indique la position des microfaciès sur un profil théorique de plate-forme carbonatée.

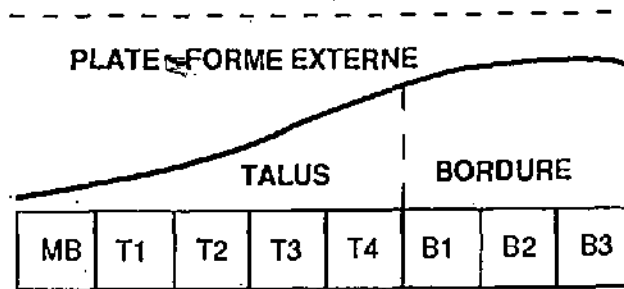


FIGURE 2-6 : Positionnement des microfaciès sur un profil théorique de plate-forme carbonatée.

2.1. Microfaciès MB

Ce microfaciès est introduit afin de situer sur le profil de plate-forme les échantillons les plus marneux des Marnes bleues d'Hauterive, donc ceux dans lesquels la confection d'une lame mince de bonne qualité est impossible. Pour cette raison, sa description sera assez sommaire, et sa position de faciès le plus profond au bas du talus est surtout fonction de l'aspect pratique de la représentation des faciès sur un profil.

Il s'agit d'une marne tendre, gris-bleu, comprenant, d'après les analyses minéralogiques, environ 50% de carbonates. On y trouve quelques rares fossiles, ammonites, nautilus, oursins, huîtres, ainsi que d'autres lamellibranches et brachiopodes, mais ils sont plus fréquents dans les niveaux noduleux plus calcaires. Des imprégnations de glauconite sont souvent visibles, et, dans certains échantillons provenant des carottes de forages, on peut observer de petits cubes de pyrite.

Dans les rares lames minces qui ont pu être effectuées après induration de la roche, quelques foraminifères sont reconnaissables (*Lenticulina* et *Gaudryina* essentiellement, de même que quelques exemplaires de *Citaella* et *Spirillina*), ainsi que des débris d'échinodermes et de bryozoaires. On y observe parfois des rhomboèdres de dolomite et des grains de quartz.

Différents auteurs ont étudiés les foraminifères benthiques (BARTENSTEIN, 1989), les ostracodes (OERTLI, 1989), le nannoplancton (MANIVIT, 1989) et la palynologie (FAUCONNIER, 1989) des Marnes bleues d'Hauterive. Leurs résultats mettent en évidence des associations de faunes et de flores typiques de l'Hauterivien inférieur, mais qui ne permettent pas de mieux préciser la stratigraphie des Marnes bleues; par ailleurs, de nombreuses formes sont parfaitement comparables à celles du domaine boréal, ce qui confirme la liaison avec ce bassin durant cette époque.

D'après la classification de DUNHAM, il s'agit d'un mudstone, et, selon celle de FOLK, d'une micrite à rares bioclastes (planche Ia).

2.2. Microfaciès T1

Micrite à rares bioclastes transportés, très riche en quartz; texture : wackestone (planche Ib).

Il s'agit d'un faciès fin très bien classé, contenant parfois plus de 20% de quartz. Les quelques bioclastes présents (<10%) sont des débris arrondis d'échinodermes, de bryozoaires, de bivalves et de brachiopodes, des spicules de spongiaires et quelques foraminifères, parmi lesquels ont surtout été reconnus des *Lenticulina* et *Gaudryina*. De par sa forte teneur en quartz, ce microfaciès s'apparente aux faciès de transgression définis par ARNAUD-VANNEAU (1980), bien que le mélange d'éléments internes et externes ne soit pas visible ici; par analogie, il sera donc interprété comme un marqueur d'événements transgressifs. Dans certains cas (forage 607 notamment), il surmonte des hard-ground perforés, imprégnés de glauconite.

2.3. Microfaciès T2

Micrite à serpules, quelques échinodermes et bryozoaires branchus; texture : wackestone à packstone (planche IIa).

Ce microfaciès se rencontre surtout dans les premiers mètres de la Pierre jaune, ou zone marno-calcaire, et s'inscrit en continuité du faciès Marnes bleues. Il est caractérisé par des serpules, parfois de grande taille, disséminées dans une matrice micritique. Les autres bioclastes reconnus sont des échinodermes, des bryozoaires et des fragments de brachiopodes et lamellibranches. Les foraminifères reconnus sont à nouveau des *Lenticulina* et *Gaudryina*. Le pourcentage des bioclastes varie entre 10 et 40 %. L'attribution de certains échantillons à ce faciès ou au suivant (T3) est souvent difficile à faire, les proportions des différents éléments variant très progressivement.

2.4. Microfaciès T3

Biosparite (év. biomicrite) à bryozoaires et échinodermes, et oncoïdes contenant des bryozoaires, des piquants d'oursins et des foraminifères; texture : packstone (planche IIb).

Ce faciès se caractérise surtout par des oncoïdes à *Nubecularia*, à fragments de bryozoaires et à radioles d'oursin. Par ailleurs, il est riche en plaques d'échinodermes et bryozoaires de petite taille; les autres bioclastes présents (20 à 50 % du sédiment), sont des lamellibranches, des brachiopodes et quelques foraminifères (*Lenticulina* et *Gaudryina*). L'origine des oncoïdes peut être biologique (algues) ou mécanique; les oncoïdes à *Nubecularia* se forment par encroûtement biogénique et sont généralement ellipsoïdales (FLUEGEL, 1982).

Par rapport au précédent, ce faciès traduit une augmentation progressive du niveau d'énergie. De la glauconite et de la goethite s'observent fréquemment.

2.5. Microfaciès T4

Biosparite à gros bryozoaires, échinodermes et quelques oolites, riche en glauconite; texture : grainstone (planche IIIa).

Caractérisé par de gros bryozoaires, souvent imprégnés de glauconite, ce faciès comprend également des échinodermes, des débris de coquilles de bivalves et brachiopodes, et quelques oolites dissoutes. Les foraminifères sont rares; ce sont principalement quelques gros agglutinés. Bioclastes et éléments figurés constituent plus du 50 % du sédiment; leur taille est relativement grande, 2 à 3 millimètres en moyenne. Ces constituants et le ciment spartique dénotent d'un degré d'agitation assez fort.

Ce microfaciès est assez peu représenté; hormis les gros bryozoaires, il est assez proche du microfaciès suivant (B1).

2.6. Microfaciès B1

Biosparite à coquilles de lamellibranches et brachiopodes (lumachelles), et quelques oolites; texture : grainstone (planche IIIb).

Ce faciès est essentiellement constitué de coquilles de lamellibranches et brachiopodes, souvent de grande taille, empilées de façon subparallèle à la stratification. Bryozoaires et échinodermes sont également présents, de même que quelques oolites. Comme dans le faciès précédent, les foraminifères sont rares, et la taille des constituants est assez grande. Au point de vue macroscopique, ce faciès forme des bancs minces, avec parfois une stratification entrecroisée. Pour cette raison, il a été placé en bordure de plate-forme, milieu de haute énergie.

2.7. Microfaciès B2

Oosparite; texture : grainstone (planche IVa).

Il s'agit d'un faciès bien trié, formé principalement d'oolites qui montrent parfois un cortex fibroradié, mais le plus souvent micritique. Comme il a été mentionné plus haut (1.2.1.C.), l'origine des oolites micritiques n'est pas déterminée avec certitude (micritisation d'oolites fibroradiées ou oolites micritiques "originales"); ces deux types ont donc été confondus dans le même faciès, de même que les oolites dissoutes. Le nucleus des oolites peut être constitué de foraminifères, de fragments de bryozoaires, d'échinodermes, de coquilles de brachiopodes ou de bivalves. Dans l'exemple présenté, les oolites forment la quasi-totalité des éléments figurés, mais les lames minces observées ont montré de nombreux cas intermédiaires avec les faciès B1, voire T4.

2.8. Microfaciès B3

Bio-oosparite/micrite ; texture : packstone (planche IVb).

Ce faciès oolithique est assez semblable au précédent, avec toutefois quelques caractéristiques plus internes, notamment la présence locale d'une matrice micritique et d'algues vertes (*Dissocladella hauteriviana*, selon la détermination de Mme A. ARNAUD-VANNEAU) dans cette matrice ou comme nucleus des oolites. Ce faciès n'a été rencontré que dans la partie supérieure de quelques profils; il pourrait être interprété comme un précurseur des faciès plus internes de l'Urgonien.

En conclusion, il faut relever que tous ces faciès, malgré le caractère plus "interne" du dernier (B3), appartiennent au domaine externe, c'est-à-dire qu'ils sont sous l'influence de la mer ouverte. Aucun faciès de type interne, donc de milieu protégé, n'a été reconnu dans la Pierre jaune du Jura; ceux-ci n'apparaîtront que dans les faciès urgoniens. Une plate-forme interne n'ayant jamais été observée dans la chaîne jurassienne pendant l'Hauterivien, son existence quelque part plus au nord est cependant possible, à moins qu'aucune véritable barrière n'ait jamais permis l'installation d'un tel environnement à cette époque.

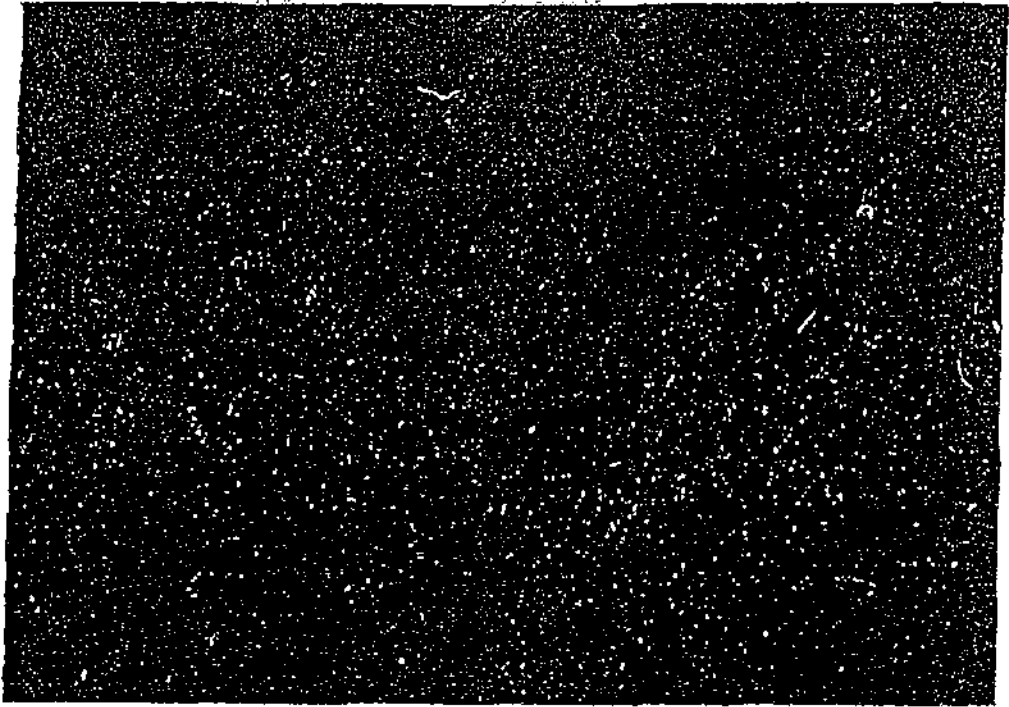
Par ailleurs, il faut encore une fois préciser que cette classification reste avant tout une schématisation, beaucoup de lames minces comprenant des caractéristiques intermédiaires aux types décrits. Sur les courbes d'évolution des microfaciès (chapitre IV), de nombreux échantillons ont été placés entre deux faciès.

Remarque concernant les discontinuités

Dans la description des profils, au chapitre IV, trois discontinuités (D1, D2 et D3) seront introduites dans les courbes de microfaciès; il me semble important de préciser dès à présent leurs relations avec les microfaciès.

Dans les séquences analysées, chaque discontinuité marque un approfondissement des milieux de dépôt de plus ou moins grande importance, c'est-à-dire un événement transgressif venant surmonter des faciès de plus ou moins haute énergie. La discontinuité D1 a été placée au sommet du Calcaire roux, et se caractérise par le début de la sédimentation marneuse, donc dénotant d'une plus grande profondeur. Les discontinuités D2 et D3 se situent dans les faciès calcaires de la Pierre jaune; elles sont systématiquement suivies par des faciès de type T1 (voir plus haut). C'est donc la finesse du grain et la richesse en quartz des calcaires qui mettent en évidence l'approfondissement des milieux de dépôt et permettent de placer ces discontinuités.

a.



5mm

b.

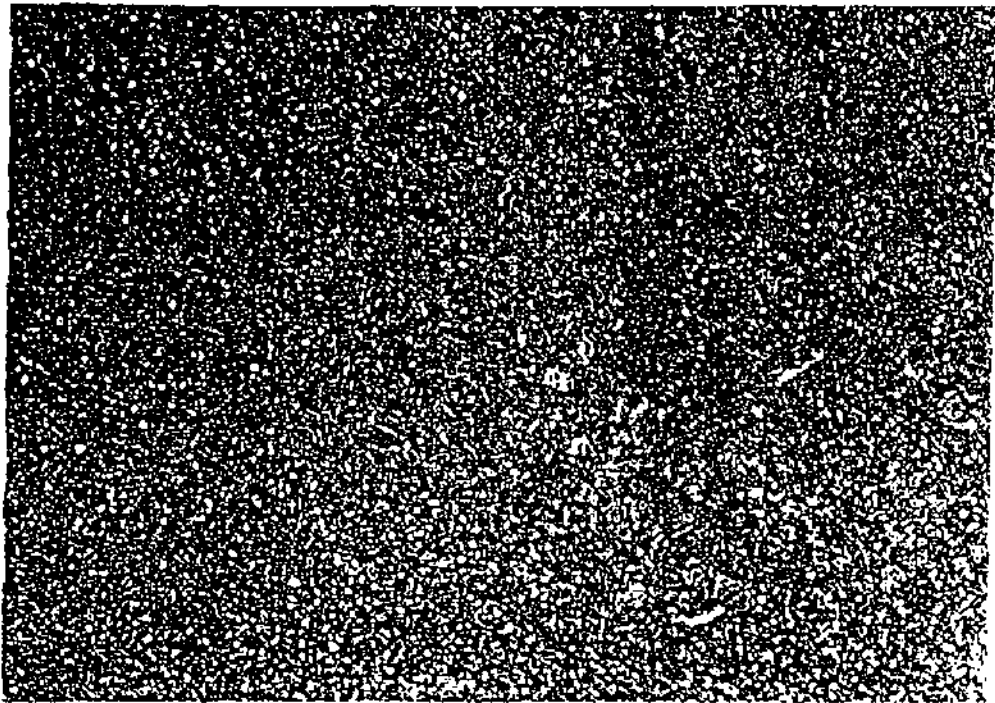
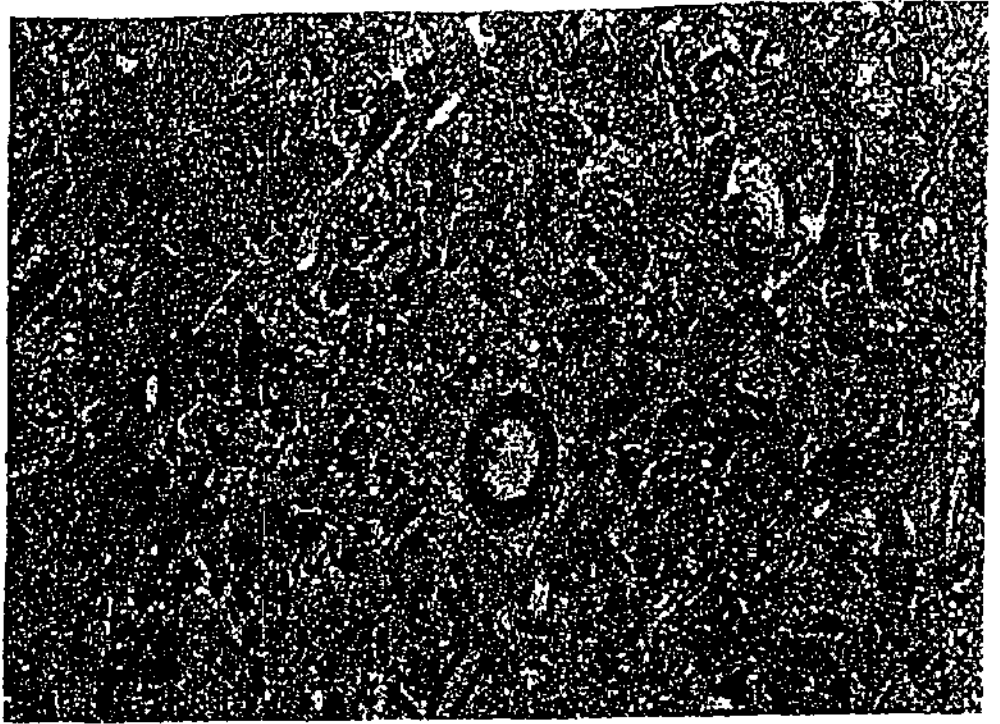


PLANCHE I

- a. Microfaciès MB, micrite à rares bioclastes, forage 209, lame 209.24.
- b. Microfaciès T1, micrite à rares bioclastes, très riche en quartz, forage 565, lame 565.11.

a.



5 mm

b.

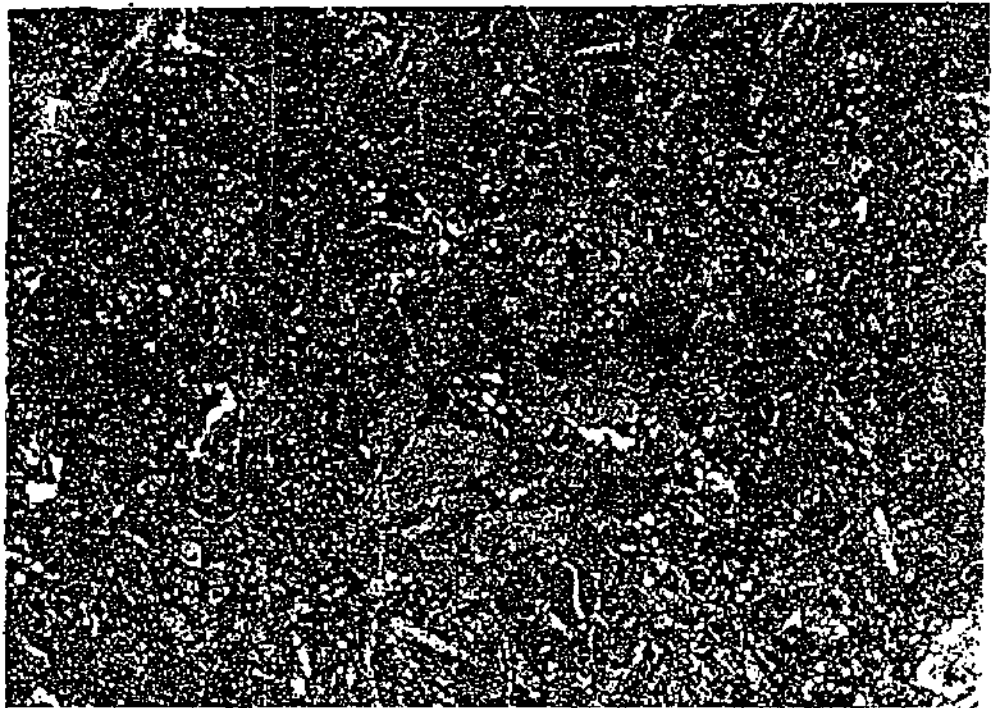


PLANCHE II

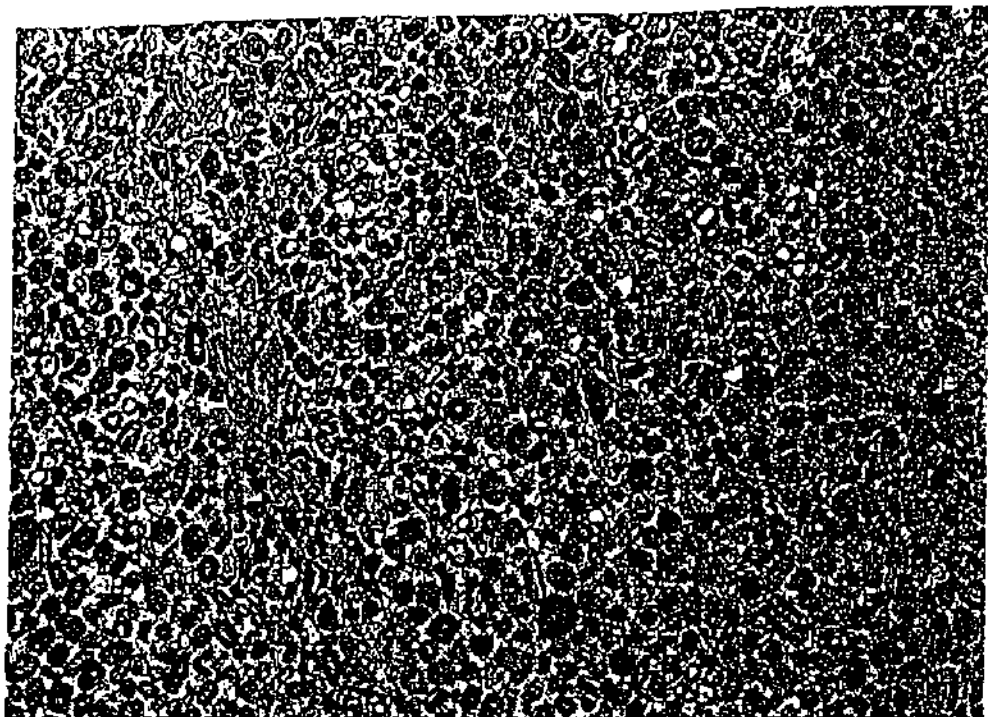
- a. Microfaciès T2, biomicrite à serpules, quelques échinodermes et bryozoaires branchus, forage 209, lame 209.53.
- b. Microfaciès T3, biosparite (ev. biomicrite) à bryozoaires, échinodermes et oncoïdes, coupe de Champ du Moulin, lame CM.37.



PLANCHE III

- a. Microfaciès T4, biosparite à gros bryozoaires, échinodermes et quelques oolites, riche en glauconite, forage 565, lame 565.38/2.
- b. Microfaciès B1, biosparite à lamellibranches et brachiopodes, forage 565, lame 565.31/2.

a.



5 mm

b.

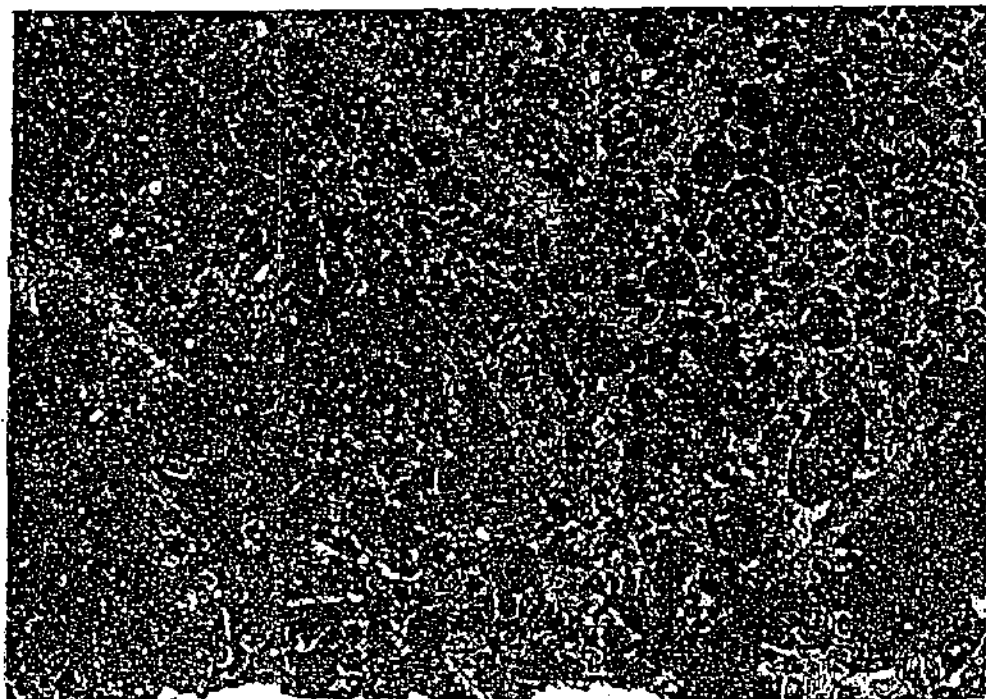


PLANCHE IV

a. Microfaciès B2, oosparite, forage 607, lame 607.206.

b. Microfaciès B3, bio-oosparite/micrite, forage 565, lame 565.65.

3. APERÇU MICROPALÉONTOLOGIQUE

Les planches V et VI présentent un inventaire des foraminifères les plus fréquents des séries étudiées, ainsi que quelques autres bioclastes. Toutes les formes figurant sur ces planches ont été déterminées par Mme A. Arnaud-Vanneau, à Grenoble.

Ce bref aperçu n'est pas exhaustif et n'apporte aucune précision stratigraphique, tous les microfossiles reconnus ayant une extension plus large que l'Hauterivien. Par contre les Dasycladacées (*Dissocladella hauteriviana*) présentent un intérêt pour des corrélations lithostratigraphiques; en effet, cette espèce apparait dans la partie sommitale de la Pierre jaune de quelques coupes ou forages étudiés. Elle souligne le caractère plus "interne" des milieux de dépôt, et les niveaux qui la contiennent sont surmontés par une discontinuité majeure (D3, voir chapitre VI).

La microfaune présentée ici a été décrite en détail par A. ARNAUD-VANNEAU (1980, 1989); certains foraminifères (*Gaudryina*, *Lenticulina*) ont également été reconnus par BARTENSTEIN (1989), de même que les algues par CONRAD & MASSE (1989).

ARNAUD-VANNEAU & MASSE (1989) proposent trois ensembles stratigraphiques sur la base de l'étude des foraminifères benthiques des formations carbonatées hauterivio-barrémiennes du Jura. Le premier de ces ensembles est caractérisé par *Trochamminoides* sp. dans les calcaires oobioclastiques, et par *Citaella? favrei* dans les calcaires argileux. Il est daté de l'Hauterivien inférieur et peut-être de la base de l'Hauterivien supérieur, et correspond, du point de vue des paléoenvironnements, au domaine circalittoral. Lithostratigraphiquement, cet ensemble comprend essentiellement la Pierre jaune de Neuchâtel, et la base des calcaires urgoniens, donc correspond aux profils étudiés dans ce travail. Les deux ensembles fauniques suivants concernent les faciès urgoniens, et caractérisent le domaine infralittoral.

Par l'étude des algues calcaires, CONRAD & MASSE (1989) constatent une augmentation de la fréquence et de la diversité des espèces de la base vers le sommet de la série, la présence de Dasycladales dans les faciès circalittoraux s'expliquant par l'existence d'éléments infralittoraux allochtones. Ils distinguent trois associations d'espèces, dont la première (A1), constituée par *Pseudoactinoporella fragilis* et *Dissocladella hauteriviana* recouvre lithostratigraphiquement le sommet de la Pierre jaune et la base de l'Urgonien jaune; elle est datée approximativement de la partie supérieure de l'Hauterivien inférieur. Les Dasycladales observées dans les profils étudiés apparaissent également dans la partie supérieure de la Pierre jaune; leur position correspond donc tout à fait aux observations de ces auteurs.

PLANCHE V

- 1 - 3. *Gaudryina tuchaensis* Antonova (x100)
 1. Forage 607, lame 607.78
 2. Forage 607, lame 607.103
 3. Forage 607, lame 607.122

- 4 - 5. *Gaudryina cushmani* Tappan (x100)
 4. Forage 607, lame 607.127
 5. Forage 607, lame 607.123/2

- 6 - 7. *Gaudryina sp.* (x100)
 6. Forage 607, lame 607.97
 7. Forage 607, lame 607.120

- 8 - 9. *Citaella ? favrei* Charollais, Brönmann et Zaninetti (x100)
 8. Forage 607, lame 607.160
 9. Forage 607, lame 607.216

- 10 -11. *Lenticulina (L) espitalei* Dieni et Massari (x50)
 10. Forage 607, lame 607.124
 11. Gorges de l'Areuse, lame GA.1

- 12 -13. *Lenticulina (L) kugleri ?* Bartenstein, Bettenstaedt et Bolli (x50)
 12. Forage 607, lame 607.77
 13. Forage 607, lame 607.75

14. *Nubecularia* (x50)
Gorges de l'Areuse, lame GA.5'

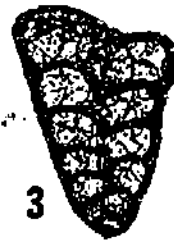
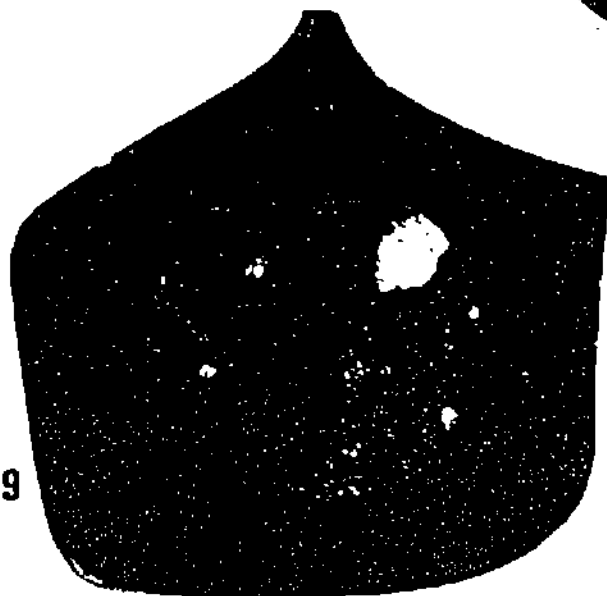
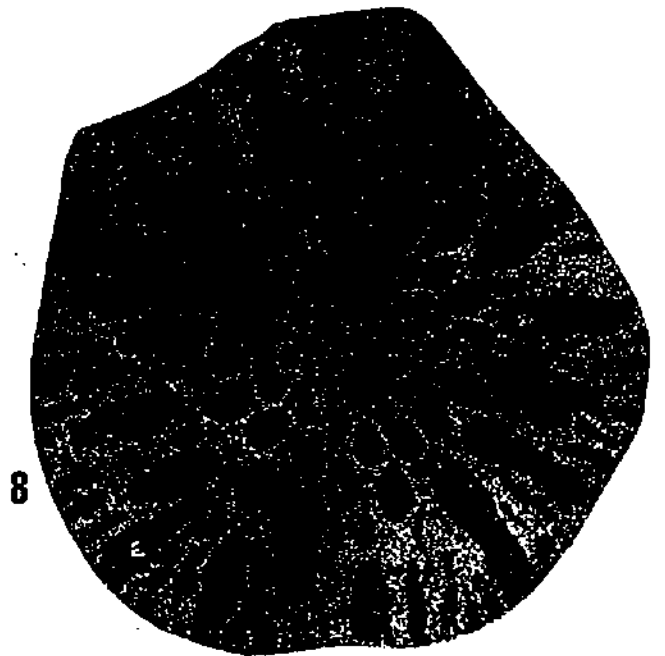
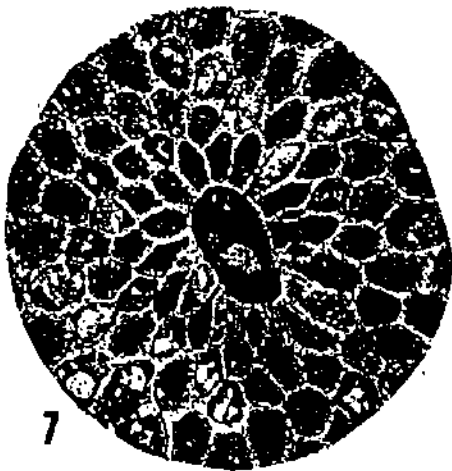


PLANCHE VI

1. *Bolivinopsis bernardi* (Chevalier) (x100)
Forage 607, lame 607.102
2. *Bolivinopsis* sp. (x100)
Forage 607, lame 607.151/2
3. *Belorussiella textilarioides* (Reuss) (x100)
Forage 607, lame 607.103
4. *Verneuilina* aff. *pharaonica* Sad (x100)
Gorges de l'Areuse, lame GA.11
5. - 6. *Dissocladella hauteriviana* Masse (x50)
5. Forage 607, lame 607.207
6. Forage 607, lame 607.190
7. - 8. Bryozoaires (x50)



CHAPITRE III : ETUDE MINÉRALOGIQUE

1. INTRODUCTION - GENERALITES

L'analyse minéralogique des fractions fines (< 2 μm et 2-16 μm) du résidu insoluble a été effectuée systématiquement sur tous les échantillons prélevés; pour une partie d'entre eux, une analyse de la roche totale a également été faite. Le but de cette étude est, d'une part, de faire un inventaire des associations minéralogiques des niveaux concernés, et, d'autre part, de confronter minéralogie et sédimentologie, afin de mettre en évidence les relations pouvant exister entre les milieux de dépôt et les minéraux clastiques des fractions fines, ceci par la méthode des roentgénotaciès.

Cette méthode, déjà appliquée par VIEBAN (1983) et DARSAC (1983), a été développée en collaboration par l'Université de Neuchâtel et celle de Grenoble, sous la direction du Prof. B. Kübler et de Mme A. Arnaud-Vanneau. Elle consiste à comparer les diffractogrammes de rayons X d'après leur morphologie, à les grouper en plusieurs classes, et à les paralléliser avec les microfaciès correspondant à chaque échantillon. Statistiquement, il est ensuite possible de déterminer une minéralogie typique d'un environnement sédimentaire donné, ainsi que la répartition des minéraux des fractions fines sur un profil de plate-forme carbonatée.

2. UTILISATION DE LA MINÉRALOGIE EN STRATIGRAPHIE : REVUE DES TRAVAUX ANTERIEURS.

Afin de placer cette étude minéralogique dans un contexte plus général, il me paraît nécessaire de faire un bref inventaire des travaux liant minéralogie et stratigraphie et concernant le Crétacé inférieur du Jura suisse et méridional, ainsi que de mettre en évidence les différentes interprétations qui en découlent.

Le premier travail de ce type est celui de PERSOZ et KÜBLER (1968), qui traite du passage Jurassique - Crétacé. Ces auteurs mettent en évidence l'origine détritique terrigène des micas, grâce à leur faible indice d'aigu, et des chlorites. Ils montrent également que ce passage ne correspond pas à un changement significatif de la minéralogie des fractions fines, car tant le Portlandien que le Marbre bâtard présentent une association illite-montmorillonite (= micas-smectite) prépondérante. Par contre, les formations supérieures montrent des proportions variables des différents minéraux présents, à savoir les micas, les smectites, la kaolinite, la chlorite et le quartz.

PERSOZ & STEINHAUSER (1970) s'intéressent aux microfaciès et à la minéralogie du Berriasien - Valanginien du Molard de Vions (Jura méridional). Pour ces auteurs, la présence de micas et de quartz tout au long de la série considérée démontre l'existence d'un apport terrigène

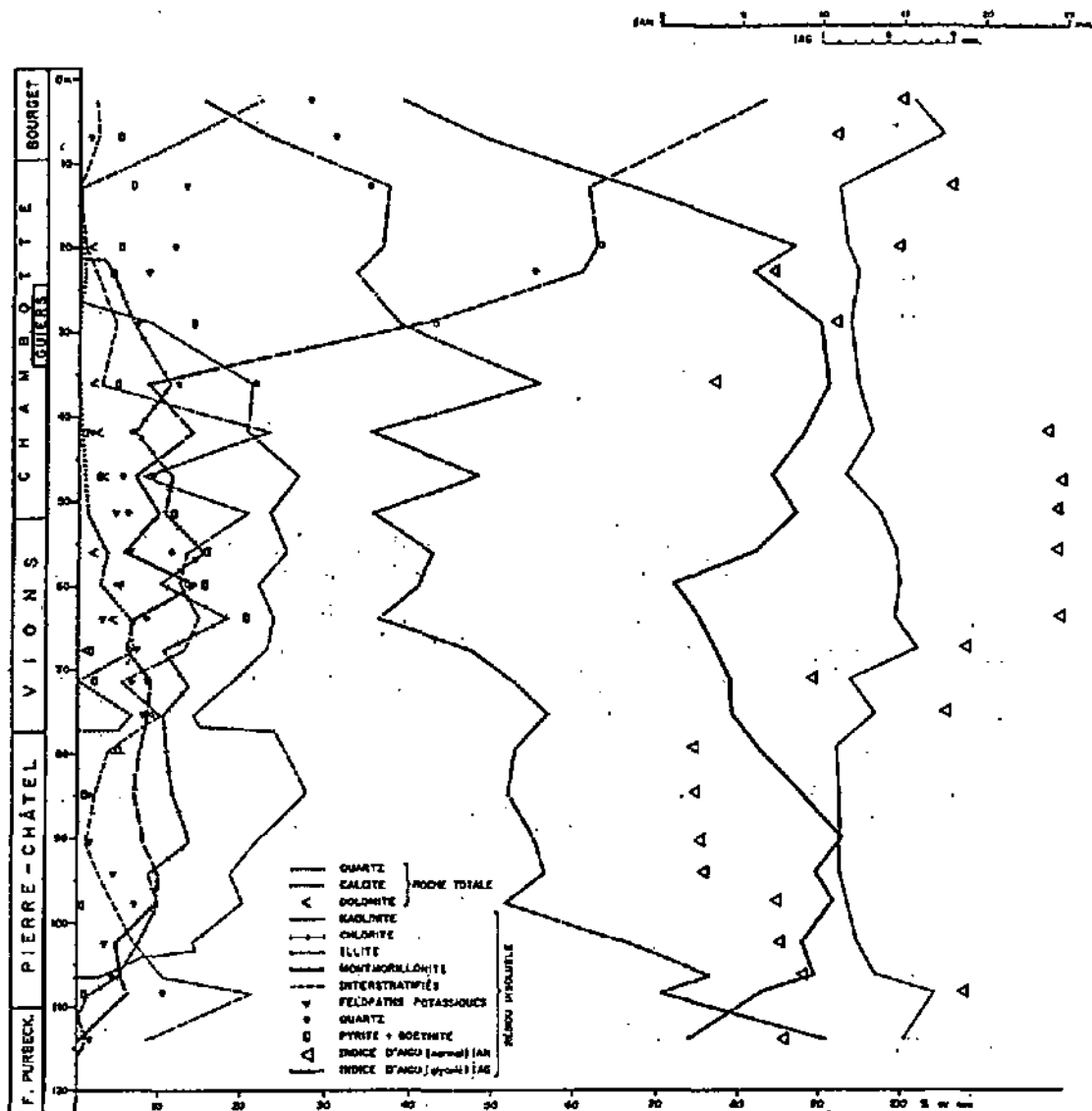


FIG. 3. — Composition minéralogique de la coupe de Molard de Vions. Chaque point inflexion des courbes représente une moyenne de 5 échantillons. Les dosages de la roche totale sont exprimés en % absolus; ceux du résidu insoluble en % relatif, à l'exception des dosages des feldspaths, quartz, pyrite + gauthite qui sont exprimés en mm (hauteur des raies). Les indices d'aigu représentent la largeur (en mm) à mi-hauteur de la raie à 10 Å de l'illite.

FIGURE 3-1 : Composition minéralogique de la coupe du Molard de Vions, selon PERSOZ & STEINHAUSER (1970).

continu; de même, la kaolinite et la chlorite, présentes en quantité constante quels que soient les milieux de dépôt, seraient également d'origine terrigène. Seule la montmorillonite augmente vers le haut de la série (figure 3-1); ce comportement s'expliquerait soit par un changement de certains facteurs lors du dépôt, soit par un déplacement ou une évolution des zones d'érosion.

Par la suite, plusieurs auteurs (PERSOZ & REMANE, 1976; PERSOZ, 1982; GYGI & PERSOZ, 1987) considèrent les maxima des teneurs relatives en kaolinite comme isochrones, en raison de l'origine détritique de ce minéral, et s'en servent pour faire des corrélations stratigraphiques.

De cette manière, PERSOZ (1982) publie une minéralostratigraphie du Jurassique et du Crétacé inférieur du Jura, depuis le Lac de Constance jusqu'au Lac d'Annecy (figure 3-2). Il propose ainsi une vingtaine de corrélations, surtout pour le Malm et le Crétacé, dont plusieurs sont considérées comme isochrones. L'une d'entre elles, au sommet de l'Hauterivien, pourrait correspondre au début des faciès urgoniens.

F. VIEBAN (1983) et C. DARSAC (1983), appliquent pour la première fois la méthode des roentgénofaciès dans le Crétacé inférieur du Jura méridional et des chaînes subalpines, plus précisément sur les coupes de la Chambotte (Berriasien et Valanginien, DARSAC), de Sillens et de Barerland (Hauterivien et Barrémien, VIEBAN). Ces auteurs observent des assemblages minéralogiques différents selon les milieux de dépôt. En effet, en comparant, pour chaque échantillon, son microfaciès et son roentgénofaciès, ils déterminent un maximum de fréquence de chaque roentgénofaciès correspondant à un ou plusieurs microfaciès, et peuvent ainsi positionner ces maxima sur un profil type de plate-forme carbonatée. Il leur est alors possible de tracer une courbe d'évolution des roentgénofaciès qui s'avère être presque parallèle à celle des microfaciès (figure 3-3). Sur la base des pourcentages relatifs moyens de chaque roentgénofaciès, ils déterminent la répartition des minéraux argileux sur la plate-forme, à savoir que les smectites sont prépondérantes dans les faciès calmes, que les interstratifiés sont présents dans les faciès de haute énergie, et que la kaolinite et la chlorite sont plus fréquentes dans les milieux de plate-forme interne que dans ceux de plate-forme externe et de talus (figure 3-4).

ADATTE & RUMLEY (1983 et 1984) appliquent cette méthode à trois coupes du Berriasien - Valanginien du Jura neuchâtelois et vaudois et constatent, dans les grandes lignes, un comportement et une répartition des minéraux argileux identiques à ceux observés par VIEBAN et par DARSAC (figure 3-5).

Cette approche a encore été utilisée par RAMSEYER (1985) sur le passage Dogger - Malm. Les résultats obtenus sont en accord avec ceux des auteurs précédents, à la différence que les séries jurassiques ont subi un enfouissement beaucoup plus important que celles du Crétacé. Ceci induit que des transformations minéralogiques dues à la diagenèse ont pu modifier la nature initiale de certains minéraux argileux (disparition des smectites au profit des interstratifiés). La répartition des minéraux argileux en fonction des microfaciès ne représenterait donc plus la situation à l'époque de la sédimentation.

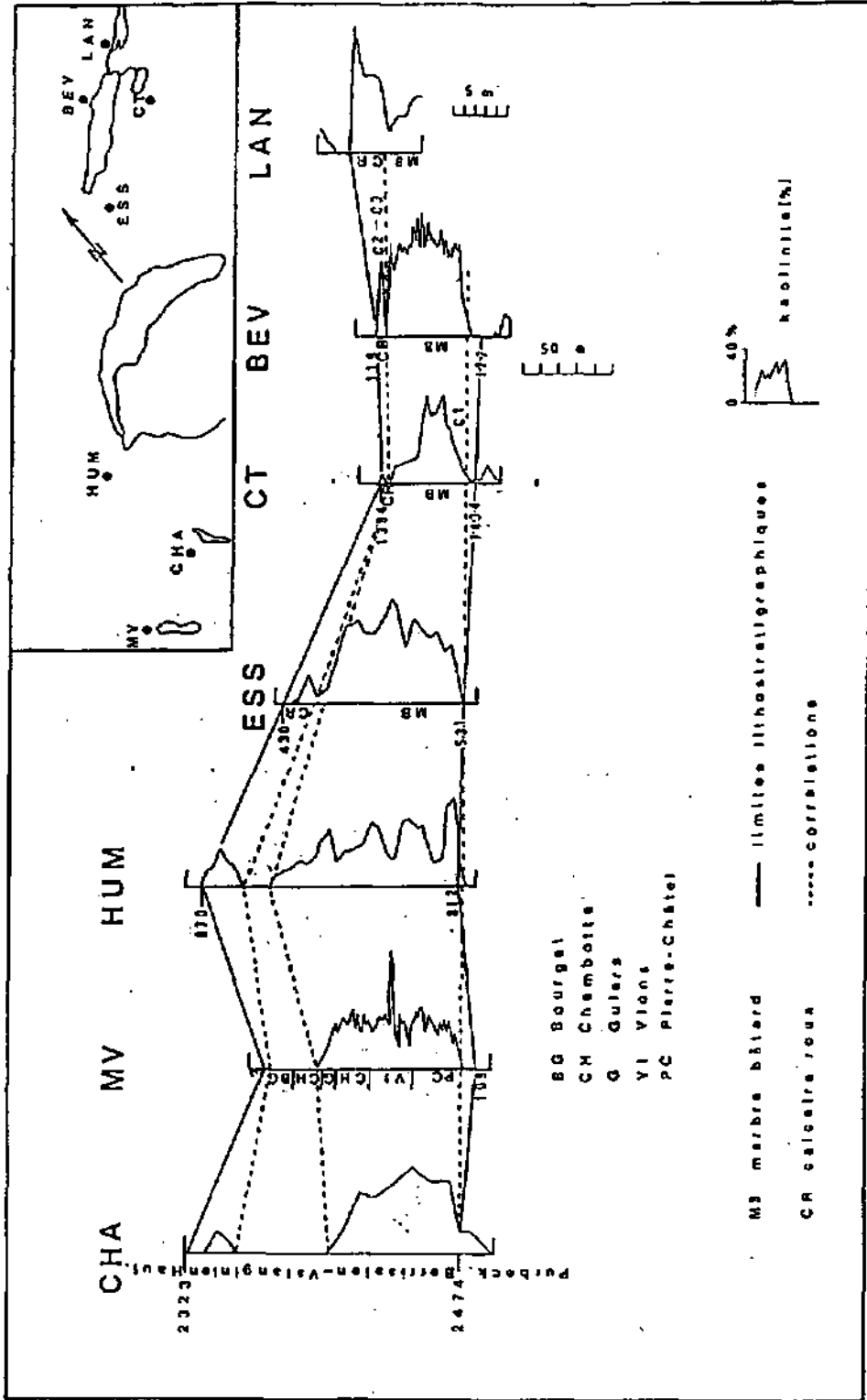


FIGURE 3-2 : Corrélations minéralostratigraphiques basées sur la kaolinite entre la région neuchâteloise et le Lac d'Annecy, selon PERSOZ (1982).

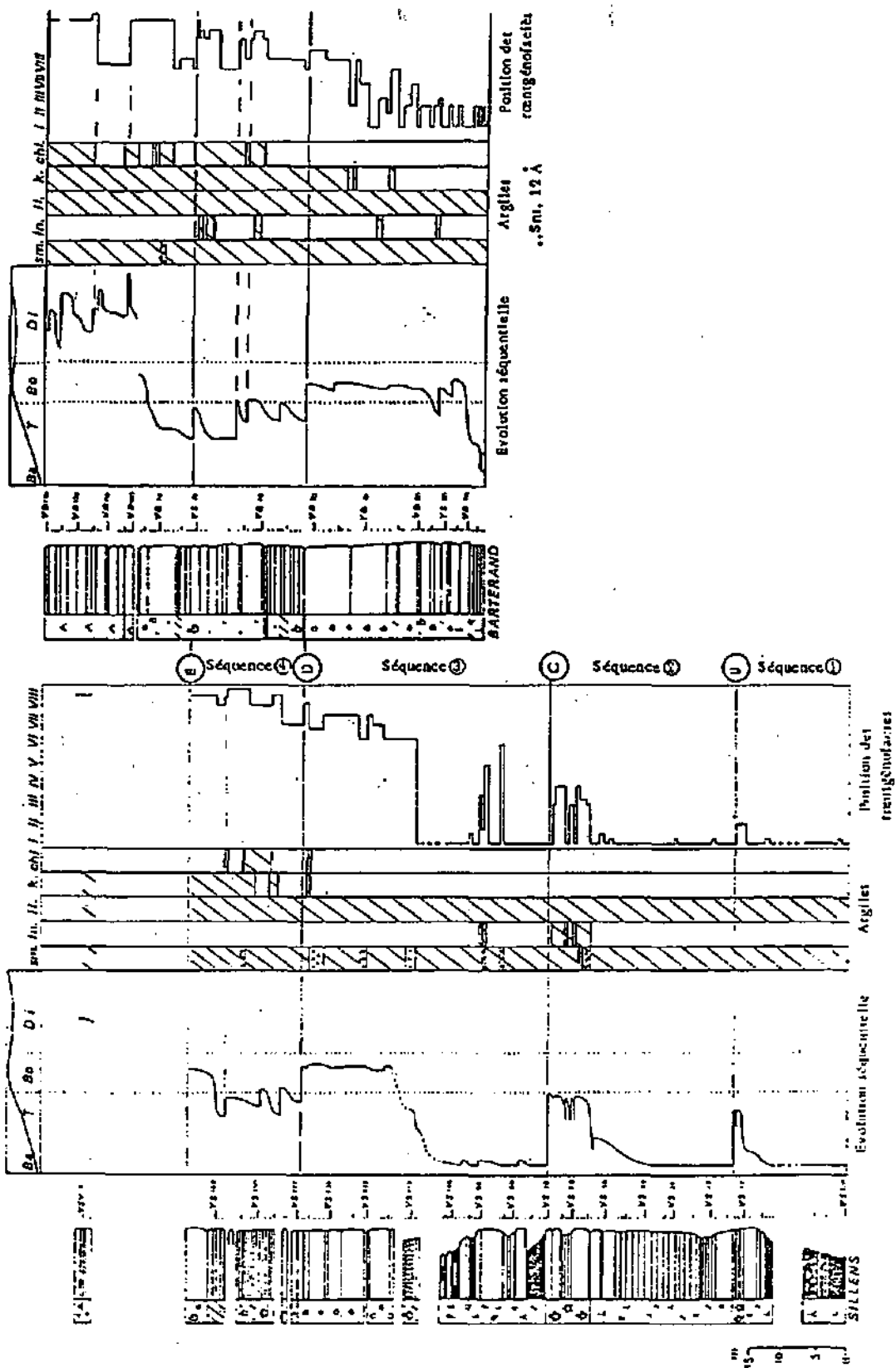


FIGURE 3-3 : Parallélisme entre la courbe d'évolution des microfaciès et celle des roentgénofaciès des coupes de Sillens et de Barterand, selon VIEBAN (1983).

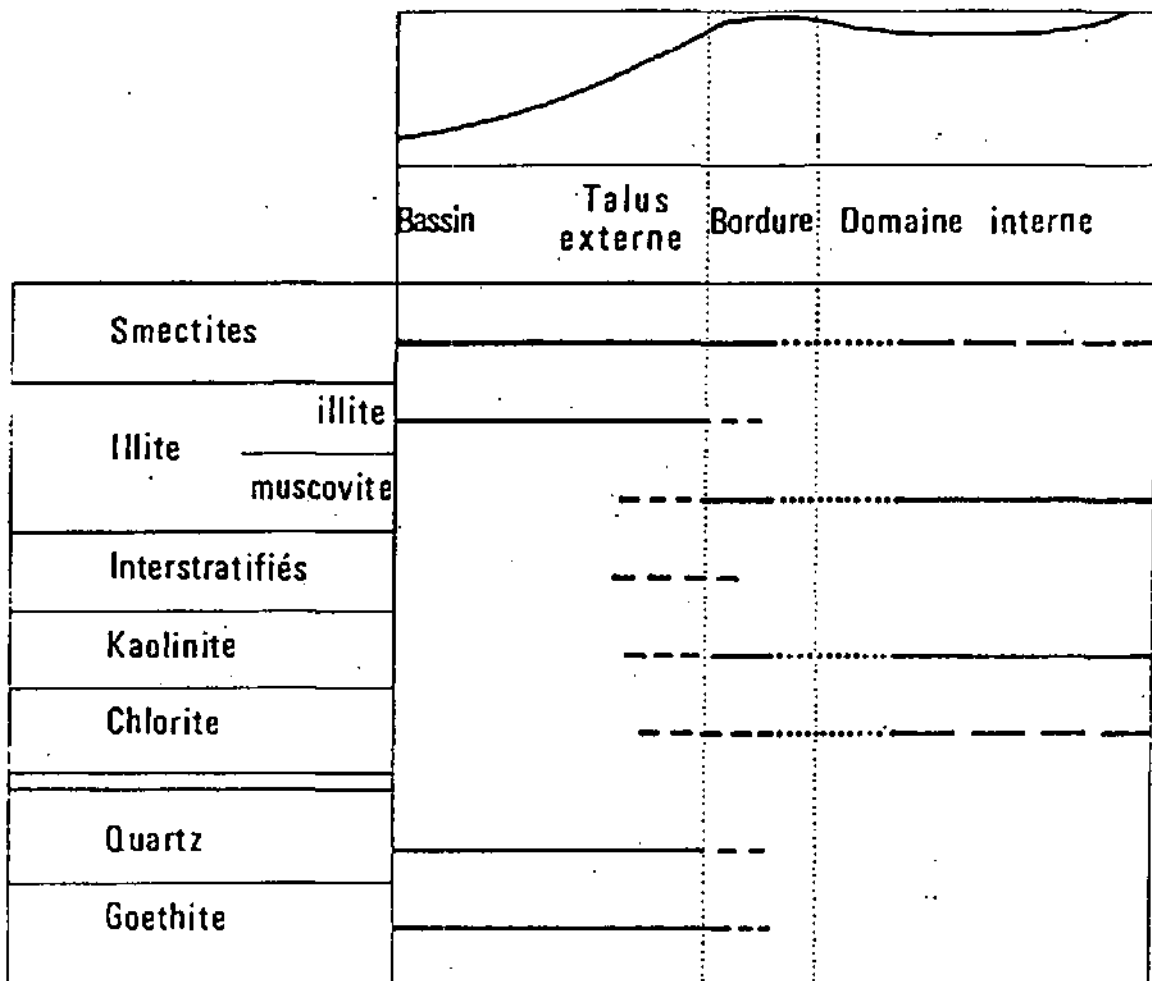


FIGURE 3-4 : Répartition des minéraux argileux et accessoires sur un profil type de plate-forme carbonatée, selon VIEBAN (1983).

ADATTE (1988) confirme les résultats de cette méthode en étudiant plus de 1200 échantillons du Berriasien - Valanginien du Jura central.

GINDRAUX & KUBLER (1989) analysent la minéralogie de la roche totale et des fractions $< 16 \mu\text{m}$ et $< 2 \mu\text{m}$ du résidu insoluble sur trois coupes et d'un forage de l'Hauterivien du Jura neuchâtelois et vaudois. Par l'analyse factorielle des correspondances selon BENZECRI (1973), ils dégagent des associations minéralogiques caractéristiques des différentes formations lithologiques, c'est-à-dire des marnes et des calcaires (figure 3-6). Par exemple, l'AFC sur les minéraux en grains du forage 208 montre une nette opposition entre la calcite, caractéristique des calcaires, et le quartz, la dolomite, les feldspaths potassiques, les plagioclases et la pyrite, représentatifs des marnes.

L'énumération de ces différents travaux met en évidence deux interprétations différentes de la minéralogie par rapport à la sédimentologie et la stratigraphie. La première considère que la zone d'alimentation et la variation de certains facteurs (climatiques, tectoniques ou autres) déterminent les assemblages minéralogiques des sédiments, quels que soient les milieux de dépôt (PERSOZ et al.). La seconde, tout en tenant compte du stock initial et de ses variations, privilégie une répartition liée à l'hydrodynamisme, donc l'influence de l'environnement sédimentaire, en accord avec les travaux de PARHAM (1966) et de PORRENGA (1966) (DARSAC, VIEBAN, ADATTE & RUMLEY, RAMSEYER).

Cette divergence d'opinion, qui sera discutée plus en détail dans le chapitre V, nécessite cependant une importante précision quant à la technique d'échantillonnage. En effet, les premiers auteurs utilisent une maille d'échantillonnage plus large, c'est-à-dire de 1 échantillon par mètre, voire de 1 échantillon par 10 mètres. Les seconds, par contre, pratiquent un échantillonnage plus sélectif et plus serré; cela signifie qu'un échantillon est prélevé à chaque changement lithologique, de part et d'autre de chaque discontinuité, et, dans le cas d'une uniformité de faciès, au moins tous les cinquante centimètres.

Par contre, tous les auteurs cités sont d'accord sur un point; la grande majorité des minéraux du résidu insoluble sont d'origine détritique, et, comme les effets de la diagenèse sont négligeables pour le Jurassique supérieur et le Crétacé, ils sont donc représentatifs des conditions régnant à l'époque de leur sédimentation.

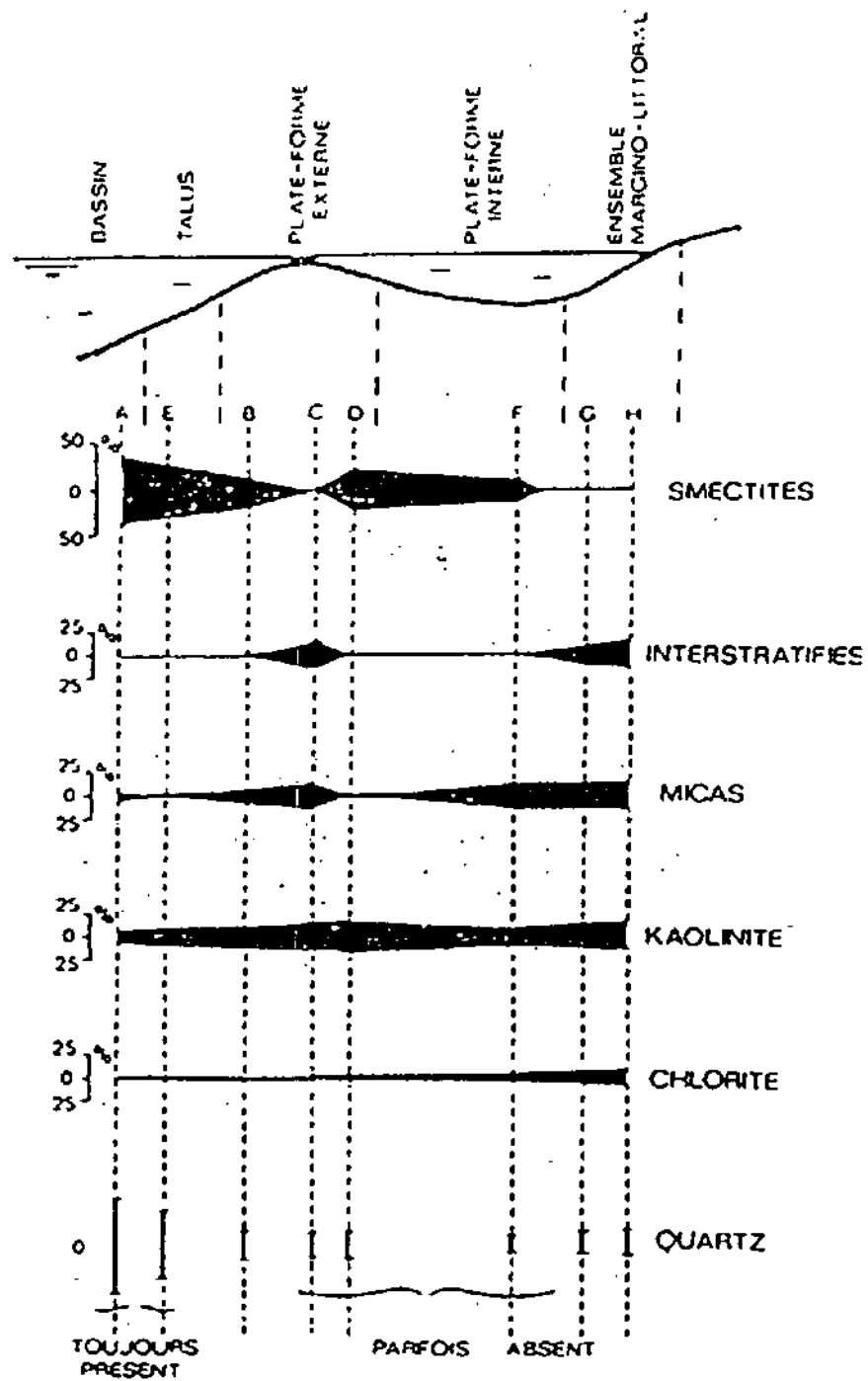


FIGURE 3-5 : Répartition des minéraux argileux et accessoires sur un profil type de plate-forme carbonatée, selon ADATTE & RUMLEY (1985).

	F.208 HEUCHATEL		CRESSIER		AUBERSON		MT. CHABLON, Les UTTINS	
	calcaires	marnes	calcaires	marnes	calcaires	marnes	calcaires	marnes
minéraux en grains	CAL	QZ-DOL FK-PLA-PYR	QZ-DOL ?	CAL	CAL	QZ-DOL FK-PLA	CAL-DOL FK-PYR	QZ-PLA
fraction < 16 μ	QZ-FK-PLA GOE	MT-IN-IL-KA-CH PYR-GYP	MT-CH QZ-PYR-GYP	IN-IL-KA FK-PLA	IN-IL-CH QZ-FK-PLA-PYR GOE	MT-KA	IN-IL-KA QZ-FX-PLA	MT-CH PYR-GOE
fraction < 2 μ	QZ-FK-PLA IN-PYR-GOE	MT-IL-KA CH	MT-CH QZ-PYR-GOE	IN-IL-KA FK-PLA	MT-IN-CH QZ-FK-PLA-PYR GOE	IL-KA	IN-KA QZ-FK-PLA-PYR	MT-IL-CH GOE
fraction < 1 μ	CAL-PYR	QZ-DOL-FK-PLA	QZ-DOL ?	CAL	QZ-CAL-FX	DOL-PLA	CAL-DOL-FK-PYR	QZ-PLA
tous les minéraux	QZ-FK-PLA-GOE IN-QZ-FK-PLA-PYR GOE	MT-IN-IL-KA-CH PYR-GYP MT-IL-KA-CH	MT-CH QZ-PYR-GYP MT-CH-QZ-GOE	IN-IL-KA FK-PLA IN-IL-KA FK-PLA-PYR	CH-GOE QZ-FK-PLA-PYR IN-CH-QZ-FX PLA-PYR-GOE	MT-IN-IL-KA MT-IL-KA	IN-IL-KA QZ-FK-PLA-PYR IN-KA-QZ-FX PLA-PYR	MT-CH GOE MT-IL-CH GOE
Chimie	CO ₂ -CA MN-SR-CU-ZN	RI-MG-FE-AL NA-K	min. majeurs min. mineurs					
	CO ₂ -CA-MN-SR CU-ZN	RI-MG-FE-AL NA-K	tous les min.					

FIGURE 3-6 : Associations minéralogiques principales des formations lithologiques de plusieurs coupes l'Hauterivien du Jura neuchâtelois et vaudois, selon GINDRAUX & KÜBLER (1989).

3. METHODES D'ANALYSE.

3.1. Préparation des échantillons

Dans un premier temps, chaque échantillon est concassé grossièrement (taille des fragments de 1 à 5 mm) au moyen d'un broyeur à mâchoires. Pour les analyses de la roche totale, une partie de ce broyat est séchée à l'étuve pendant une nuit à 110 °C, puis broyée à l'isogranulomètre (prototype SNPA) pendant 20 minutes afin d'obtenir une poudre homogène de granulométrie < 40 µm. 800 mg de cette poudre sont ensuite tassés sous une pression 20 bars dans les portes-objets Philips au moyen d'un tasseur conçu spécialement à cet usage; les poudres sont pressées sur un papier buvard, ceci afin d'obtenir une désorientation maximale, qui facilitera l'analyse diffractométrique.

Parallèlement, le reste de la roche concassée est décarbonaté pour permettre l'analyse de la minéralogie du résidu insoluble. Cette opération se fait de la manière suivante, selon la méthode développée par le Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géochimie, à Neuchâtel :

- environ 20 grammes de l'échantillon (selon la teneur en carbonates) sont introduits dans un ballon à deux cols, puis mouillés à l'eau désionisée;
- 200 ml d'acide chlorhydrique 10% sont ajoutés dans le ballon, d'abord goutte à goutte, ensuite en quantité de plus en plus importante;
- tout au long de l'opération, qui dure au maximum 20 minutes, de l'air comprimé est insufflé dans le ballon, afin de maintenir une agitation constante dans le mélange;
- dans le même laps de temps, chaque ballon utilisé est plongé à tour de rôle dans un bain à ultrasons, ceci afin de séparer les agrégats, notamment les particules argileuses pouvant entourer des grains de calcite.

Les suspensions ainsi obtenues sont ensuite versées dans des bouteilles et centrifugées pendant 20 minutes, afin de précipiter le résidu insoluble et de pouvoir en éliminer l'acide. Les flacons sont alors remplis avec de l'eau désionisée à pH légèrement basique (≈ 7.5), et agités pour remettre en suspension le résidu insoluble qui sera centrifugé à nouveau; cette opération se répète autant de fois nécessaire à l'obtention d'une suspension.

La séparation des fractions < 2 µm et comprise entre 2 et 16 µm s'effectue par centrifugation (RUMLEY & ADATTE, 1983). Cette méthode se base sur la loi de Stokes, en augmentant l'accélération de la pesanteur au moyen d'une centrifugeuse. Elle permet aussi une séparation plus rapide et plus précise des fractions désirées.

Les suspensions ainsi obtenues sont coulées sur des plaques de verre qui sont ensuite, une fois sèches, analysées par diffraction X.

3.2. Techniques d'analyse et d'interprétation.

Les analyses minéralogiques ont été faites par diffraction X sur des appareils Philips, de type différent selon qu'il s'agisse de la roche totale ou des préparations orientées du résidu insoluble.

3.2.1. Roche totale

Les analyses de roche totale en poudre sont effectuées avec un diffractomètre Philips APD-10 (générateur PW 1730, travaillant sous une tension de 40 kV pour un courant de 20 mA), sous rayonnement $\text{CuK}\alpha$, équipé d'un monochromateur et d'une fente de divergence à variation automatique. Un ordinateur y est connecté et permet un enregistrement des données, ainsi que d'opérer une identification de minéraux sur les différents pics mesurés. Chaque échantillon est analysé entre 13 et $60^\circ 2\theta$, à la vitesse de $2^\circ/\text{min}$, et avec élimination de la raie $\text{K}\alpha_2$.

Un deuxième passage aux rayons X est nécessaire pour l'analyse quantitative des minéraux présents. Cette fois, seuls des domaines choisis sont analysés en fonction des phases minérales à doser; dans notre cas, le programme choisi mesure les intensités des pics suivants :

- de 19.20 à $20.30^\circ 2\theta$ pour les hkl des phyllosilicates,
- de 26.04 à $27.23^\circ 2\theta$ pour le pic 101 du quartz,
- de 27.00 à $27.65^\circ 2\theta$ pour les feldspaths potassiques,
- de 27.65 à $28.30^\circ 2\theta$ pour les plagioclases,
- de 28.90 à $30.09^\circ 2\theta$ pour le pic 104 de la calcite,
- de 30.55 à $31.25^\circ 2\theta$ pour le pic 104 de la dolomite,
- de 32.45 à $33.64^\circ 2\theta$ pour la pyrite ou la goethite.

Le dosage proprement dit se fait selon la méthode de l'étalon externe (FERRERO, in PERSOZ, 1969); il s'agit en fait de l'intensité du minéral pur qui représente une concentration de 100% de ce minéral dans l'échantillon. Cela signifie qu'il faut déterminer cette valeur pour chaque minéral que nous voulons doser, et ceci sous les mêmes conditions expérimentales que celles employées pour l'analyse de nos échantillons. Ces intensités sont ajustées par rapport à l'intensité d'une plaquette de calcaire pur.

Les intensités mesurées sur nos échantillons sont alors rapportées aux intensités des minéraux purs, en tenant compte de leurs coefficients d'absorption massique, ainsi que de celui (estimé) de l'échantillon. Ces calculs sont facilités par l'utilisation d'un programme créé sur ordinateur de poche (KETTIGER, 1981). Malheureusement, la précision de cette méthode est insuffisante pour doser les faibles quantités (<5%), et les teneurs en phyllosilicates sont très souvent sous-estimées. Par contre, les quantités dosées de carbonates et de quartz sont tout à fait fiables.

3.2.2. Fractions fines du résidu insoluble

Pour l'analyse des fractions fines, nous avons utilisé un diffractomètre Philips 1011, travaillant avec un rayonnement $\text{CuK}\alpha$, sous une tension de 40 kV pour 20 mA; tous les échantillons sont passés à la vitesse de $2^\circ/\text{min}$, avec une constante de temps de 2 secondes. Chaque préparation séchée à l'air est d'abord analysée de 2 à $50^\circ 2\theta$, puis repassée de 2 à $30^\circ 2\theta$ après saturation à l'éthylène-glycol, ceci afin d'observer le comportement des minéraux à couches gonflantes. Les échantillons présentant quelques difficultés d'interprétation ont également été chauffés à 150 , 350 ou 500°C , selon la nature des minéraux à déterminer. Compte tenu des deux fractions étudiées, un minimum de quatre passages aux rayons X est nécessaire

pour chaque échantillon.

Le dépouillement des diffractogrammes des préparations orientées se fait manuellement: la position des pics est mesurée en $^{\circ} 2\theta$ et convertie en \AA afin d'identifier les minéraux présents; l'intensité de chaque réflexion caractéristique de ces derniers est ensuite mesurée en mm, à partir de la ligne de bruit de fond préalablement tracée. Les compositions et variations minéralogiques des échantillons seront donc représentées par les intensités absolues, ainsi que, pour les phyllosilicates, par des pourcentages relatifs, (voir plus bas).

4. INVENTAIRE MINÉRALOGIQUE

4.1. Roche totale

Les principaux minéraux reconnus sont, par ordre d'importance, la calcite, le quartz, la dolomite, les phyllosilicates, les hydroxydes (goéthite) et les sulfures de fer (pyrite), les feldspaths potassiques et les plagioclases.

La calcite (CaCO_3) : il s'agit bien sûr de la phase la plus importante; tous ses réflexes compris entre 23 et $60^{\circ} 2\theta$ sont très souvent identifiables; les plus importants sont :

- le pic 104 à 3.035 \AA ($29.4^{\circ} 2\theta$), 100 % d'intensité,
- le pic 113 à 2.285 \AA ($39.4^{\circ} 2\theta$), 18 % d'intensité,
- le pic 202 à 2.095 \AA ($43.2^{\circ} 2\theta$), 18 % d'intensité,
- le pic 108 à 1.913 \AA ($47.5^{\circ} 2\theta$), 17 % d'intensité,
- le pic 116 à 1.875 \AA ($48.5^{\circ} 2\theta$), 17 % d'intensité,
- le pic 110 à 2.495 \AA ($36.0^{\circ} 2\theta$), 14 % d'intensité,
- le pic 102 à 3.86 \AA ($23.0^{\circ} 2\theta$), 12 % d'intensité.

Le quartz (SiO_2) : il est toujours présent, en quantité plus ou moins importante, selon les lithologies et les faciès. Ses deux réflexes principaux sont partout reconnaissables; ce sont :

- le pic 101 à 3.343 \AA ($26.64^{\circ} 2\theta$), 100 % d'intensité,
- le pic 100 à 4.26 \AA ($20.80^{\circ} 2\theta$), 35 % d'intensité.

La dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) : elle est fréquemment présente, surtout dans les Marnes bleues d'Hauterive; en réalité, il s'agit plutôt d'une dolomite à tendance ankéritique, c'est-à-dire avec une certaine composante de fer. En effet, son seul pic identifiable apparaît généralement à 2.9 \AA ($31^{\circ} 2\theta$), ce qui correspond à la face 104 (100% d'intensité) de l'ankérite.

Les phyllosilicates : sur les diagrammes de roche totale, ils sont à peine identifiables; cependant, lorsqu'ils sont présents en quantité importante, notamment dans les marnes, ils se marquent par un pic aux alentours de $20^{\circ} 2\theta$ ($4.5 - 4.3 \text{ \AA}$); il est surtout représentatif des plans hkl des micas, et un peu de celles de la kaolinite et de la chlorite. Les smectites et les

interstratifiés ne sont pas décelables sur ces diffractogrammes. C'est pour cette raison que le dosage quantitatif des phyllosilicates est souvent sous-estimé, sauf dans le cas où seuls des micas sont présents.

Les hydroxydes et sulfures de fer : il s'agit de la goethite (α -FeOOH) et de la pyrite ou de la marcassite (FeS_2), ces deux derniers minéraux ne pouvant être différenciés aisément par diffraction X. Par contre, l'observation de cubes de pyrite dans les Marnes bleues nous permet d'admettre qu'il s'agit ici de ce minéral. Les pics caractéristiques sont les suivants, 130 à 2.692 Å ($33.3^\circ 2\theta$, 45 % d'intensité) pour la goethite et 200 à 2.709 Å ($33.1^\circ 2\theta$, 85 % d'intensité) pour la pyrite; ils se confondent donc sur les diffractogrammes de roche totale. En raison de leur faible intensité par rapport aux autres minéraux présents, notamment la calcite, la dolomite et le quartz, il est impossible d'en reconnaître d'autres réflexes qui permettraient de les distinguer. Lors de l'analyse quantitative, un seul de ces minéraux peut être dosé à la fois; ce n'est que par les résultats de l'analyse des fractions fines, ou par l'observation de la couleur de la roche qu'il est possible de déterminer lequel est présent. En effet, si la roche a une couleur jaune à brune, il s'agit très probablement de goethite, alors que si sa couleur est grise ou bleutée, nous sommes en présence de pyrite. Toutefois, cet inconvénient n'implique pas d'erreur importante, puisqu'il est très rare que les deux minéraux coexistent (voir plus bas, § 4.2.2.)

Les feldspaths potassiques et les plagioclases : ils sont très peu fréquents et ne se distinguent presque pas sur les diffractogrammes; seul le programme quantitatif permet de mesurer une légère intensité pour les feldspaths potassiques à $27.5^\circ 2\theta$ (3.248 Å, 100 % d'intensité), et pour les plagioclases à $27.96^\circ 2\theta$ (3.191 Å, 100 % d'intensité). Leurs présences, absences et variations ne sont pas significatives sur l'ensemble de la minéralogie de la roche totale.

Les figures 3-7 et 3-8 montrent des diffractogrammes de roche totale typiques des deux formations de l'Hauterivien du Jura suisse.

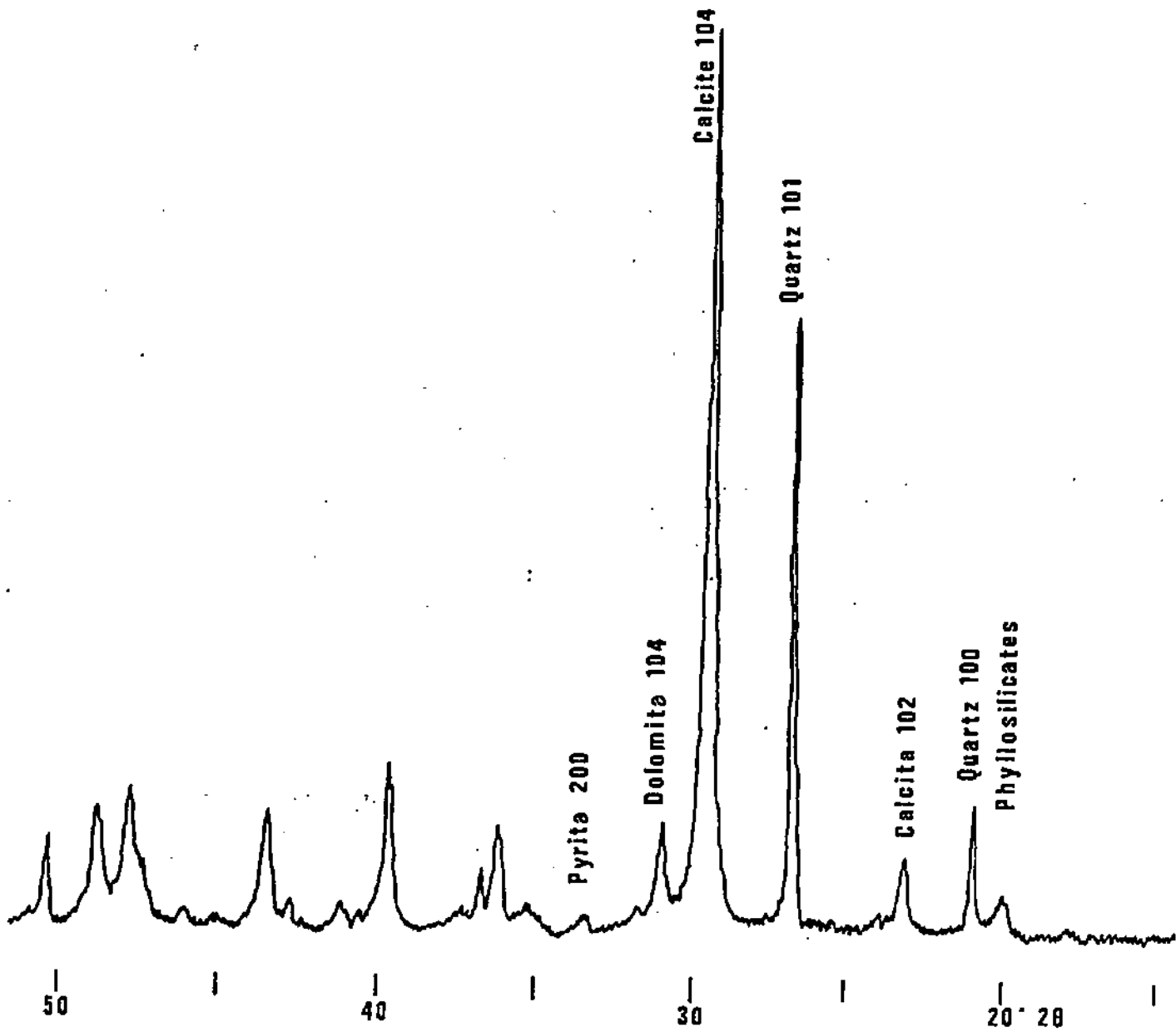


FIGURE 3-7 : Diffractogramme de roche totale typique des Marnes bleues d'Hauterive (échantillon FB.26, forage 700).

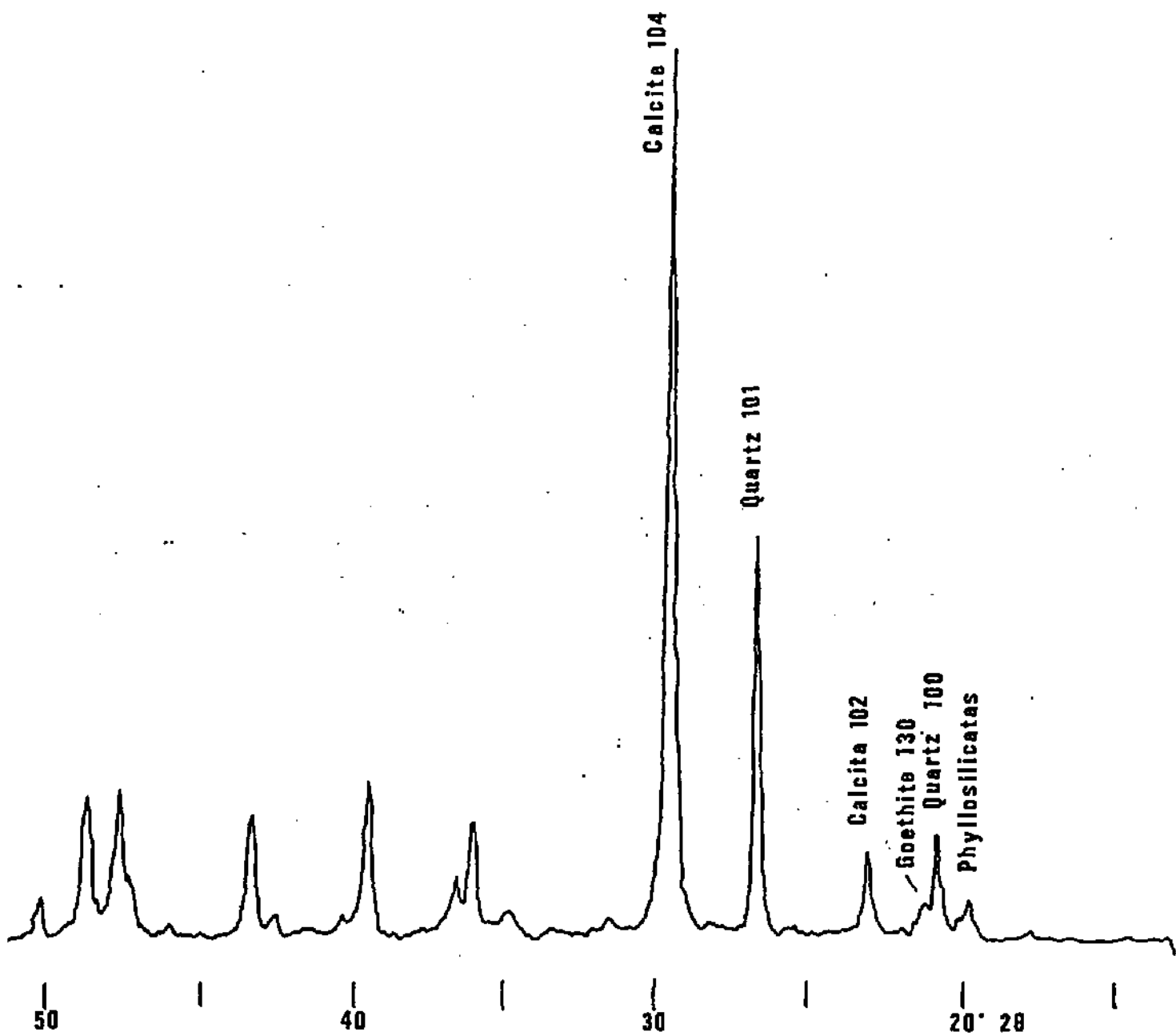


FIGURE 3-8 : Diffractogramme de roche totale typique de la Pierre jaune de Neuchâtel (échantillon FB.77, forage 700).

4.2. Fractions fines du résidu insoluble

Par rapport à la roche totale, les préparations orientées du résidu insoluble permettent une meilleure reconnaissance des minéraux argileux, puisque ce sont les faces 001 qui fournissent les réflexions les plus intenses; les minéraux accessoires tels que quartz, feldspaths et plagioclases, hydroxydes et sulfures de fer, oxydes de titane et la dolomite (résistant à la décarbonatation) sont aussi reconnaissables sur les diffractogrammes.

4.2.1. Les minéraux argileux

Cinq types principaux sont identifiables; ce sont les smectites, les Interstratifiés, les micas, la kaolinite et la chlorite. Dans l'ensemble de ce travail, ils seront nommés ainsi, sans essayer de les définir plus précisément, puisque ce sont les associations de ces minéraux par rapport aux faciés sédimentologiques qui nous intéressent en priorité. Néanmoins, nous tenterons de fournir un maximum de précisions sur chacun d'eux dans les pages suivantes.

Les smectites : elles se caractérisent par un réflexe principal (001) entre 12 et 15 Å (5.8 à 7.3° 2 θ) sur les préparations séchées à l'air, qui se déplace vers 17 Å (5.2° 2 θ) après saturation à l'éthylène-glycol. En effet, ces minéraux, dits gonflants, sont caractérisés par des espaces interfoliaires contenant des molécules d'eau et des cations compensateurs (K, Na, Mg) qui peuvent être remplacés, notamment par les molécules d'éthylène-glycol; celles-ci, beaucoup plus grosses, provoquent l'augmentation de l'épaisseur du feuillet élémentaire jusqu'à 16.9 à 17.1 Å, quelle que soit son épaisseur de départ. Inversement, en chauffant les préparations à 110°C, les couches interfoliaires sont déshydratées; le minéral ne comprend alors plus que de ses couches tétraédriques et octaédriques (structure T.O.T), ainsi que ses cations compensateurs entre les différents feuillets. L'épaisseur d'un feuillet est donc plus petite, ce qui se traduit par un déplacement du pic vers 10 Å.

Selon BRINDLEY & BROWN (1980), les smectites montrant un pic à 12 sur des préparations séchées à l'air sont saturées en sodium, et celles ayant leur maximum d'intensité entre 14 et 15 Å sont saturées en magnésium ou calcium (figure 3-9). Dans les échantillons étudiés, la majorité des réflexes se situent à 15 Å (figure 3-10). Le type 12 Å se rencontre plus rarement et en moins forte intensité; (figure 3-11). Dans les échantillons très riches en smectites (parfois plus de 80% des minéraux argileux de la fraction <2 μ m des Marnes bleues), les pics 002 et 003 sont visibles sur les diffractogrammes des préparations saturées à l'éthylène-glycol, de même que le pic 005 sur celles séchées à l'air (figure 3-10).

Par rapport aux travaux antérieurs, et selon les propositions de la Commission internationale de Nomenclature, le terme de smectite a remplacé celui de montmorillonite, employé notamment par PERSOZ et al.; il s'agit néanmoins du même minéral.

Les Interstratifiés : on nomme ainsi tous les minéraux formés d'un empilement, irrégulier ou régulier, de feuillets élémentaires d'au moins deux phyllosilicates différents. Par exemple, il peut s'agir de mica-smectite, de chlorite-smectite, de mica-chlorite, etc. Les proportions des différentes couches et leur arrangement créent un nombre considérable d'interstratifiés,

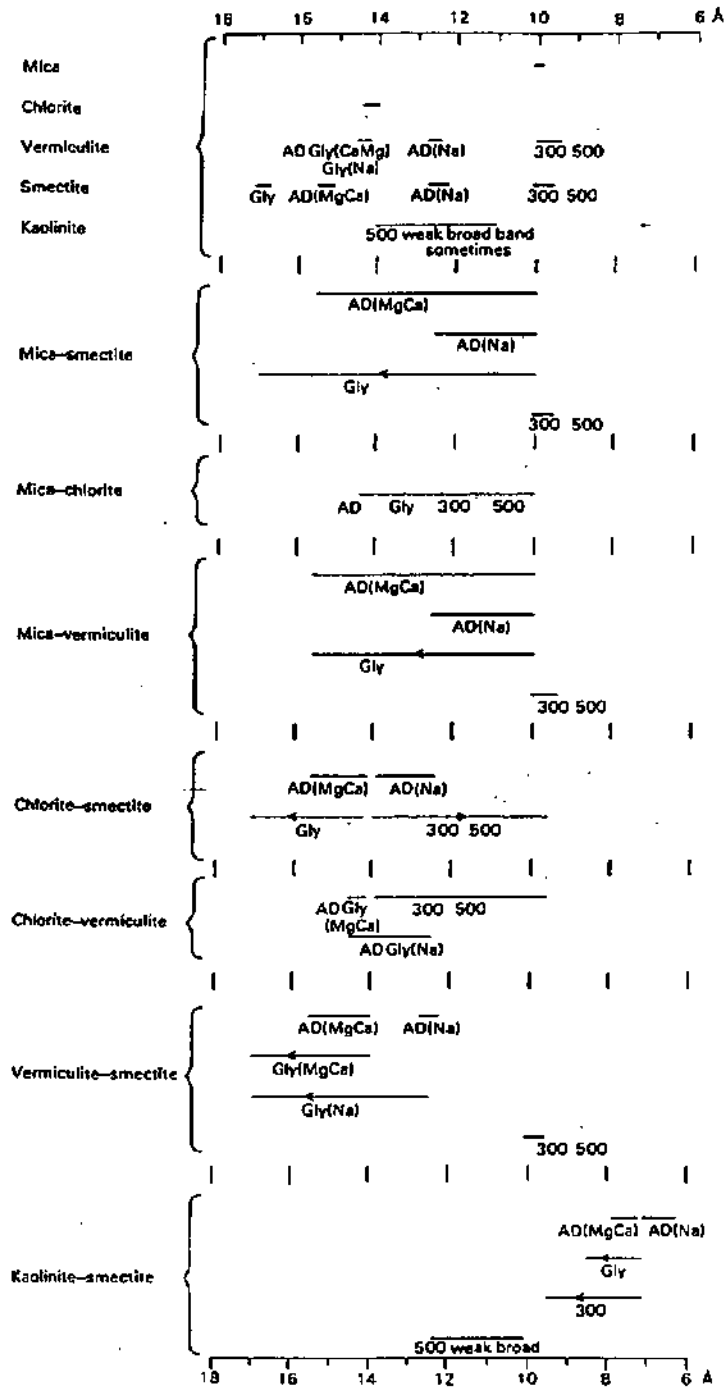


FIGURE 3-9 : Position des réflexions basales de différents minéraux argileux, dont les smectites, en fonction de leur chimisme et de divers traitements diagnostiques, d'après BRINDLEY & BROWN (1980).

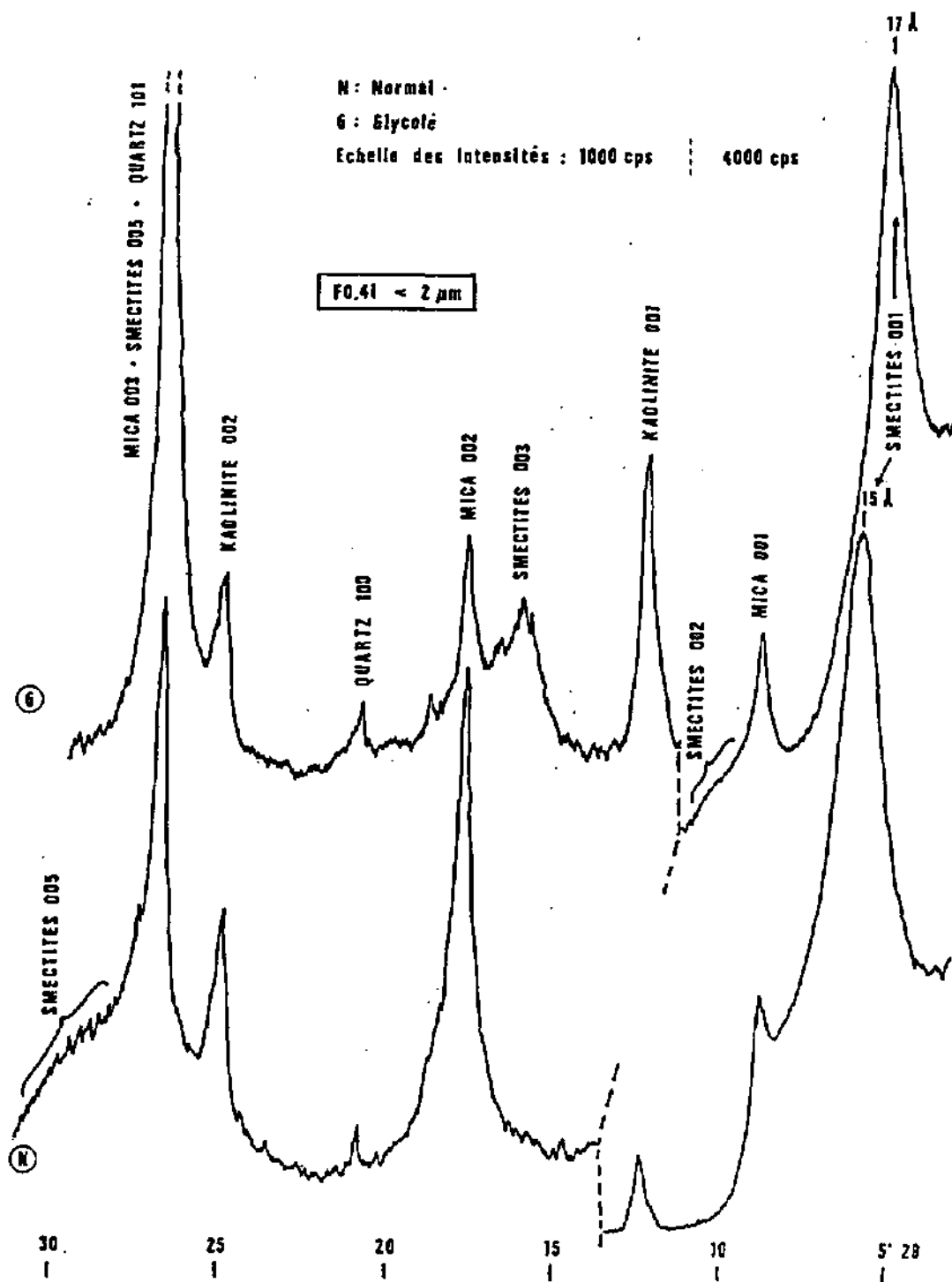


FIGURE 3-10 : Diffractogramme des Marnes bleues d'Hauterive avec un pic de smectites à 15 Å; les réflexions 002, 003 et 005 sont également visibles (échantillon FD.41, forage 209).

rendant leur détermination précise particulièrement complexe; il faut mesurer les positions exactes de plusieurs raies, et observer leur éventuel déplacement après saturation à l'éthylène-glycol, ou d'autres traitements.

Dans ce travail, nous attribuerons à des interstratifiés toutes les réflexions formant un plateau entre 14 et 10 Å, ou une forte asymétrie du pic des micas. En raison de leur faible quantité, seule la réflexion basale de ces interstratifiés est visible; leur identification rigoureuse n'est donc pas possible. Cependant, il semble qu'il s'agisse généralement d'édifices irréguliers, de type mica-smectite, avec une majorité de couches smectitiques, puisque la plupart d'entre-eux gonflent aux alentours de 17 Å sur les préparations glycolées (figure 3-12).

Ils ont été mesurés systématiquement à leur maximum d'intensité, indépendamment de leur position.

Les micas détritiques : cette appellation est préférée à celle d'illite, utilisée par de nombreux auteurs, pour désigner tous les micas d'origine détritique, quelle que soit leur nature. En effet, la détermination exacte de ces minéraux n'est pas immédiate sur des diffractogrammes de ce type, et leur composition peut varier selon les niveaux considérés. Par la méthode des diagrammes triangulaires de REY-KUBLER, nous verrons plus loin que les micas présents dans nos échantillons sont principalement de type illite-phengite (Chapitre III, § 7.).

La cristallinité de l'illite (aussi appelée indice d'aigu ou largeur à mi-hauteur, selon la définition de KUBLER, 1964) a été mesurée sur les fractions <2 et 2-16 µm de tous les échantillons. Il ne sera tenu compte que des valeurs des préparations glycolées, car, en raison de la présence de smectites en grande quantité, cette largeur est souvent impossible à mesurer sur les préparations séchées à l'air. Dans ces séries carbonatées ayant peu subi de transformations minéralogiques dues à la diagenèse, la cristallinité de l'illite n'est pas utilisée dans le but de quantifier ces transformations, mais plutôt pour qualifier la fraîcheur de ces micas détritiques, et, le cas échéant, les grouper en familles d'origines différentes ou plus ou moins proches du lieu de sédimentation. Les résultats de ces mesures seront indiqués au chapitre IV pour chaque profil, et repris plus en détail au chapitre V.

Dans certains cas, il est aussi probable que la présence de glauconite influence la forme et la position du pic du mica, et qu'elle se mêle à l'édifice interstratifié.

La kaolinite : elle se manifeste généralement par deux réflexes, l'un à 7.1 Å (12.5° 2θ) et l'autre à 3.57 Å (24.9° 2θ), tous les deux représentant les 100 % d'intensité. Elle est presque toujours présente, mais le plus souvent en faible quantité sauf dans certains niveaux, tant marneux que calcaires, où elle devient la phase majeure (figure 3-13).

La chlorite : présente en faible quantité, ses réflexes se confondent avec ceux de la kaolinite, et, de ce fait, elle est souvent difficile à reconnaître. En effet, son premier pic (001) à 14.1 Å (6.3° 2θ) est toujours masqué par les smectites ou les interstratifiés; son deuxième pic (002), à 7.05 Å (12.5° 2θ) est confondu avec le 001 de la kaolinite; son quatrième pic (004), premier critère de distinction de ce minéral, à 3.54 Å (25.1° 2θ), se sépare de peu du pic 002 de la kaolinite. Lorsque sa quantité est suffisante, un réflexe

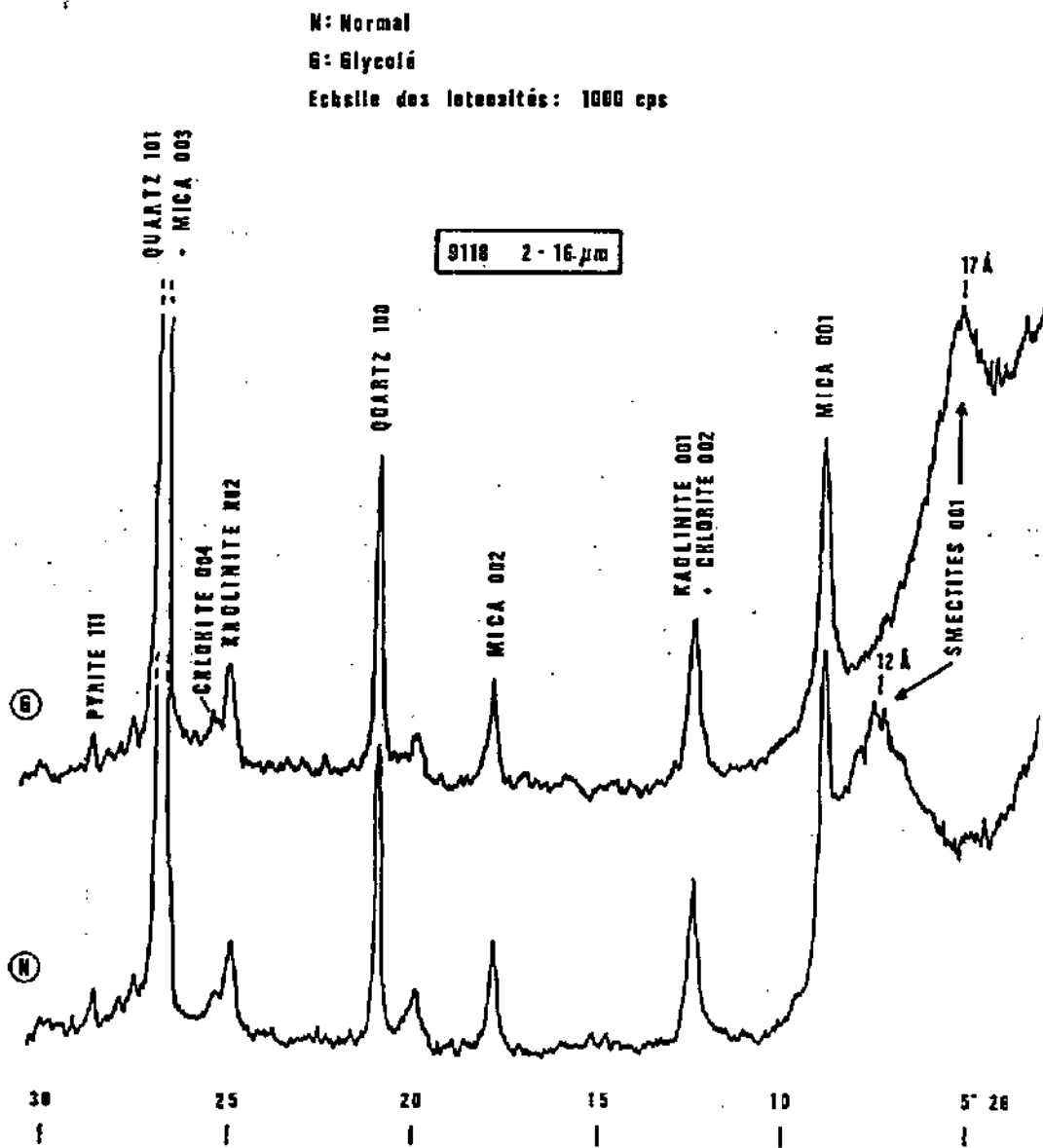


FIGURE 3-11 : Diffractogramme des Marnes bleues d'Hauterive avec un pic de smectites à 12 Å (échantillon 9118, coupe de la Marnière de Cressier).

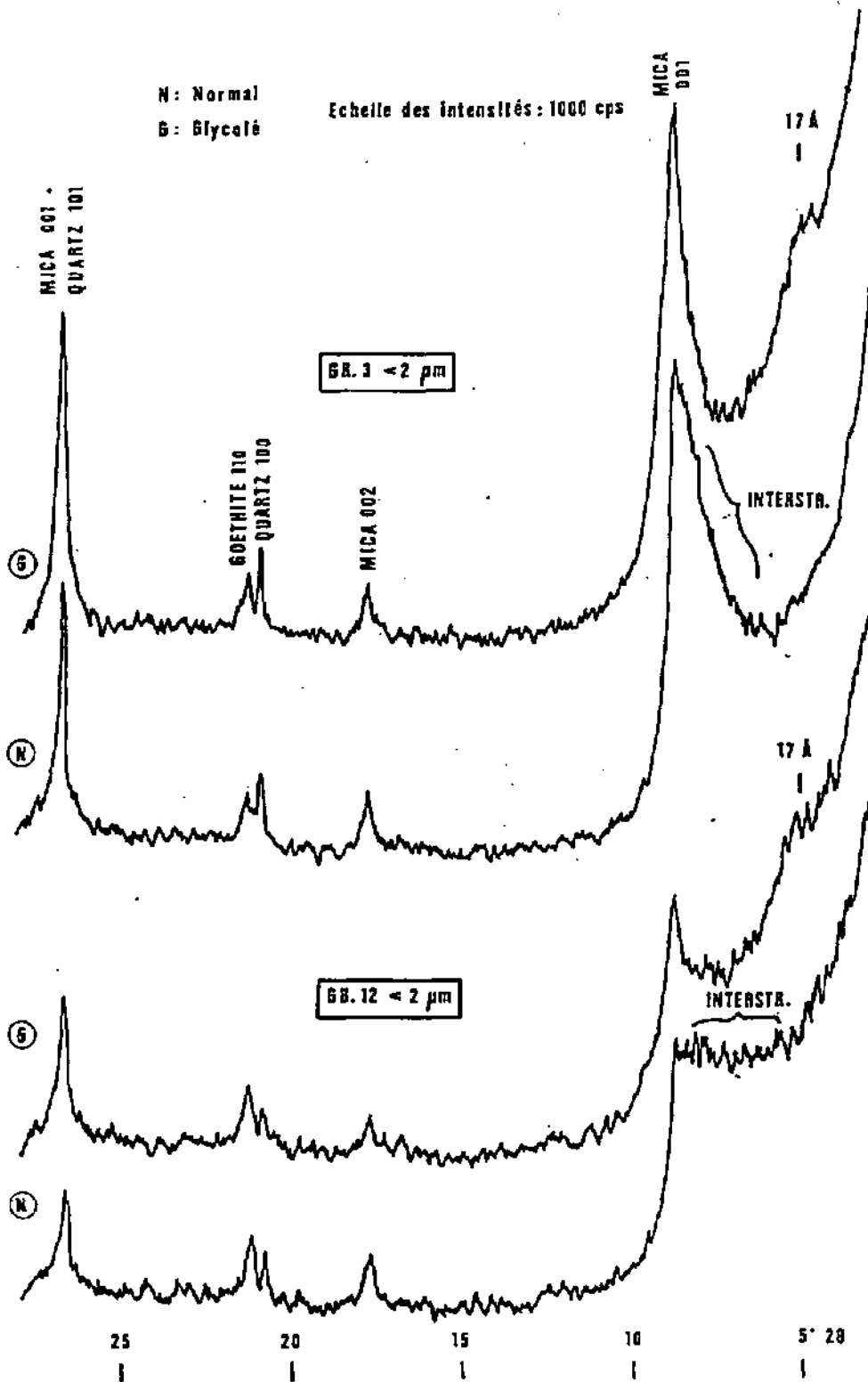


FIGURE 3-12 : Deux différentes formes d'interstratifiés se déplaçant vers 17 Å après saturation à l'éthylène-glycol (échantillons GB.3 (en haut) et GB.12 Å (en bas), coupe des Gorges de l'Areuse.

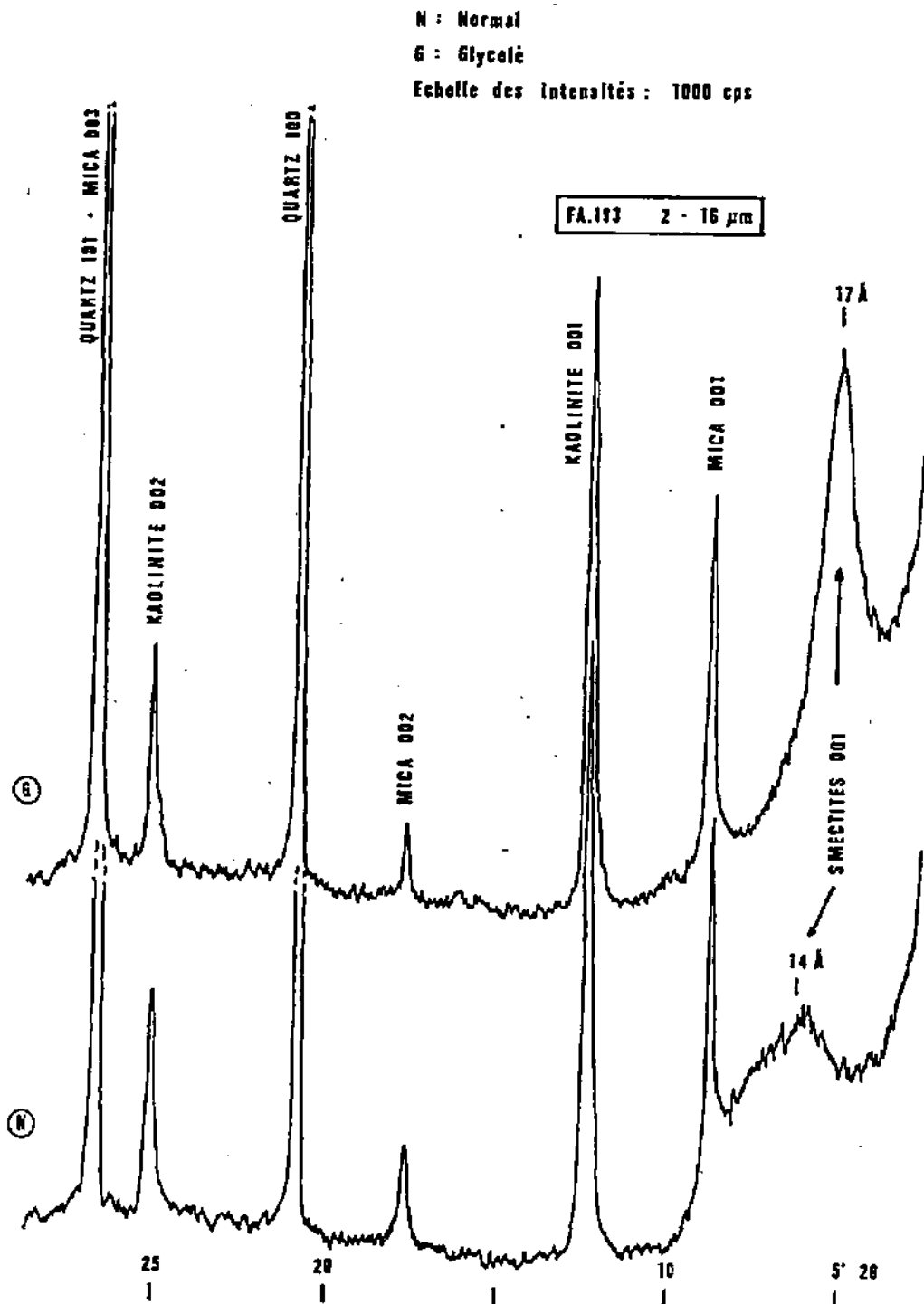


FIGURE 3-13 : Diffractogramme montrant la kaolinite en grande quantité (intensité encore plus forte dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$) (échantillon FA.193, forage 607).

supplémentaire, le pic 003 à 4.72 Å (18.8° 2θ) fournit la preuve de sa présence.

La nature de ces chlorites n'a jamais pu être déterminée, par exemple par la méthode des diagrammes triangulaires de OINUMA, SHIMODA et SUDO (1972), en raison de l'impossibilité de mesurer avec suffisamment de précision les intensités de ses pics 001, 002 et 003.

4.2.2. Les minéraux accessoires

À l'exclusion de la calcite, qui est éliminée par la décarbonatation, il s'agit des mêmes minéraux que ceux rencontrés dans les analyses de la roche totale; l'identification de certaines phases est cependant plus précise, notamment en ce qui concerne les hydroxydes et sulfures de fer, qui sont ici différenciables, et les oxydes de titane.

Les sulfures sont représentés uniquement par la **pyrite**, FeS_2 , (voir § 4.1.) qui est présente systématiquement dans les Marnes bleues d'Hauterive; elle se reconnaît surtout par son réflexe 200 à 2.709 Å (33.1° 2θ, 85% d'intensité), et parfois par le 111 à 3.128 Å (28.5° 2θ, 35% d'intensité).

L'hydroxyde de fer est essentiellement la **goethite** ($\alpha\text{-FeOOH}$) qui se reconnaît par son réflexe 110 à 4.18 Å (21.2° 2θ, 100 % d'intensité). On la trouve en grande quantité dans les calcaires de haute énergie de la Pierre jaune de Neuchâtel.

La présence de l'un ou l'autre de ces minéraux dépend des conditions réductrices ou oxydantes soit des milieux de dépôt, soit des environnements d'altération des roches; il est donc peu probable de les rencontrer simultanément. Il apparaît pourtant que tout le fer devait être réduit, c'est-à-dire cristallisant sous forme de pyrite, au moment de la sédimentation, ou, tout au moins, lors de la consolidation des sédiments; en effet, en dégageant des blocs non-altérés des affleurements, il est très fréquent d'observer des auréoles d'oxydation contenant de la goethite, autour de noyaux réduits composés de pyrite. Dans ce cas, les deux minéraux peuvent coexister dans le même échantillon. De plus, à l'interface des deux zones, la **lépidocrocite** ($\gamma\text{-FeOOH}$) est parfois décelable; cette forme d'hydroxyde de fer dénote d'un stade d'oxydation peu avancé. Elle apparaît sur les diffractogrammes à 14.1° 2θ (pic 020 à 6.27 Å, 100 % d'intensité) (figure 3-14).

La présence des oxydes de titane n'a pu être mise en évidence que par le chauffage des préparations de la fraction 2-16 μm. En effet, le pic principal de l'anatase (TiO_2) se situe à 3.52 Å (25.3° 2θ, 100 % d'intensité) et se confond avec le 004 de la chlorite, alors que celui du rutile (TiO_2) se trouve à 3.25 Å (27.4° 2θ, 100 % d'intensité) et se superpose à celui des feldspaths potassiques. Les autres réflexes de ces deux polymorphes ne sont jamais reconnaissables. Sans la présence d'autres pics de chlorite ou de feldspath, il est donc impossible de décider de l'existence de tel ou tel minéral. Par chauffage des préparations à 550°, on provoque la disparition de la kaolinite, et un renforcement du pic à 3.52 Å; en continuant le chauffage au delà de 650°, on observe alors la diminution du pic à 3.52 Å et l'augmentation de celui à 3.25 Å, c'est-à-dire la transformation de l'anatase en rutile (DEER et al., 1978). Dès lors, la présence détritique de l'anatase est prouvée; celle du rutile, par contre, n'est peut-être que le produit du

chauffage. Il n'existe en effet pas de diagnostic sûr permettant d'attribuer au rutile ou au feldspath le pic à 3.25 Å. Selon LIPPMANN (1953), les oxydes de titane sont des minéraux détritiques communs dans les roches sédimentaires; la présence du rutile est donc tout à fait plausible dans les calcaires hauteriviens (figure 3-15).

Les feldspaths potassiques, pour autant qu'il en s'agisse réellement, et les plagioclases ne sont présents qu'en très faible quantité. Comme sur les diffractogrammes de roche totale, on les reconnaît par leurs pics à 27.5 Å et 27.9° 2θ. Ces réflexions sont proches, respectivement, de celles du microcline et de l'albite.

Le quartz est toujours présent, reconnaissable à ses pics 100 (20.8° 2θ, 4.26 Å, 35 % d'intensité) et 101 (26.64° 2θ; 3.343 Å, 100 % d'intensité). Il est beaucoup plus intense dans la fraction 2-16 μm. Parfois, le pic à 4.26 Å est plus intense que celui à 3.343 Å; il s'agit alors de quartz d'origine biogène (PERSOZ, 1982).

La dolomite, quant à elle, se reconnaît par son pic à 30.9° 2θ (tendance ankéritique).

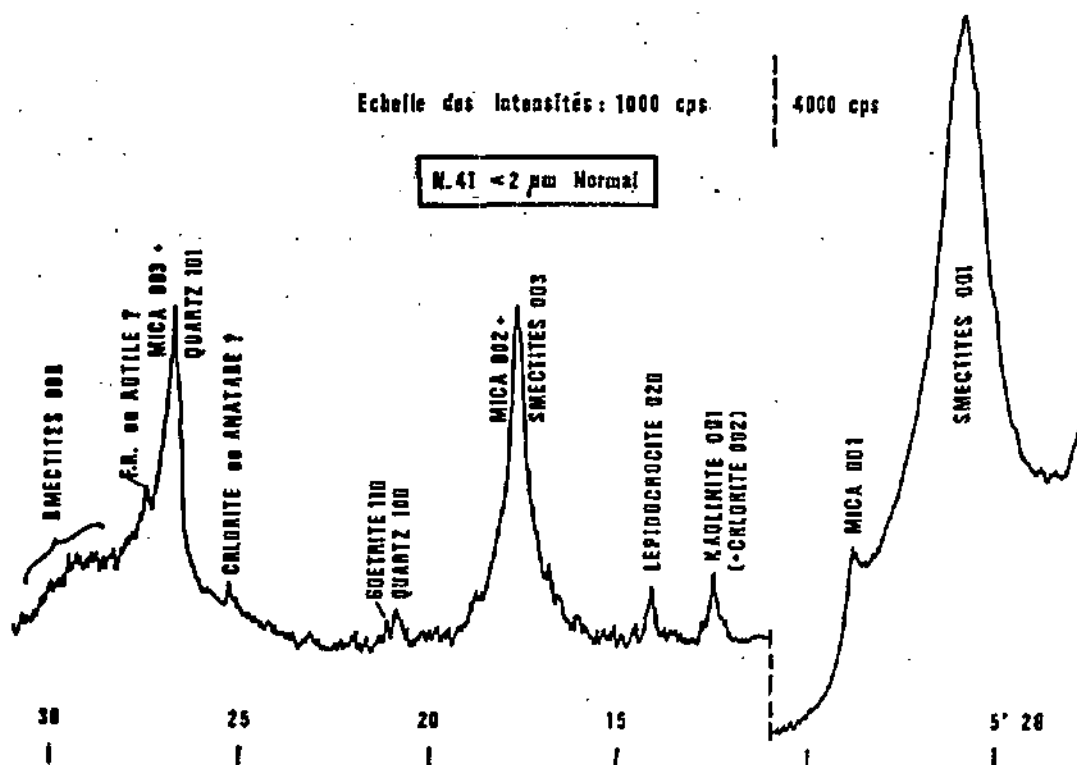


FIGURE 3-14 : Diffractogramme de Pierre jaune montrant la présence de lépidocrocite et de goéthite (échantillon N.41, coupe de la Vallée du Nozon).

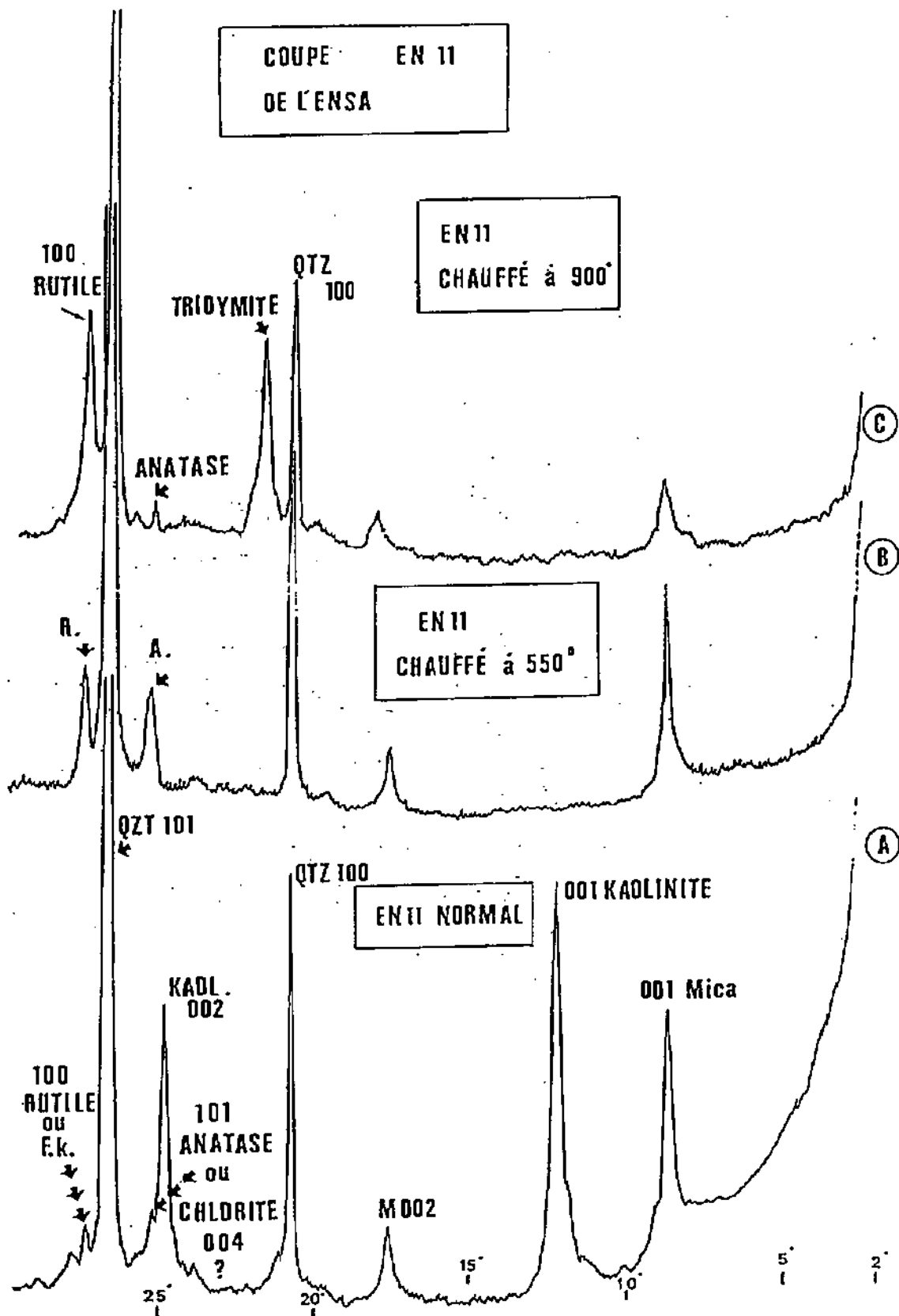


FIGURE 3-15 : Diffractogrammes montrant la transformation d'anatase en rutile après chauffage à plus de 650° (d'après ADATTE, 1988).

5. REPRESENTATION DES TENEURS DES MINERAUX DES FRACTIONS FINES DU RESIDU INSOLUBLE

Les teneurs des différents minéraux argileux peuvent être représentées de deux manières différentes, à savoir par leurs pourcentages relatifs ou par leurs intensités absolues. Les deux méthodes ont été utilisées pour ce travail; leurs avantages et inconvénients vont être brièvement exposés ci-après.

Pour les minéraux en grains, seules les intensités absolues sont utilisables; en effet, leurs coefficients d'absorption massique étant trop différents, il serait faux d'attribuer une valeur quantitative à un rapport d'intensité. Autrement dit, pour une quantité égale de deux minéraux, les intensités de leurs réflexions principales peuvent être très différentes, donc leur rapport ne correspond pas aux teneurs réelles des phases en présence.

5.1. Les pourcentages relatifs des minéraux argileux

Le calcul des pourcentages relatifs des minéraux argileux, aussi appelé dosage semi-quantitatif des phyllites, est une méthode fréquemment employée, notamment par les auteurs mentionnés au début de ce chapitre (PERSOZ et al., VIEBAN, DARSAC, ADATTE, RAMSEYER, etc.). Cette méthode est applicable pour les phyllosilicates, sur les préparations orientées, car les intensités comparées sont celles des réflexions 001 ou 002 de ces minéraux. Il est ainsi possible de déduire un rapport quantitatif des minéraux argileux présents. Certaines précautions sont néanmoins indispensables, notamment de considérer les pics d'intensités maximales, et que ces pics ne soient pas entachés par le réflexe d'un autre minéral. Dans notre cas, les phyllosilicates présents sont les smectites, les interstratifiés, le micas, la kaolinite et la chlorite. Pour les trois premiers nommés, les pics principaux (100 % d'intensité) peuvent être utilisés sans autre. Il s'agit :

- du pic 001 des smectites à 12, 14-15 ou 17 Å, selon le type de minéral et la préparation,
- du maximum d'intensité des interstratifiés entre 10 et 14 Å,
- du pic 001 du micas à environ 10 Å.

Pour la chlorite et la kaolinite, par contre, un problème particulier se pose. Selon le chimisme de la chlorite, son pic le plus intense est le 001 à 14 Å ou le 002 à 7 Å; dans le premier cas, le pic est caché par les smectites ou confondu avec ceux des interstratifiés, dans le second, il se superpose au pic 001 de la kaolinite (100 % d'intensité). Pour tous les échantillons analysés, la chlorite étant toujours présente en très faible quantité, son réflexe 001 n'est jamais identifiable; le choix du pic 002 s'est donc imposé. Reste le problème de la distinction des contributions de chacun des deux minéraux à l'intensité de ce pic. Pour cela, il faut considérer les réflexions 002 de la kaolinite et 004 de la chlorite, respectivement à 3.57 et 3.54 Å. Nous calculons alors les rapports des intensités de la kaolinite et de la chlorite sur la somme de ces deux intensités. Ces rapports nous permettent ensuite de déterminer la part de la kaolinite et de la chlorite sur l'intensité totale du pic à 7 Å.

Mathématiquement, nous pouvons résumer la marche à suivre de la manière suivante :

$$X = I(\text{kaol002}) / [I(\text{kaol002}) + I(\text{chlo004})] \text{ (a)}$$

$$I(\text{kaol001}) = X * I(\text{kaol001chlo002}) \text{ (b)}$$

$$Y = I(\text{chlo004}) / [I(\text{kaol002}) + I(\text{chlo004})] \text{ (a')}$$

$$I(\text{chlo002}) = Y * I(\text{kaol001chlo002}) \text{ (b')}$$

Une fois les intensités de la kaolinite et de la chlorite obtenue, nous pouvons les additionner à celles des smectites, interstratifiés et micas; le quotient de l'intensité de chaque minéral sur cette somme, multiplié par 100, nous donne le pourcentage relatif de chaque phase minérale considérée. Autrement dit, nous avons pour les smectites, par exemple :

$$\% \text{rel. sm} = \frac{I(\text{sm})}{[I(\text{sm}) + I(\text{int}) + I(\text{mic}) + I(\text{kao}) + I(\text{chl})]} * 100$$

De manière identique nous pouvons calculer le pourcentage relatif des autres minéraux.

Il faut encore préciser que l'unité des mesures d'intensité n'importe peu, mais quelle doit être identique et comparable. C'est-à-dire que, dans le cas présent, toutes les intensités ont été mesurées en millimètres, mais que la valeur obtenue a été adaptée à une échelle d'intensité du diffractogramme préalablement définie. En effet, selon l'intensité moyenne des pics d'un échantillon, un réglage différent de l'échelle de la baie d'enregistrement s'avère indispensable. Pour nos échantillons, cette échelle varie de 1000 à 10000 coups par seconde (cps) pour la pleine largeur du papier d'enregistrement. En raison de sa plus grande fréquence, l'échelle de 2000 cps a été choisie; il a donc fallu soit diviser par 2 (1000 cps), soit multiplier par 2 (4000 cps) voire par 5 (10000 cps), les intensités mesurées en millimètres.

Cette méthode a l'avantage de mettre en évidence les variations des phyllosilicates entre eux et le ou les minéraux prédominant dans l'échantillon considéré. Par contre, les valeurs obtenues ne sont pas représentatives de la quantité réelle des minéraux. Par exemple, un chiffre de 80 % de micas signifiera que cette phase est la principale de l'échantillon, mais sa teneur véritable peut être la même que celle d'un échantillon ayant une valeur de 40 % de micas. C'est pourquoi il est indispensable de tenir compte des intensités absolues afin d'éviter de telles erreurs d'appréciation.

5.2. Les intensités absolues

Pour les intensités absolues, les mêmes précautions que pour les pourcentages relatifs sont à prendre quant à l'échelle et au choix des pics. La différence principale est que les variations des minéraux en grains peuvent être comparées à celles des minéraux argileux. Les mêmes

intensités, mesurées et corrigées de façon identique, seront donc retenues pour les phyllosilicates. Pour les minéraux accessoires, il s'agit essentiellement du quartz, de la pyrite ou de la goethite, d'éventuels plagioclases ou feldspaths potassiques, de la dolomite et des oxydes de titane (rutile et anatase). Les pics mesurés sont :

- le pic 100 du quartz à 4.26 Å (20.8 °2θ, 35% d'intensité),
- le pic 020 de la goethite à 4.18 Å (21.2 °2θ, 100% d'intensité),
- le pic 101 de l'anatase à 3.52 Å (25.3 °2θ, 100% d'intensité),
- le pic 110 du rutile à 3.25 Å (27.4 °2θ, 100% d'intensité),
- les pics -220;002;040 des feldspaths potassiques à 3.248 Å (27.5 °2θ, 100 % d'intensité),
- les pics 002;040;220 des plagioclases à 3.19 Å (27.9 °2θ, 100% d'intensité),
- le pic 104 de la dolomite à 2.9 Å (31 °2θ, 100% d'intensité),
- le pic 200 de la pyrite à 2.71 Å (33.0 °2θ, 85% d'intensité).

Si ce type de représentation permet la comparaison de tous les minéraux du résidu insoluble, une interprétation quantitative entre les phyllosilicates et les minéraux accessoires ou de ces derniers entre eux ne peut être faite, en raison des grandes différences des coefficients d'absorption massique et de l'orientation des minéraux argileux. Par contre, les minéraux argileux peuvent être comparés quantitativement entre eux.

L'avantage de cette méthode est de pouvoir visualiser les variations de chaque minéral le long d'un profil ou d'une série sédimentaire.

6. LES ROENTGENOFACIES

La définition des roentgénofaciès se fait uniquement par analogie morphologique des diffractogrammes; cependant, la présence et l'intensité des différents minéraux sont implicitement représentés par la forme des diagrammes. Ce sont principalement les diagrammes de la fraction inférieure à 2 µm normale qui ont été utilisés pour leur description. Les pourcentages relatifs des phyllosilicates étant connus pour chaque échantillon, il est possible de calculer la moyenne de chaque roentgénofaciès, donc de les décrire de manière semi-quantitative.

Une fois les classes de diffractogrammes définies, chaque échantillon est rapporté à son microfaciès; en fonction de la fréquence des différentes classes de microfaciès dans chaque roentgénofaciès, on peut déterminer statistiquement une minéralogie typique d'un ou de plusieurs environnements sédimentaires. Les pourcentages relatifs moyens des roentgénofaciès nous permettent alors d'indiquer la fréquence de chaque constituant en fonction des milieux de dépôt. Les intensités brutes du quartz (en mm), ainsi que les indices d'aigu de la fraction < 2 µm glycolée seront également pris en compte.

Cette façon de procéder a été décrite par VIEBAN (1983) et DARSAC (1983).

La comparaison des microfaciès et des roentgénofaciès sera discutée au chapitre V.

6.1. Description des différents roentgénofaciès

En première approche, trois types principaux de roentgénofaciès peuvent être distingués, en relation, surtout, avec la morphologie des 10 premiers degrés des diffractogrammes. Ils peuvent être décrits de la manière suivante :

- 1° les diffractogrammes ayant un pic de très forte intensité vers 15 Å (au moins plus de 1000 cps, souvent plus de 2000 cps),
- 2° les diffractogrammes ayant un pic d'intensité moyenne (moins de 1000 cps) à 12, 14 ou 15 Å,
- 3° les diffractogrammes ne présentant pas de pic net mais, au contraire, un ensemble de réflexions formant un plateau ou une pente entre environ 10 et 15 Å.

En d'autres termes, cela revient à séparer les échantillons comprenant une très grande quantité de smectites, une quantité moyenne de smectites, ou des interstratifiés.

A l'intérieur de ces trois groupes, d'autres distinctions peuvent se faire, selon différents critères. Dans le but de ne pas trop multiplier le nombre des roentgénofaciès, un seul élément a été retenu, à savoir l'intensité des pics de kaolinite. La présence de pyrite ou de goethite n'a finalement pas été retenue, ces deux minéraux dépendant de la lithologie plutôt que des variations de faciès.

Six classes de diffractogrammes ont donc été définies.

6.1.1. Roentgénofaciès A

C'est le plus fréquent (490 échantillons); il est caractérisé essentiellement par un pic de smectites très intense. Les autres minéraux argileux présents sont surtout les micas; la kaolinite et la chlorite se rencontrent aussi, mais en faibles quantités (figure 3-16). Les pourcentages relatifs moyens des minéraux argileux de ce roentgénofaciès sont : 69% de smectites, 28% de micas, 1.5% de kaolinite et 1.5% de chlorite.

Parmi les minéraux accessoires, il faut citer le quartz, la pyrite ou la goethite, et parfois la dolomite dans les marnes.

Les échantillons appartenant à ce roentgénofaciès proviennent essentiellement des Marnes bleues, mais aussi des faciès de talus micritiques de la Pierre jaune.

6.1.2. Roentgénofaciès B

Nettement moins représenté que le précédent (84 échantillons), ce roentgénofaciès s'en distingue par des pics de kaolinite très intenses; les smectites constituent pourtant l'essentiel de la fraction argileuse (53%); viennent ensuite les micas (23%), la kaolinite (22%) et la chlorite (2%) (figure 3-16). Les minéraux accessoires sont les mêmes que ceux du roentgénofaciès A.

Ces niveaux riches en smectites et kaolinite se rencontrent dans les Marnes bleues (forages 607, 700, 209, coupes de Cressier et Bief blanc) et plus rarement dans la Pierre jaune (forage 607 et coupe de Boudry).

6.1.3. Roentgénofaciès C

Deuxième en nombre avec 182 échantillons, ce roentgénofaciès se caractérise par une quantité moyenne équilibrée de smectites (55%) et de micas (41%); la kaolinite et la chlorite (2% chacune) sont peu présentes (figure 3-17). Si ce n'est l'intensité des smectites, ce roentgénofaciès est assez semblable au type A, les échantillons le constituant proviennent des mêmes niveaux (faciès de talus de la Pierre jaune et Marnes bleues). Cependant, les échantillons marneux présentent deux particularités; les smectites qu'ils contiennent sont de type 12 Å (coupe de Cressier notamment), ou ils proviennent des passées plus calcaires des Marnes bleues du Jura vaudois (coupes de la Cascade du Dard et du Nozon).

6.1.4. Roentgénofaciès D

Ce roentgénofaciès est l'équivalent du type B avec des intensités de smectites plus faibles. Il est peu représenté (51 échantillons). La kaolinite en est l'élément principal, avec 40% d'intensité relative moyenne; suivent les smectites (34%), les micas (25%) et la chlorite en trace (<1%) (figure 3-17). Il est constitué par des échantillons provenant d'une part des Marnes bleues de la marnière de Cressier (smectites à 12 Å), et, d'autre part, de la Pierre jaune micritique des forages 607 et 565, et de la coupe de Boudry.

6.1.5. Roentgénofaciès E

Contrairement aux roentgénofaciès précédents, celui-ci comprend des interstratifiés en lieu et place des smectites; ils en forment le 36%. Les minéraux les plus représentés sont les micas avec 57%, tandis que la kaolinite (6%) et la chlorite (<1%) sont peu importants (figure 3-18). Ces interstratifiés sont de type mica-smectite, avec parfois un fort pourcentage de couches gonflantes (pic proche de 17 Å après saturation à l'éthylène-glycol). Les échantillons appartenant à ce roentgénofaciès proviennent essentiellement des oosparites ou biosparites de la Pierre jaune de Neuchâtel (forages 565, 607, coupes des Gorges de l'Areuse, de Champs du Moulin et du Bief blanc). Ils sont également riches en goethite et en glauconite.

6.1.6. Roentgénofaciès F

Il se distingue du précédent par une forte quantité de kaolinite, qui en est le minéral principal avec 61% d'intensité relative moyenne. Les micas en représentent le 23% et les interstratifiés, semblables à ceux du roentgénofaciès E, le 16% (figure 3-18). Assez rare (37 échantillons), il n'est formé que par quelques niveaux oolithiques ou bioclastiques de la Pierre jaune des forages 565 et 607, et de la coupe de Boudry.

Pour ces deux derniers roentgénofaciès, les deux types d'interstratifiés décrits au § 4.2.1. n'ont pas été différenciés. Les diffractogrammes types représentent le cas le plus fréquent.

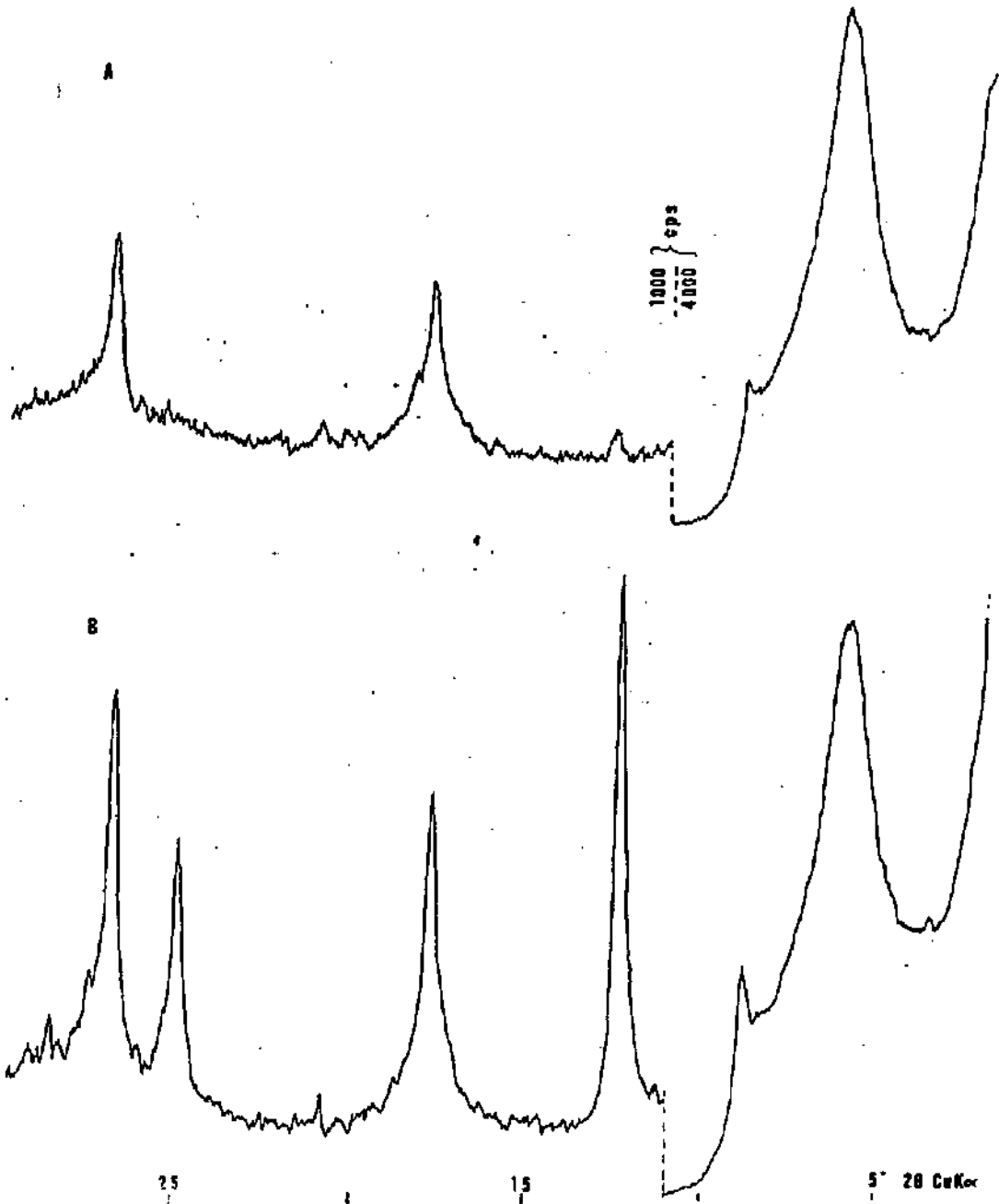


FIGURE 3-16 : Diffractogrammes types des roentgénofaciès A et B.
 A : Coupe du Nozon, N.27 < 2 μ m normal
 B : Forage 607, 607.88 < 2 μ m normal

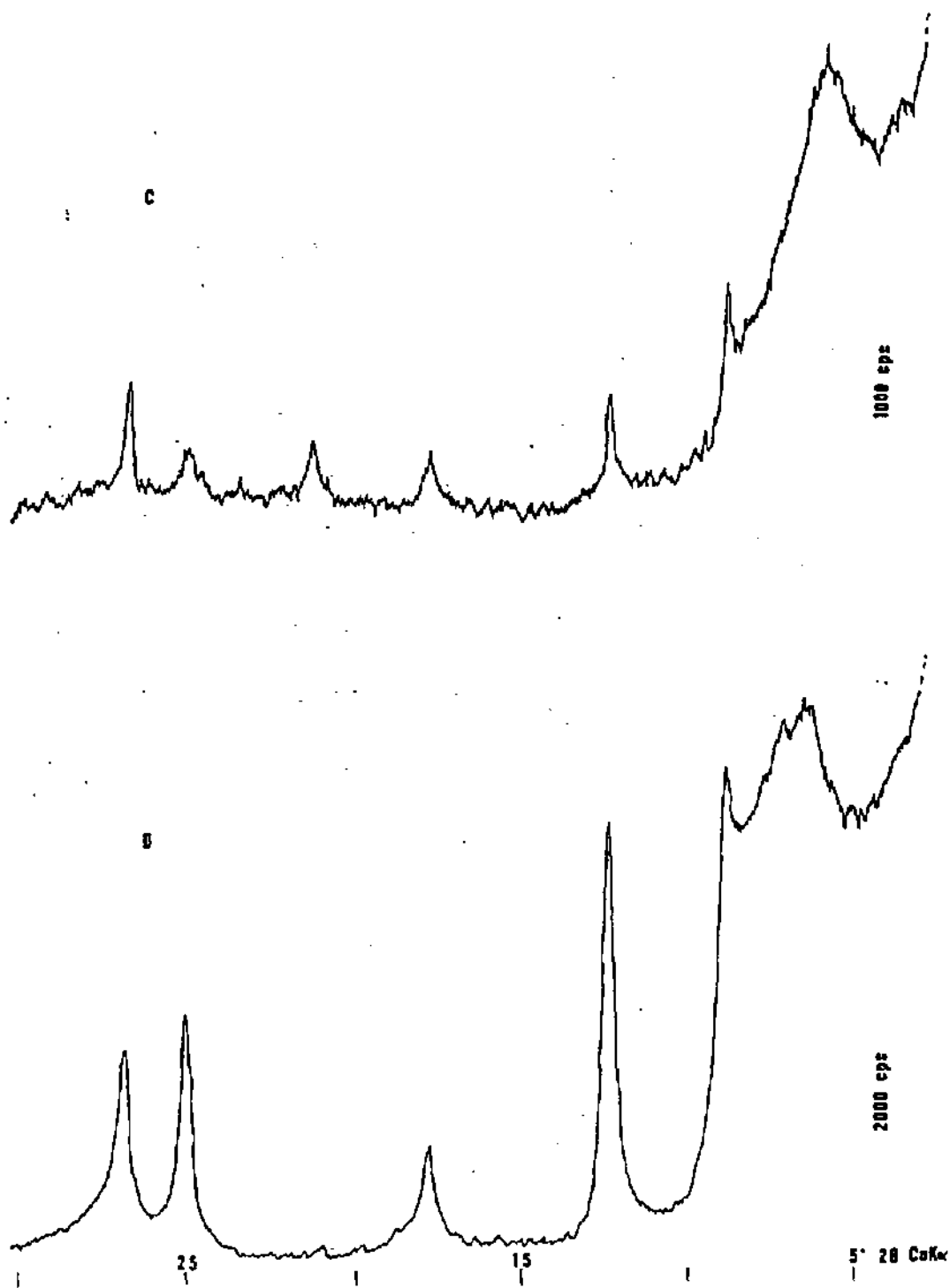


FIGURE 3-17 : Diffractogrammes types des roentgénofaciès C et D.
 C : Coupe de Boudry, BO.51 < 2 μm normal
 D : Coupe de Cressier, 9099 < 2 μm normal

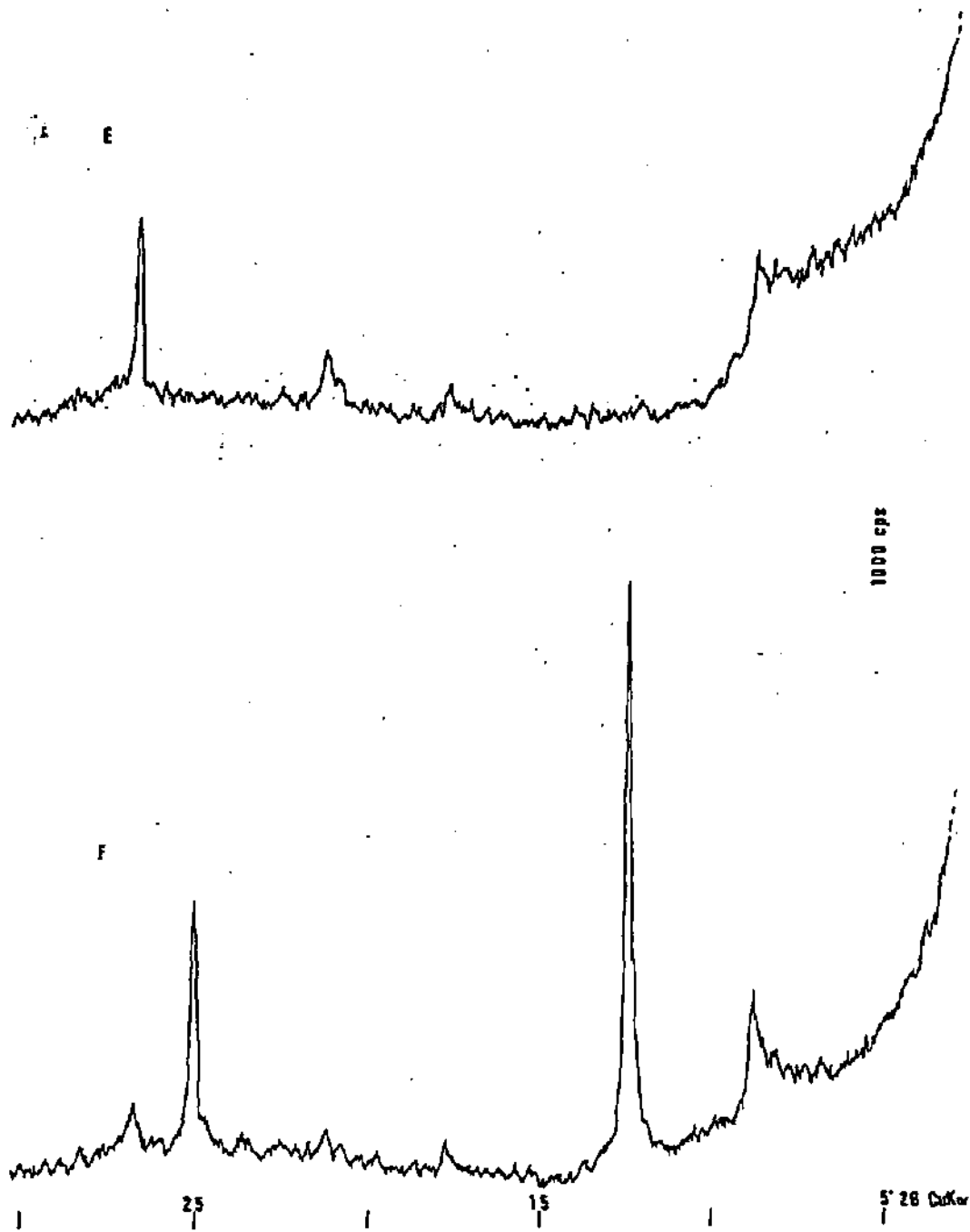


FIGURE 3-18 : Diffractogrammes types des roentgénofaciès E et F.
 E : Coupe de Champ du Moulin, CM.35 < 2 μ m normal
 F : Forage 565, 565.45/1 < 2 μ m normal

7. DETERMINATION DES MICAS

Cette détermination a été faite sur 5 coupes ou forages, à savoir les coupes de Cressier, Corcelles et Boudry ainsi que les forages 565 et 700. Les intensités des pics 001, 002 et 005 des micas des fractions inférieures à 2 μm et comprises entre 2 et 16 μm ont donc été mesurées, ainsi que l'indice d'aigu à mi-hauteur (indice de KÜBLER) des préparations glycolées, pour autant que ces pics soient suffisamment intenses; au total, 278 échantillons de la fraction < 2 μm et 297 de la fraction 2-16 μm ont été pris en compte. Ces valeurs permettent d'employer les diagrammes triangulaires et la représentation du rapport I001/I002 en fonction de l'indice d'aigu de la méthode d'identification des micas de REY-KUBLER (1983); le pic 004 des micas étant trop rarement mesurable, les diagrammes binaires (I004/I005 en fonction de I001/I002) ne sont pas applicables dans notre cas.

Cette méthode se base sur le fait que le 2ème et le 5ème pic sont toujours plus intenses pour les micas dioctaédriques (type muscovite) que pour les trioctaédriques (type biotite). Par la représentation de micas de référence, il a été possible de définir des plages correspondant aux principaux types de micas (figure 3-19).

Dans le cadre de ce travail, nous essayerons d'une part de préciser la nature des micas détritiques, et, d'autre part, de mettre en évidence d'éventuelles variations de leur composition au long de la série sédimentaire et en fonction de la lithologie.

DIAGRAMME TRIANGULAIRE REY-KUBLER : PLAGES DE REFERENCES

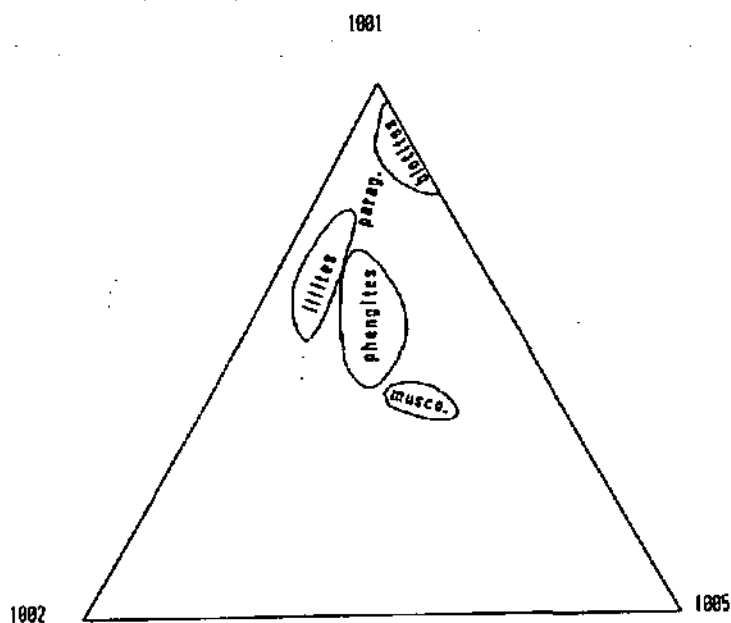


FIGURE 3-19 : Plages de références des micas sur le diagramme triangulaire de REY-KUBLER (1983).

7.1. Les micas de la fraction < 2 µm

La figure 3-20 montre la position des micas des fractions < 2 µm des cinq coupes et forages retenus. La tendance générale est toujours la même, c'est-à-dire qu'ils se situent dans ou aux alentours de la plage des illites. Dans le détail, on constate que les micas de la coupe de Cressier (1), qui est constituée presque uniquement de Marnes bleues, se groupent au sommet de la plage des illites et de celle des phengites, en débordant un peu sur le secteur des paragonites (enrichissement en Na). Ceux du forage 565 (2, Pierre jaune uniquement) se situent plus bas dans la plage des illites et au sommet de celle des phengites. Les micas du forage 700 (3, Marnes bleues et Pierre jaune) sont, eux, très bien groupés dans la plage des illites, de même que ceux de la coupe de Corcelles, qui présentent aussi quelques points proche des paragonites. Quant à la coupe de Boudry (5, Pierre jaune - "Urgonien jaune"), ses micas se situent surtout vers la base de la zone des illites, en débordant sur celle des phengites.

7.2. Les micas de la fraction 2-16 µm

Pour cette fraction, la nature principale des micas est de type phengite. Seul les micas du forage 700 recourent nettement les plages des phengite et des illites. Les autres profils montrent une répartition le long de la limite gauche de la zone des phengites, sauf la coupe de Cressier, dont les micas se groupent vers le sommet du secteur attribué aux phengites.

7.3. Les micas des Marnes bleues et de la Pierre jaune

Lorsque l'on représente la composition des micas selon la lithologie à laquelle ils appartiennent, on constate que la granulométrie joue un rôle plus important que la lithologie; en effet, comme il a été mentionné plus haut, la fraction < 2 µm recouvre surtout la plage des illites, et la fraction 2-16 µm celle des phengites. Cependant, la répartition des micas de la fraction 2-16 µm de la Pierre jaune est beaucoup moins dispersée que celle de la fraction plus fine, alors que, pour les Marnes bleues, ce sont les micas < 2 µm qui sont mieux groupés que ceux de la fraction plus grossière.

7.4. Conclusion

Cette analyse de la composition des micas détritiques ne permet certes pas de définir de manière précise les micas de l'Hauterivien du Jura, mais elle nous fournit des informations sur une éventuelle évolution de leur chimisme. Dans le cas présent, il apparaît que, quelle que soit la lithologie, ils ont une composition constante au long de la série sédimentaire, et que seule la granulométrie permet de séparer deux populations, probablement de même origine.

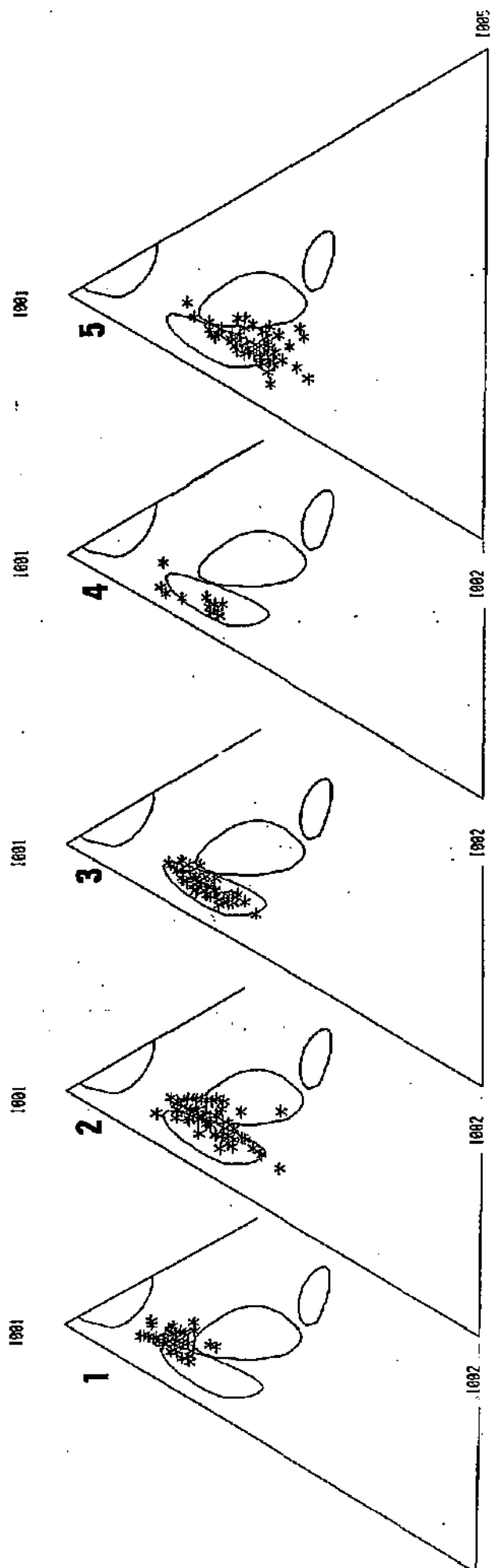
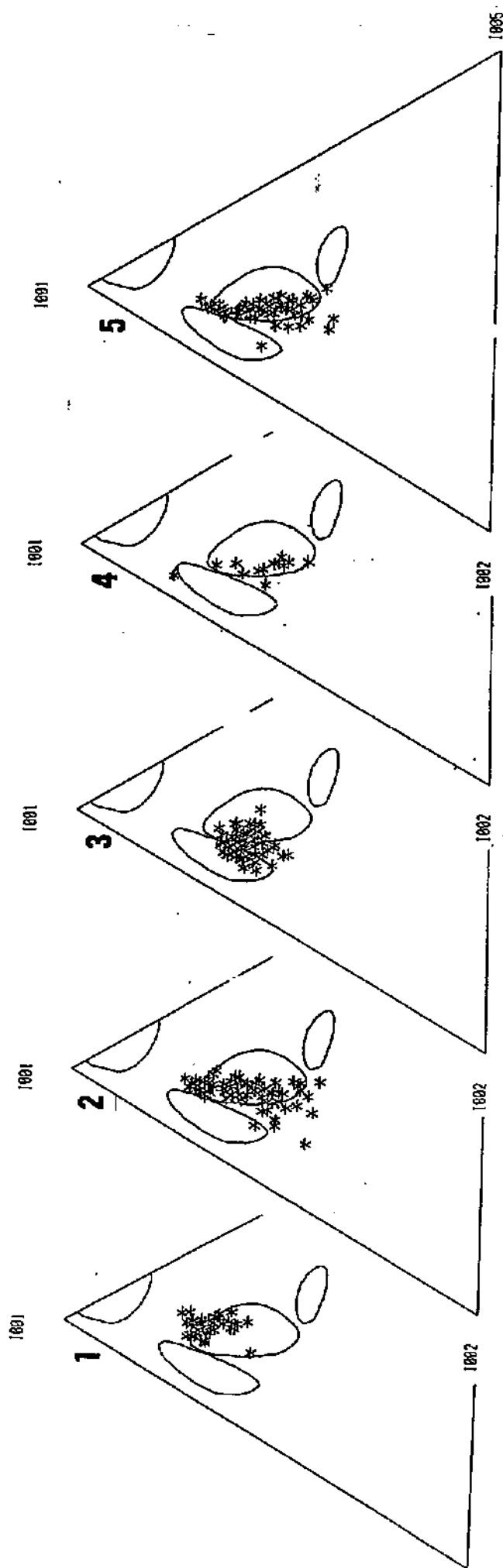


FIGURE 3-20 : Les micas de la fraction <math>< 2 \mu\text{m}</math>.

- 1. Coupe de Cressier
- 2. Forage 565
- 3. Forage 700
- 4. Coupe de Corcelles
- 5. Coupe de Boudry



1. Coupe de Cressier
2. Forage 565
3. Forage 700
4. Coupe de Corcelles
5. Coupe de Boudry

FIGURE 3-21 : Les micas de la fraction 2-16 μm .

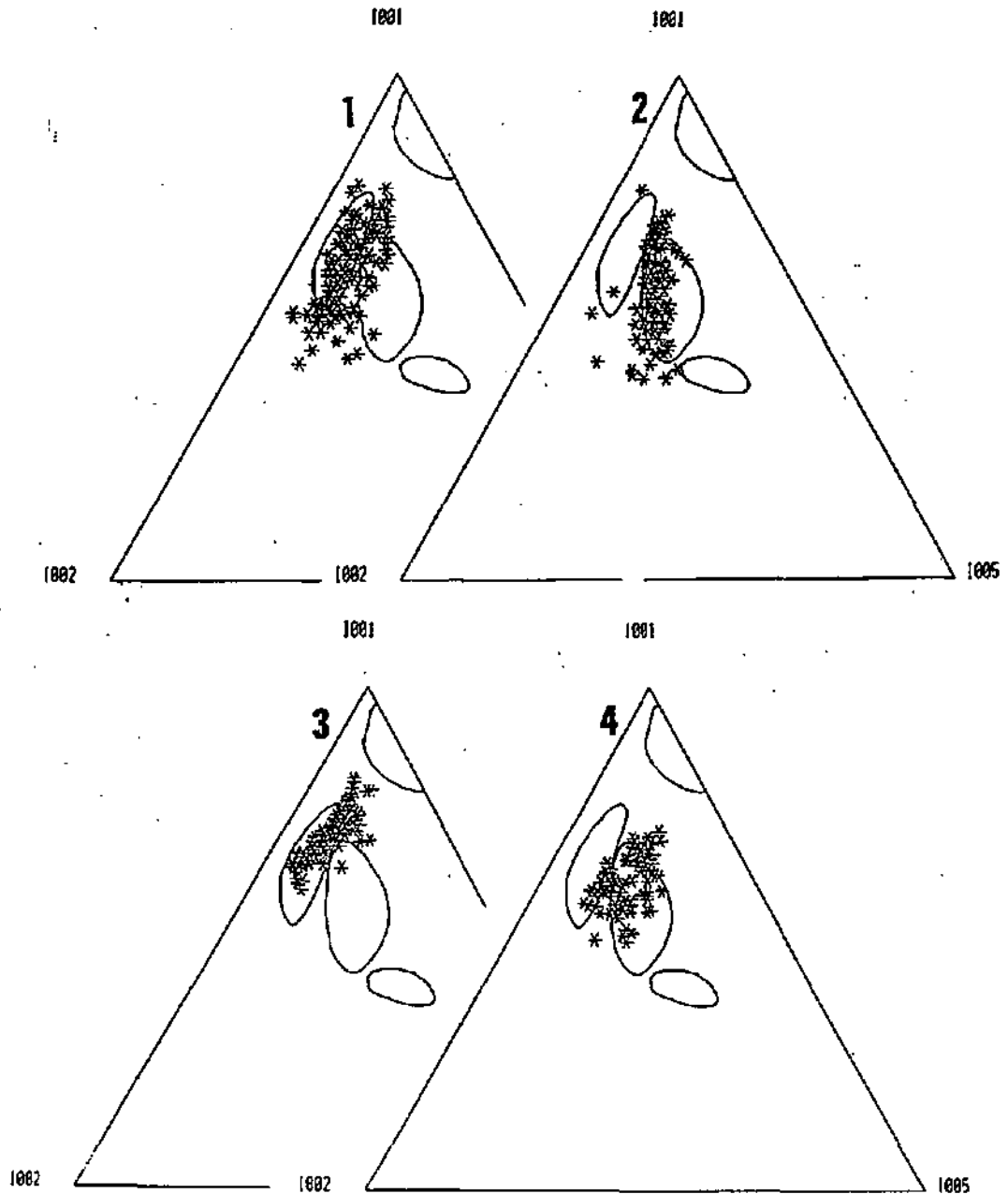


FIGURE 3-22 : Les micas de la Pierre jaune et des Marnes bleues.

1. Pierre jaune, fraction $< 2 \mu\text{m}$
2. Pierre jaune, fraction 2-16 μm
3. Marnes bleues, fraction $< 2 \mu\text{m}$
4. Marnes bleues, fraction 2-16 μm

CHAPITRE IV : DESCRIPTION DES COUPES ETUDIEES

Ce chapitre propose une description macroscopique, microscopique et minéralogique des différents profils, qui seront présentés d'est en ouest. (Pour une localisation générale des coupes et une description sommaire, se reporter à la figure 1-7 et au tableau 1 pages 18 et 19). Pour chaque profil, la localisation précise sera indiquée, ainsi que la situation géographique et géologique; suivra une description de la lithologie, puis les courbes d'évolution des microfaciès seront représentés en regard de la colonne lithostratigraphique, de même que la minéralogie de la roche totale, lorsque cette analyse a été faite, et celle des fractions fines.

Tous les éléments susceptibles d'être utilisés pour des corrélations (discontinuités, changements de faciès, apparition ou disparition de certains bioclastes ou minéraux) seront mis en évidence dans les commentaires; ils seront repris et discutés plus en détail dans le chapitre suivant, afin de déterminer lesquels d'entre-eux sont significatifs sur l'ensemble de la région étudiée, et, éventuellement, dans les domaines du Jura genevois, du Jura méridional et des Chaînes subalpines.

1. COUPE DE LA MARNIERE DE CRESSIER

1.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse 1:25000, feuille 1145, Bieler See, coord. 569,25/211,60) (figure 4-1)

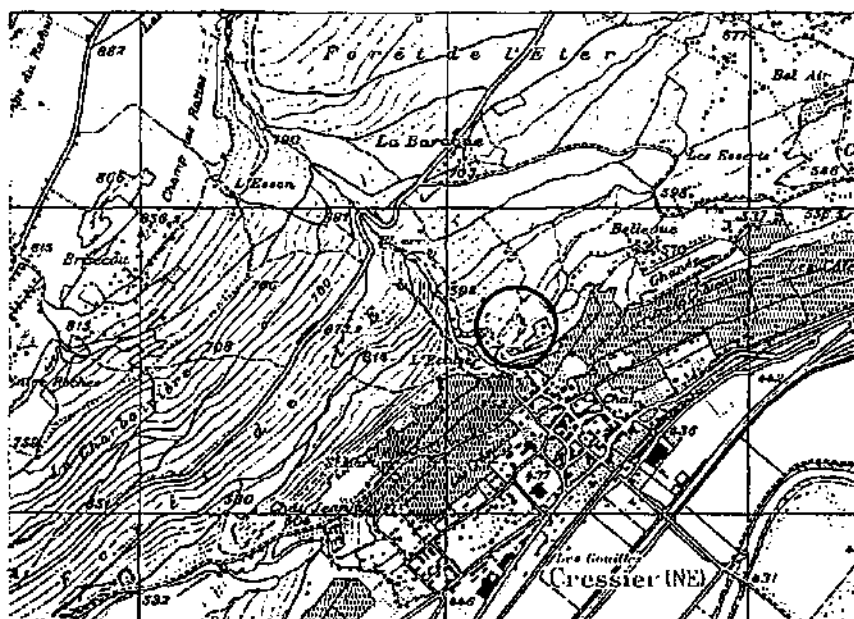


FIGURE 4-1 : Situation géographique de la coupe de Cressier

Située au nord du village de Cressier, sur le flanc sud de l'anticlinal de Serroue, cette coupe est une ancienne exploitation des Marnes bleues d'Hauterive. Sa puissance totale est d'environ 35 mètres et elle débute au sommet du Calcaire roux pour se terminer dans les premiers bancs de la Pierre jaune. C'est là que réside son principal intérêt puisque qu'il s'agit du seul affleurement de la région neuchâteloise montrant les Marnes d'Hauterive dans leur totalité; par contre, elle présente quelques complications tectoniques qui empêchent une bonne observation de la succession lithologique (SCHARDT, 1899). En effet, un pli visible dans la Pierre jaune à l'extérieur de la marnière, probablement dû à la gravité et favorisé par le niveau ductile que forment les marnes, a provoqué un bourrage de ces dernières, rendant la mesure de la puissance de cette formation très imprécise. Néanmoins, ce profil a été retenu en raison des travaux antérieurs qui l'ont mentionné, notamment celui de REMANE et al. (1989); c'est d'ailleurs sur son relevé et son échantillonnage que se base le présent travail, en y ajoutant simplement une étude minéralogique des fractions fines, qui sera comparée avec celle de GINDRAUX & KÜBLER (1989). Aucune lame mince n'y a été faite, car la grande majorité des échantillons consistent en des prélèvements marneux. Par contre, les ammonites récoltées par BUSNARDO & THIEULOUY (1989) démontrent l'appartenance des Marnes bleues d'Hauterive à la première zone d'ammonites de l'Hauterivien (figure 4-2).

1.2. Description lithologique (figure 4-2)

Au dessus du Calcaire roux, dont le sommet est formé par un hard-ground, les Marnes d'Hauterive débutent immédiatement par leur faciès typique, c'est-à-dire une marne fine et homogène de couleur gris-bleu; les Marnes à *Astieria*, ce niveau de marnes jaunes attribué au Valanginien supérieur, n'existent pas à Cressier. Entre environ 3 et 5 mètres au dessus du toit du Calcaire roux, un niveau noduleux est reconnaissable; c'est le niveau le plus fossilifère de cet affleurement. En dessus, et jusqu'à 13.50 m environ, une "Marne bleue typique" affleure. Entre 13.50 m et 22.00 m se situe la zone tectonisée de la marnière; elle est soulignée par un empilement d'écaillés marno-calcaires. Les parties inférieures et supérieures de l'affleurement sont ainsi séparées sans aucune possibilité de les relier stratigraphiquement. Cependant, vu l'épaisseur totale de la coupe, il ne doit pas exister de lacune; au contraire, il doit plutôt s'agir d'un redoublement stratigraphique, mais qui ne doit pas dépasser quelques mètres, puisqu'aucun niveau ne se reconnaît de part et d'autre de cette zone. Suivent ensuite quelques mètres de marnes plus ou moins noduleuses. Entre 24 et 25 mètres apparait un banc marno-calcaire bien individualisé, dont le toit, irrégulier et glauconieux, ressemble tortement à un hard-ground. Cependant, l'éventuelle lacune ne doit pas être importante, puisque les ammonites recueillies ici attribuent toute la Marne bleue visible dans la marnière à la Zone à *Radiatus*. Malheureusement, ce niveau ne peut se corréler de façon certaine avec les autres profils.

Le sommet de la coupe montre un niveau marneux plus dur, de couleur gris-bleu en cassure fraîche et jaune en surface altérée. Il ne s'agit pas encore de la "zone marno-calcaire", mais ces couches présagent du passage à la Pierre jaune de Neuchâtel, reconnaissable à ses stratifications entrecroisées, que l'on voit dans la falaise quelques mètres plus haut.

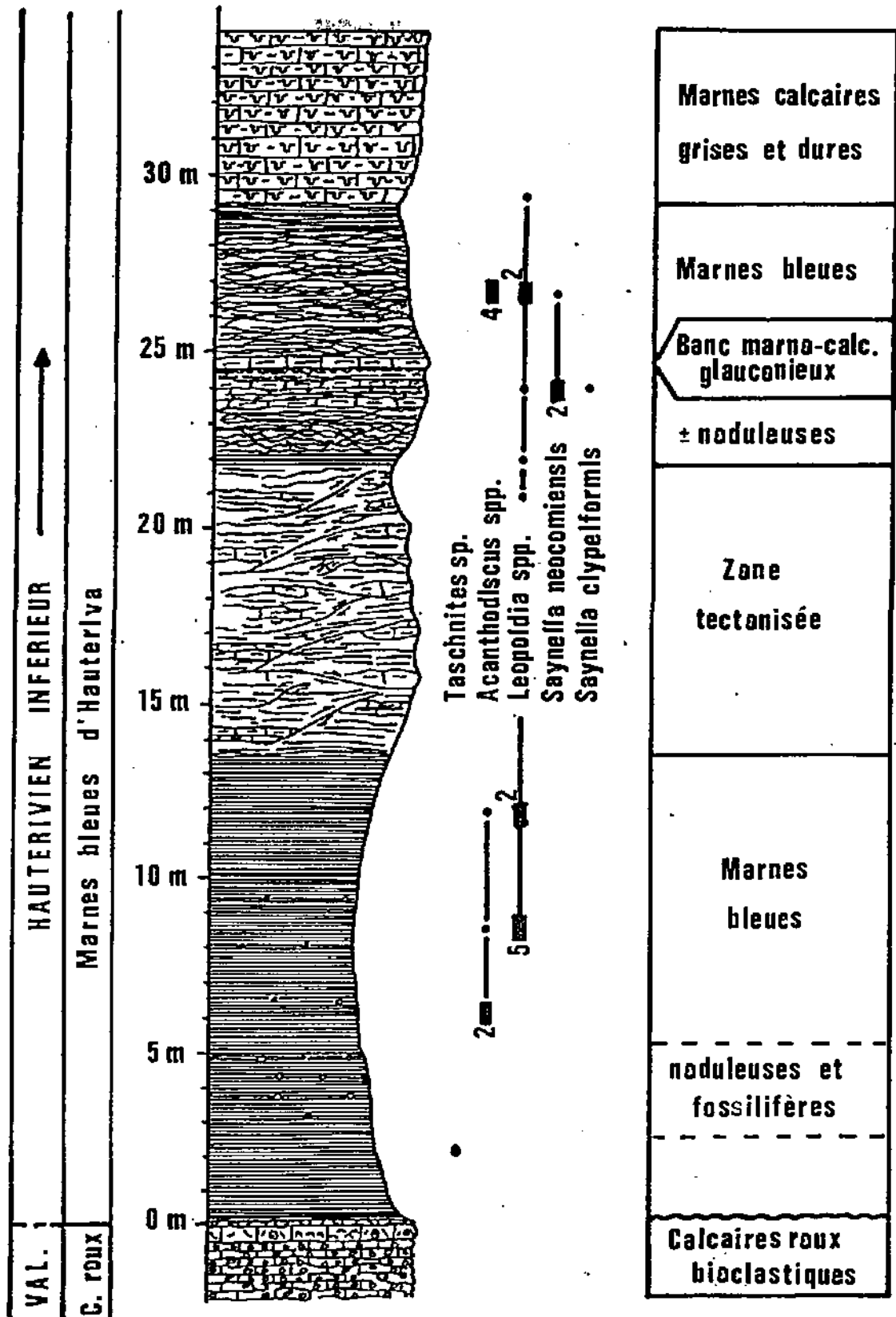


FIGURE 4-2 : Coupe de Cressier; lithologie (d'après REMANE, 1982) et répartition des ammonites (d'après BUSNARDO & THIEULOUY, 1989).

1.3. Evolution sédimentologique

Bien qu'aucune lame mince n'ait été effectuée pour ce profil, il est malgré tout possible d'indiquer succinctement, à l'aide d'observations macroscopiques, l'évolution des milieux de dépôt. Tout d'abord, il faut mettre en évidence le changement brutal de sédimentation entre les derniers bancs du Calcaire roux et le début des Marnes bleues, changement souligné par un hard-ground ferrugineux. Nous observons donc le passage d'un calcaire bioclastique de bordure de plate-forme à une marne plus ou moins fossilifère caractéristique d'un milieu de dépôt calme, relativement profond. Ces marnes sont des biomicrites contenant de nombreux débris d'échinodermes, des annélides et des bryozoaires.

Dans l'ensemble, cette formation ne présente pas de modifications sédimentologiques importantes, à l'exception d'un (ou plusieurs?) arrêt de sédimentation et de quelques variations d'épaisseur de tranche d'eau se traduisant par des passées un peu plus calcaires. A son sommet, par contre, on assiste à une diminution progressive de la tranche d'eau, qui correspond au passage à la base de la Pierre jaune formée de calcaires micritiques. Les Marnes bleues d'Hauterive constituent donc une séquence régressive, qui part d'un milieu de mer ouverte calme pour se terminer dans un environnement de bordure externe.

1.4. Minéralogie des fractions fines (Figurés 4-3 et 4-4)

La fraction $< 2 \mu\text{m}$ comprend trois types de minéraux argileux principaux, les smectites, les micas et la kaolinite. Les smectites sont les plus abondantes, suivies par les micas. Tous les deux présentent des quantités relativement constantes le long du profil. Quant à la kaolinite, elle se trouve en proportion importante entre 4 et 15 mètres; au-delà de ces limites, elle n'est présente qu'en faible quantité, voire absente. La chlorite est aussi visible en traces en quelques points du profil. Le quartz existe dans tous les échantillons, mais en très faible proportion, avec une légère augmentation dans la moitié supérieure de la coupe.

Dans la fraction $2-16 \mu\text{m}$, on retrouve les mêmes prédominances de smectites et de micas; la kaolinite montre le même comportement que dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$, mais en plus faible proportion. La chlorite est un peu plus fréquente, mais toujours en très faible quantité. Il faut souligner l'apparition d'interstratifiés en lieu et place des smectites dans deux échantillons. Le quartz est présent en quantité nettement plus importante, et semble aussi légèrement augmenter dans la partie supérieure.

Par comparaison avec les résultats de GINDRAUX & KÜBLER (1989), la partie des marnes riche en kaolinite correspond exactement à leur deuxième séquence définie dans les fractions fines par l'association interstratifiés, illite, kaolinite, feldspaths potassiques et plagioclases.

La figure 4-5 montre l'évolution de l'indice d'aigu des micas détritiques. Ses valeurs sont toujours plus faibles pour la fraction $2-16 \mu\text{m}$, mais ne montrent pas de variations significatives au long du profil pour l'une ou l'autre des deux fractions. Elles sont comprises entre 0.24 et $0.94^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha$ pour la fraction $< 2 \mu\text{m}$ et 0.19 et $0.38^\circ 2\theta \text{ CuK}\alpha$ pour celle comprise entre 2 et $16 \mu\text{m}$.

MARNIERE DE CRESSIER. % relatifs < 2 μ . % relatifs 2-16 μ .

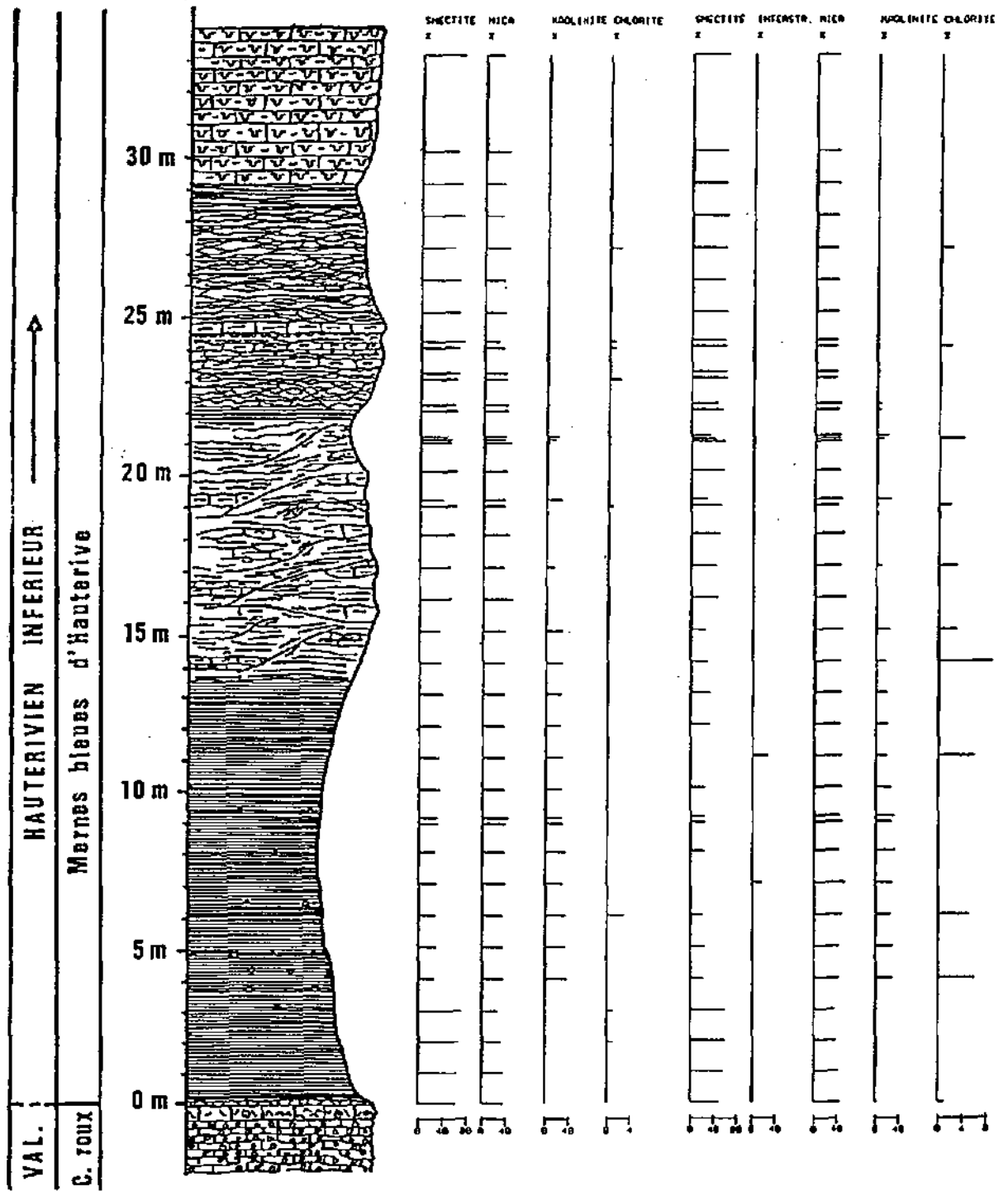


FIGURE 4-3 : Minéralogie des fractions inférieure à 2 et 2-16 μm de la coupe de Cressier (pourcentages relatifs).

MARNIERE DE CRESSIER. Intensites abs. <2 μ . Intensites abs. 2-16 μ .

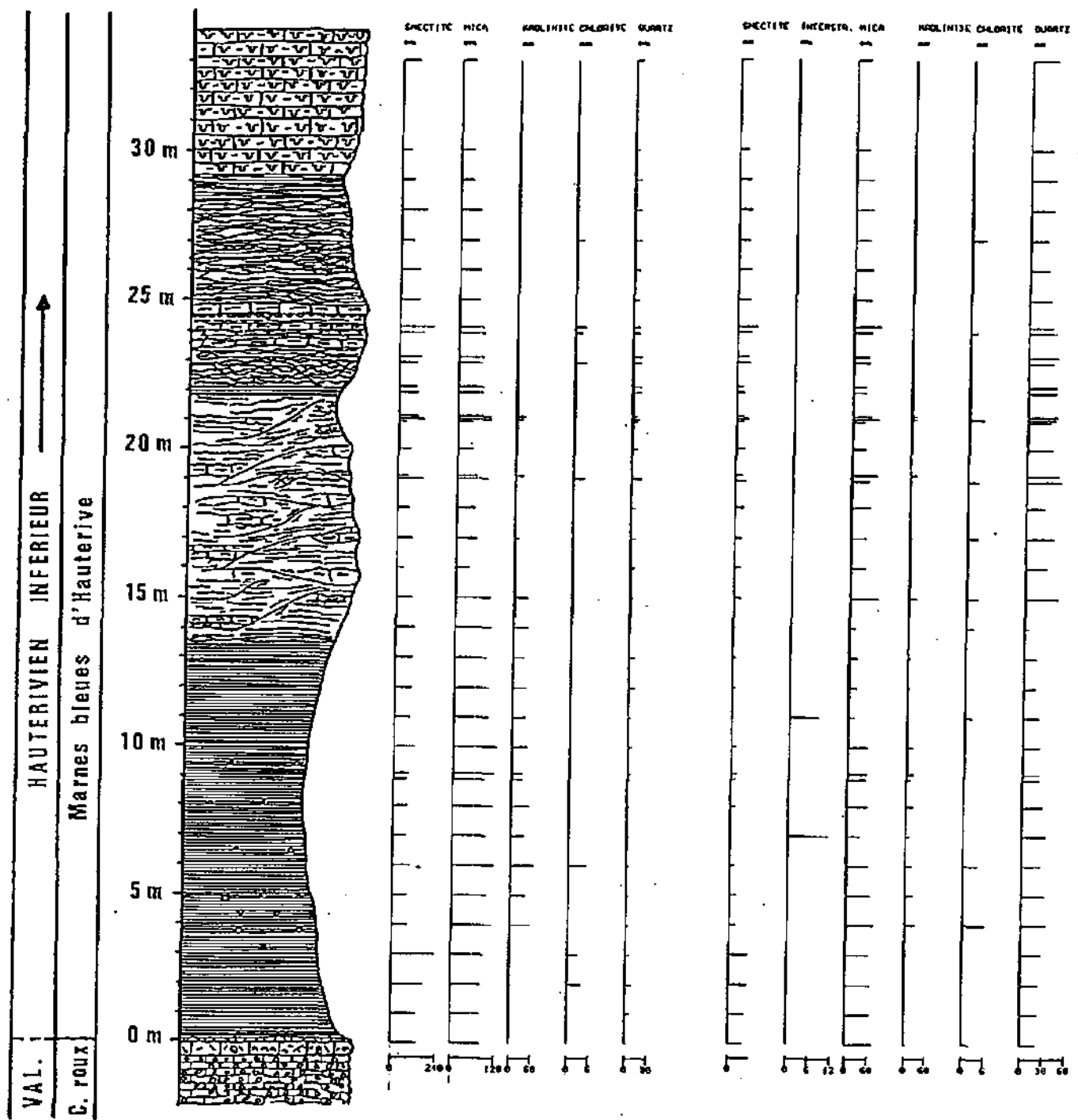


FIGURE 4-4 : Minéralogie des fractions inférieure à 2 et 2-16 μ m de la coupe de Cressier (intensités absolues).

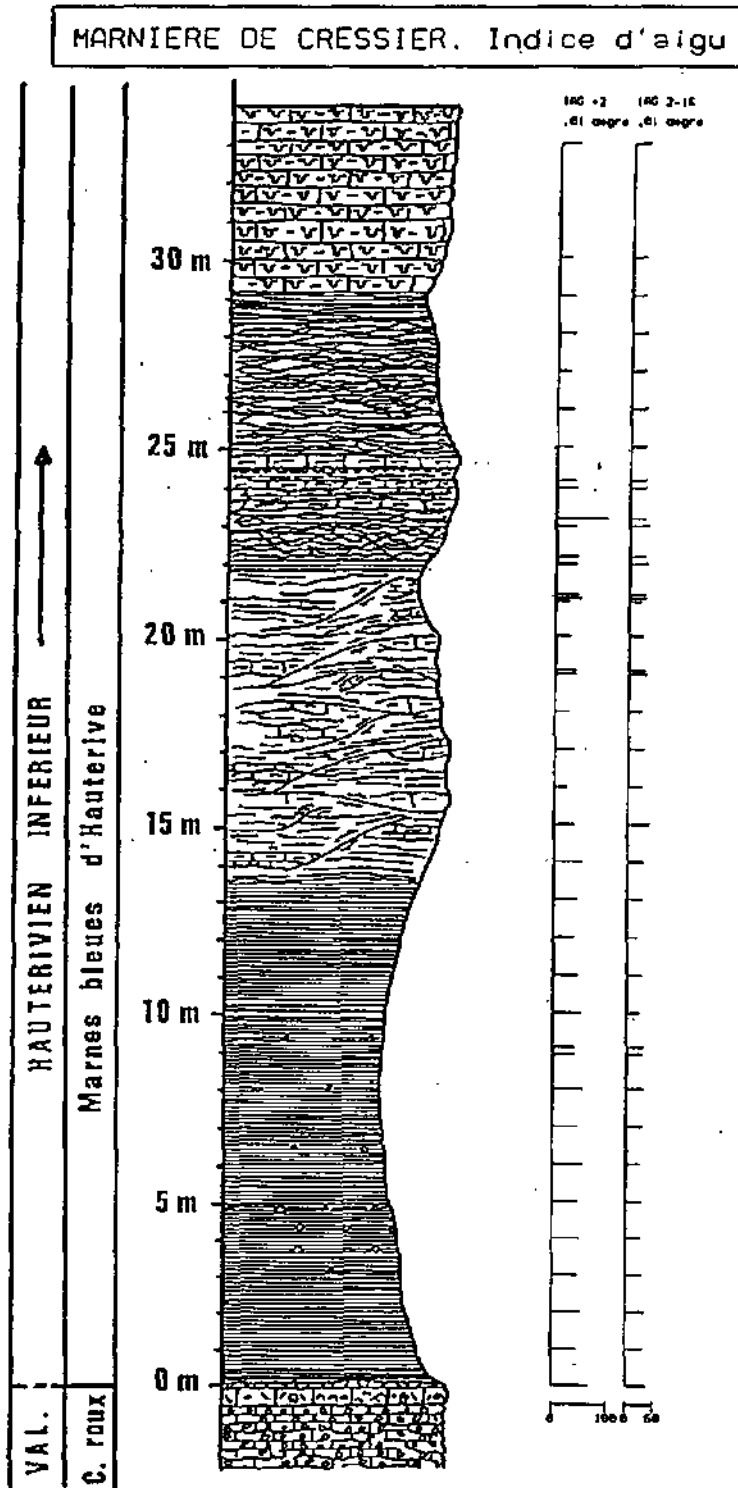


FIGURE 4-5 : Indices d'aigu des préparations glycolées des fractions < 2 et 2-16 μm de la coupe de Cressier.

2. FORAGE 565

2.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1164, Neuchâtel, coord. 562,71/205,41) (figure 4-6)

Ce forage se situe dans la partie est de la ville de Neuchâtel, près de l'intersection des rues Jaquet-Droz et Marie-de-Nemours. Il a été échantillonné sur une longueur de 40 mètres (totalité du forage), et ne comprend que la Pierre jaune. Du point de vue géologique, il se place au pied du flanc sud de l'anticlinal de Chaumont. Le pendage des couches est de 20° vers le sud-est.

Remarque : Pour ce forage, comme pour les trois autres qui seront présentés ci-dessous, les épaisseurs indiquées correspondent aux cotes des carottes, c'est-à-dire à une mesure verticale. Les puissances réelles ne seront pas calculées, car les pendages ne sont pas constants et ne varient qu'entre 17 et 35°, ce qui induit une diminution des épaisseurs de 5 à 17%. Il faudra par contre en tenir compte lors des comparaisons entre les forages et les autres profils.



FIGURE 4-6 : Situation géographique du forage 565

2.2. Description lithologique

Entièrement constitué de faciès Pierre jaune, il est difficile de situer exactement ce forage dans la série lithologique de l'Hauterivien calcaire. Cependant, vu l'épaisseur de calcaires jaunes observée et le faciès micritique, fin et riche en quartz de la base de cette carotte, il doit débiter non loin du sommet des Marnes bleues, peu au dessus de la discontinuité D2.

De bas en haut, nous observons :

- 7 m de calcaires jaunes micritiques, avec de nombreux interlits marneux;
- 4 m de lacune de carottage;
- 4 m de Pierre jaune en bancs massifs, riche en glauconite, avec quelques intercalations mameuse rougeâtres et brun-vert, probablement d'origine karstique;
- 4 m de Pierre jaune oolithique, de granulométrie fine à la base, plus grossière au sommet;
- 8.40 m de Pierre jaune massive, homogène, très bioclastique, avec une passée plus tendre à 14 mètres;
- 0.70 m de lacune de carottage;
- 1.30 m de Pierre jaune massive, riche en bioclastes;
- 1.30 m de lacune de carottage;
- 5.60 m de Pierre jaune homogène, devenant de plus en plus blanche et fine vers le haut;
- 1.40 m de calcaire bréchifié;
- 0.90 m de calcaire clair et homogène;
- 1 m de roche fracturée (sommet du forage).

2.3. Evolution des microfaciès

La courbe d'évolution des microfaciès montre, tout à la base du forage, une discontinuité, nommée D2, suivie par des faciès fins riches en quartz de type T1; si, dans le cas présent, le "saut" de faciès n'est pas important, cette discontinuité se retrouvera dans d'autres profils avec un approfondissement beaucoup plus marqué, toujours à peu près au même niveau stratigraphique et surmontée par les mêmes faciès. Elle est parfois soulignée par un hard-ground. Ce milieu de dépôt se poursuit ici sur 6 mètres environ, pour évoluer ensuite progressivement vers des environnements de plus haute énergie. La nature des sédiments varie ensuite entre les biosparites et les oosparites, avec, dans la partie sommitale du forage, l'apparition de faciès oolithiques micritiques plus internes, comprenant des algues vertes (B3).

2.4. Minéralogie des fractions fines

La distribution des minéraux argileux est identique pour les deux fractions considérées. On observe très bien l'opposition entre smectites et interstratifiés, ces derniers étant surtout présents entre 11 et 35 mètres. Les smectites sont par contre majoritaires dans les 7 premiers mètres et dans les 5 mètres supérieurs. Les autres minéraux présents sont les micas et la kaolinite; les premiers se rencontrent en plus grande quantité dans la fraction 2-16 μm , où ils constituent la phase la plus importante, en tout cas lorsqu'ils sont associés aux interstratifiés. La kaolinite est présente en quantité importante entre les profondeurs 10 et 15 mètres et 20 et 30 mètres, surtout dans la fraction < 2 μm (intensités absolues). Ses teneurs en pourcentages relatifs sont importantes dans les échantillons dominés par les interstratifiés. La chlorite, quant à elle, est pratiquement inexistante (figures 4-8 et 4-9).

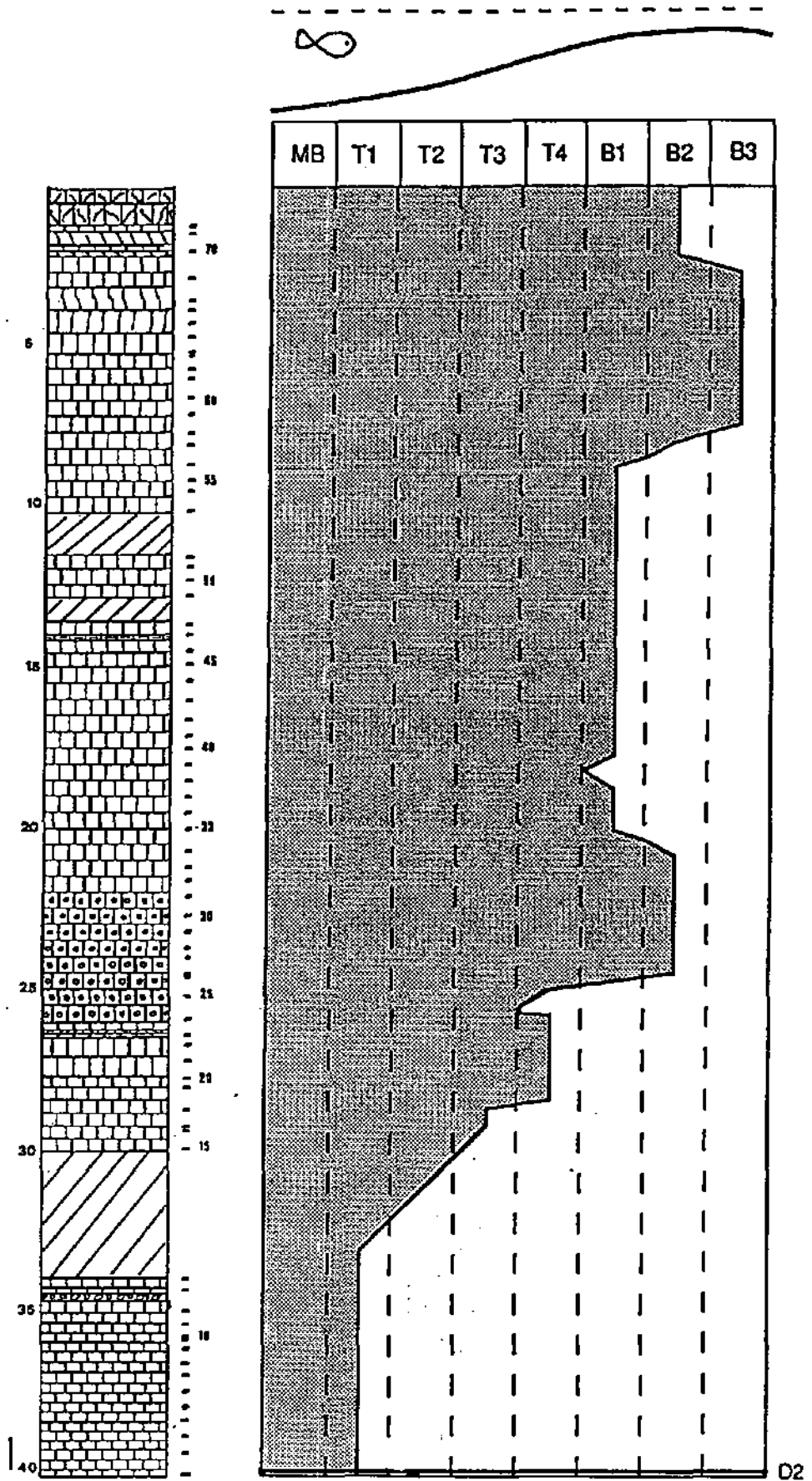


FIGURE 4-7 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 565

FORAGE 565 INTENSITES ABS. <2MU.

INTENSITES ABS. 2-16MU.

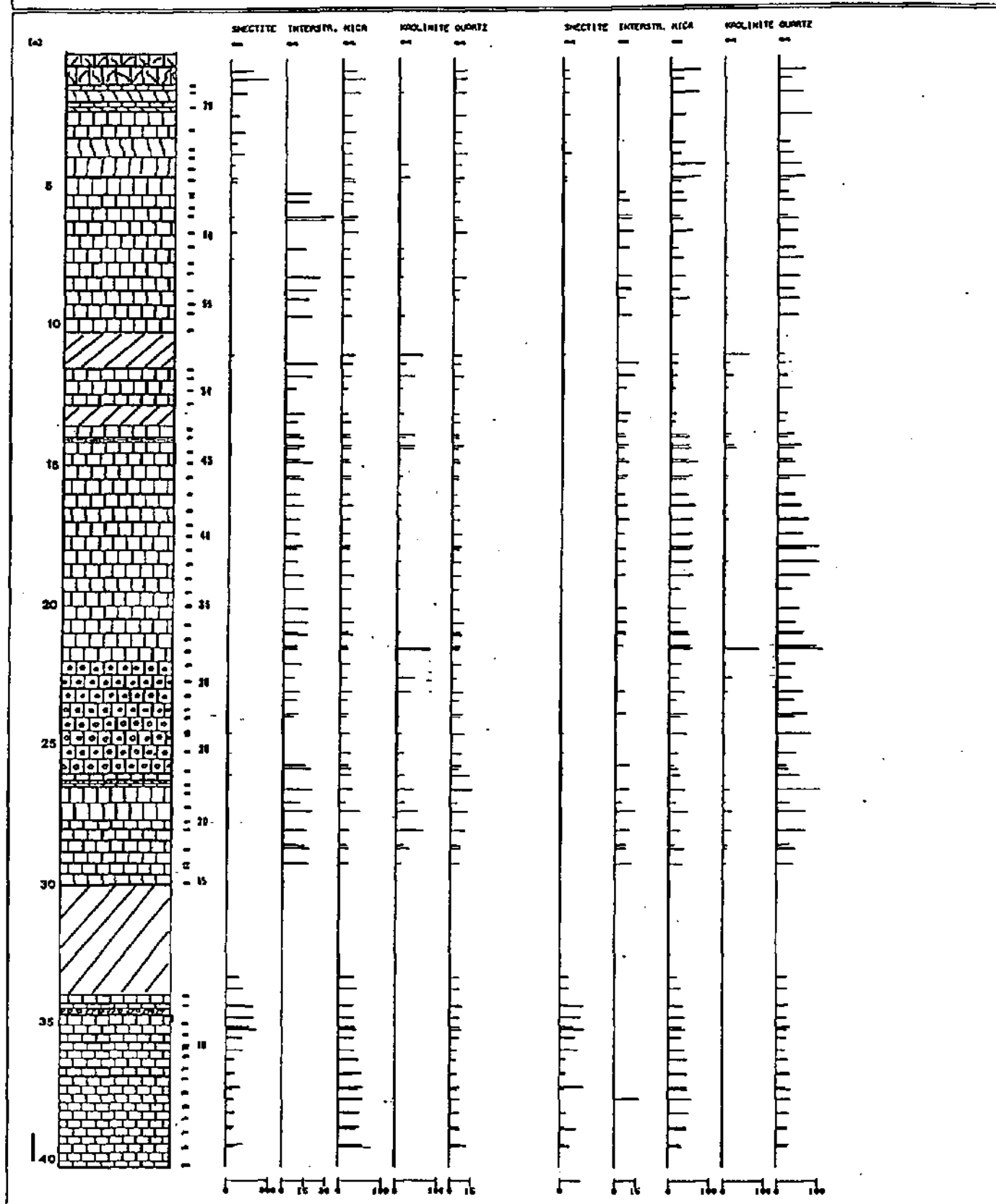


FIGURE 4-9 : Minéralogie des fractions inférieure à 2 et 2-16 μm du forage 565 (intensités absolues).

3. FORAGE 607

3.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1164, Neuchâtel, coord. 562,56/205,39) (figure 4-10)

Voisin du précédent, ce forage est situé le long de la rue Jaquet-Droz, à proximité de l'Avenue de Bellevaux. Il a été choisi en raison de sa profondeur, qui permet d'échantillonner à peu de choses près la totalité de l'Hauterivien. En effet, ce forage, d'une longueur totale de 106 mètres, traverse la Pierre jaune de Neuchâtel, les Marnes bleues d'Hauterive et le Calcaire roux. Il a été échantillonné sur 86 mètres, c'est-à-dire depuis la base des marnes jusqu'au sommet du carottage, dans la Pierre jaune. Le pendage des couches est compris entre 30 et 35°.

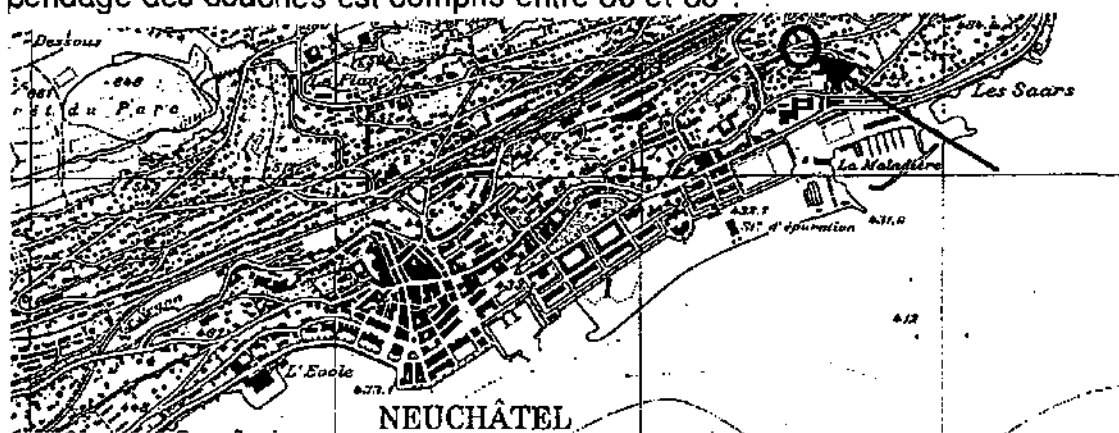


FIGURE 4-10 : Situation géographique du forage 607

3.2. Description lithologique

A partir du toit du Calcaire roux, nous observons :

- 24.80 m de marnes bleues, très homogènes; les seules distinctions que l'on peut y faire sont les 10 cm de marnes jaunes à la base, et deux niveaux noduleux à 82 et 84.50 m de profondeur;
- 0.70 m de calcaire marneux brun-jaune;
- 2.10 m de calcaires jaunes avec des joints marneux bruns;
- 0.60 m de Pierre jaune très compacte;
- 4.50 m de Pierre jaune intercalée de joints marneux, se terminant par un hard-ground;
- 9 m de calcaires jaunes compacts, riches en quartz (silex dans la partie supérieure), parmi lesquels s'intercalent quelques bancs plus minces et plus tendres;
- 32 m constitués d'une Pierre jaune "typique", c'est-à-dire tantôt bioclastique, tantôt oolithique, parmi lesquels on remarque une poche karstique (profondeur 36.40 à 37.20 m) et un niveau marneux brun-rouge (17.60 à 17.80 mètres);
- 2 m de calcaire blanc, micritique, finement lité;
- à nouveau 4 m de Pierre jaune bioclastique et oolithique.

3.3. Evolution des microfaciès

La courbe d'évolution des microfaciès met en évidence une première discontinuité (D1) au sommet du Calcaire roux, qui est suivie par les Marnes bleues (figure 4-11). Les premiers bancs de la Pierre jaune se marquent par le passage à un faciès micritique, encore riche en serpules, qui se poursuit jusqu'à une nouvelle discontinuité (D2), soulignée ici par un hard-ground (figure 4-12). Des faciès de type "faciès de transgression", riche en quartz, la surmontent et évoluent ensuite progressivement vers les faciès oolithiques et bioclastiques typiques des calcaires hauteriviens. Une nouvelle discontinuité (D3) marque à nouveau un approfondissement des milieux de dépôt, après l'apparition de faciès à caractères plus internes (algues dasycladales) (figure 4-13). Comme la D2, elle est suivie de faciès micritiques fins, riches en quartz, qui passent ensuite rapidement à des faciès oo-bioclastiques.

3.4. Minéralogie de la roche totale

Les figures 4-14, 4-15 et 4-16 montrent la composition minéralogique totale de ce forage. Pour la partie inférieure (Marnes bleues), il faut noter la présence constante de quartz (10 à 15 %) et de dolomite; la calcite se trouve en moins grande quantité que dans les calcaires, mais elle représente malgré tout la phase majeure avec 50 à 70 %. Les phyllosilicates forment 10 à 15 % du sédiment, mais ce chiffre peut dans certains cas être sous-estimé (indosés).

Pour la Pierre jaune, la calcite est nettement prédominante avec presque toujours plus de 90 %. Le quartz n'est présent que localement, et coïncide avec les faciès de transgression qui suivent la discontinuité D3. La dolomite n'a pas été reconnue.

D'une manière générale, on remarque la présence de pyrite dans les marnes et celle de goéthite dans les calcaires. Les feldspaths et plagioclases n'apparaissent qu'en quantité négligeable.

3.5. Minéralogie des fractions fines

Pour tout ce forage, les minéraux argileux les plus importants sont les smectites et les micas. Si les premières sont présentes en plus grande quantité dans les marnes que dans les calcaires, on les trouve malgré tout dans presque tous les faciès; elles ne sont remplacées par des interstratifiés que dans la Pierre jaune bioclastique et oolithique du sommet de la partie médiane. Les micas sont plus ou moins constants tout au long de la série, avec une légère augmentation dans les calcaires. La kaolinite marque un fort maximum dans la zone médiane des Marnes bleues, de même que deux autres dans la partie supérieure de la Pierre jaune (figures 4-17 à 4-22). La chlorite ne se rencontre qu'en faible quantité, sans localisation significative.

Les valeurs de l'indice d'aigu des micas sont toujours plus faibles pour la fraction 2-16 μm (16 à 46° 2 θ CuK α) que pour celle <2 μm (19 à 73° 2 θ CuK α). Cependant, aucune variation significative ne s'observe au long du forage.

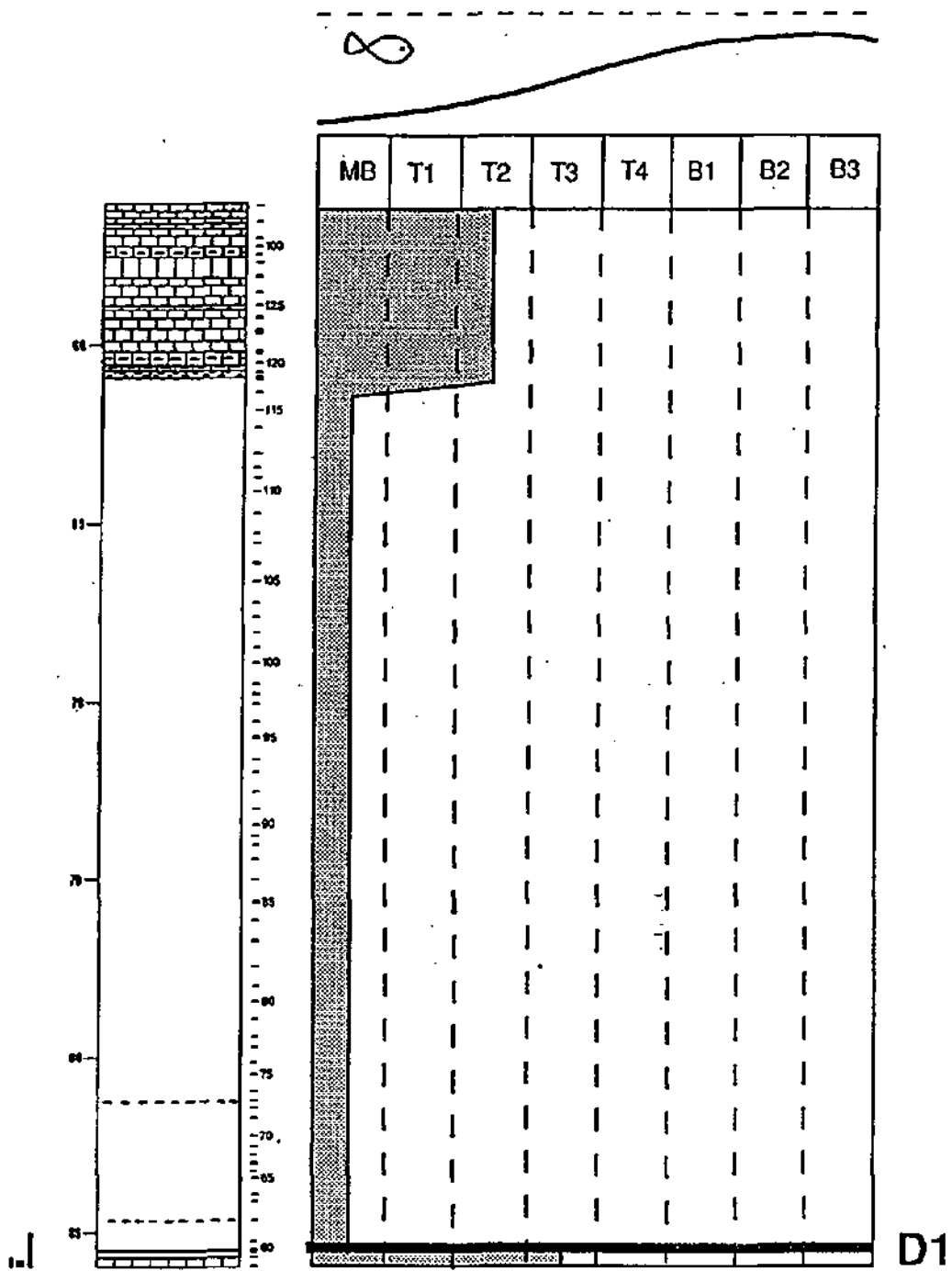


FIGURE 4-11 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 607, partie inférieure

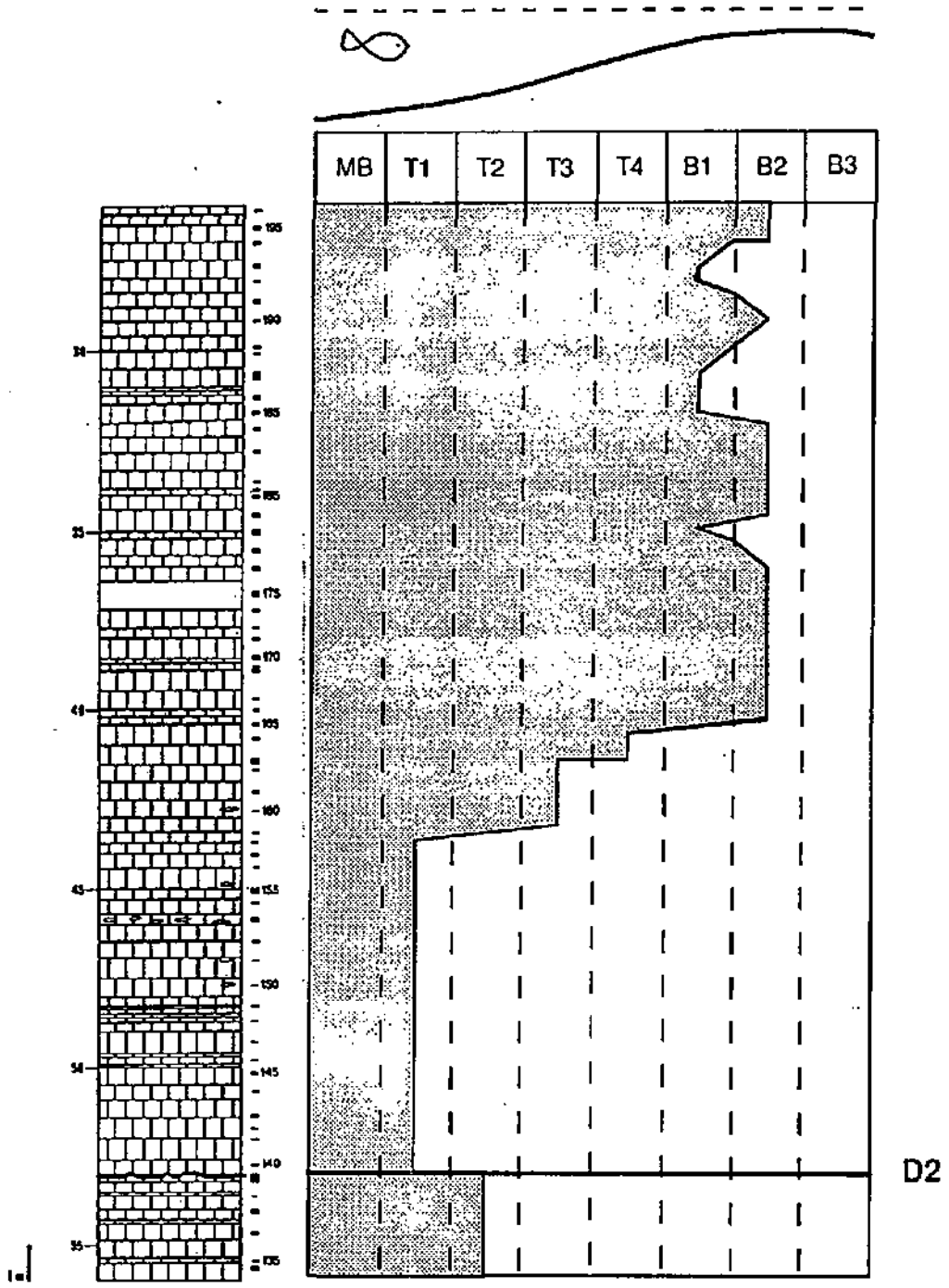


FIGURE 4-12 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 607, partie médiane

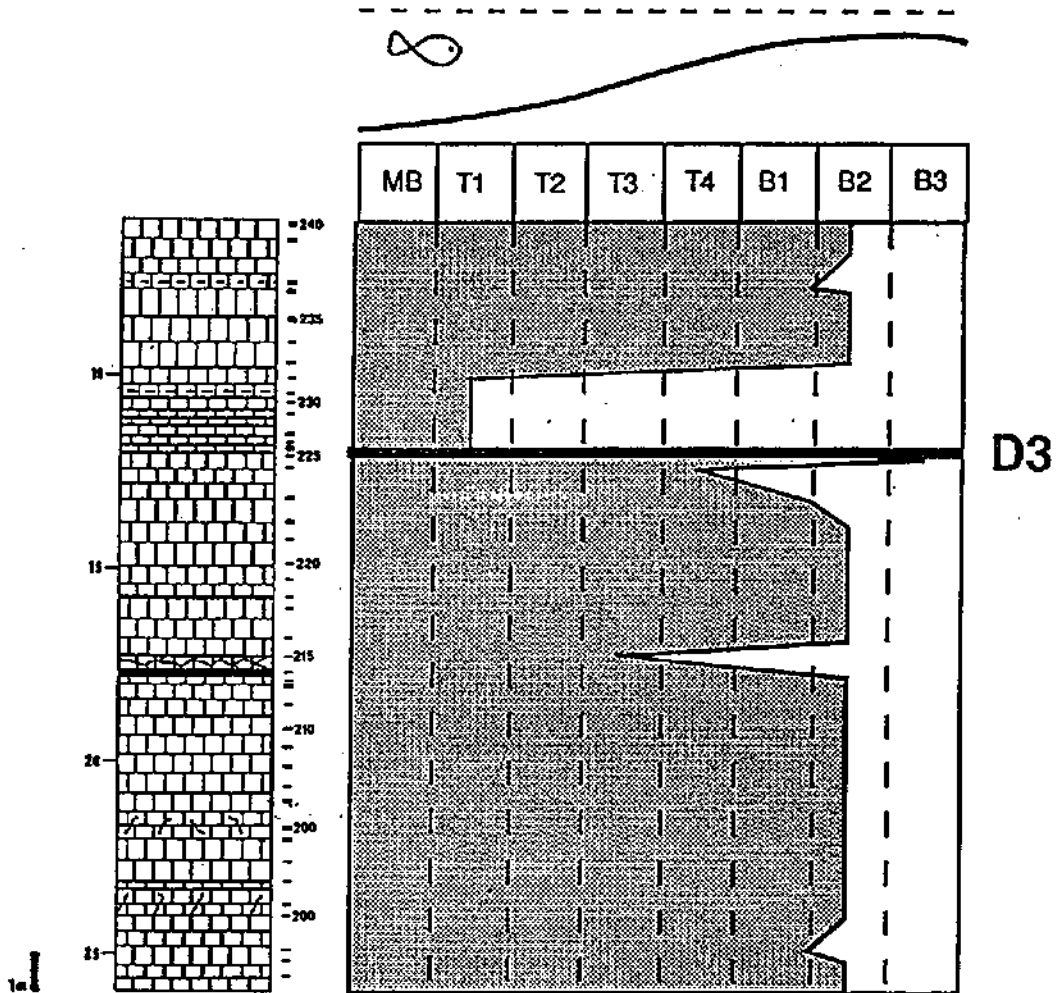


FIGURE 4-13 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 607, partie supérieure

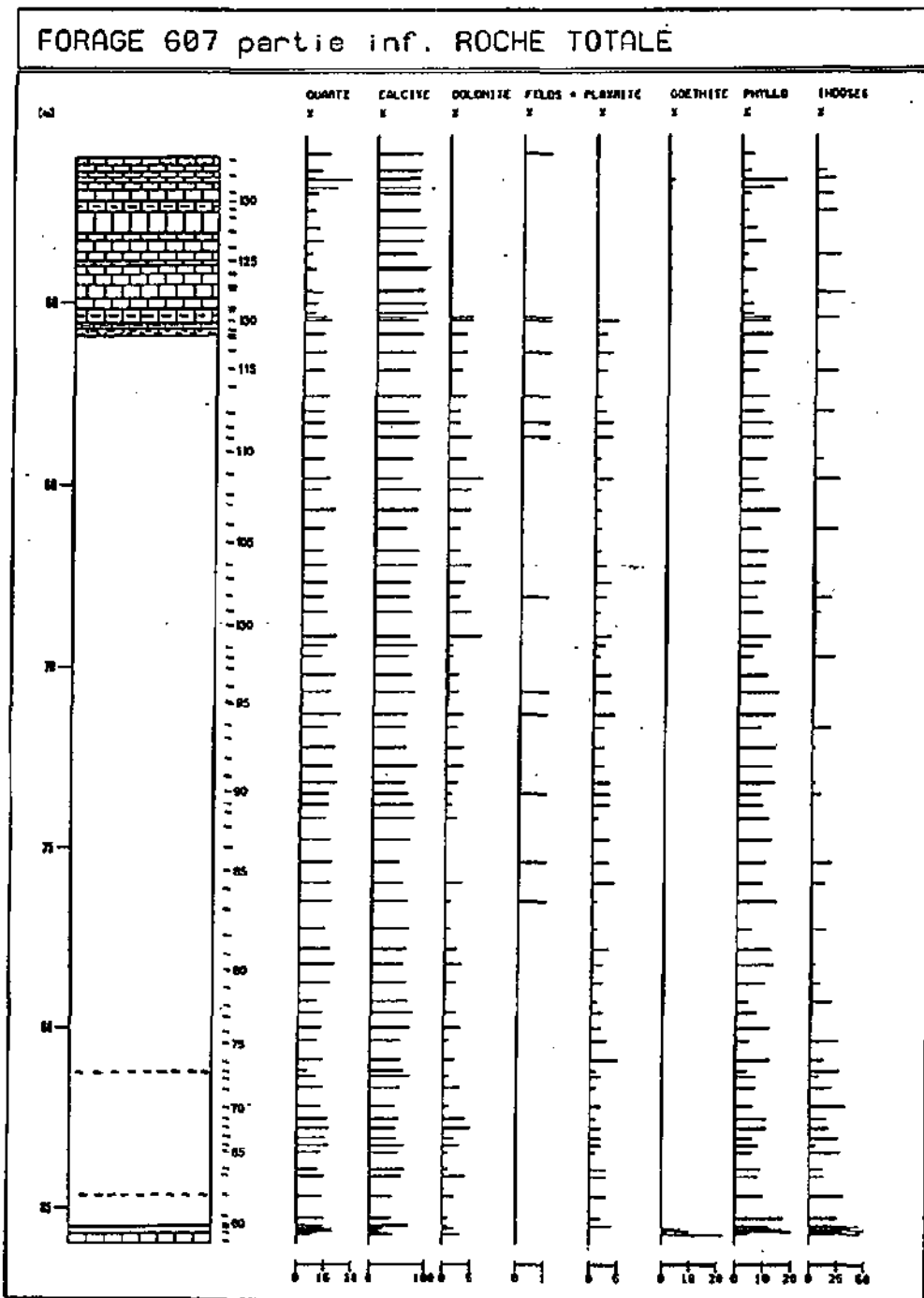


FIGURE 4-14 : Minéralogie de la roche totale du forage 607, partie inférieure

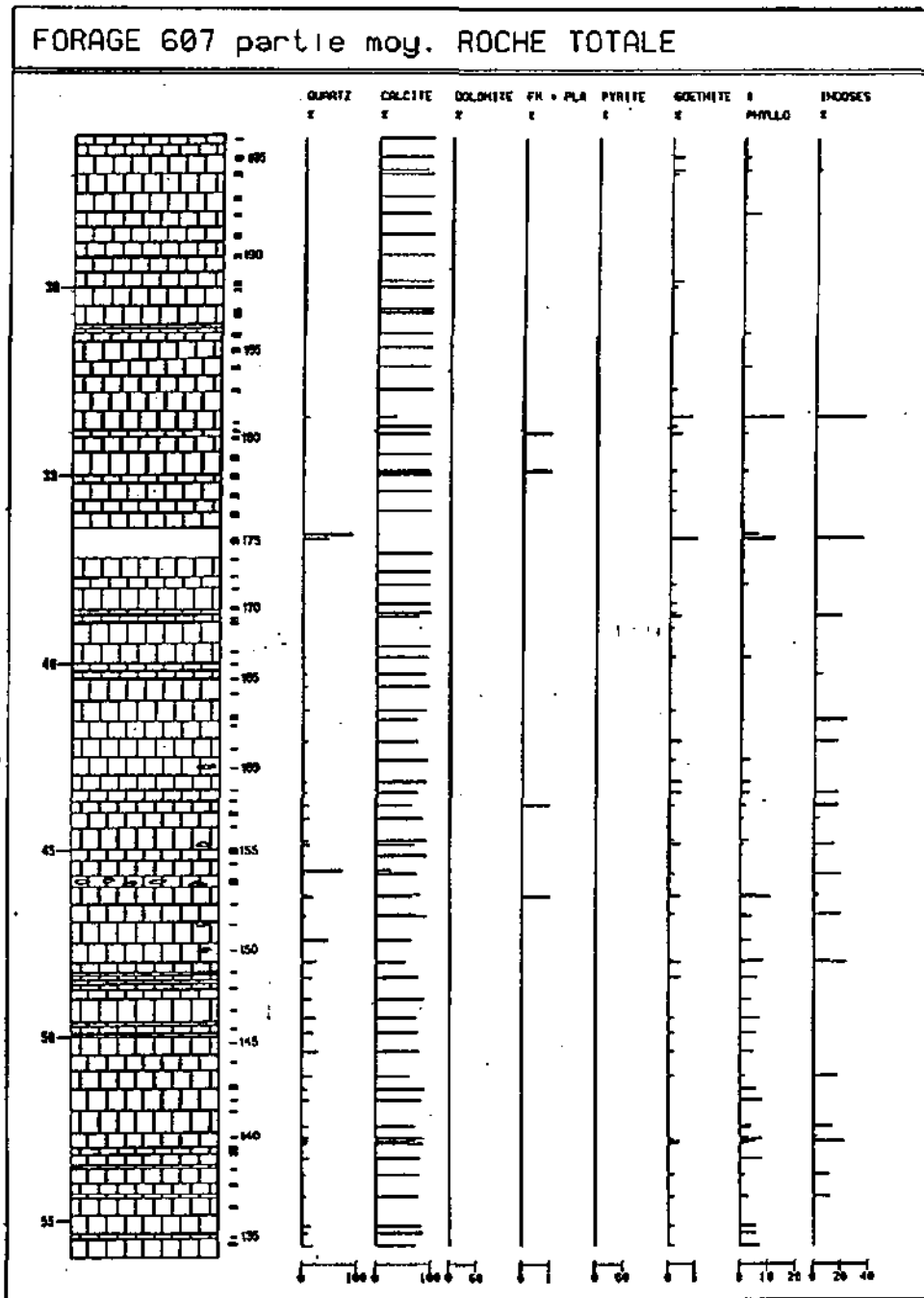


FIGURE 4-15 : Minéralogie de la roche totale du forage 607, partie médiane

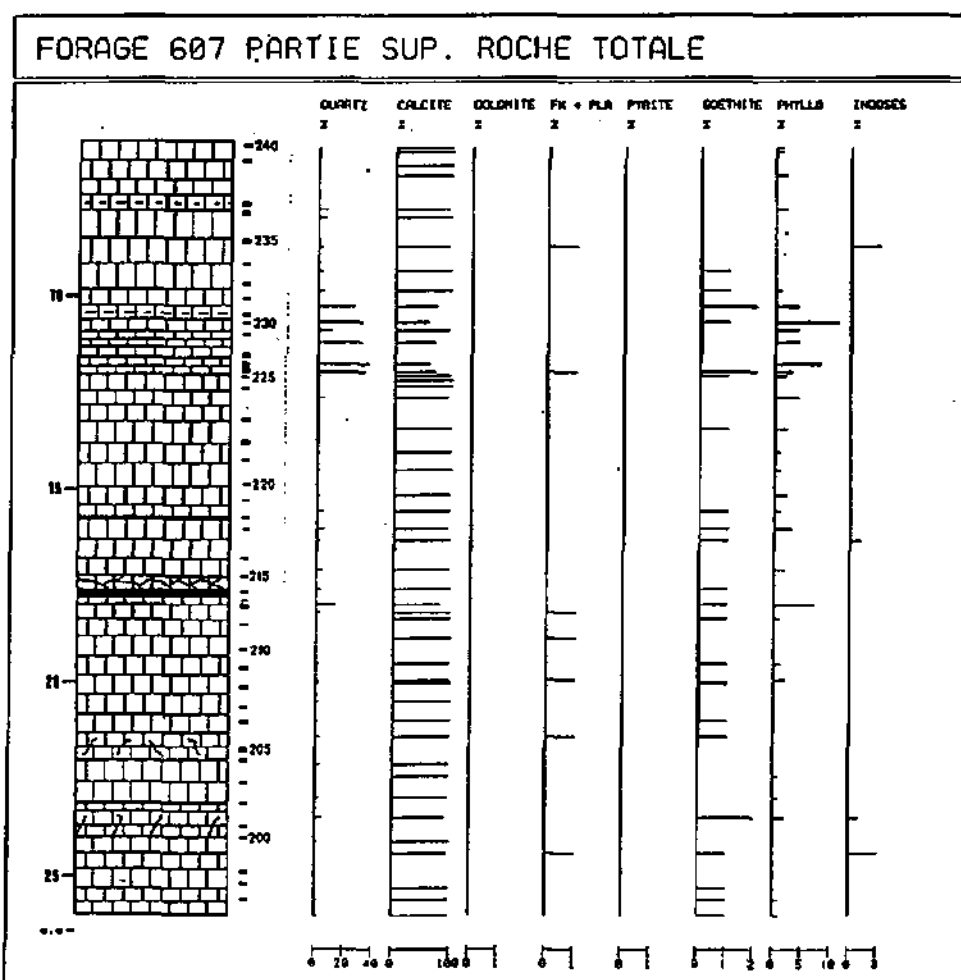


FIGURE 4-16 : Minéralogie de la roche totale du forage 607, partie supérieure

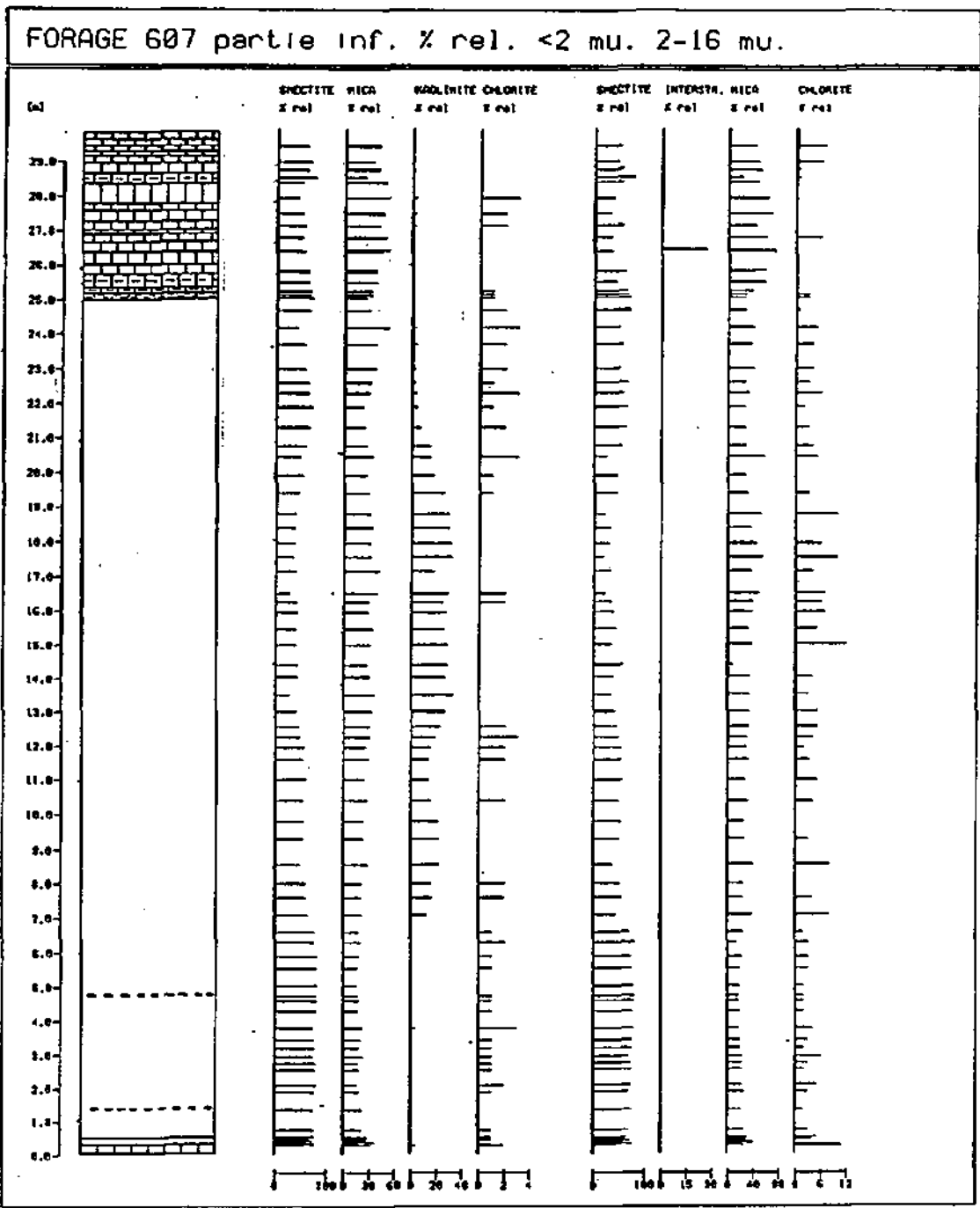


FIGURE 4-17 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie inférieure (pourcentages relatifs)

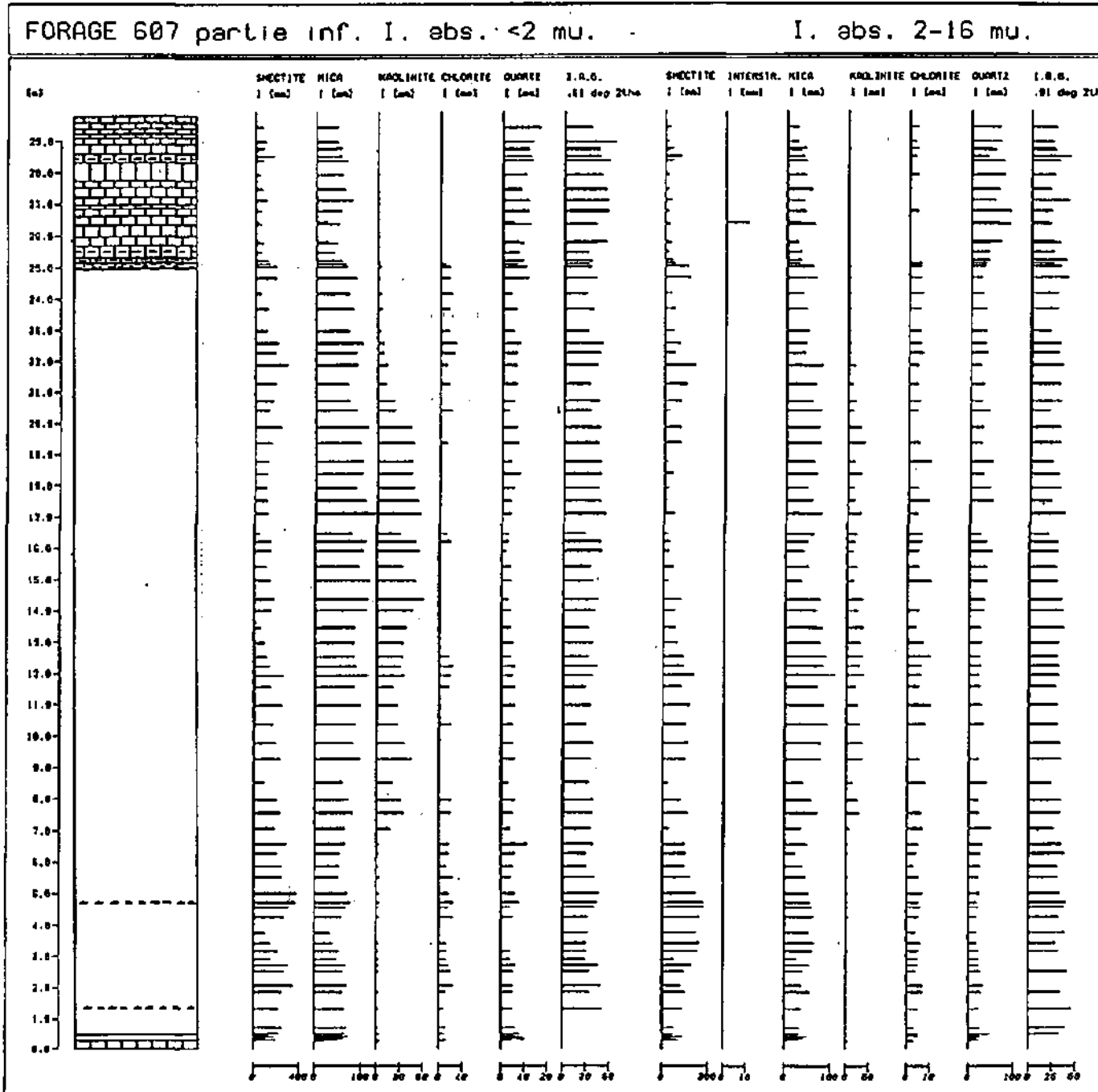


FIGURE 4-18 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 µm du forage 607, partie inférieure (intensités absolues)

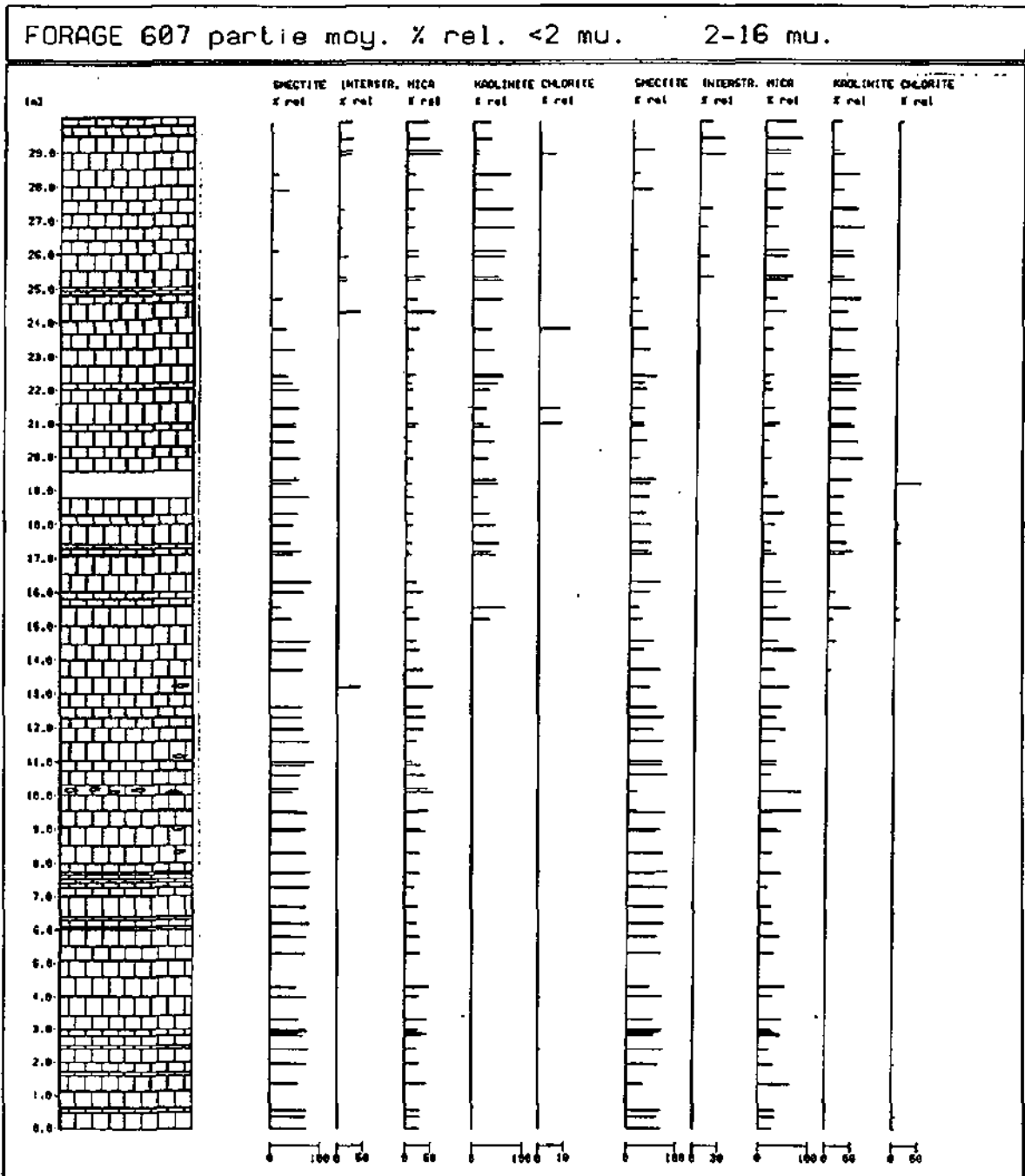


FIGURE 4-19 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie médiane (pourcentages relatifs)

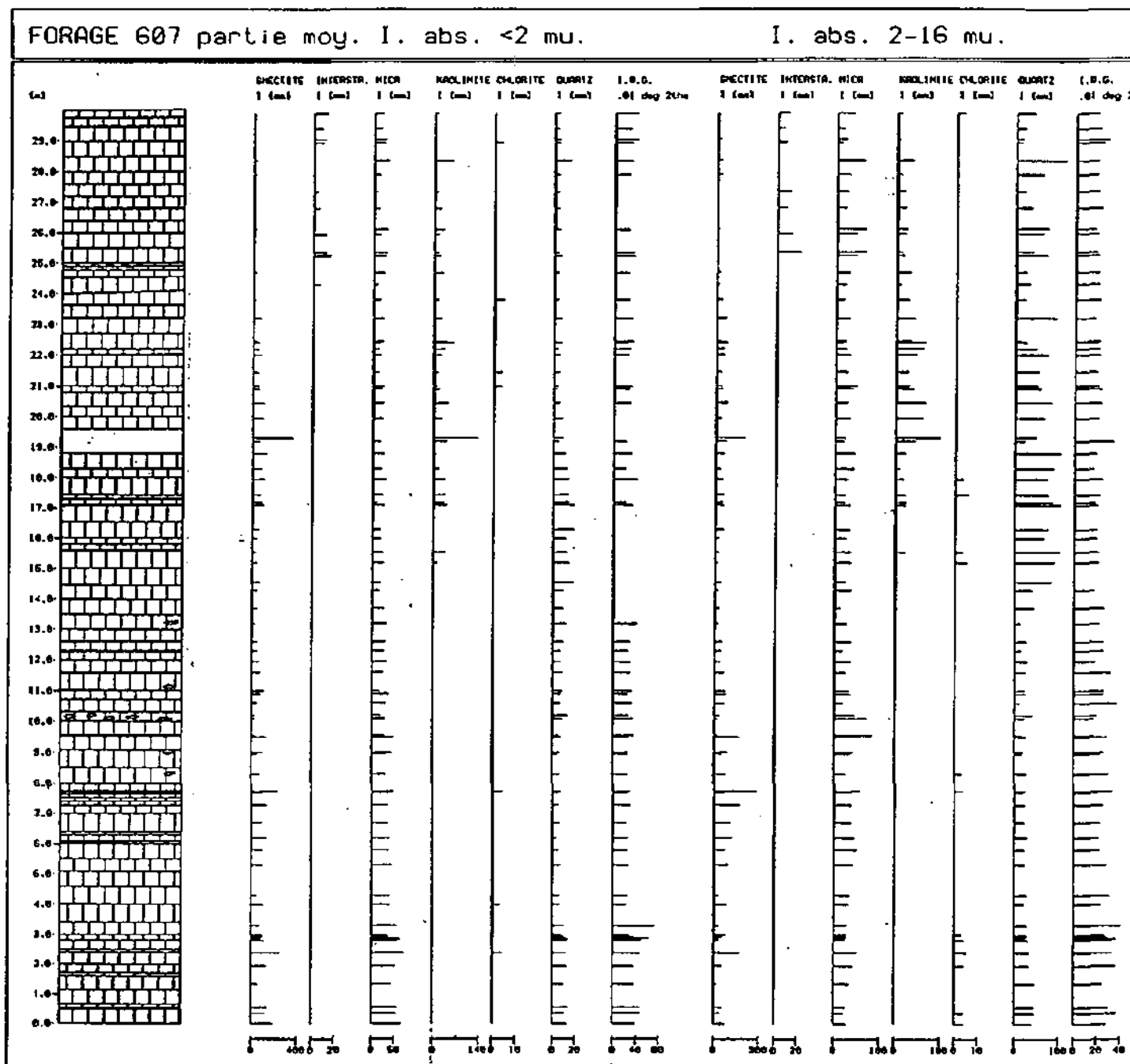


FIGURE 4-20 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie médiane (intensités absolues)

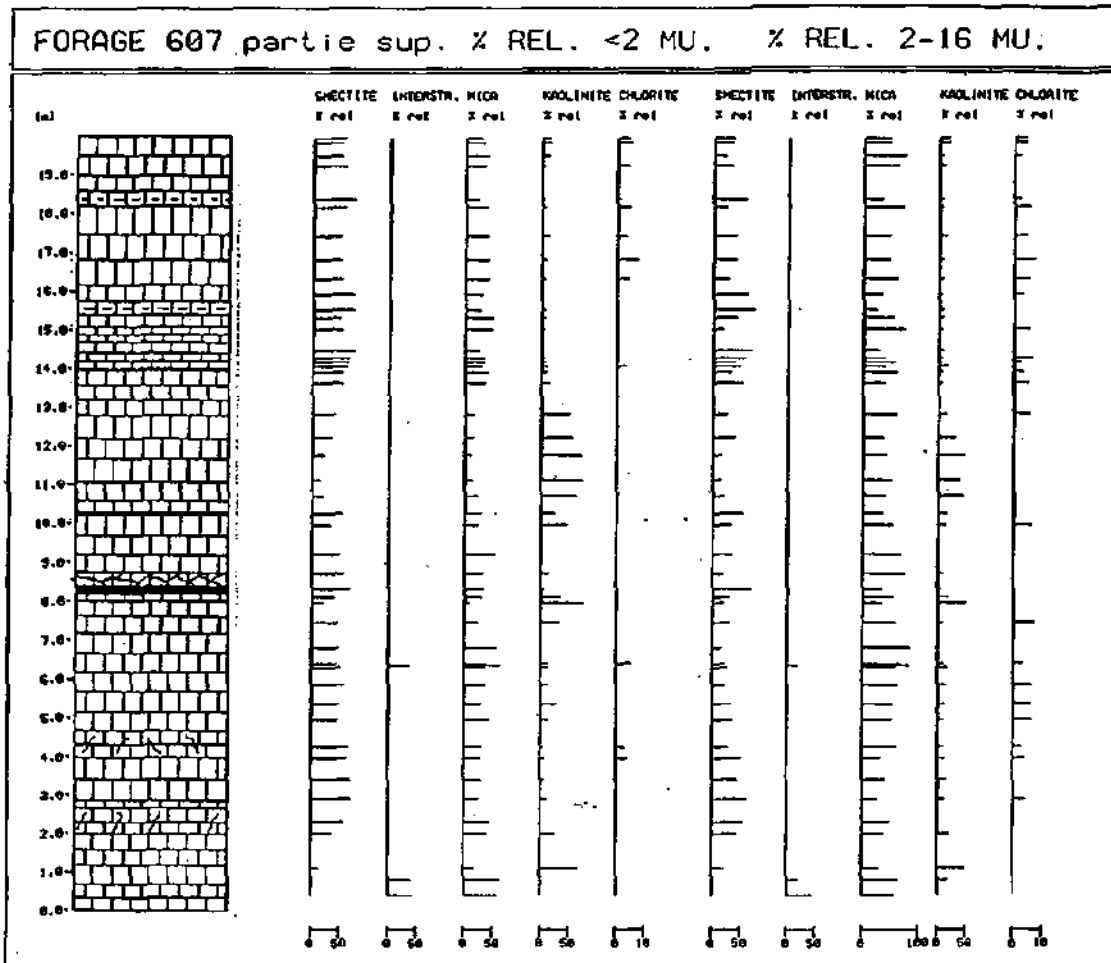


FIGURE 4-21 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie supérieure (pourcentages relatifs)

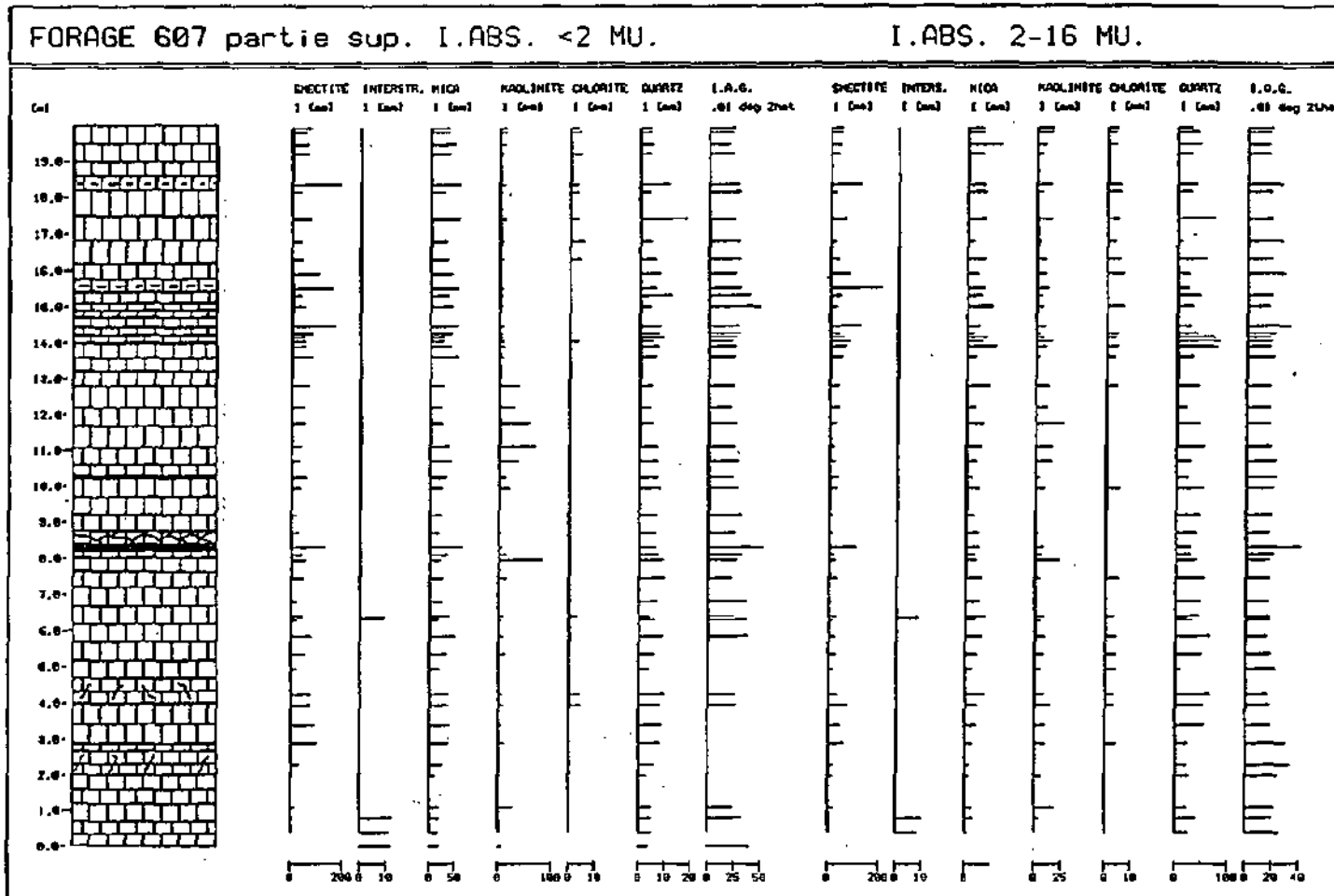


FIGURE 4-22 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie supérieure (intensités absolues)

4. FORAGE 700

4.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1164, Neuchâtel, coord. 560,86/204,62) (figure 4-23)

Le forage 700 est situé dans la partie ouest de la ville, le long de la rue Jehanne-de-Hochberg, dans le Jardin du Prince. Long de 43 mètres, il traverse toutes les Marnes bleues d'Hauterive, depuis la partie inférieure de la Pierre jaune jusqu'au sommet du Calcaire roux ; 33 mètres en ont été échantillonnés et décrits. Le pendage des couches oscille entre 22 et 24°.

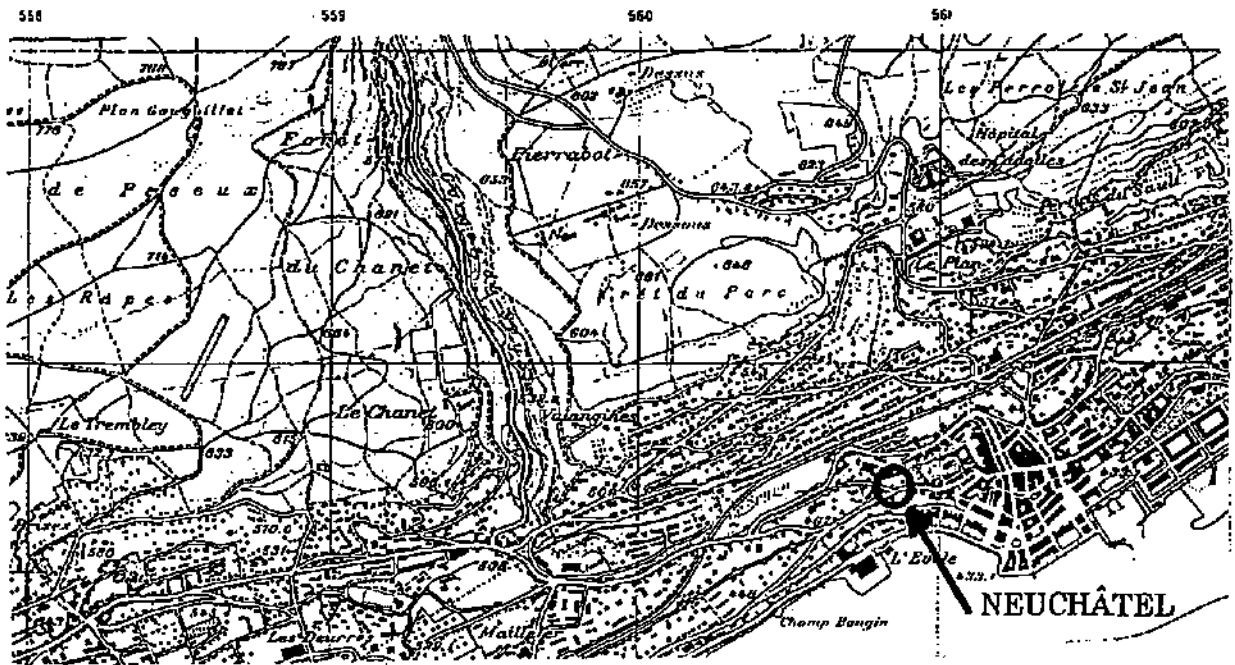


FIGURE 4-23 : Situation géographique du forage 700

4.2. Description lithologique.

De bas en haut, ce forage consiste en :

- 0.20 m de Calcaire roux;
- 0.70 m de marnes jaunes (Marnes à Astieria ?);
- 0.15 m de calcaire brun (Calcaire roux ?);
- 3.50 m de marnes tendres, jaunes les 10 premiers cm, puis gris-bleu;
- 3.90 m de marnes riches en nodules;
- 11 m de marnes tendres, avec quelques niveaux à nodules et quelques passées plus dures;
- 4.10 m de marnes dures, passablement noduleuses surtout à la base;
- 1.50 m de marno-calcaire jaune;
- 3 m de Pierre jaune en bancs minces, parfois oolithique, entrecoupés

- par des joints marneux;
- 1.90 m de Pierre jaune glauconieuse;
 - 1.70 m de calcaires jaunes dans lesquels s'intercalent de fins niveaux marneux;
 - 1.60 m de Pierre jaune, parfois marno-calcaire, fracturée au sommet.

4.3. Evolution des microfaciès.

La courbe des microfaciès de ce forage (figure 4-24) permet à nouveau d'observer la discontinuité D1, au sommet du dernier banc calcaire avant les Marnes bleues. Aucune variation des milieux de dépôt ne se distingue à l'intérieur de cette formation; le passage à la Pierre jaune se marque par une augmentation progressive du niveau d'énergie, allant, pour ce profil, jusque dans des faciès de barrière, et revenant ensuite dans des faciès de talus. Environ 1 mètre 50 avant le sommet du forage, se marque la discontinuité D2, caractérisée comme précédemment par les faciès gréseux qui la surmontent.

Ce forage est très proche de la coupe de Prébarreau, décrite par REMANE et al. (1989), qui recoupe le passage Marnes bleues - Pierre jaune. La succession des couches est très semblable à celle du forage; ces auteurs y remarquent notamment un fond durci glauconieux environ 9 m au-dessus des marnes, qui pourrait très bien correspondre à la discontinuité D2.

4.4. Minéralogie de la roche totale

L'analyse minéralogique totale de ces carottes permet de constater, comme pour le forage 607, la présence importante de quartz (15 % en moyenne), la forte teneur en calcite, et l'existence de dolomite dans les marnes. Feldspaths potassiques et plagioclases sont toujours inférieurs à 1 %, alors que la pyrite (jusqu'à 10 %) est remplacée par la goéthite dès que la lithologie devient franchement calcaire. Les phyllosilicates sont fréquents dans les marnes, ils diminuent dans les calcaires (figure 4-25).

4.5. Minéralogie des fractions fines

Sur les figures 4-26 et 4-27, on observe la même répartition des minéraux argileux que pour les autres profils; les smectites forment la phase majeure, tant dans les marnes que dans les calcaires, les micas sont relativement constants tout au long de la série, alors que la kaolinite, à nouveau, montre un maximum dans les Marnes bleues. La chlorite demeure en quantité très faible. Les intensités absolues du quartz présentent trois augmentations marquées dans la fraction 2-16 μm , mais aucune d'entre elles ne correspond aux faciès T1 riche en quartz.

L'indice d'aigu des micas est à nouveau en moyenne plus faible dans la fraction 2-16 μm (20 à 74° 2 θ CuK α) que dans la fraction < 2 μm (25 à 82° 2 θ CuK α). Cependant, pour les deux fractions, la valeur de cet indice est plus faible dans les Marnes bleues que dans la Pierre jaune.

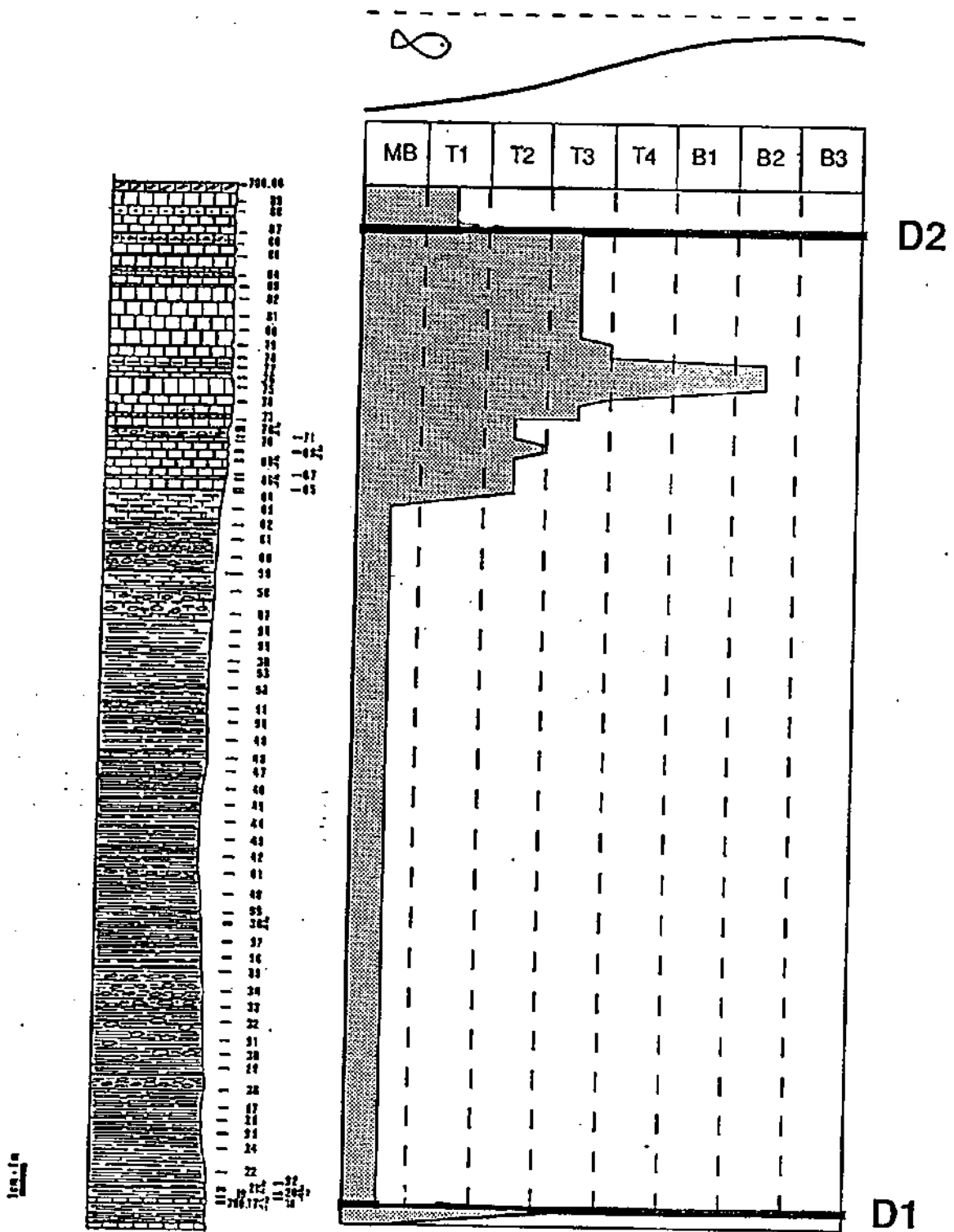


FIGURE 4-24 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 700

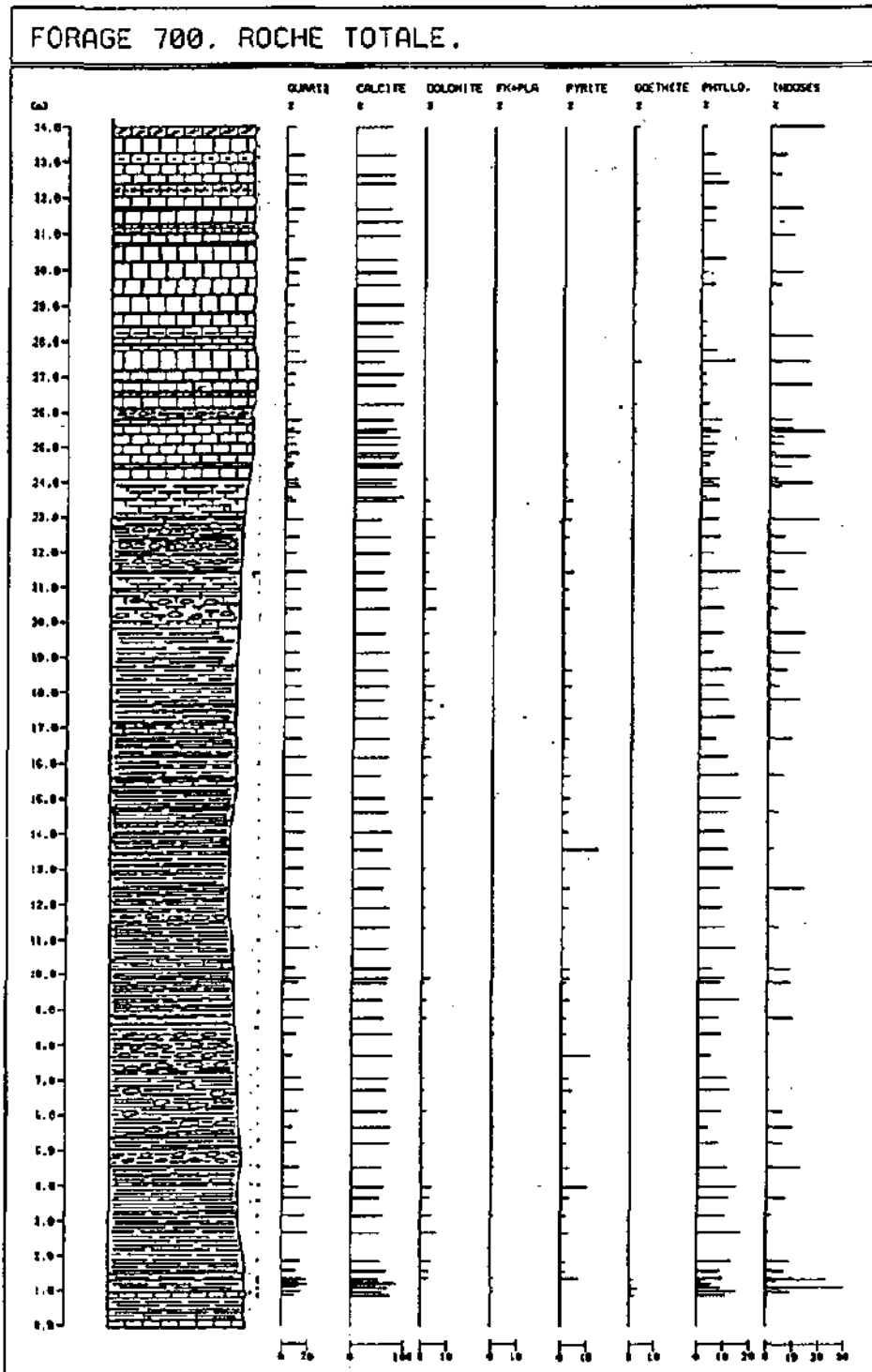


FIGURE 4-25 : Minéralogie de la roche totale du forage 700

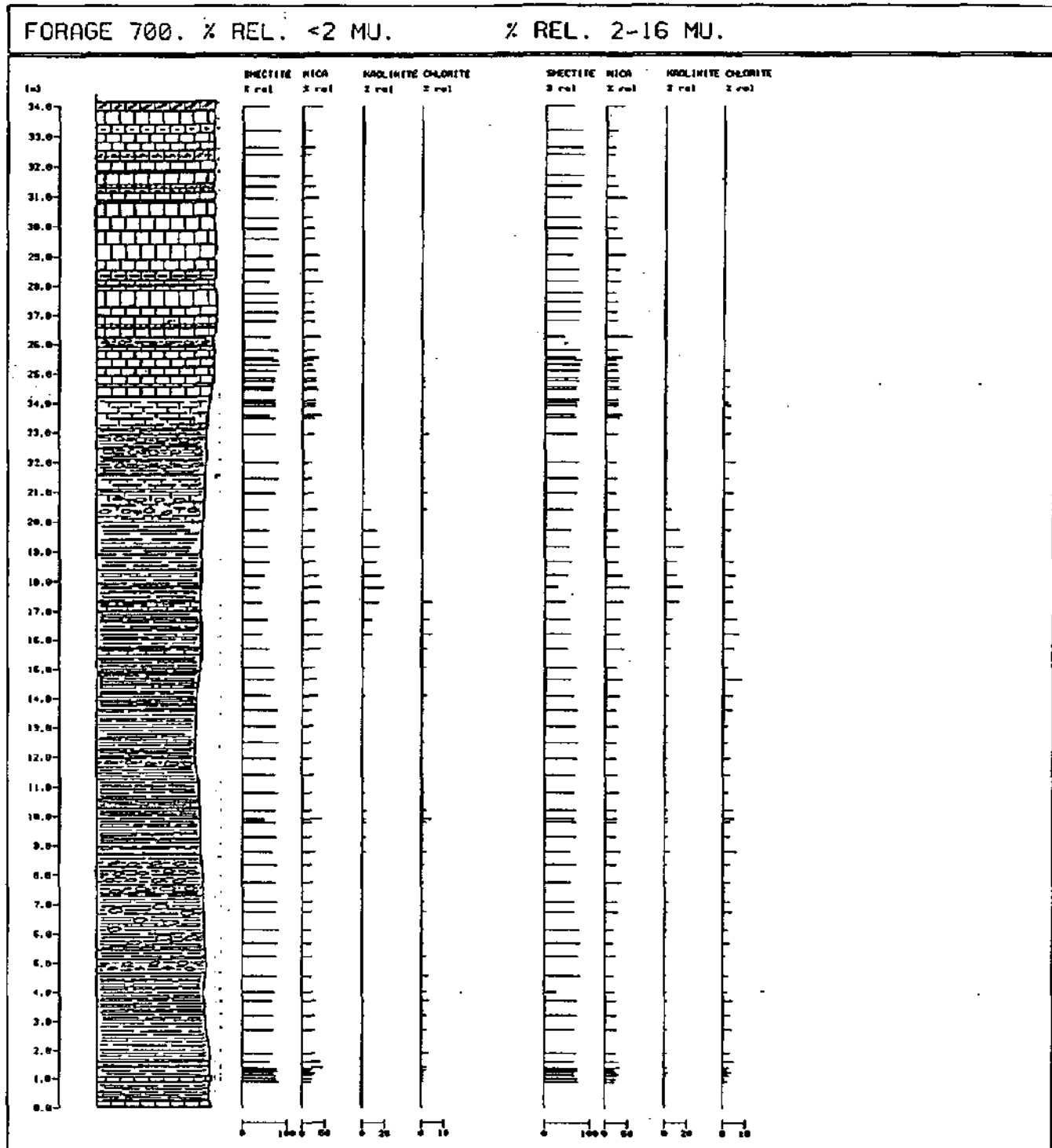


FIGURE 4-26 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 700 (pourcentages relatifs)

FORAGE 700. I. ABS. <2 MU.

I. ABS. 2-16 MU.

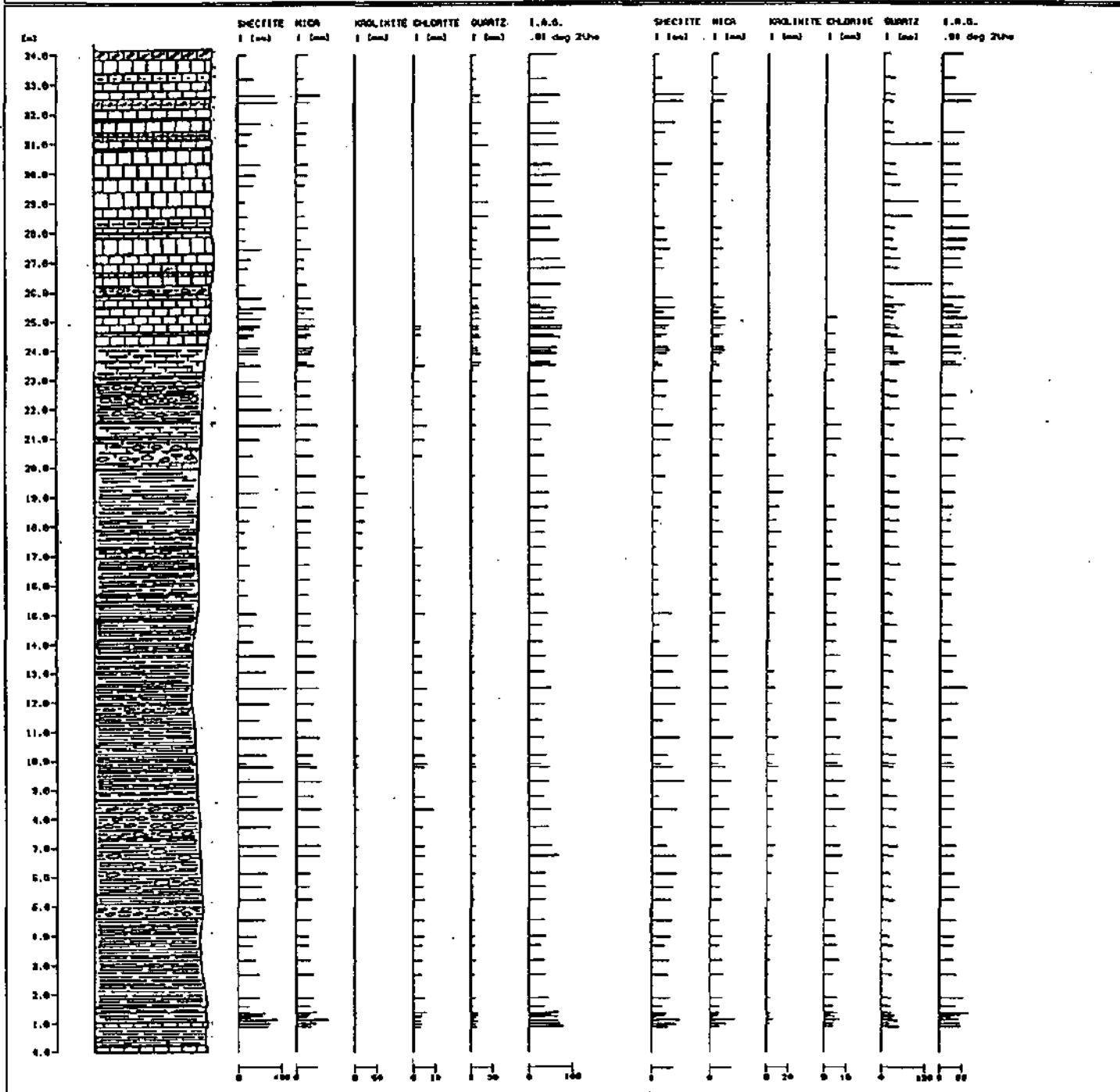


FIGURE 4-27 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 µm du forage 700 (intensités absolues)

5. FORAGE 209

5.1. Situation géographique et géologique.

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1164, Neuchâtel, coord. 560,28/204,44) (figure 4-28)

Un peu plus à l'ouest que le précédent, ce forage est localisé le long de la rue des Poudrières. D'une longueur de 45 mètres, il recoupe le même intervalle stratigraphique que le précédent, c'est-à-dire la base de la Pierre jaune, la Marne bleue et le sommet du Calcaire roux. Il a été échantillonné sur 35 mètres, et le pendage des couches varie de 18 à 25°.

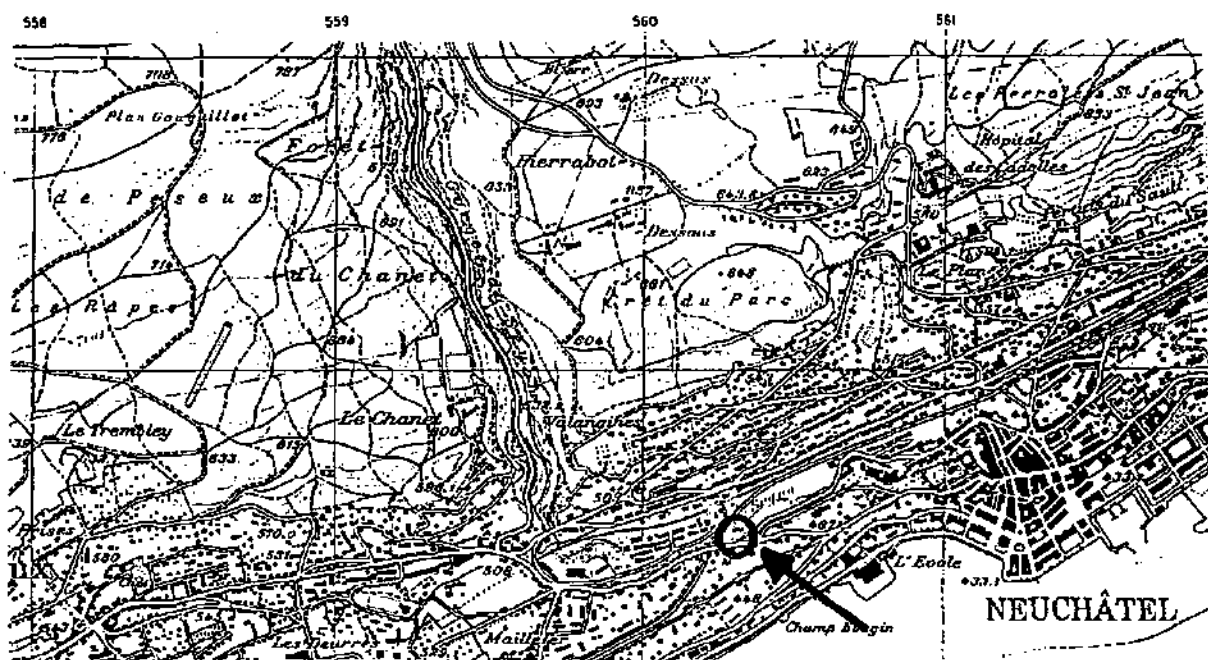


FIGURE 4-28 : Situation géographique du forage 209

5.2. Description lithologique

De bas en haut, nous observons dans ce forage :

- 0.20 m de calcaire roux;
- 0.60 m de marnes bleues, dont les 10 premiers cm sont teintés de jaune au contact du calcaire;
- 0.15 m de lacune de carottage;
- 2.15 m de Marnes bleues, avec quelques niveaux plus durs;
- 1 m de lacune de carottage;
- 2.20 m de marnes tendres, avec quelques nodules au sommet; 3.60 m de lacune de carottage;
- 4 m de marnes, très fines à la base, plus grumeleuses au sommet;
- 4.70 m de marnes noduleuses;

- 0.30 m de marno-calcaire;
- 2.50 m de Pierre jaune finement lités, avec de nombreux joints marneux;
- 0.30 m de marno-calcaire;
- 0.40 m de calcaire dur;
- à nouveau 0.30 m de marno-calcaire;
- 4 m de Pierre jaune en bancs minces;
- 0.60 m de Pierre jaune à stratification entrecroisée, fracturée;
- 3.70 m de calcaire jaune très fracturés.

5.3. Evolution des microfaciès

Comme pour les forages précédents, la courbe des microfaciès (figure 4-29) met en évidence la discontinuité D1 au sommet du calcaire roux. Après les Marnes bleues, dont le milieu de dépôt reste constant, on observe la même progression que précédemment vers des environnements plus agités. Le matériel très fracturé du sommet du forage ne permet pas l'étude des microfaciès; la discontinuité D2, à supposer qu'elle soit aussi présente dans ce forage, n'a donc pas pu être trouvée.

5.4. Minéralogie des fractions fines

Les mêmes assemblages minéralogiques que dans les autres profils se retrouvent ici, à savoir la prédominance des smectites surtout dans les marnes mais aussi dans les calcaires, la présence continue de micas qui tendent ici à diminuer dans la Pierre jaune, le maximum de la kaolinite dans la deuxième moitié des Marnes bleues, et la faible existence de la chlorite. Le quartz est aussi toujours présent, avec une tendance à augmenter dans les calcaires (figures 4-30 et 4-31).

Pour ce forage, les indices d'aigus de la fraction < 2 μm (souvent même pas mesurables en raison de la quantité de smectites) sont nettement supérieurs à ceux de la fraction 2-16 μm . Aucune variation importante ne s'observe en fonction de la lithologie.

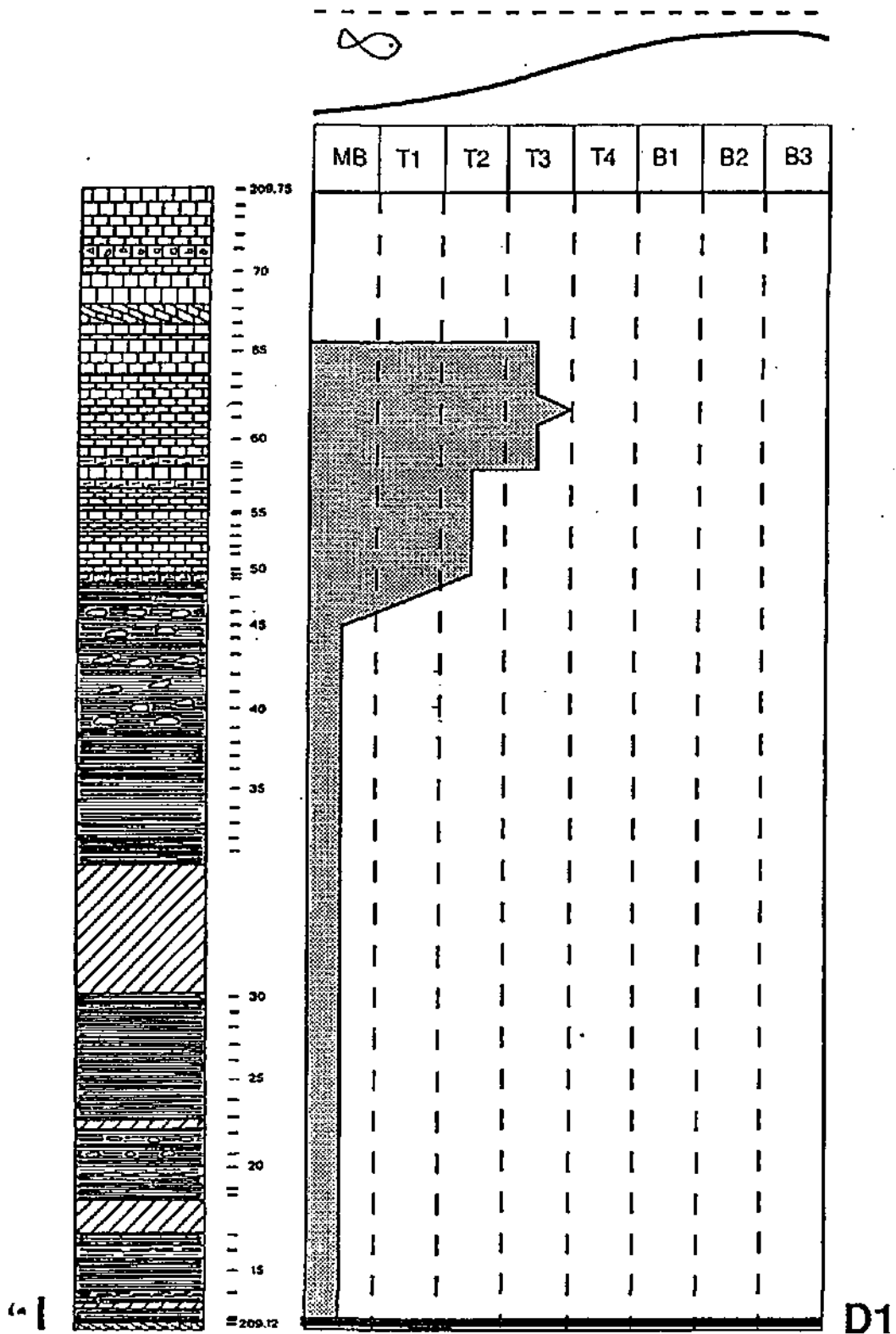


FIGURE 4-29 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 209

FORAGE 209. % REL. <2 MU.

% REL. 2-16 MU.

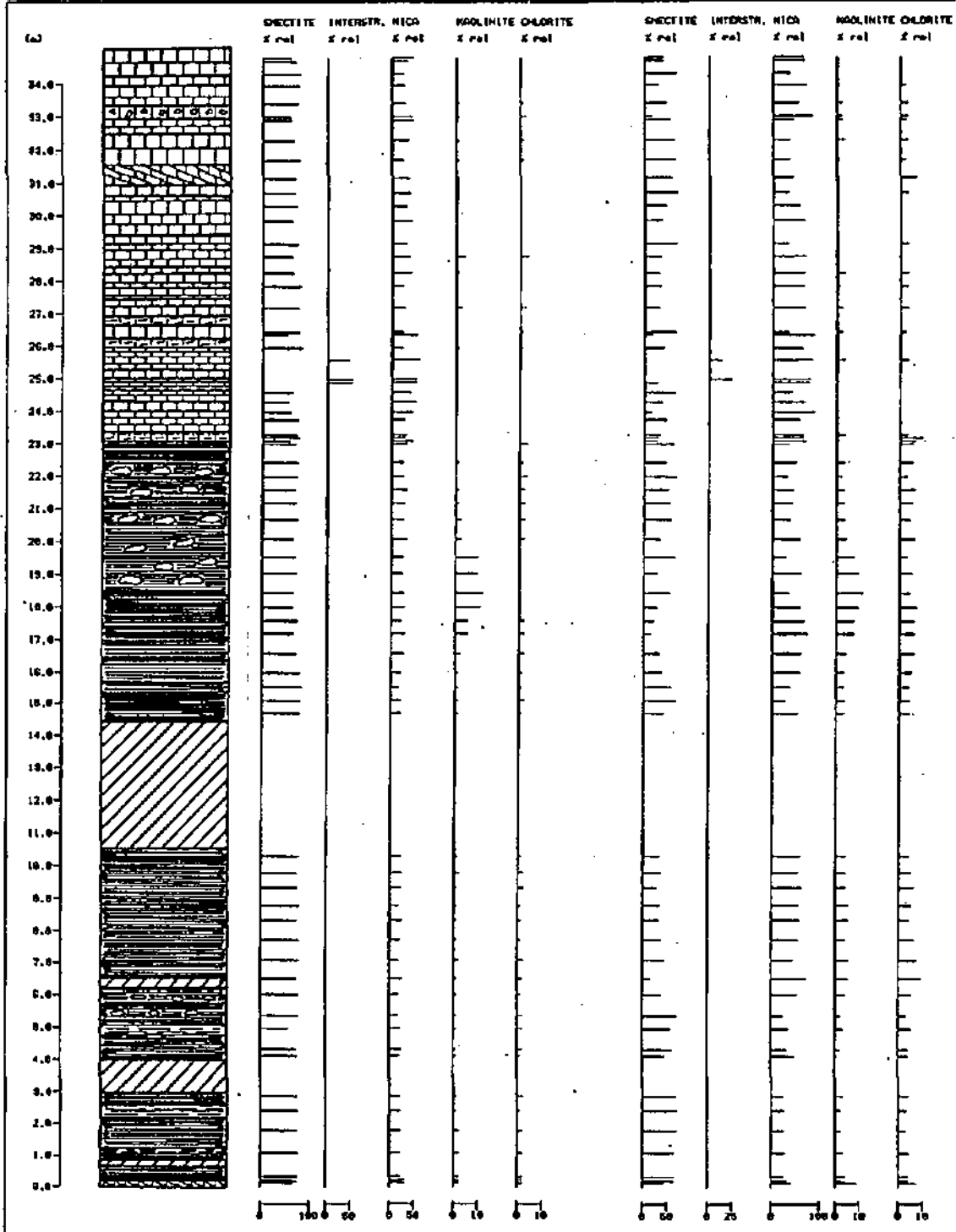


FIGURE 4-30 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 µm du forage 209 (pourcentages relatifs)

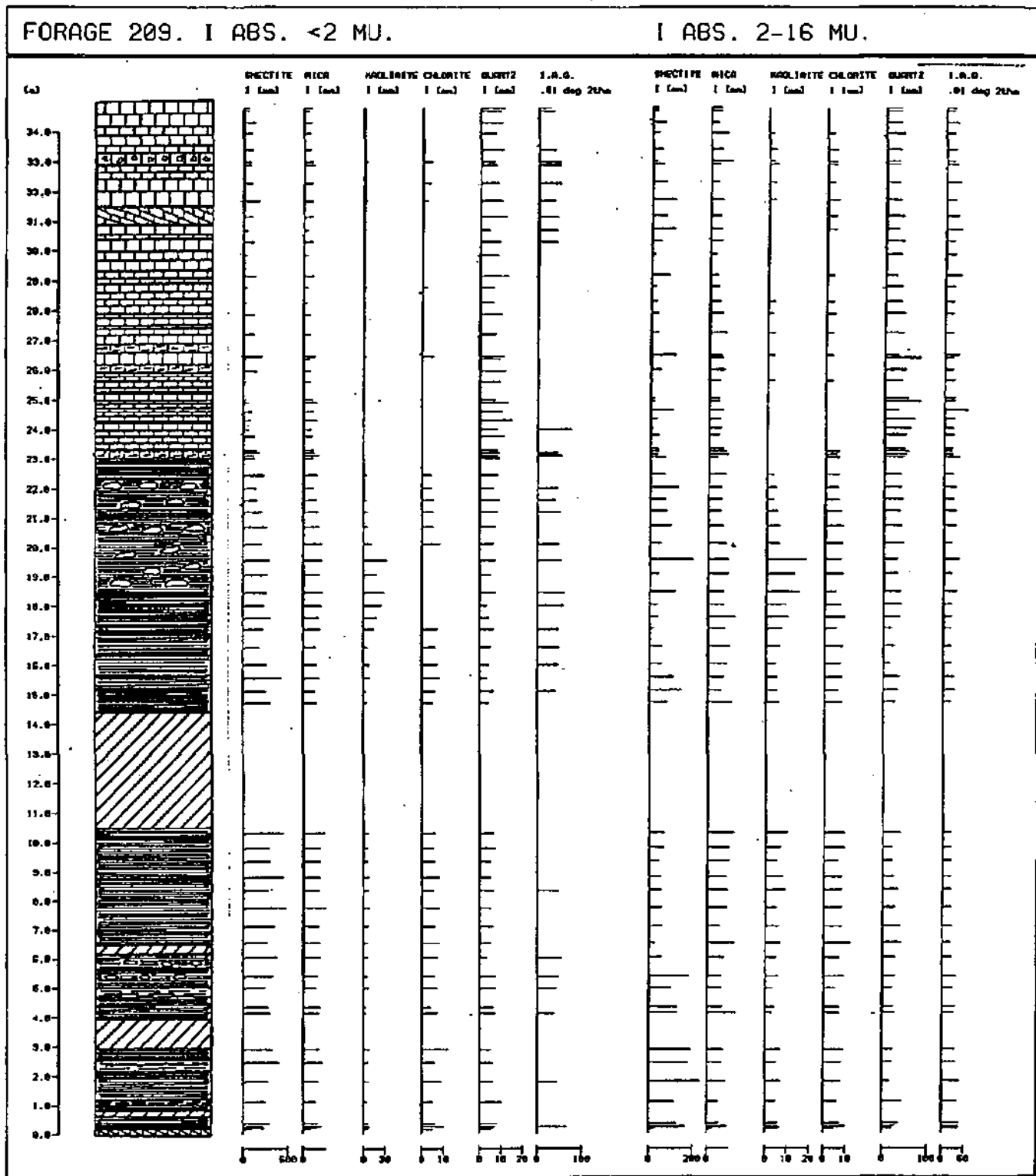


FIGURE 4-31 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 209 (intensités absolues)

6. COUPE DE CORCELLES

6.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1164, Neuchâtel, coord. 556,75/204,27) (figure 4-32)

Cette coupe se situe au nord-ouest du village de Corcelles, à proximité de la route de Montmolin, dans le talus de l'extrémité ouest du parking des bâtiments de l'ENSA. Elle a été mise à jour grâce aux travaux de construction dudit parking, mais est aujourd'hui en bonne partie recouverte de végétation.

Ce profil, qui recoupe le passage Marnes bleues - Pierre jaune, se trouve sur le flanc sud de l'anticlinal Chaumont-Serroue, contre le versant nord de la combe formée par les marnes hauteriviennes. Elle a été levée sur 5.40 mètres, et les couches présentent un pendage d'environ 30° incliné au sud.

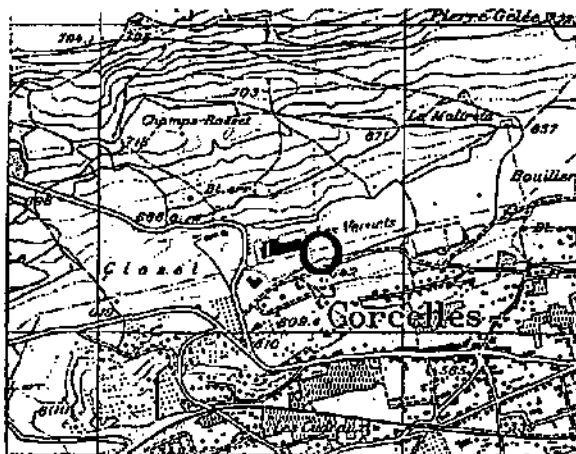


FIGURE 4-32 : Situation géographique de la coupe de Corcelles

6.2. Description lithologique

Malgré sa faible puissance, cette coupe est intéressante car il a été possible d'observer le passage Marnes bleues - Pierre jaune fraîchement dégagé. De bas en haut se reconnaissent :

- 50 cm de marnes gris-bleues,
- 50 cm de marnes noduleuses dures,
- 80 cm de marnes bleues tendres,
- 50 cm de marnes à nodules durs,
- 80 cm de marnes bleues tendres, qui prennent progressivement une coloration jaunâtre,
- 90 cm de marno-calcaire jaune,
- 70 cm de Pierre jaune à stratification entrecroisée,
- 60 cm de calcaire jaune très fracturé,
- 20 cm de Pierre jaune à stratification entrecroisée.

6.3. Evolution des microfaciès

La figure 4-33 montre le passage régulier des faciès Marnes bleues (MB) aux faciès micritiques des calcaires. Malgré le nombre réduit de lames minces, cette coupe démontre que le passage Marnes bleues - Pierre jaune se fait de manière continue. Malheureusement, le profil ne se poursuit pas assez pour observer la discontinuité caractéristique (D2) des premiers mètres de la Pierre jaune.

6.4. Minéralogie de la roche totale

L'analyse de la roche totale (figure 4-34) montre que la calcite est naturellement le minéral principal (> 80%), et que sa teneur augmente légèrement dans la Pierre jaune. Inversement, le quartz et les phyllosilicates sont plus importants (jusqu'à 10%) dans les Marnes bleues. Dans cette même formation, la pyrite se trouve en traces, remplacée par la goéthite dans les niveaux calcaires. Feldspaths potassiques et plagioclases sont quasi inexistantes.

6.5. Minéralogie des fractions fines

Les minéraux argileux présents (figure 4-35) sont les smectites, majoritaires dans la fraction < 2 μm (souvent plus de 80 %) et les micas (jusqu'à 50 % dans cette même fraction, à peu près équivalents aux smectites dans la fraction 2-16 μm). Les micas tendent à augmenter par rapport aux smectites dans les calcaires. La kaolinite et la chlorite sont présentes en traces dans les deux fractions. Le quartz, bien que beaucoup plus important dans la fraction 2-16 μm , reste assez constant le long du profil dans les deux fractions, et ne montre pas la même diminution dans la Pierre jaune que celui de la roche totale.

Les indices d'aigu, beaucoup plus élevés en < 2 μm qu'en 2-16 μm , ne varient pas de manière significative.

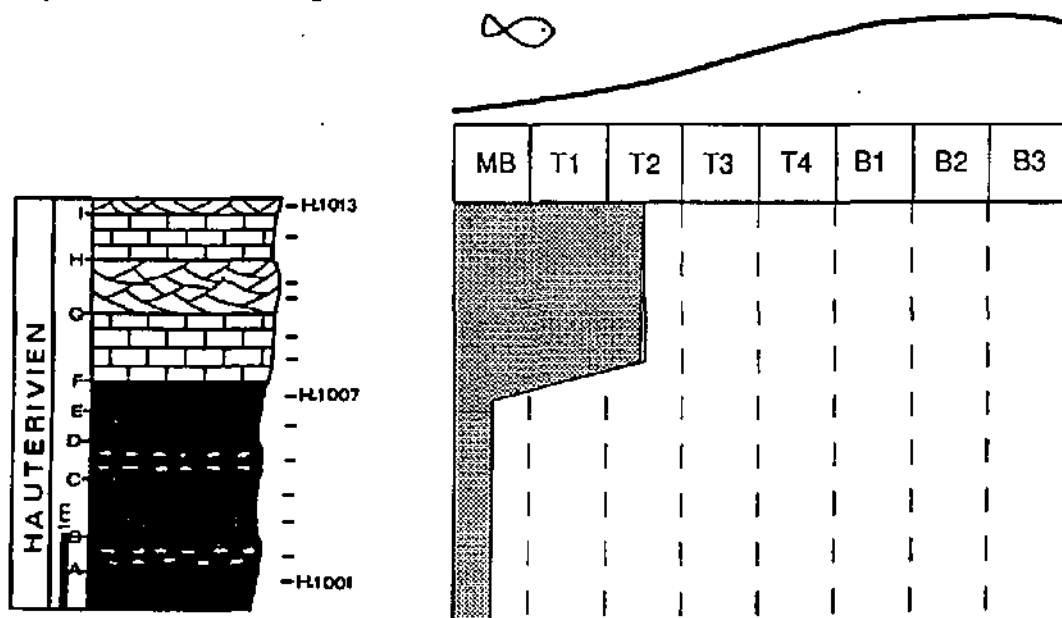


FIGURE 4-33 : Evolution des microfaciès de la coupe de Corcelles

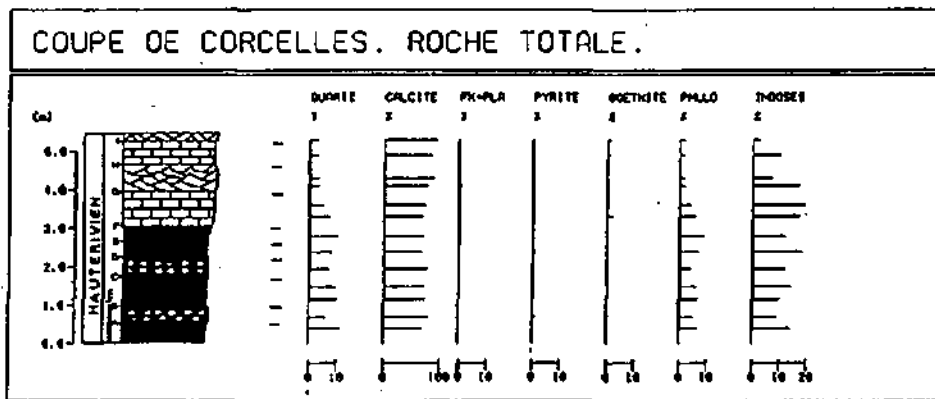


FIGURE 4-34 :Minéralogie de la roche totale de la coupe de Corcelles

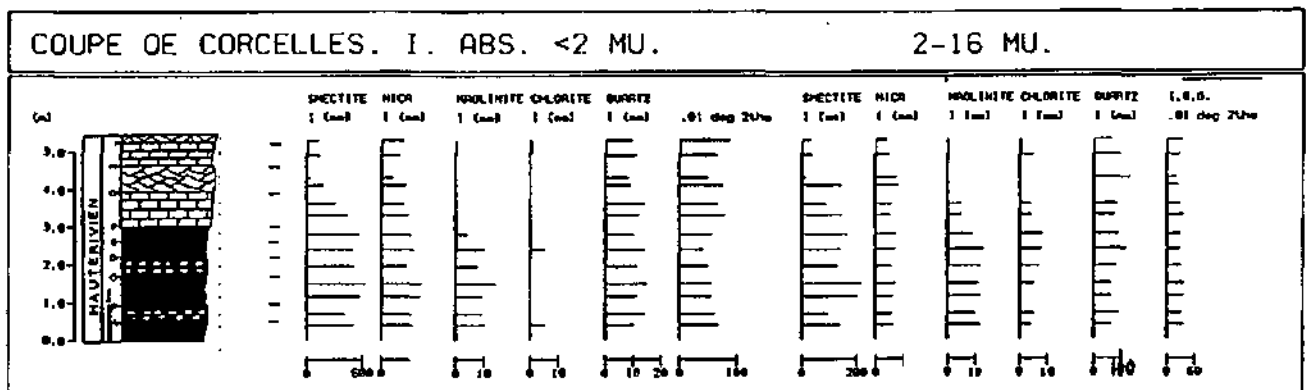
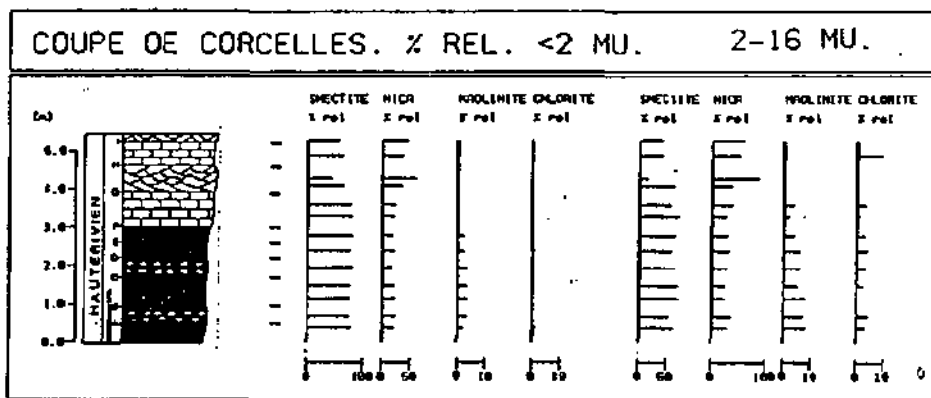


FIGURE 4-35 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μ m de la coupe de Corcelles (pourcentages relatifs et intensités absolues)

7. COUPE DES GORGES DE L'AREUSE

7.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1164, Neuchâtel, coord. 553,37/201,25) (figure 4-36)

La première partie de ce profil se situe sur la rive gauche de l'Areuse, vis-à-vis de l'endroit où le sentier des Gorges tourne à angle droit vers l'ouest. Ce premier tronçon, d'une longueur de 10 mètres, débute au sommet des Marnes bleues, et montre le passage à la Pierre jaune de Neuchâtel, dont on a pu observer, grâce à un éboulement récent, une falaise d'environ 6 mètres, mais qui n'a malheureusement pas pu être échantillonnée. La seconde partie reprend la série, dans la Pierre jaune, le long du chemin sur la rive droite de la rivière, et se poursuit jusqu'à une dizaine de mètres de l'entrée amont du tunnel. Elle a une longueur de 26 mètres. Il n'a pas été possible de retrouver des niveaux identiques dans les deux parties du profil; il existe donc une lacune, mais qui ne doit pas dépasser 2 ou 3 mètres. Du point de vue géologique, cette coupe se situe sur le flanc sud de l'anticlinal de la Montagne de Boudry; le pendage des couches est faible (15 à 20°).

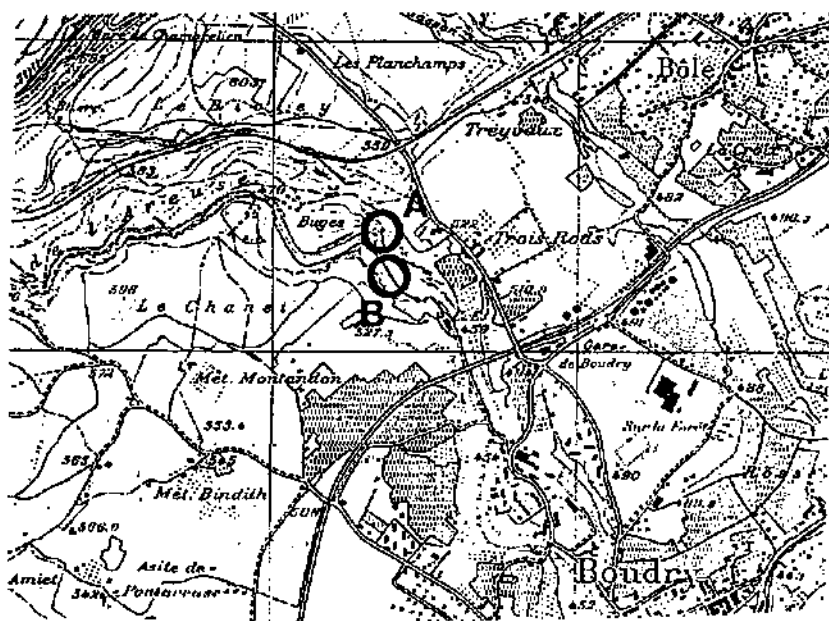


FIGURE 4-36 : Situation géographique de la coupe des Gorges de l'Areuse

7.2. Description lithologique

Cette coupe débute juste au dessus des Marnes bleues d'Hauterive, visibles dans le lit de la rivière. On observe ensuite :

- 1.40 m de marno-calcaires jaunes;
- 1.80 m de calcaire marneux jaune, micritique;
- 0.90 m de calcaire jaune micritique, à stratification mal définie;

- 5.20 m de Pierre jaune;
- 0.40 m de marnes jaunes;
- 1 m de Pierre jaune, surmonté d'un banc présentant de nombreux terriers (hard-ground ?).

De l'autre côté de la rivière, le long du chemin, la coupe se poursuit par :

- 2 m de Pierre jaune finement litée
- 3 m de Pierre jaune à stratification oblique, dont la partie supérieure est fracturée;
- 1.20 m de calcaire jaune bioclastique en deux bancs massifs;
- 1 banc de 0.70 m de calcaire très oolitique;
- 4.60 m de Pierre jaune finement litée;
- 0.50 m de calcaires noduleux, dont les premiers cm sont plus marneux;
- 2 m de calcaires en bancs massifs, difficiles à observer en raison des lichens qui les recouvrent;
- 2 m de Pierre jaune finement litée, à stratification oblique;
- 1.70 m de Pierre jaune oolitique, suivi de
- 2.60 m de même faciès, mais séparé de la première partie par une petite faille;
- 1.30 m de Pierre jaune oolitique à stratification oblique;
- 4.10 m de calcaire oolitique, entrecoupés de deux joints marneux (à 0.50 m et 1.70 m);
- environ 0.80 m de calcaire bioclastique, séparé des bancs précédents par un interlit marneux.

La suite de l'affleurement est, à part quelques bancs, cachée par la végétation, et forme une petite dépression dans la topographie. Il s'agit probablement, soit d'un niveau plus marneux, soit d'une zone faillée. Environ 10 mètres plus haut débute la coupe de Boudry, levée par ZWEIDLER (1985), qui sera reprise plus bas (point 8).

7.3. Evolution des microfaciès

La figure 4-37 montre l'évolution des microfaciès de la coupe des Gorges de l'Areuse. La partie basale se compose des biomicritiques T2 et T3, que l'on retrouve dans tous les profils au passage Marnes bleues - Pierre jaune. La partie supérieure de ce premier tronçon de coupe n'ayant pas pu être échantillonnée, il n'est malheureusement pas possible de retrouver la discontinuité D2; cependant, la présence de terriers sous le dernier banc observé pourrait être liée à cette discontinuité, à moins qu'elle ne se place dans le niveau marneux situé 1 mètre plus bas. Son existence est donc fort probable dans cette zone.

La seconde partie de la coupe montre le passage progressif des faciès micritiques à quelques bioclastes aux faciès bioclastiques et oolitiques, avec quelques oscillations, dont l'une, à environ 11 m, marque un important approfondissement. Cet événement étant très bref, une discontinuité n'y a pas été associée, mais, par rapport aux épaisseurs, il pourrait être analogue à la discontinuité D2? qui sera observée dans la coupe de Champ du Moulin. Tout à fait au sommet du profil, on reconnaît la discontinuité D3, soulignée par un hard-ground, qui marque un passage brusque de faciès oolitiques à des faciès micritiques à bioclastes (T3). Le faciès T1 (faciès de transgression) ne se retrouve pas ici.

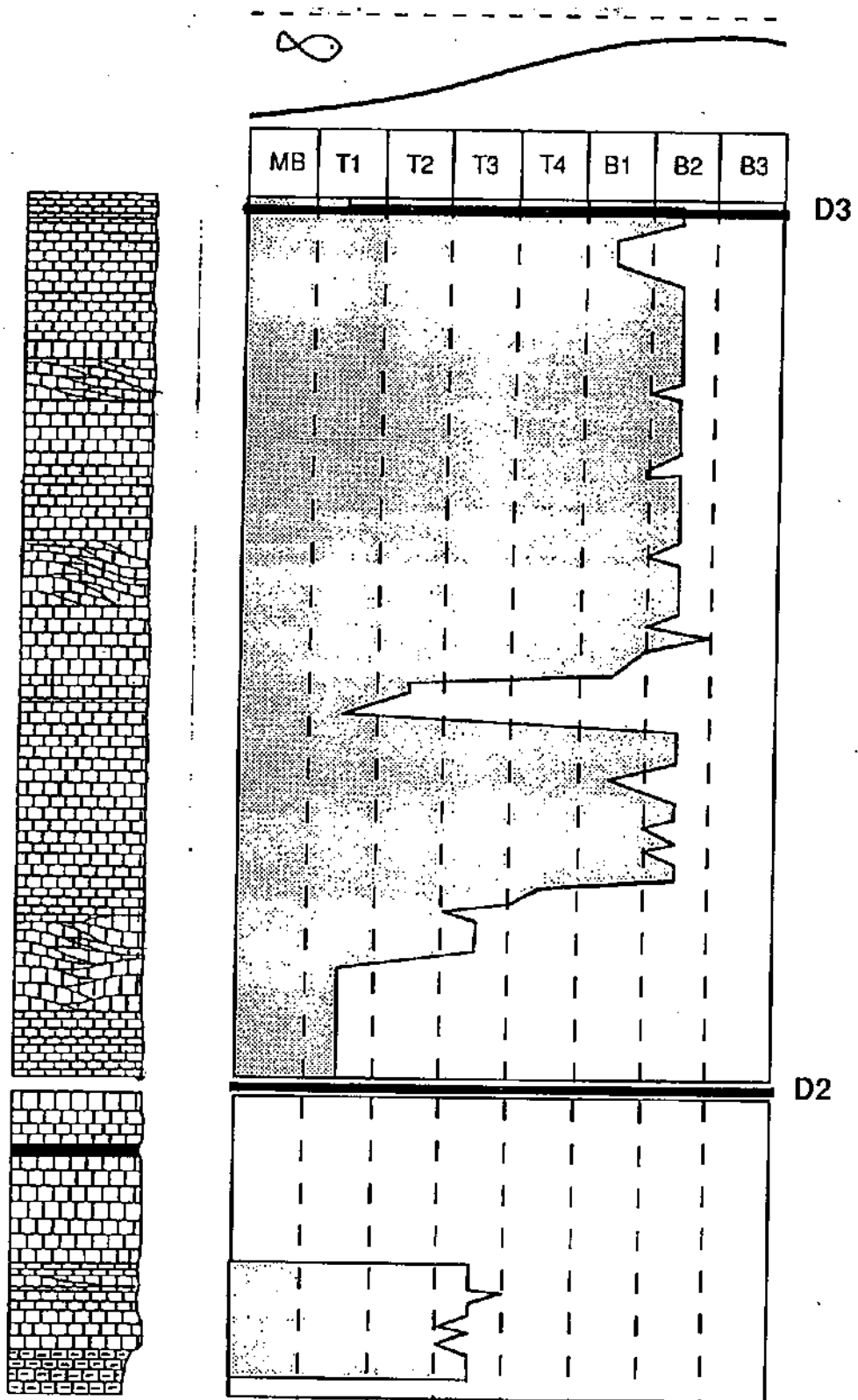


FIGURE 4-37 : Evolution des microfaciès de la coupe des Gorges de l'Areuse

7.4. Minéralogie des fractions fines

Dans cette coupe, et pour les deux fractions, les interstratifiés sont prédominants par rapport aux smectites; ces dernières n'apparaissent que dans la première partie du profil, base de la Pierre jaune, et dans deux niveaux de la seconde partie, entre 5 et 6 mètres et 11 et 13.50 mètres environ. A nouveau, ces deux correspondent à des faciés de talus, de plus faible énergie que ceux rencontrés dans le reste de la coupe. La teneur en micas est constante tout au long du profil; ces minéraux sont les composants principaux des fractions fines, en tout cas en présence d'interstratifiés. Chlorite et kaolinite sont quasiment absentes, si ce n'est dans le dernier mètre, où elles semblent apparaître en quantité.

Le quartz est très faiblement représenté dans la fraction $<2\mu\text{m}$; dans la fraction 2-16 μm , il se trouve en quantité importante dans la première partie de la coupe et à la base de la seconde partie, et diminue vers le sommet. Les indices d'aigu des micas sont à nouveau constants au long du profil; ils sont compris entre 0.3 et 0.5° 2 θ dans la fraction $<2\mu\text{m}$, entre 0.2 et 0.3° 2 θ dans la fraction 2-16 μm .

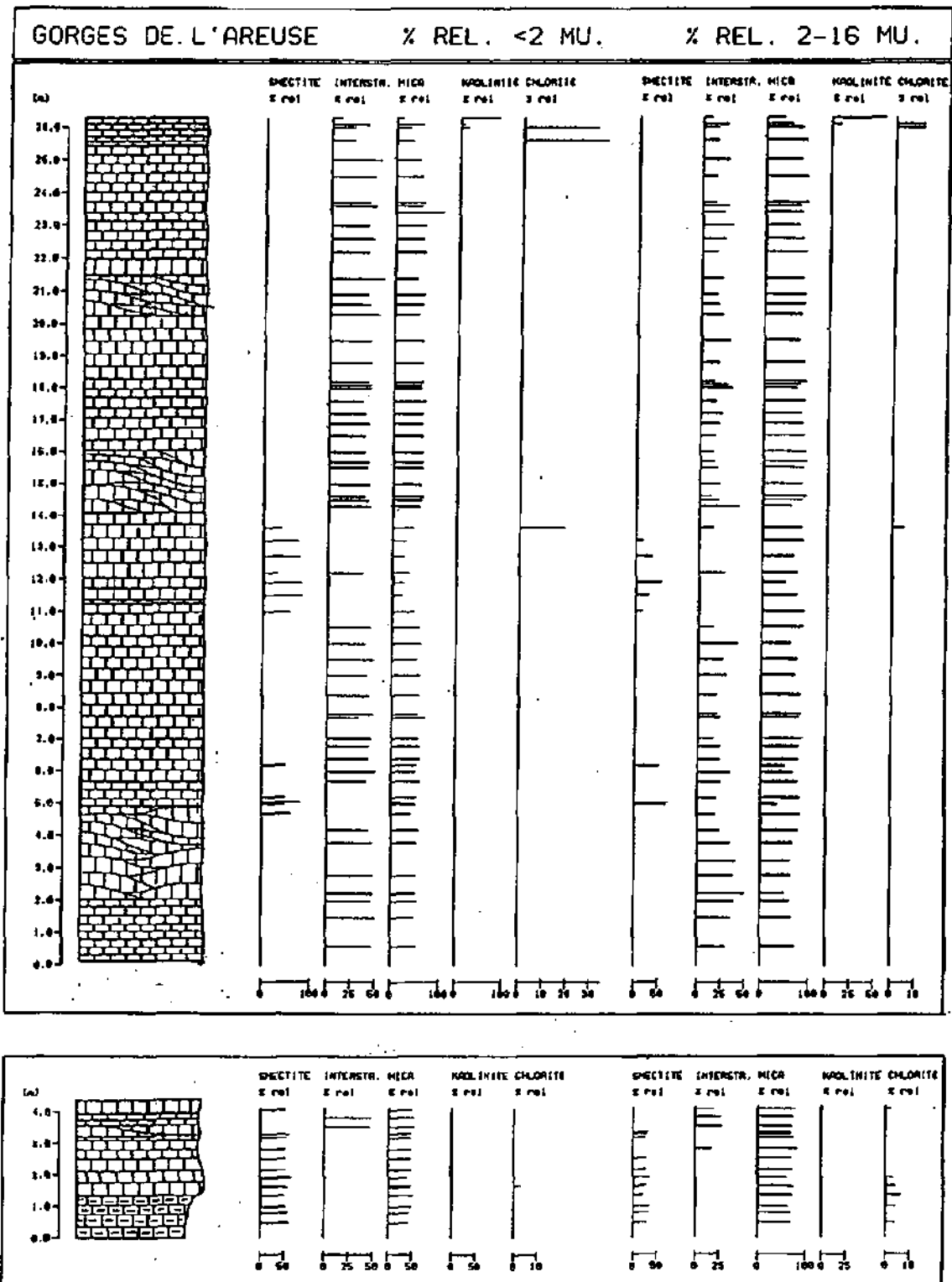


FIGURE 4-38 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe des Gorges de l'Areuse (pourcentages relatifs)

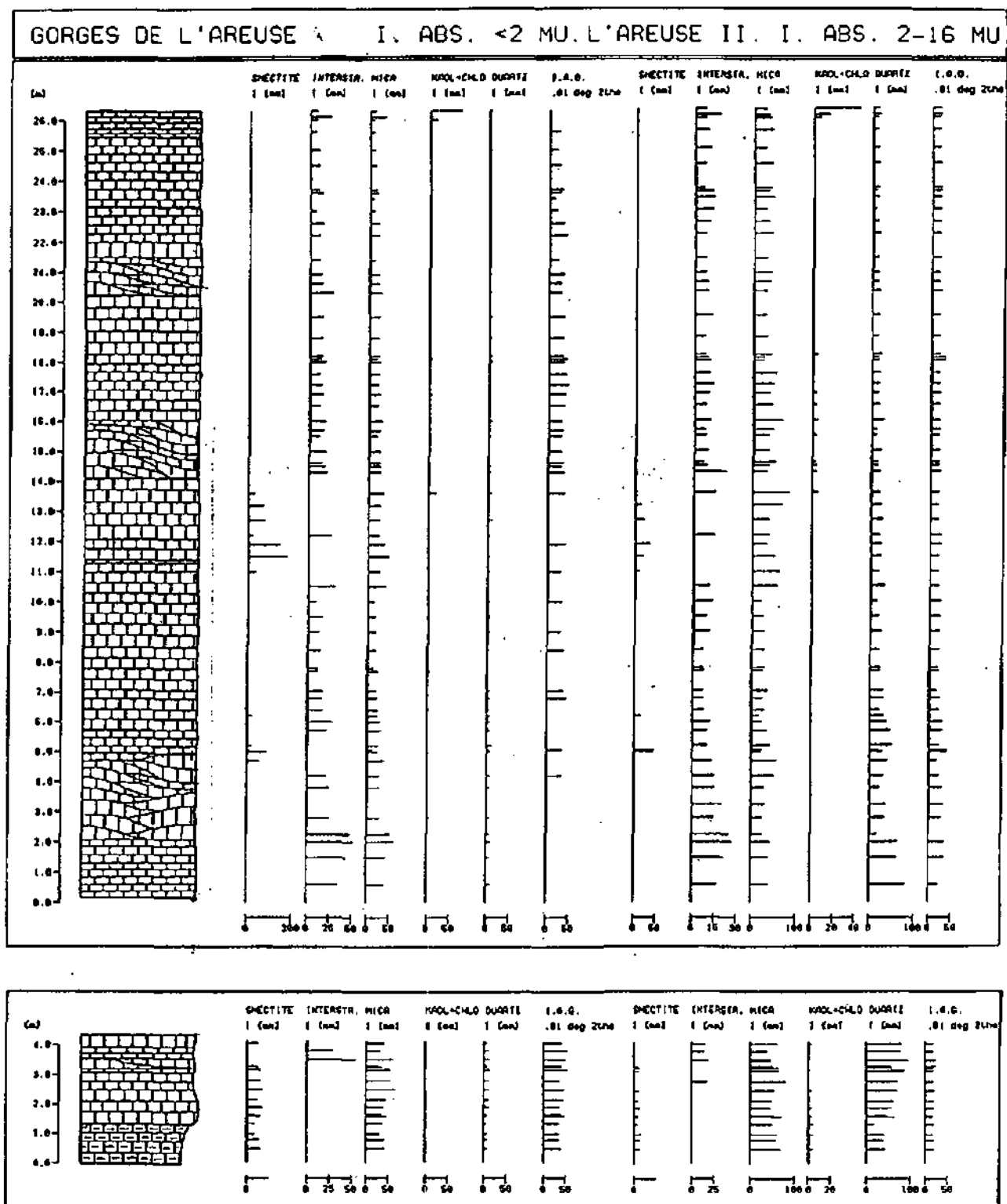


FIGURE 4-39 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe des Gorges de l'Areuse (intensités absolues)

8. COUPE DE BOUDRY

8.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1164, Neuchâtel, coord. 553,55/201,14) (figure 4-40)

Ce profil, levé et échantillonné par ZWEIDLER (1985), est la continuation du précédent après une lacune d'affleurement de quelques mètres, et traverse la partie supérieure de la Pierre jaune de Neuchâtel et la base des Calcaires urgoniens du Jura. Il est donc dans la même situation géologique, sur le flanc sud de l'anticlinal de la Montagne de Boudry. D'une puissance totale de 38.50 m., il débute à l'entrée amont du tunnel du sentier des Gorges de l'Areuse, et se termine au sommet de la paroi rocheuse située derrière l'usine électrique du Chanet.

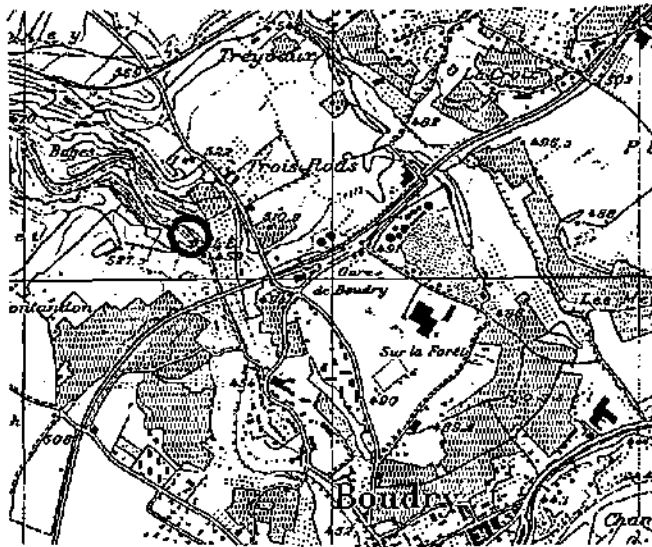


FIGURE 4-40 : Situation géographique de la coupe de Boudry

8.2. Description lithologique

La figure 4-41 (page précédente) décrit la succession des couches de ce profil. La discontinuité A correspond à la discontinuité de la Russille, au-dessus de laquelle apparaissent les calcaires micritiques à madréporaires; ceux-ci marquant la base des Calcaires urgoniens du Jura, qui forment une séquence transgressive.

8.3. Minéralogie des fractions fines

L'analyse de la minéralogie des fractions fines de ce profil (figures 4-42 et 4-43) permet de constater que les smectites sont les minéraux les plus abondants de la fraction $<2\mu\text{m}$, mais qu'elles sont remplacées par des interstratifiés dans les niveaux les plus oo-bioclásticos. Les autres minéraux de cette fraction sont les micas, présents en quantité à peu près constante tout au long de la coupe, et la kaolinite, qui montre deux maxima,

entre 6 et 9 m et 19 et 23 m (ce dernier se situant au dessus de la discontinuité de la Russille). La chlorite ne se rencontre que ponctuellement et en faible quantité. La fraction 2-16 μ m montre le même comportement pour tous ces minéraux, si ce n'est que les micas en constituent la phase majeure.

Le quartz est présent de manière constante dans tous les échantillons, et ceci pour les deux fractions. Les indices d'aigu des micas varient de 0.20° à 0.50° 2 θ en <2 μ m, et sont inférieurs à 0.20° 2 θ en 2-16 μ m.

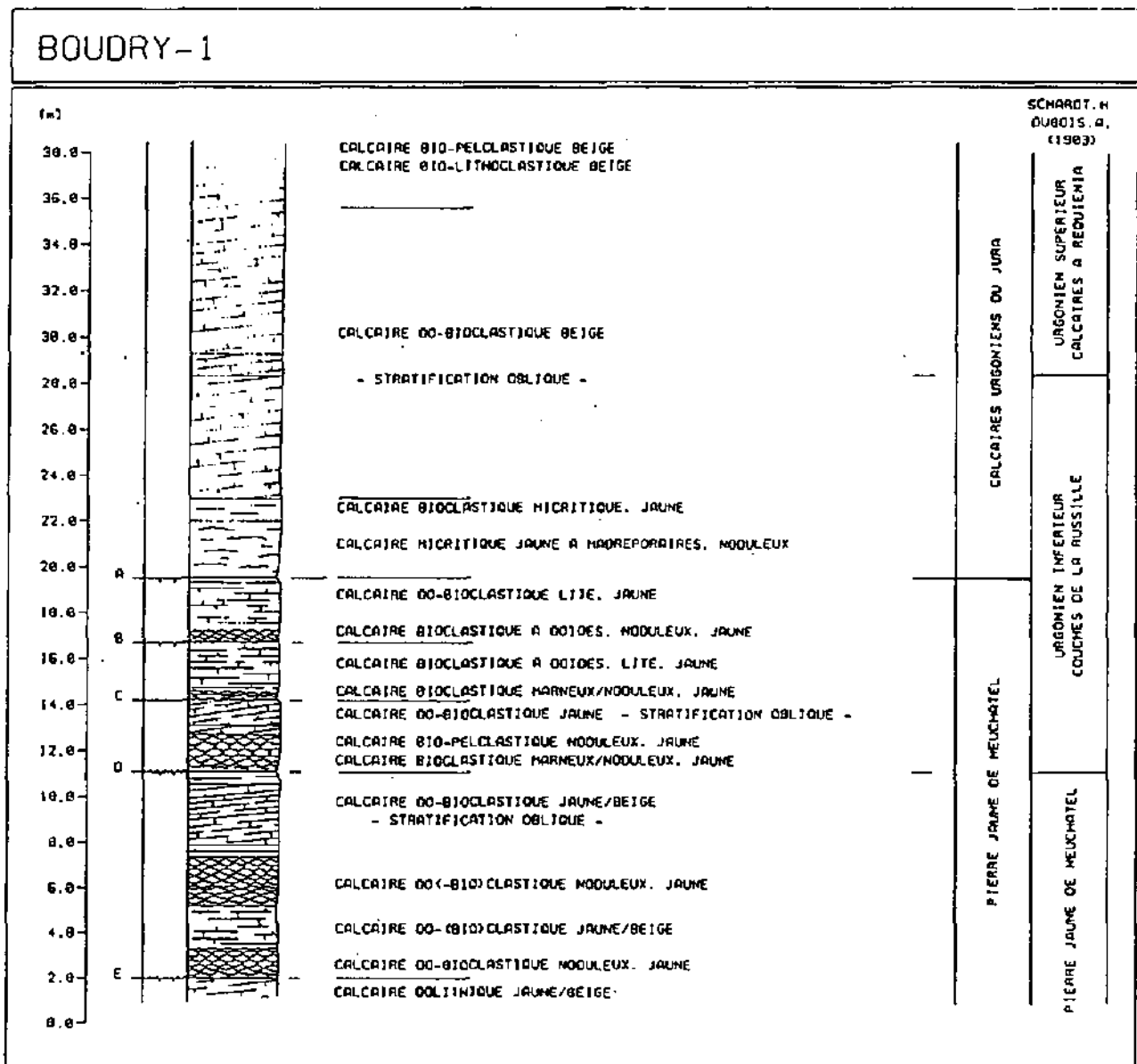


FIGURE 4-41 : Description lithologique de la coupe de Boudry (d'après ZWEIDLER, 1985)

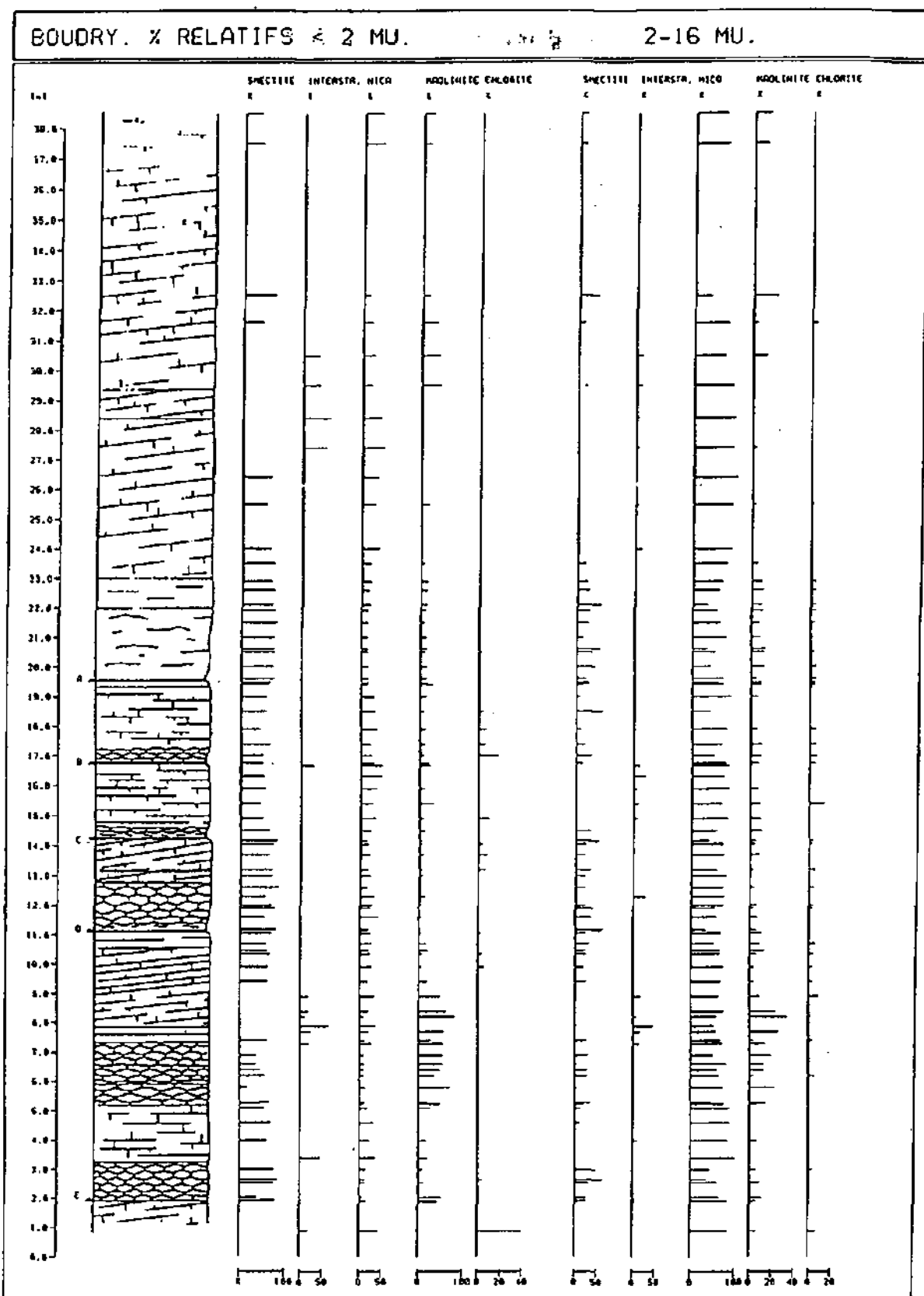


FIGURE 4-42 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe de Boudry (pourcentages relatifs)

BOUDRY. I ABSOLUES < 2 MU.

2-16 MU.

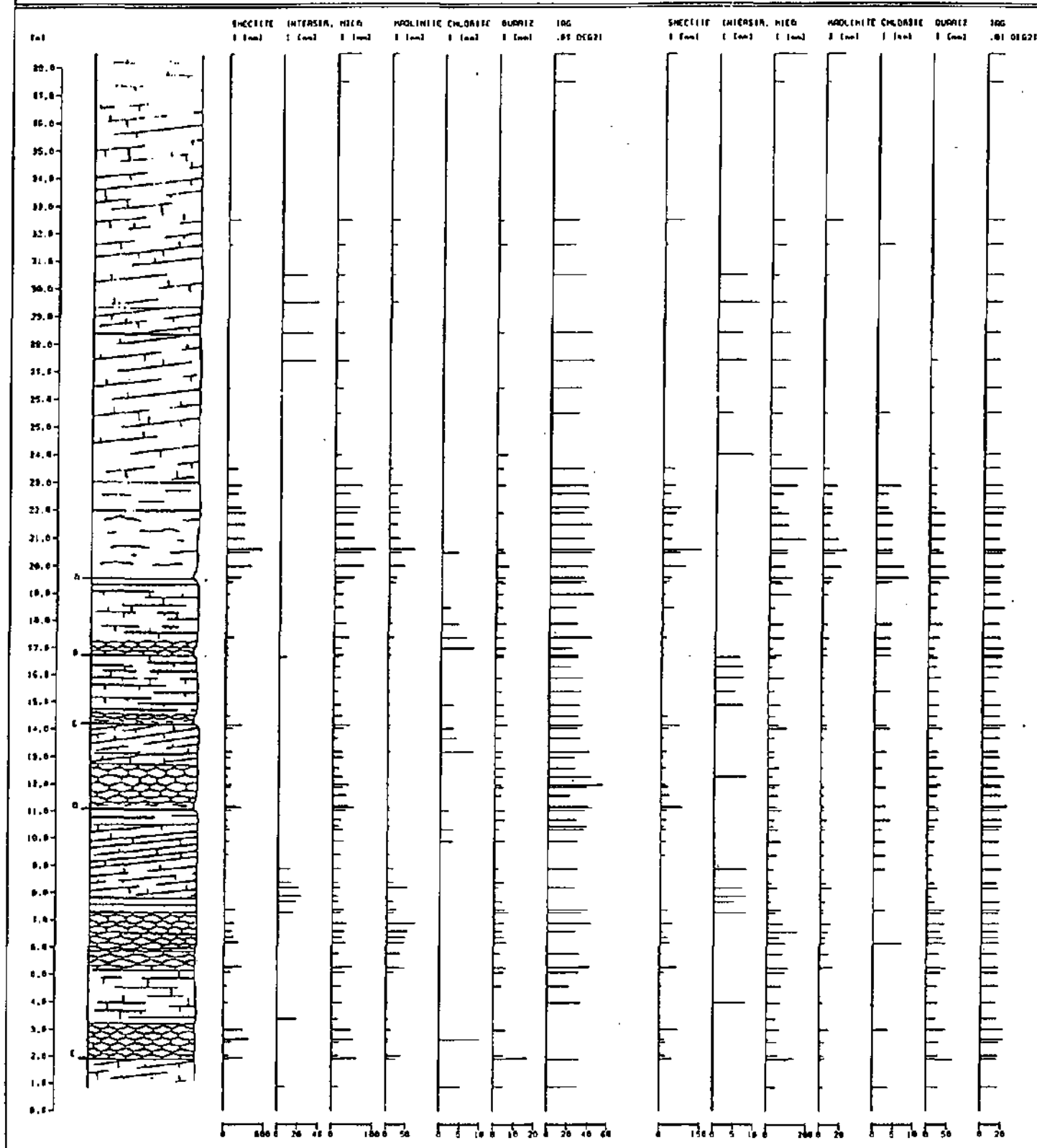


FIGURE 4-43 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe de Boudry (intensités absolues)

9. COUPE DE CHAMP DU MOULIN

9.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1163, Travers, coord. 549,97/201,25) (figure 4-44)

Cette coupe se situe sur la rive gauche de l'Areuse, en aval de Champ du Moulin, à l'endroit où un pont permet de quitter la route de Boudry pour emprunter le sentier des Gorges de l'Areuse. Elle débute un peu avant le début du sentier, dans le virage de la rivière, où il a été possible de dégager 4 mètres de Marnes bleues, et d'observer le passage à la Pierre jaune de Neuchâtel. Le profil se poursuit ensuite le long du sentier, et a une épaisseur totale de 27 mètres.

Ce profil correspond à peu près à celui de Cuchemanteau, décrit par SCHARDT & DUBOIS (1903).

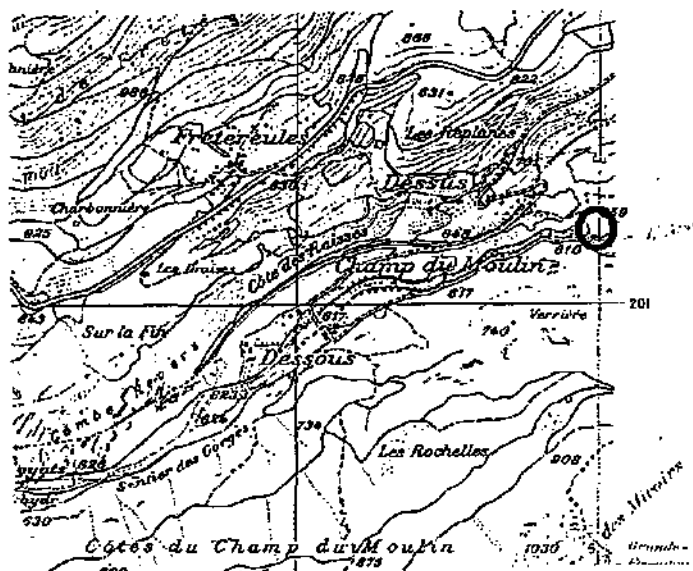


FIGURE 4-44 : Situation géographique de la coupe de Champ duMoulin

9.2. Description lithologique

Dans la fouille effectuée au bord de l'Areuse, on observe :

- 2 m de marnes bleues, tendres;
- 0.80 m de marnes dures;
- 0.40 m de marno-calcaire gris-bleus;
- 0.80 m de marnes bleues à nouveau plus tendres, dont les 2 derniers cm sont de couleur jaune.

Ce dernier niveau marneux est en contact avec le premier banc marno-calcaire de 40 à 50 centimètres, qui affleure en face du pont sur l'Areuse, un peu en retrait du chemin. La coupe se poursuit, le long du sentier, avec :

- 2.10 m de marno-calcaire jaune;
- 0.10 m de marnes jaunes;

- 1.15 m de marno-calcaire jaune;
- 1 banc massif de 0.65 m de calcaire;
- 0.15 m plus marno-calcaires;
- 2.50 m de calcaires jaunes en bancs assez massifs (env. 50 cm), entrecoupés après 1 mètre par un niveau marno-calcaire de 15 cm;
- 1.35 m de calcaire en bancs plus minces, formant un creux dans la falaise;
- 1.80 m de Pierre jaune finement litée, entrecoupée d'un mince niveau marno-calcaire à 60 cm du sommet;
- 1.30 m de calcaire jaune en bancs épais (40 cm env.);
- viennent ensuite 5 m de Pierre jaune bioclastique, assez grossière, dont la limite supérieure correspond à l'ancrage de la barrière dans la paroi rocheuse;
- 1.60 m de Pierre jaune oolithique, à stratification entrecroisée;
- 3.40 m de calcaire oo-bioclastique en gros bancs, de 50 cm à 1 m d'épaisseur;
- 0.80 m de calcaire micritique en bancs minces.

9.3. Evolution des microfaciès

La courbe d'évolution des microfaciès (figure 4-45) met en évidence le passage progressif des Marnes bleues d'Hauterive aux faciès Pierre jaune typiques, c'est-à-dire bioclastiques ou oolithiques, par l'intermédiaire de faciès de talus micritiques. Dans le détail, les échantillons marneux provenant de la fouille appartiennent tous au faciès MB ou, dans un cas, au faciès T2 (biomicrite). Dès les premiers bancs calcaires, les faciès sont de type T2 et T3 (biomicrites et biosparites) jusqu'à la cote 14.50 m. Au-dessus, nous observons des faciès de bordure (B1, B2) presque jusqu'au sommet de la coupe (26 m); ils sont interrompus par une discontinuité D2?, qui est suivie par les faciès micritiques riches en quartz (T1). Cette discontinuité est appelée D2? car sa correspondance avec la discontinuité D2 des autres profils n'est pas évidente; en effet cette dernière se retrouve généralement dans les premiers mètres de la Pierre jaune, alors que la position de D2? correspondrait plutôt à D3. Par contre, aucun élément ne permettrait de reconnaître plus bas une autre discontinuité. Ce problème sera rediscuté au chapitre suivant.

9.4. Minéralogie des fractions fines

Les figures 4-46 et 4-47 montrent le comportement de la minéralogie pour la coupe de Champ du Moulin. On y observe nettement l'alternance des smectites et des interstratifiés, ces derniers étant présents dans les faciès de bordure essentiellement, et ceci dans les deux fractions. Les intensités absolues indiquent que les smectites sont beaucoup plus importantes en quantité dans les marnes et les marno-calcaires que dans les calcaires, variation qui ne s'observe pas en pourcentages relatifs, puisque le résidu insoluble diminue également dans cette lithologie. Les micas sont présents tout au long de la section; les pourcentages relatifs de la fraction <math>< 2\mu\text{m}</math> indiquent une augmentation de leur quantité dans les calcaires, alors que leurs intensités sont plus fortes à la base de la coupe. Dans la fraction 2-16 μm , par contre, ils sont effectivement plus intenses au sommet du profil.

La kaolinite et la chlorite ne sont présentes de manière significative que dans les marnes; elles réapparaissent en dessous de la discontinuité D2? dans la fraction 2-16 μ m.

Le quartz, quant à lui, est présent dans les deux fractions, sans variation significative. Les indices d'aigu des micas varient entre 0.3 et 1° 20 dans la fraction <2 μ m, les valeurs les plus élevées étant dues à la présence d'interstratifiés; dans la fraction 2-16 μ m ces indices sont compris entre 0.2 et 0.5° 2 θ .

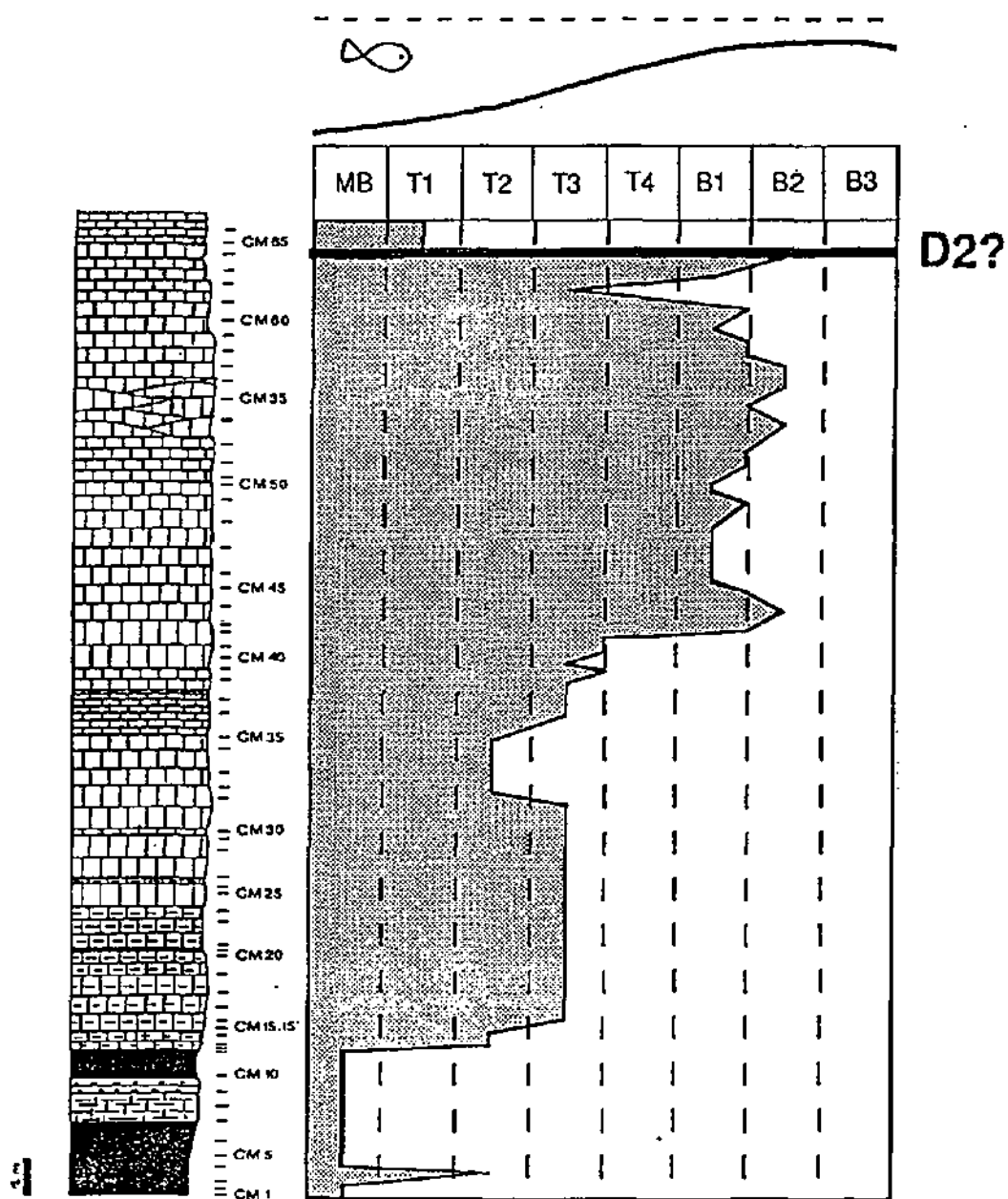


FIGURE 4-45 : Evolution des microfaciès de la coupe de Champ du Moulin

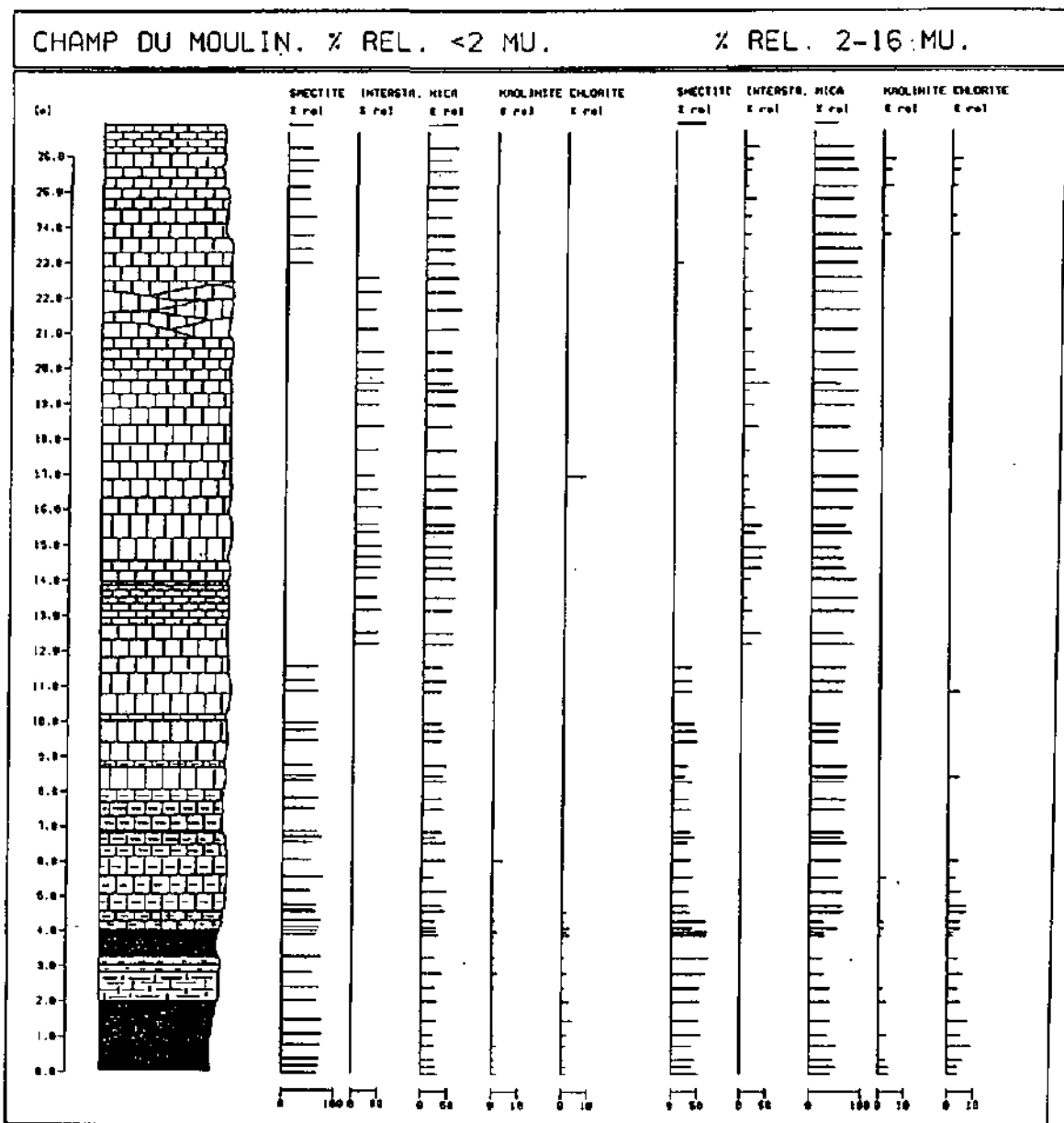


FIGURE 4-46 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe de Champ du Moulin (pourcentages relatifs)

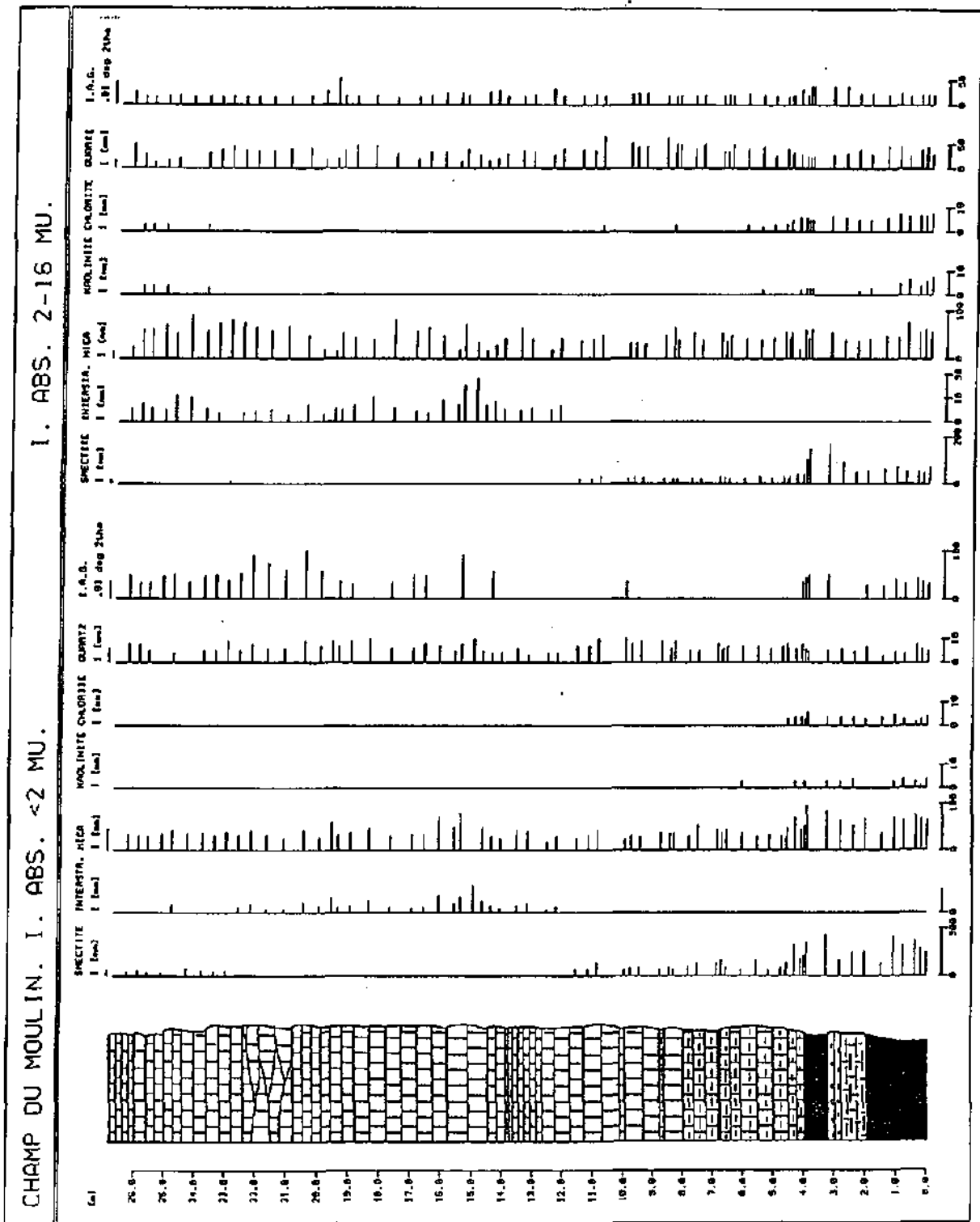


FIGURE 4-47 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe de Champ du Moulin (intensités absolues)

10. COUPE DE LA VALLEE DU NOZON

10.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1202, Orbe, coord. 526,55/170,62) (figure 4-48)

Situé sur la rive droite du Nozon, en aval de la cascade du Dard, ce profil a été levé dans une ravine recoupant les couches subhorizontales de la région; il a une longueur de 27 mètres et traverse la majeure partie des Marnes bleues, comprenant ici de nombreuses intercalations calcaires. Le contact avec la Pierre jaune, qui forme une falaise, n'a pu être atteint en raison de la très forte pente.

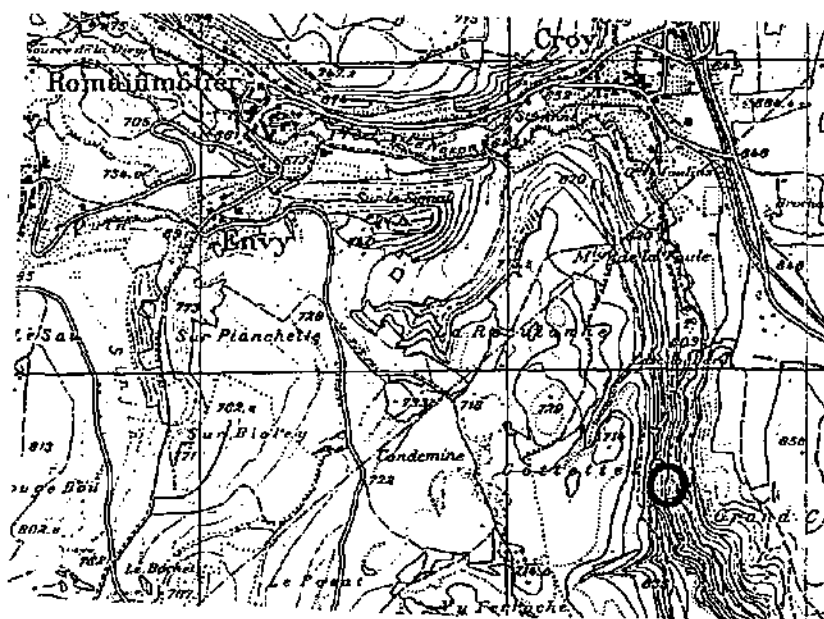


FIGURE 4-48 : Situation géographique de la coupe de la Vallée du Nozon

10.2. Description lithologique

La base de ce profil se situe au niveau de la rivière, sur la berge de laquelle on peut observer environ 1 mètre de marnes grises; le calcaire roux n'affleurant pas dans cette région, il n'est malheureusement pas possible de se caler par rapport à la base des Marnes bleues. La coupe se poursuit par :

- 0.40 m de calcaire micritique;
- 6.60 m de marnes gris-bleues dures, formant un ensemble compact;
- 1 m de calcaire gris sombre, formant une petite talaise dans le ravin;
- 0.60 m de marno-calcaire;
- une petite barre calcaire de 0.30 m;
- à nouveau 0.60 m de marno-calcaire;
- 1 m de calcaires gris micritiques;
- environ 2 m de marnes, dont la moitié inférieure est visible, le reste étant recouvert de végétation;
- 3.10 m de calcaires bien lités, micritiques avec quelques passées un peu plus bioclastiques;

- 1 m de marno-calcaire;
- 1 m de calcaires micritiques;
- 3.60 m de marnes, dont les deux mètres supérieurs sont recouverts de végétation;
- 0.40 m de calcaires;
- 1.40 m de marnes;
- 1 m de calcaire micritique gris-jaune;
- 2 m de marno-calcaires;
- 0.30 m de marnes;
- 0.30 m de calcaires jaunes.

La succession des couches est interrompue par un talus herbeux abrupt, qui se termine au pied de la falaise formée par la Pierre jaune.

10.3. Evolution des microfaciès

Sur la figure 4-49, nous pouvons constater que seuls les faciès MB, T2 et T3 sont représentés dans ce profil; ces faibles variations ne sont pas surprenantes, puisque la lithologie est à dominante marneuse et marno-calcaire, les niveaux les plus calcaires appartenant bien sûr au faciès T3. Malgré les retours à des niveaux marneux marqués par des "creux" dans cette courbe, aucun élément ne permet de reconnaître de discontinuité dans la sédimentation. Ces alternances de faciès marneux et calcaires ne mettent donc pas en évidence d'événement sédimentaire majeur qui pourrait être corrélé avec ce qui a été décrit dans la région genevoise (voir CHAROLLAIS et al., 1989 et Chapitre V).

10.4. Minéralogie des fractions fines

Les figures 4-50 et 4-51 montrent la répartition des minéraux des fractions fines de ce profil. La fraction $<2\mu\text{m}$ est dominée par les smectites, qui sont présentes dans presque tous les échantillons, à l'exception de quatre bancs calcaires qui contiennent des interstratifiés; ces niveaux sont caractérisés par de très faibles intensités des minéraux argileux, et la distinction entre smectite et interstratifiés en est rendue plus difficile. Les micas forment la seconde phase importante de cette fraction. Kaolinite et chlorite sont presque toujours présentes, mais leurs pourcentages relatifs ne dépassent pas 5%. Dans la fraction 2-16 μm , ce sont les micas qui prédominent, suivis des smectites; la kaolinite est rare et peu intense, tandis que la chlorite, présente dans tous les échantillons, peut atteindre 10%. Le quartz est surtout représenté dans la fraction 2-16 μm . Les indices d'aigu des micas varient entre 0.4 et 0.8°2 θ dans la fraction $<2\mu\text{m}$, alors qu'ils sont compris entre 0.2 et 0.4°2 θ en 2-16 μm .

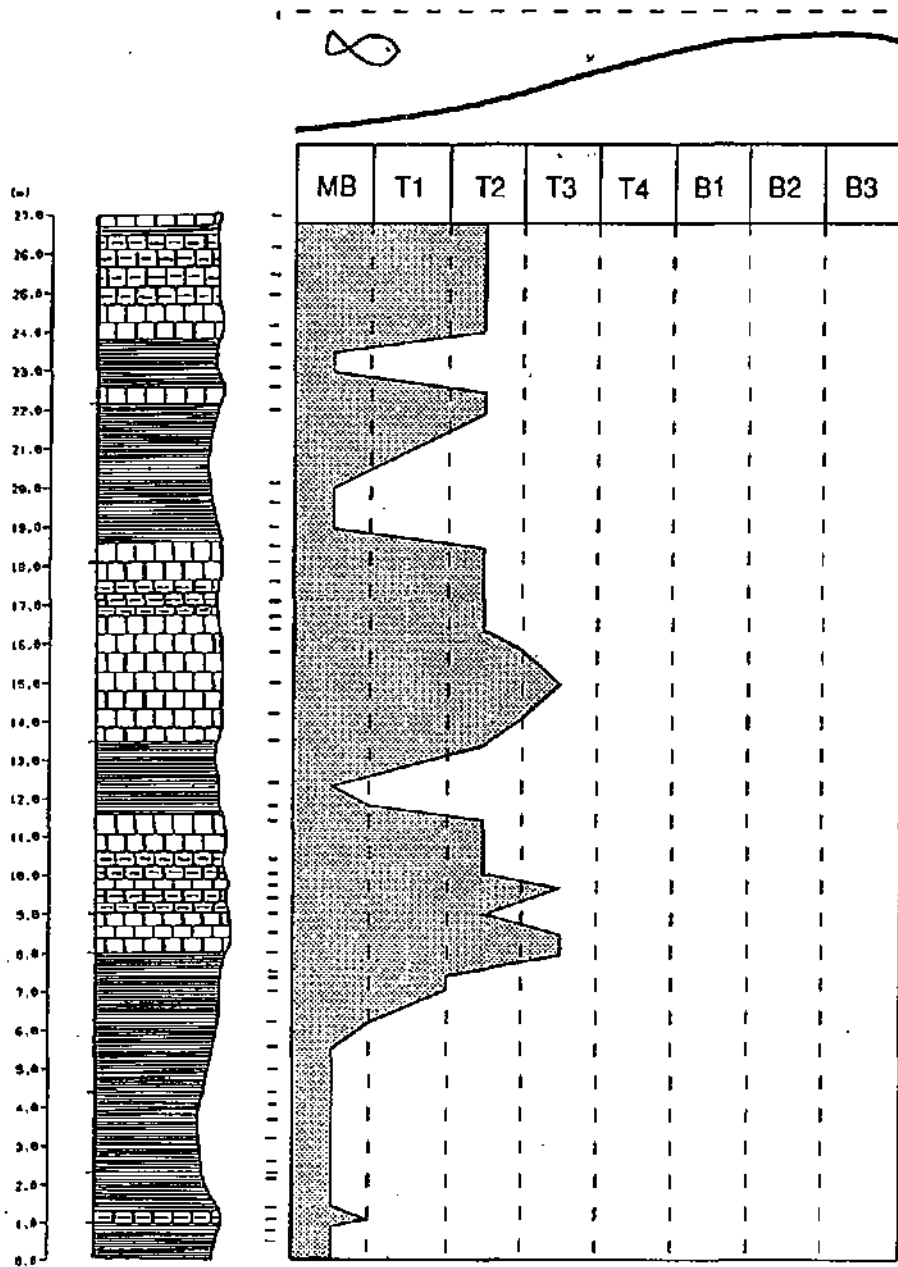


FIGURE 4-49 : Evolution des microfaciès de la coupe de la Vallée du Nozon

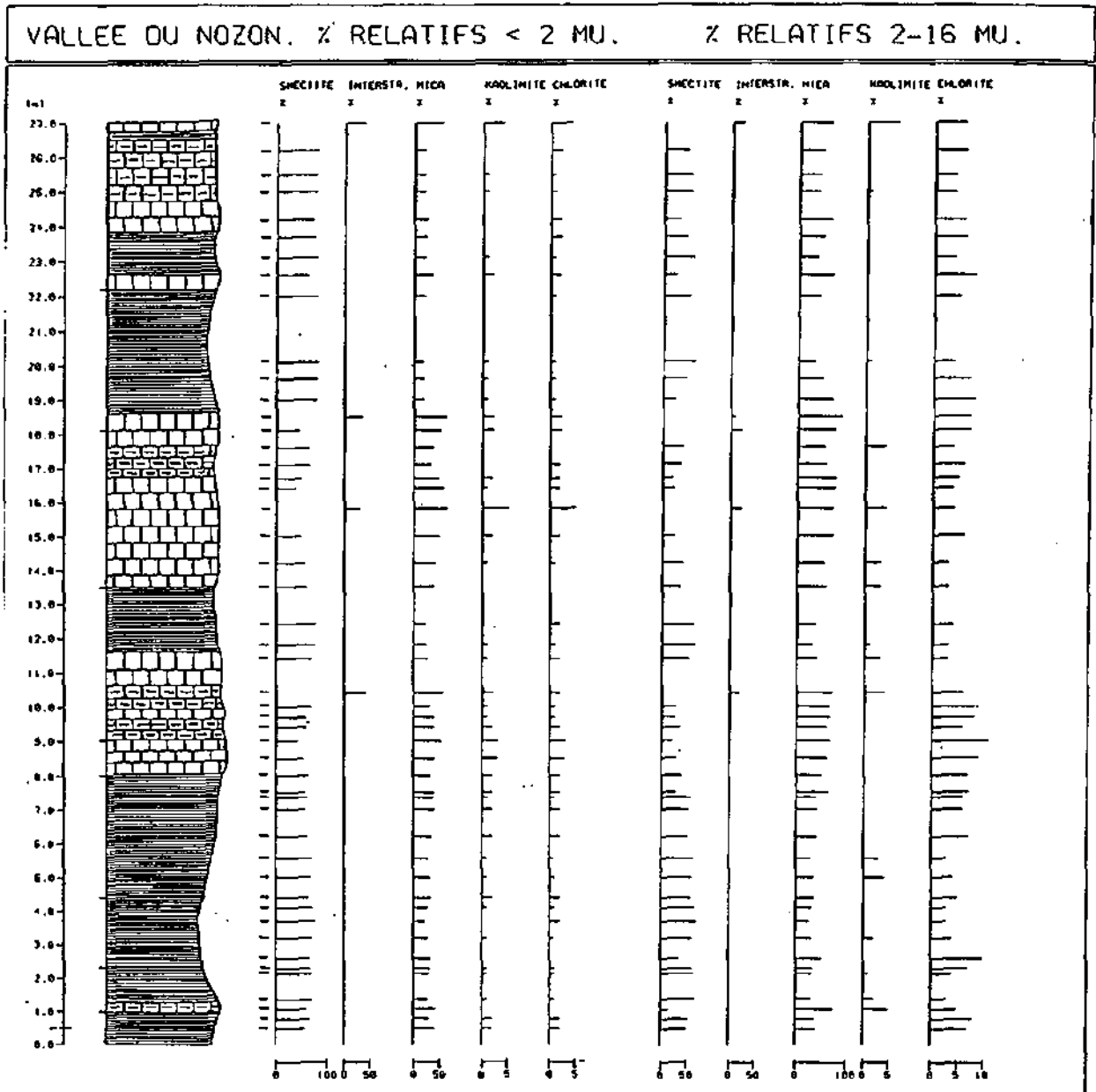


FIGURE 4-50 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe de la Vallée du Nozon (pourcentages relatifs)

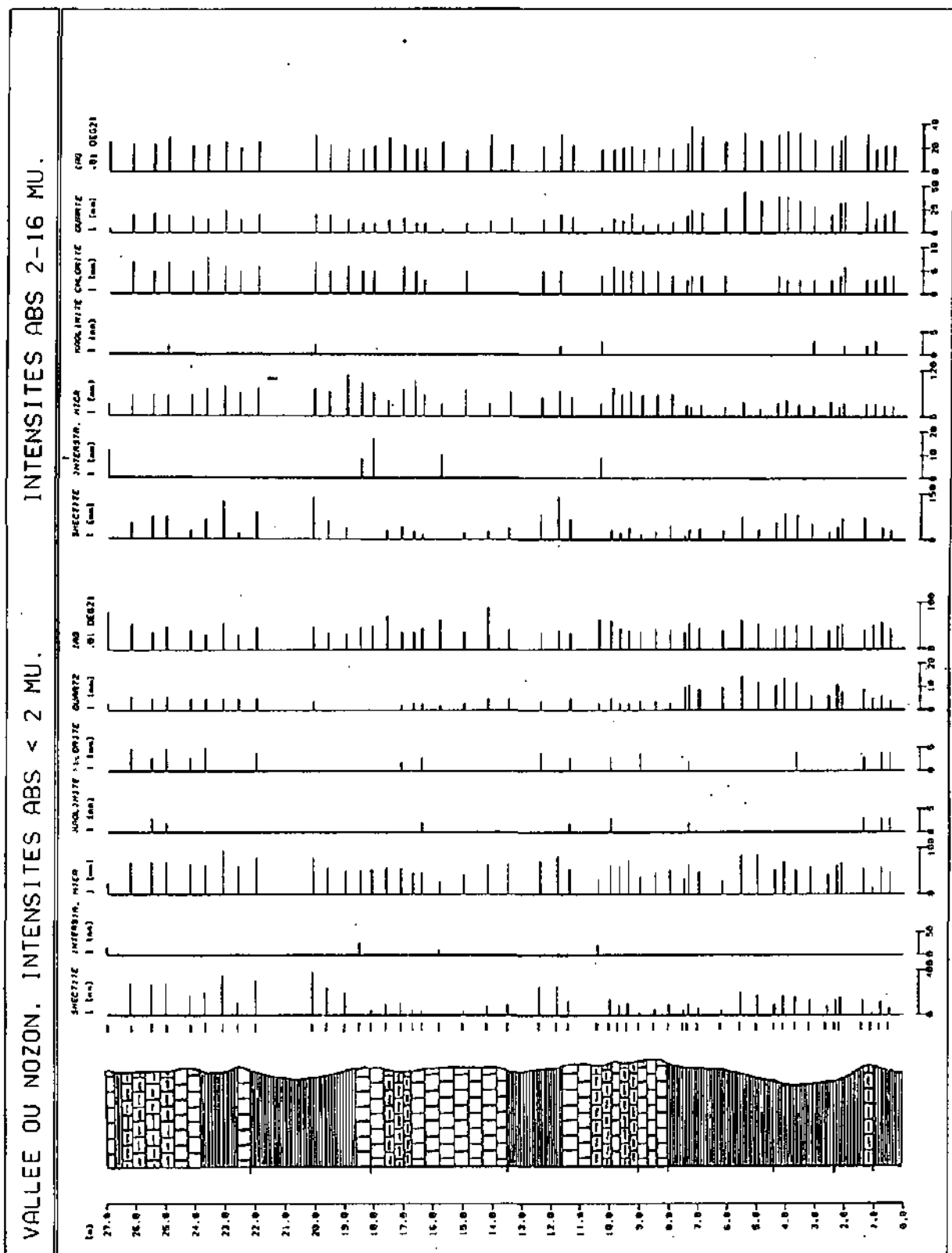


FIGURE 4-51 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe de la Vallée du Nozon (intensités absolues)

11. COUPES DU DARD

11.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1202, Orbe, coord. 526,65/170,65) (figure 4-52)

Ces coupes ont été levées par KLOTZ (1986) dans le cadre de son travail de diplôme. Elles sont brièvement reprises ici, surtout pour compléter vers le haut la coupe du Nozon. Les deux premiers profils sont situés le long du chemin forestier Croy-Pompaples, surplombant la rive gauche du Nazon (Dard I, partie inférieure, Dard II, partie supérieure). Ce chemin recoupe une bonne partie des Marnes bleues et de la partie inférieure de la Pierre jaune; malheureusement, le profil n'est ni continu ni de très bonne qualité en raison de la végétation qui le recouvre partiellement. Le troisième profil (Dard III) se situe en amont de la Cascade du Dard, dans la falaise qui surplombe la rive gauche de la rivière. On y observe un niveau marneux (Marnes d'Uttins?) surmonté par quelques mètres de Pierre jaune.

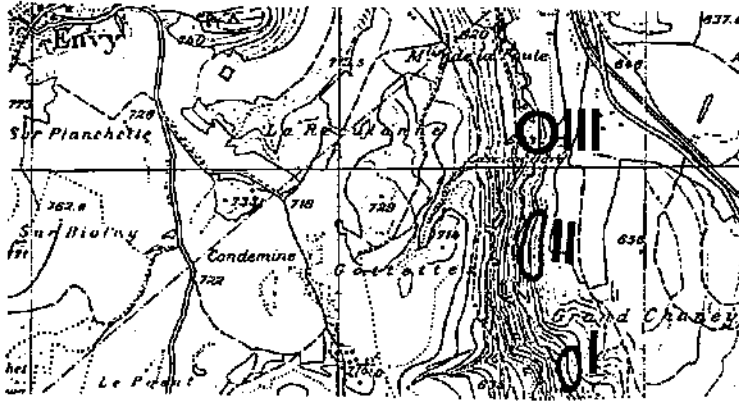


FIGURE 4-52 : Situation géographique des coupes du Dard

11.2. Description lithologique

Le premier profil (Dard I) traverse les Marnes bleues, dans lesquelles, comme pour la coupe du Nozon, s'intercalent plusieurs niveaux calcaires. KLOTZ a décrit, de bas en haut :

- 0.40 m marnes gris-bleues;
- 0.10 m de calcaire marneux gris;
- 0.10 m de marnes avec quelques nodules;
- 0.30 m de calcaire micritique assez riche en bioclastes, glauconieux;
- 0.90 m de marnes bleues noduleuses, surtout au sommet, riches en fossiles, parmi lesquels ont été trouvées deux ammonites (*Leopoldia*);
- 1.02 m de calcaire gris-bleu (biomicrite) glauconieux et dur, sauf le dernier banc qui est plus marneux;
- 2.40 m de marnes bleues ;
- 0.10 m de marno-calcaire;
- 1 m de marnes bleues;
- 0.30 m de calcaire jaune en surface, gris-bleu en cassure fraîche;

- 1.30 m marnes, devenant de plus en plus noduleuses, même marno-calcaire vers le haut;
- 0.60 m de calcaire gris bien lité;
- 0.10 m de marnes;
- 0.30 m de calcaire marneux noduleux;
- 0.80 m de marnes bleues, noduleuses les 20 derniers cm;
- 0.90 m de marno-calcaires noduleux, entrecoupés 10 cm au-dessus de leur base par un mince niveau marneux à rognons micritiques clairs;
- 0.20 m de marnes;
- 1 m de calcaire biomicritique bien lité.

La deuxième coupe (Dard II) concerne la partie inférieure de la Pierre jaune, y compris sa transition d'avec les Marnes bleues. De bas en haut, on peut y observer:

- 1.20 m de marnes, noduleuses dans la partie supérieure;
- 1 m de marno-calcaire gris-bleu, noduleux, entrecoupé d'un mince lit marneux;
- 0.20 m de marne noduleuse dure;
- 1 m de marno-calcaire gris-bleu noduleux;
- 0.20 m de marne noduleuse dure;
- 0.40 m de calcaire bioclastique à matrice micritique, riche en glauconite;
- 0.10 m de marnes;
- 0.50 m de marno-calcaire;
- 2.20 m de calcaires gris, bien lités à la base, devenant plus noduleux vers le haut;
- 3 m de calcaires gris noduleux, séparés des précédents par un mince lit marneux;
- 0.90 m de marnes bleues, assez dures, riches en fossiles;
- 1.80 m de calcaires gris, bioclastiques, bien lités et glauconieux.

Le dernier profil levé (Dard III) débute à la base d'un intervalle marneux, qui pourrait correspondre aux Marnes d'Uttings, et se poursuit par quelques mètres de Pierre jaune. On reconnaît, de bas en haut :

- 2 m de marnes, noduleuses et dures à la base (niveau de la rivière), très homogènes au-dessus, à nouveau noduleuses dans les 10 derniers cm;
- 4 m de calcaires jaunes, assez fins, riches en quartz.

L'affleurement ne se poursuit pas, puisqu'au sommet de cette petite paroi nous nous trouvons au niveau des champs cultivés.

11.3. Evolution des microfaciès

Dans le premier profil (Dard I), peu de lames minces ont pu être confectionnées compte tenu de la lithologie marneuse dominante. Les quelques niveaux calcaires montrent tous des faciès micritiques à bioclastes (annélides, échinodermes, coquilles de bivalves et brachiopodes), de type T2 et T3 essentiellement, les marnes étant systématiquement attribuées au microfaciès MB. Aucune discontinuité majeure ne ressort de la courbe d'évolution de la figure 4-53a, bien que des faciès micritiques riches en quartz (placés ici comme intermédiaires de T1 et T2) apparaissent à

plusieurs reprises. Il est très difficile de relier ce profil à la coupe du Nozon, située sur l'autre flanc de la vallée, les conditions d'affleurement étant mauvaises dans les deux cas. Cependant, cette section se place probablement dans la partie supérieure de la coupe précédente.

Le deuxième profil (Dard II) est formé essentiellement de calcaires gris micritiques, parfois riches en bioclastes. Les microfaciès reconnus sont essentiellement T2 et T3, avec quelques incursions vers des milieux plus agités (T4). Ici encore, aucune discontinuité majeure ne se dégage; seuls les niveaux marneux marquent des retours vers des faciès plus calmes.

Le troisième profil (Dard III) ne présente que deux types de microfaciès, MB et T1. Le niveau marneux a été interprété par KLOTZ comme les Marnes d'Utins; en effet, ces marnes se situent entre deux formations calcaires bien individualisées. La Pierre jaune sus-jacente à ces dernières se caractérise par un microfaciès micritique riche en quartz, semblable à celui observé au dessus des discontinuités bien marquées de la région neuchâteloise. Par simple analogie des épaisseurs rencontrées, il pourrait s'agir de la discontinuité D3; mais aucun élément fiable ne permet de le confirmer.

11.4. Minéralogie des fractions fines

La composition minéralogique des fractions fines de ces trois profils (figures 4-54a, 4-54b, 4-55a et 4-55b) est largement dominée par les smectites et les micas, que ce soit en $<2\mu\text{m}$ ou en $2-16\mu\text{m}$. Les smectites sont parfois remplacées par des interstratifiés dans quelques bancs calcaires; ils se détectent principalement dans la fraction $2-16\mu\text{m}$. Kaolinite et chlorite sont présentes presque partout, sauf au sommet de Dard III, mais toujours en très faible proportion. Le quartz est également présent tout au long de ces profils sans variation importante; il est nettement plus intense dans la fraction $2-16\mu\text{m}$ qu'en $<2\mu\text{m}$.

Les indices d'aigus des micas varient entre 0.25 et $0.90^\circ 2\theta$ en $<2\mu\text{m}$; ils ne dépassent pas $0.50^\circ 2\theta$ en $2-16\mu\text{m}$.

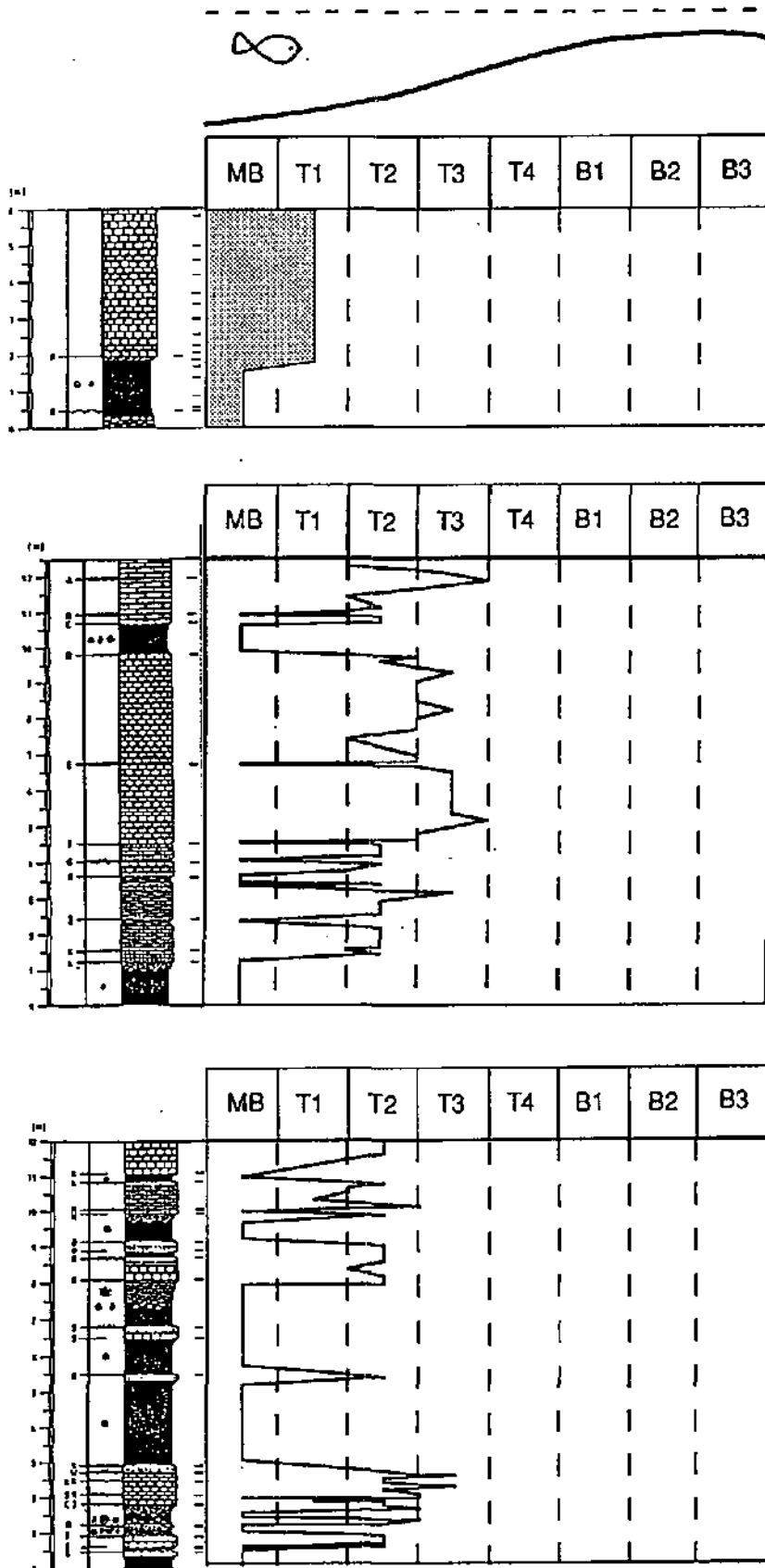


FIGURE 4-53 : Evolution des microfaciès des coupes du Dard

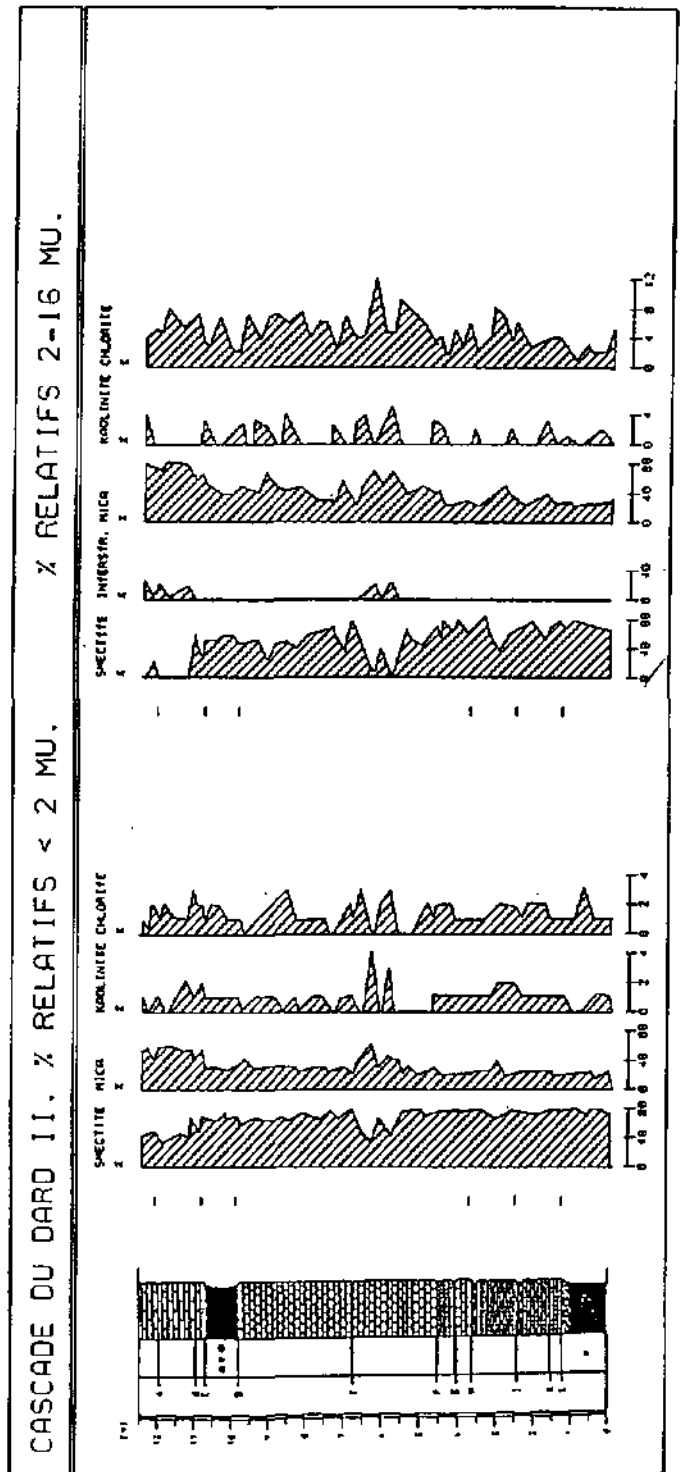
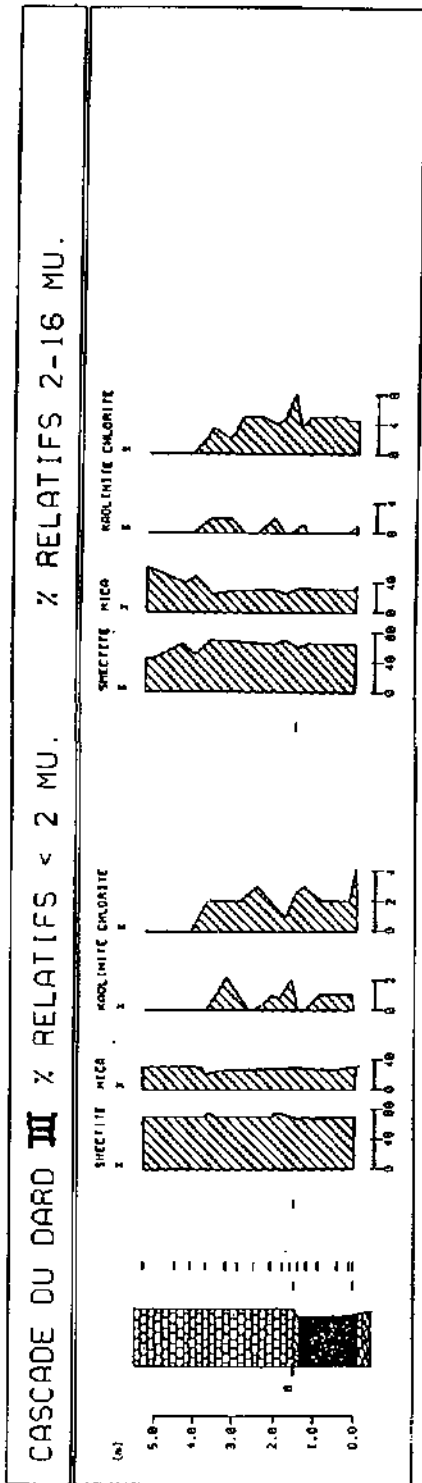


FIGURE 4-54a: Minéralogie des fractions <math>< 2</math> et 2-16

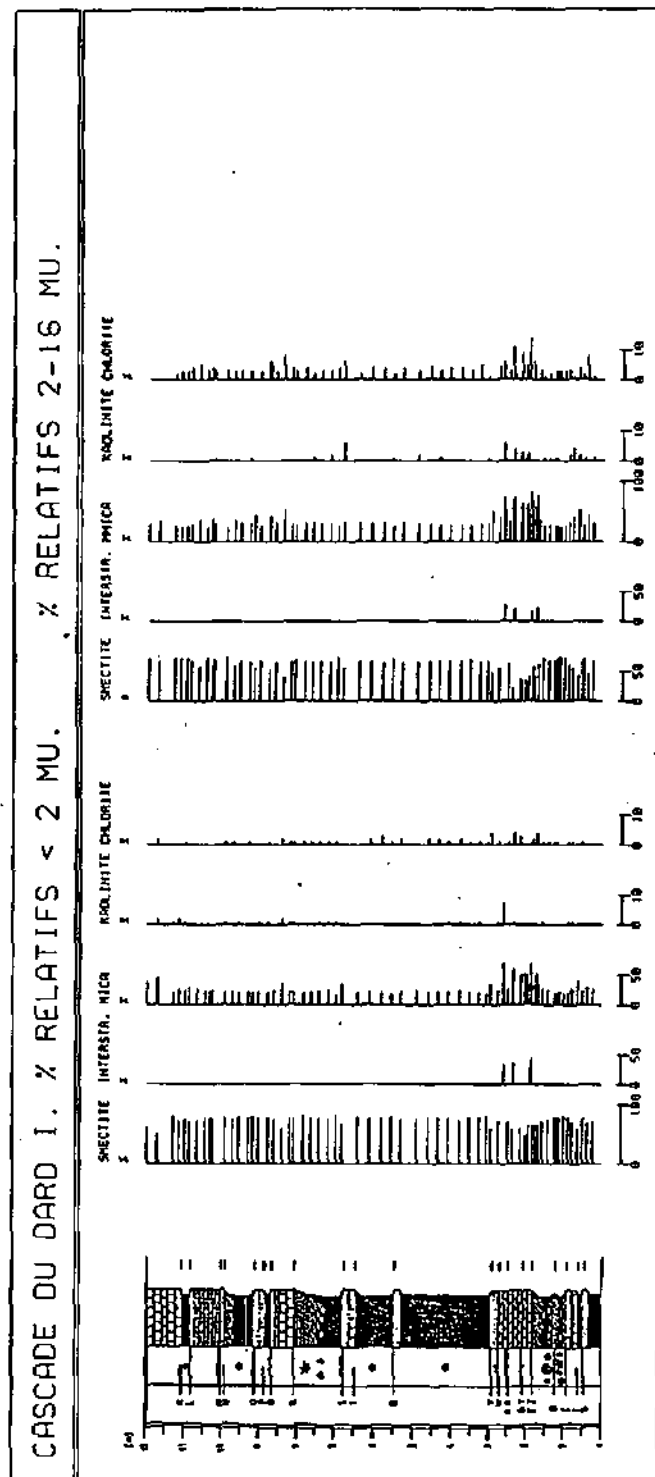


FIGURE 4-54b: Minéralogie des fractions <2 et 2-16μm de la coupe du Dard I (pourcentages relatifs)

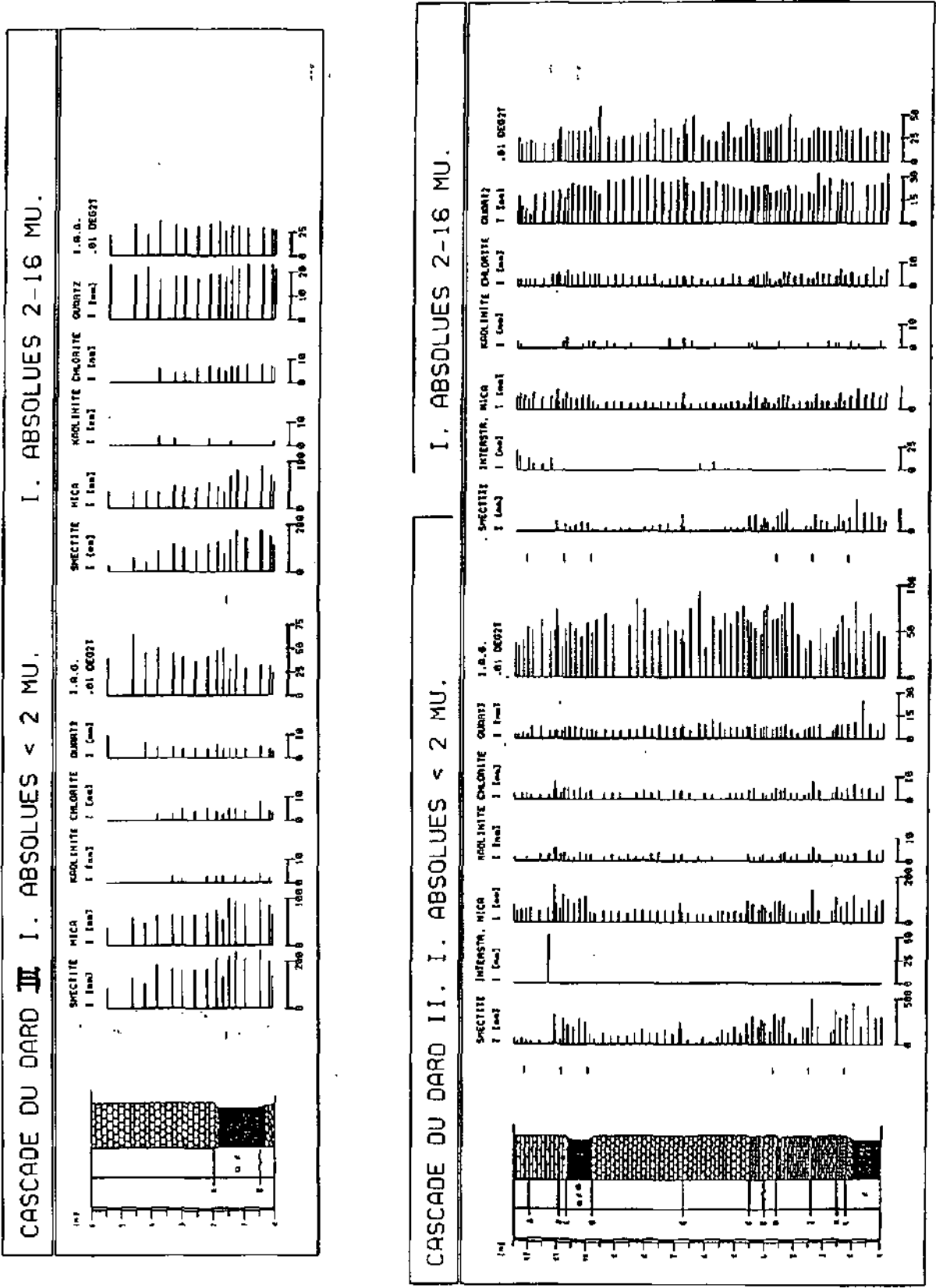


FIGURE 4-55a: Minéralogie des fractions <2 et 2-16µm des coupes du Dard III et II (intensités absolues)

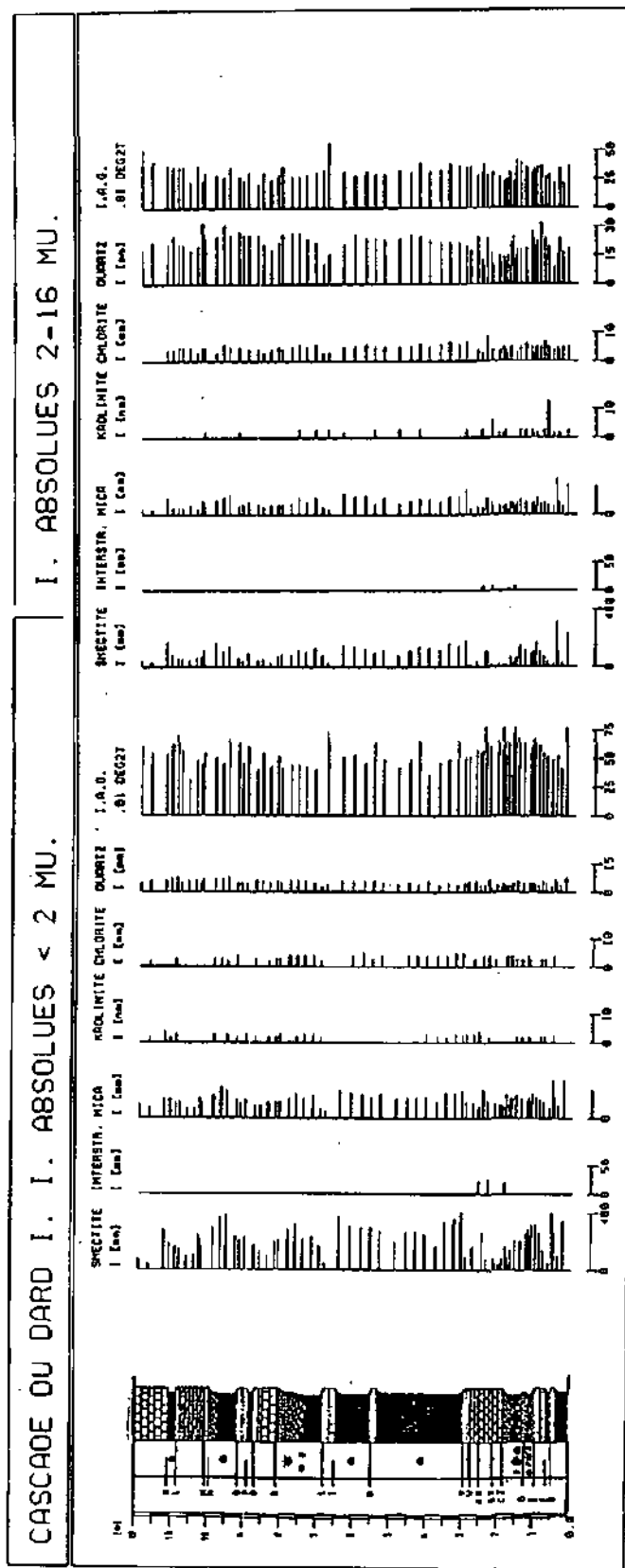


FIGURE 4-55b: Minéralogie des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe du Dard I (intensités absolues)

12. COUPE DU BIEF BLANC

12.1. Situation géographique et géologique

(Carte nationale de la Suisse, 1:25000, feuille 1201, Mouthe, coord. 512,50/181,40) (figure 4-56)

Ce profil a été levé dans le ravin formé par la rivière du Bief Blanc, à proximité de Labergement-Ste-Marie (Doubs, France). En 1966, GUILLAUME avait décrit un profil situé dans le même ravin, à une centaine de mètre en aval de celui-ci. Cette coupe permet d'observer la partie supérieure des Marnes bleues sur la rive droite de la rivière (à l'est), et le début de la Pierre jaune un peu en amont sur l'autre rive. Les couches ayant un pendage vers le sud-ouest, la base de la seconde partie du profil correspond très probablement au dernier banc de la première partie, et, dans le cas d'une lacune, elle doit être de faible importance.

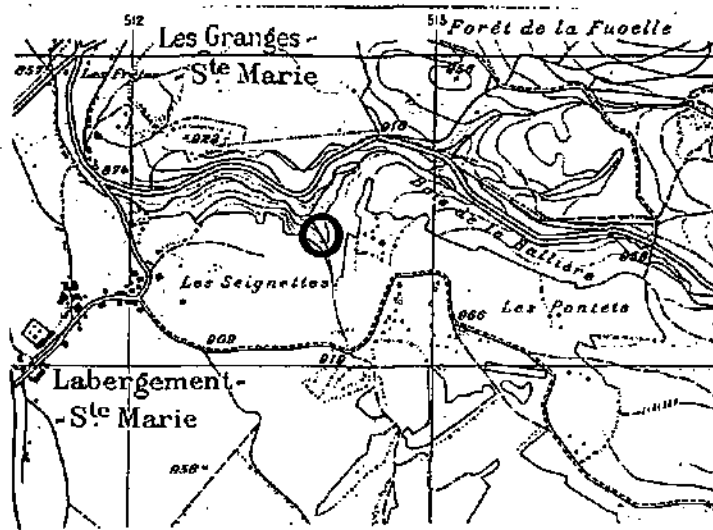


FIGURE 4-56 : Situation géographique de la coupe du Bief Blanc

12.2. Description lithologique

Dans la première partie de ce profil, on observe, depuis le bas :

- environ 5.80 m de Marnes bleues, assez dures et homogènes;
- un niveau de 0.10 m de marno-calcaire noduleux;
- 0.40 m de Marnes bleues compactes;
- 0.30 m de calcaire jaune en surface, gris en cassure;
- 0.30 m de marnes dures;
- 0.15 m de marno-calcaire jaune;
- 0.40 m de Marnes bleues, dont les 10 premiers cm sont noduleux;
- 0.30 m de marno-calcaire jaune;
- 0.15 m de marnes;
- 0.50 m de calcaire jaune bioclastique.

Sur ce dernier banc se place environ 1 mètre de terre qui forme le sommet du talus.

Sur l'autre rive de la rivière, à partir du niveau de l'eau, le profil se poursuit par :

- 0.15 m de marnes bleues;
- 0.25 m de marno-calcaire;
- 0.65 m de calcaire jauné micritique entrecoupés de quelques cm de marnes jaune;
- 0.30 m de marno-calcaire jaune;
- 0.50 m de marnes bleues, devenant de plus en plus dures vers le sommet, suivies par 15 cm de marno-calcaire;
- 1.25 m de calcaires jaunes micritiques en bancs décimétriques, entre lesquels s'observent parfois des niveaux marneux de quelques centimètres;
- 0.30 m de marnes bleues à la base, jaunes au sommet, suivies de 0.20 m de marno-calcaire;
- 2.10 m de calcaires jaunes, légèrement bioclastiques (biomicrites), formant des bancs d'environ 20 cm;
- enfin, 2.40 m de Pierre jaune assez grossière, glauconieuse, assez bioclastique, mais avec une matrice souvent micritique.

La falaise se poursuit encore sur quelques mètres, formée, vu à distance, des mêmes faciès que les derniers niveaux décrits; en raison de sa hauteur et de l'instabilité de la roche, elle n'a pu être échantillonnée plus haut.

12.3. Evolution des microfaciès

Des lames minces n'ayant pu être effectuées que pour les échantillons calcaires de la partie supérieure de la coupe, les microfaciès indiqués sur la figure 4-57 pour la partie inférieure et les niveaux marneux ont été attribués parfois arbitrairement au type MB, notamment dans le cas des niveaux marno-calcaires et calcaires marneux trop friables pour y scier des talons.

Malgré cela, on constate une fois encore le passage graduel des faciès marneux (MB) aux faciès micritiques de la base de la Pierre jaune (T2 et T3). Il faut aussi remarquer que, même dans les niveaux supérieurs les plus bioclastiques, les microfaciès restent caractéristiques du talus, c'est-à-dire riches en coquilles de bivalves et brachiopodes, mais aussi en annélides, dans une matrice le plus souvent micritique, comprenant beaucoup de glauconite.

Aucun changement brusque de faciès pouvant ressembler à la discontinuité D2 reconnue dans d'autres coupes ne se remarque ici.

12.4. Minéralogie de la roche totale

La minéralogie de la roche totale (figure 4-58) est largement dominée par la calcite, que ce soit dans les marnes (env. 80% en moyenne) ou dans les calcaires (plus de 90%). Le quartz est toujours présent, formant jusqu'au 10% des échantillons dans les niveaux marneux, mais marque une diminution nette dans les calcaires, où sa teneur ne dépasse pas 3%. La dolomite se trouve en faible quantité (2 à 3%) uniquement dans les marnes. Feldspaths potassiques et plagioclases ne se rencontrent en très faible proportion que dans quelques échantillons. La pyrite est caractéristique des marnes, la goethite des calcaires; toutes les deux ne dépassent en principe pas 2 à 3%. Les phyllosilicates sont toujours présents, leurs teneurs pouvant atteindre 10% dans les marnes et marno-calcaires, et étant inférieures à 5% dans les calcaires.

12.5. Minéralogie des fractions fines

(Voir figures 4-59 et 4-60, pages suivantes).

Pour la partie inférieure de la coupe, ce sont les smectites qui constituent la phase argileuse principale de la fraction $<2\mu\text{m}$. Elles diminuent dans la partie supérieure et sont remplacées dans les 4 derniers mètres par des interstratifiés; dans cette même partie, ce sont alors les micas qui prédominent. Dans la fraction $2-16\mu\text{m}$, ces derniers sont les plus fréquents tout au long du profil. La kaolinite et la chlorite sont présentes, généralement en faible quantité, dans presque tous les échantillons, sauf au sommet de la coupe; dans les Marnes bleues, la kaolinite montre des intensités plus fortes que dans les calcaires. Le quartz est environ 10 fois plus intense dans la fraction $2-16\mu\text{m}$ que dans celle $<2\mu\text{m}$; il est présent sans grandes variations dans toutes les lithologies. Les indices d'aigu des micas varient entre 0.30 et $0.70^\circ 2\theta$ pour la fraction $<2\mu\text{m}$, et entre 0.20 et $0.50^\circ 2\theta$ en $2-16\mu\text{m}$; aucune variation significative de ces indices ne se remarque pour l'une ou l'autre des lithologies.

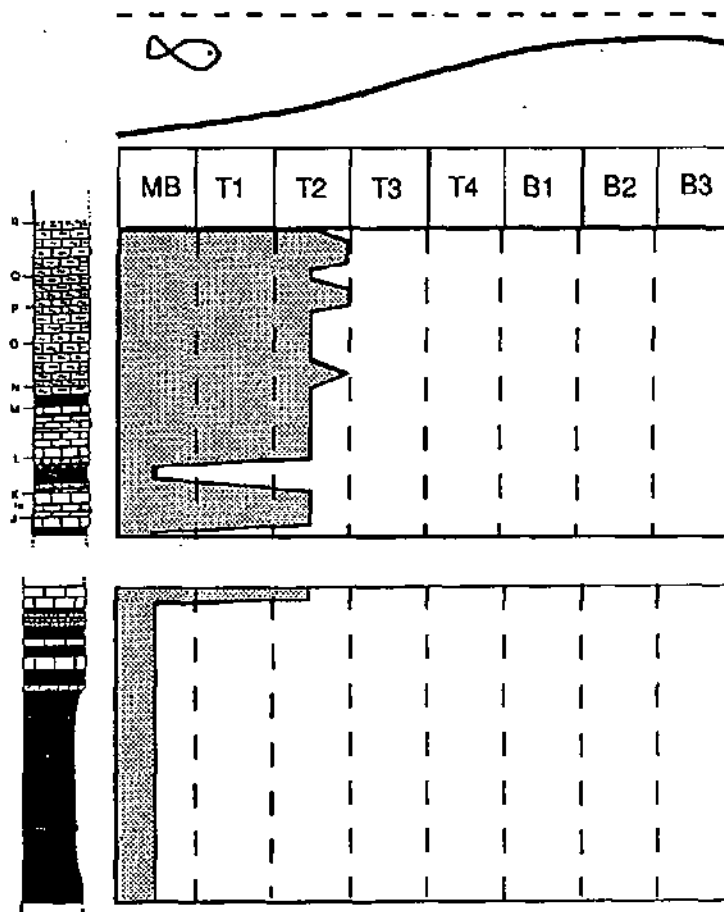


FIGURE 4-57 : Evolution des microfaciès de la coupe du Bief Blanc

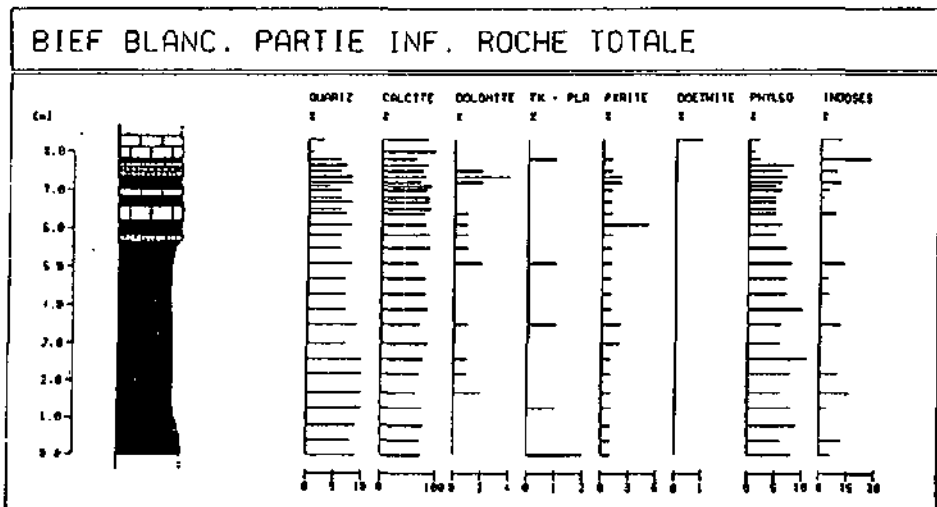
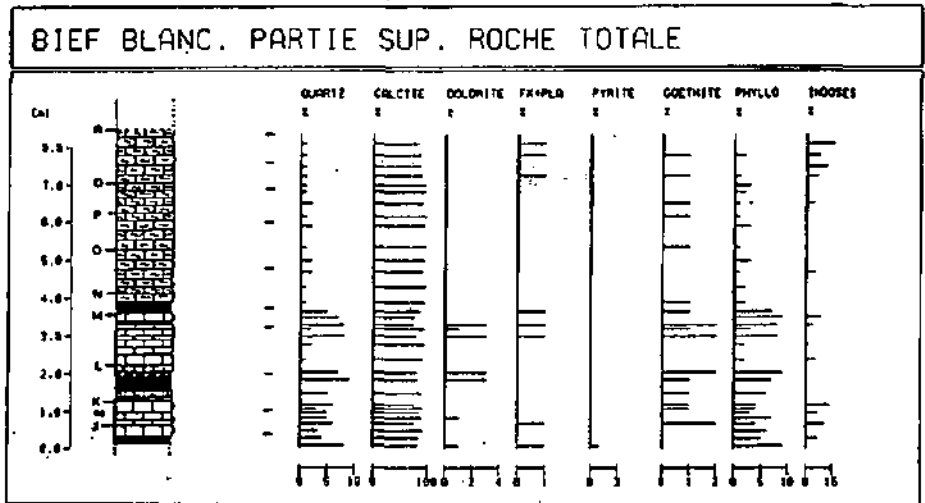


FIGURE 4-58 : Minéralogie de la roche totale de la coupe du Bief Blanc

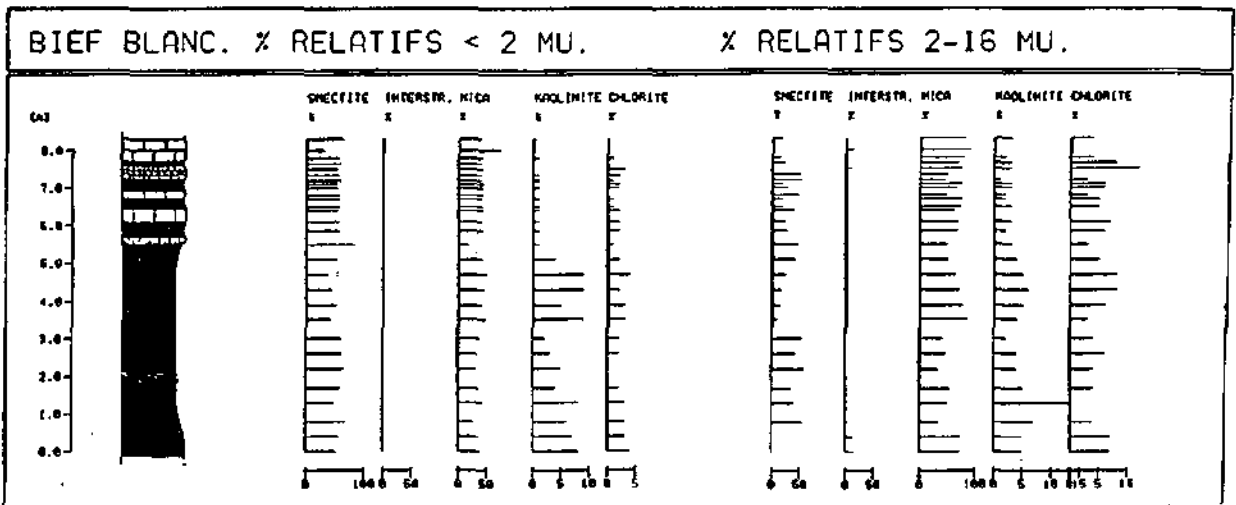
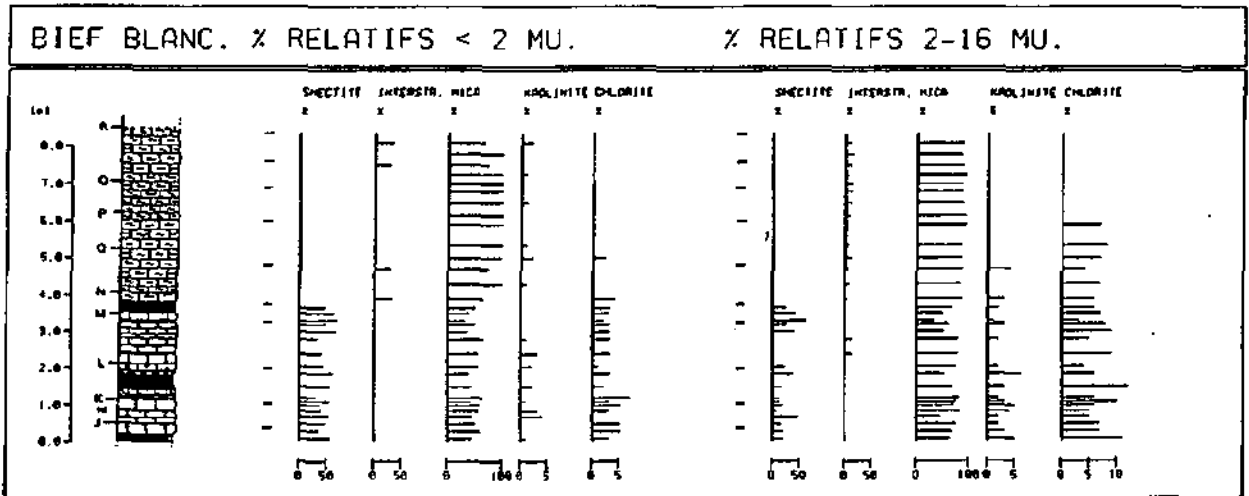


FIGURE 4-59 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16µm de la coupe du Bief Blanc (pourcentages relatifs)

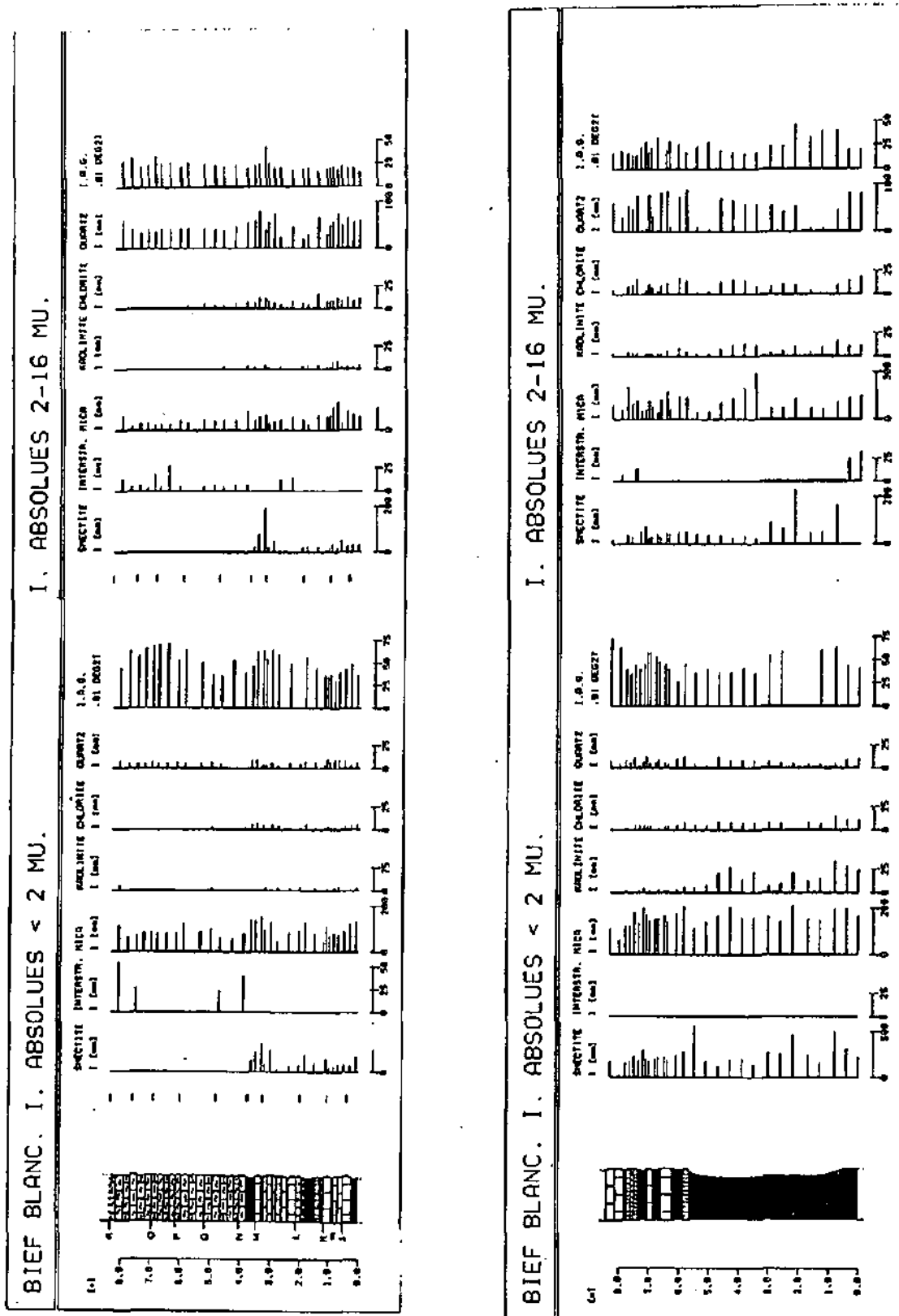


FIGURE 4-60 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16μm de la coupe du Bief Blanc (intensités absolues)

CHAPITRE V : INTERPRETATIONS, CORRELATIONS ET CONCLUSIONS

1. INTRODUCTION

D'une manière générale, les différentes approches mises en oeuvre dans ce travail mettent en évidence la particularité de l'Hauterivien du Jura suisse. En effet, tant l'étude sédimentologique que l'étude minéralogique montrent que les conditions de dépôt régnant à cette époque diffèrent considérablement de celles des étages inférieurs et supérieurs, et que, par conséquent, les modèles d'interprétation généralement utilisés ne s'appliquent pas aussi bien à la période hauterivienne.

Il s'avère néanmoins possible d'en reconstituer des courbes d'évolution des milieux de dépôts, d'y reconnaître 3 discontinuités principales, et de mettre en évidence les relations existant entre les assemblages minéralogiques et les environnements sédimentaires. Ces éléments d'interprétation seront détaillés ci-dessous et serviront à établir des corrélations entre les différents profils étudiés.

Auparavant, une revue des subdivisions lithostratigraphiques et séquentielles de l'Hauterivien proposées par différents auteurs, concernant tant le Jura suisse que le sud-est de la France, sera faite; ceci permettra de confronter les résultats obtenus dans ce travail à ceux des auteurs antérieurs.

2. CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Si la subdivision historique de RENEVIER (1874) entre un Hauterivien inférieur correspondant à la Marne bleue d'Hauterive et un Hauterivien supérieur formé de la Pierre jaune de Neuchâtel n'est plus d'actualité du point de vue chronostratigraphique, cette distinction lithostratigraphique garde néanmoins toute sa valeur, en tout cas dans la région neuchâteloise. En effet, ces formations sont aisément identifiables, permettent des corrélations régionales et sont utiles pour la cartographie. La limite entre les Marnes bleues et la Pierre jaune n'est toutefois pas aussi nette qu'il semblerait, le passage d'une lithologie à l'autre se faisant très progressivement. Cette zone de transition équivaut à la "zone marno-calcaire" (=Mergelkalkzone), mais l'utilisation de cette unité lithostratigraphique supplémentaire n'aide en aucune manière à préciser les limites des formations, puisqu'il s'agit alors de séparer les Marnes bleues de la zone marno-calcaire et cette dernière de la Pierre jaune. Pour cette raison, nous nous tiendrons donc uniquement à la subdivision de l'Hauterivien en ses deux formations traditionnelles, telles qu'elles ont été proposées par RENEVIER.

En dehors de la région neuchâteloise, en direction du sud-ouest, cette subdivision reste encore applicable, mais, dès le Jura vaudois, des différences dans la succession des couches apparaissent, entraînant des

difficultés d'interprétation. La première de ces variations est le niveau des Marnes d'Uttins, reconnaissable dès la région d'Yverdon (Mont Chamblon). Dans ce cas-ci, malgré la distinction entre une Pierre jaune inférieure sous-jacente à ces marnes et une Pierre jaune supérieure les surmontant, les corrélations selon les termes lithostratigraphiques habituels restent encore évidentes. Par contre, des affleurements à peine plus occidentaux (Vallée du Nozon notamment) montrent plusieurs ensembles calcaires alternant avec des Marnes bleues. Hormis leur couleur grise, ces niveaux ont des faciès biomicritiques très semblables à ceux des premiers bancs de la Pierre jaune. Plus près de Neuchâtel, BERTSCHY (1958) signale une intercalation de calcaire dans les marnes dans la région de Grandson, de même que JORDI (1955) observe au Mont Chamblon trois bancs de calcaire bioclastique une dizaine de mètres en dessous de la zone marno-calcaire. Le problème est alors de savoir quand a eu lieu la première arrivée de la Pierre jaune. Deux hypothèses sont envisageables :

- 1° l'isochronie des premiers bancs calcaires dans tout le Jura, impliquant des récurrences de faciès marneux au sud-ouest;
- 2° l'isochronie des derniers niveaux de Marnes bleues, donc une arrivée précoce des faciès Pierre jaune au sud-ouest.

La première hypothèse semble la plus logique. Les milieux de dépôt étant en position de plus en plus externe et les séries de plus en plus épaisses en allant vers le sud-ouest, il est tout à fait possible que, selon les variations relatives du niveau de la mer, des conditions de sédimentation marneuse réapparaissent dans la région vaudoise et plus au sud, alors qu'à Neuchâtel les modifications des milieux de dépôt restent dans le domaine de la sédimentation calcaire. En théorie, on pourrait même admettre que les faciès Pierre jaune apparaissent plus tôt dans la région du stratotype historique.

La seconde hypothèse paraît plus difficilement envisageable; une diminution marquée de la tranche d'eau pourrait avoir permis une sédimentation calcaire à partir du Jura vaudois et vers l'ouest. Mais, dans la région neuchâteloise, il faudrait imaginer une période d'émersion au cours de l'épisode Marnes bleues, ce qui semble difficilement imaginable, surtout qu'un tel événement devrait pouvoir s'observer. Cependant, dans la région genevoise, la première barre calcaire est datée de la zone à *Radiatus* (CLAVEL & CHAROLLAIS, 1989a), alors que le début de la Pierre jaune se situerait, dans la région neuchâteloise, dans la zone à Loryi (voir plus bas). Cette solution ne peut donc pas être abandonnée; elle sera rediscutée plus loin.

Quoiqu'il en soit, toute corrélation stratigraphique sur la base des formations traditionnelles se révèle très délicate dès que l'on s'éloigne de la région neuchâteloise. Cette difficulté augmente encore si l'on tente d'appliquer cette lithostratigraphie aux séries du Jura méridional, des chaînes subalpines et du domaine vocontien, les alternances marnes - calcaires devenant de plus en plus nombreuses, et les épaisseurs de plus en plus importantes. Les termes Marnes bleues et Pierre jaune doivent donc être utilisés de manière très prudente, et surtout ne pas être confondus avec des notions chronostratigraphiques.

3. EVOLUTION DES MILIEUX DE DEPOT ET DISCONTINUITES

Selon les résultats obtenus pour la région neuchâteloise, l'évolution sédimentologique de l'Hauterivien peut se résumer par une mégaséquence régressive, de type klüpfelienne, qui se subdivise en 2 séquences principales, la première allant du sommet du Calcaire roux jusque dans la Pierre jaune, délimitée par les discontinuités D1 et D2, la seconde formant la majeure partie de la Pierre jaune, entre les discontinuités D2 et D3. On observe également le début d'une troisième séquence, qui coïncide avec l'apparition de faciès à caractère plus internes, ou en tout cas moins profonds (présence d'algues vertes). Cette troisième séquence correspondrait à l'"Urgonien jaune", et est délimitée vers le haut par la discontinuité de la Russille de ZWEIDLER (1985), au-dessus de laquelle débute ce qu'il a appelé les Calcaires urgoniens du Jura.

3.1. Les milieux de dépôt

Après l'épisode du Calcaire roux qui marque, en première approximation, la fin de la sédimentation valanginienne qui correspond en fait au passage Valanginien inférieur - Valanginien supérieur, débute une sédimentation marneuse d'un milieu de mer ouverte, mais d'une profondeur pas très importante, comme en témoigne la présence de nombreuses ammonites du genre *Acanthodiscus*, caractéristiques d'un tel environnement paléogéographique. Dans cette formation, aucun changement lithologique majeur n'est à signaler, si ce n'est le hardground glauconieux décrit par REMANE et al. (1989) à Cressier, et, bien sûr, l'apparition des premiers niveaux calcaires dans le Jura vaudois. Le passage Marnes bleues - Pierre jaune se fait graduellement, mettant en contact les faciès marneux (MB) avec des faciès micritiques à quelques bioclastes et oncoïdes (T2 et T3), faciès de talus toujours typiques de mer ouverte (présence de glauconite et de bryozoaires). Ces derniers sont suivis par les "faciès de transgression" (T1) qui surmontent la discontinuité D2; à Champ du Moulin, seule exception à ce schéma, on rencontre les faciès oo-bioclastiques avant cette discontinuité. Entre D2 et D3, ce sont les faciès oo-bioclastiques qui dominent, avec, parfois, un bref retour à des faciès de talus. Au dessus de D3, les milieux de dépôt reconnus dans le forage 607 ainsi que ceux décrits par ZWEIDLER à Boudry suivent le même arrangement qu'après D2, c'est-à-dire "faciès de transgression" T1 relayés par des faciès de bordure B1 et B2, voire B3, toujours caractéristiques d'un environnement de mer ouverte. Si ce n'est la présence de quelques algues vertes, aucun autre élément ne permet de reconnaître un milieu de sédimentation protégé de type plate-forme interne ou d'arrière-barre. Il faut en déduire qu'après l'invasion de la plate-forme valanginienne par l'épisode transgressif des Marnes bleues, la formation de la Pierre jaune correspond à un comblement progressif de cette plate-forme noyée, où la sédimentation se fait sous la forme de corps sableux sans que ne se développe une véritable barrière. Ceci explique le fait qu'il est impossible de corréler banc à banc des profils même très proches, et permet d'envisager des différences d'épaisseurs relativement importantes entre des horizons de discontinuité, comme par exemple à Champ du Moulin. Ce n'est qu'au dessus de la discontinuité de la Russille, lorsqu'apparaissent les biostromes à madréporaires, que se

remet en place une plate-forme carbonatée typique (ZWEIDLER, 1985, figure 5-1). Le profil théorique utilisé ici pour positionner les microfaciès implique donc forcément une certaine schématisation.

Dans un tel environnement sédimentaire, il est très difficile de corréliser avec certitude les discontinuités, puisque les épaisseurs ne sont pas forcément comparables et que, de plus, aucune faune permettant une datation de ces horizons n'est présente dans ces séries.

3.2. La discontinuité D1

La discontinuité D1, au sommet du Calcaire roux, marque le début des faciès marneux, donc un approfondissement net des milieux de dépôt. Elle se retrouve dans trois forages (607, 209, 700), ainsi qu'à Cressier, où elle a été décrite par REMANE et al. (1989); elle y est soulignée par un hardground. Cette discontinuité marque le début de la "transgression hauterivienne", mais, si elle est très claire du point de vue sédimentologique, elle reste moins bien définie du point de vue stratigraphique; au Ravin du Colas, par exemple, les premiers mètres des marnes sont d'âge Valanginien (CLAVEL & CHAROLLAIS, 1989). Les Marnes à *Astieria*, lorsqu'elles existent, constituent le Valanginien supérieur extrêmement condensé. La reprise de la sédimentation normale se fait donc plus tardivement; il n'est pas exclu qu'à ce niveau plusieurs discontinuités antérieures au début de l'Hauterivien soient confondues.

3.3. La discontinuité D2

La discontinuité D2 a été reconnue dans plusieurs forages et profils de la région neuchâteloise; elle se situe généralement une dizaine de mètres au dessus de la base de la Pierre Jaune; elle est toujours suivie de faciès de type "faciès de transgression", qui, bien qu'ils ne montrent pas le mélange de faune et d'éléments qui les caractérise habituellement, sont néanmoins très riche en quartz. La discontinuité D2 surmonte généralement des faciès micritiques (T2 ou T3); elle souligne un événement transgressif de relativement faible importance, mais malgré tout bien marqué. Elle n'a pu être reconnue dans le forage 209 en raison du mauvais état de conservation du sommet de cette carotte. Dans les Gorges de l'Areuse, elle n'a non plus été formellement identifiée, mais les faciès micritiques riches en quartz (T1) de la base de la seconde partie du profil permettent de la placer un peu au-dessous, peut-être en relation avec le niveau marneux observé au sommet de la partie inférieure. A Champ du Moulin, une discontinuité a été reconnue plus haut dans la Pierre jaune (près de 20 mètres au-dessus des Marnes bleues); elle a été nommée D2? car un doute subsiste quant à savoir s'il s'agit de la D2 surmontant une épaisseur de sédiments plus importante, ou que cette dernière n'a pas été observée plus bas et que ce soit la D3 qui apparaisse ici.

3.4. La discontinuité D3

La discontinuité D3, quant à elle, n'a été reconnue avec certitude que dans deux sections, le forage 607 et la coupe des Gorges de l'Areuse, au-dessus

des faciès oo-bioclastiques typiques de la Pierre jaune. Le microfaciès qui la surmonte est à nouveau une micrite riche en quartz (T1, "faciès de transgression") et est suivi (forage 607) par des faciès oolithiques de bordure. Dans les Gorges de l'Areuse, la description de la coupe de Boudry de ZWEIDLER (1985), indique également des calcaires oo-bioclastiques, parfois à stratification oblique, jusqu'à la discontinuité de la Russille. Selon la description de SCHARDT & DUBOIS (1903), cette séquence comprendrait la fin de la Pierre jaune de Neuchâtel et le début de l'Urgonien inférieur. ZWEIDLER y a observé d'autres discontinuités, mais aucune d'entre elles n'a été considérée comme majeure.

La figure 5-2 indique la position de ces discontinuités sur les différents profils où elles ont été reconnues.

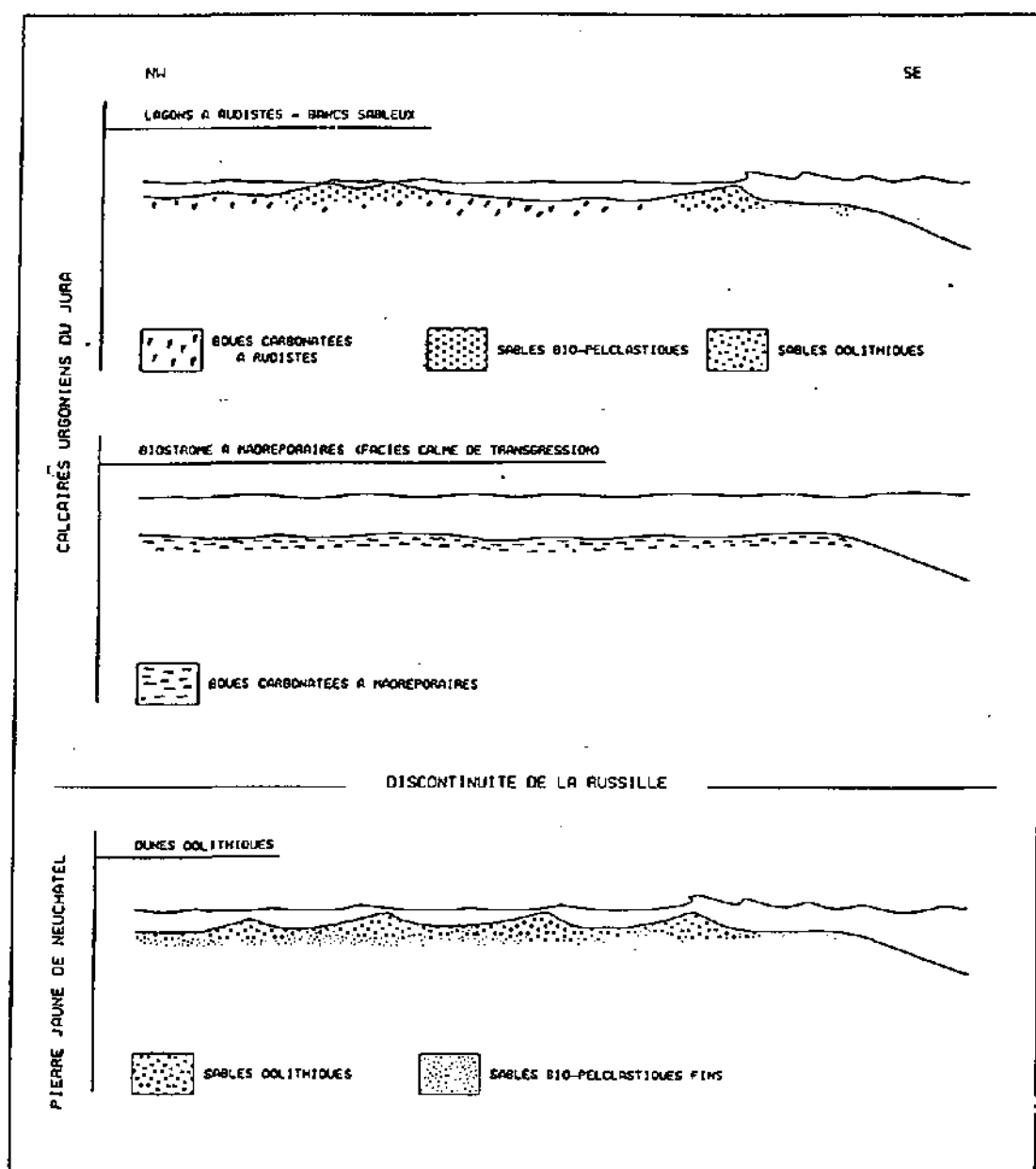


FIGURE 5-1 : Morphologie de la plate-forme carbonatée lors du dépôt de la Pierre jaune de Neuchâtel et des Calcaires urgoniens du Jura, d'après ZWEIDLER (1985)

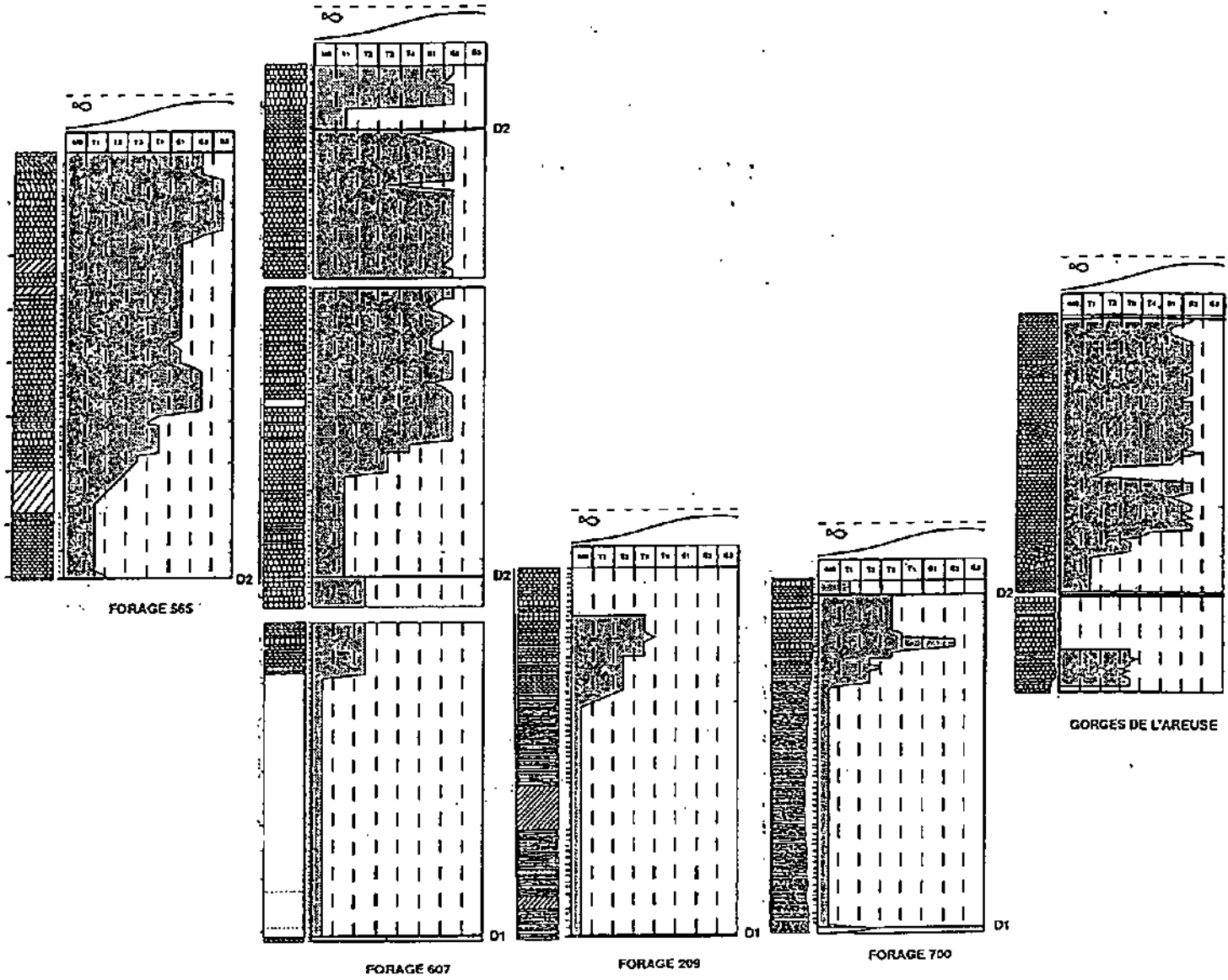
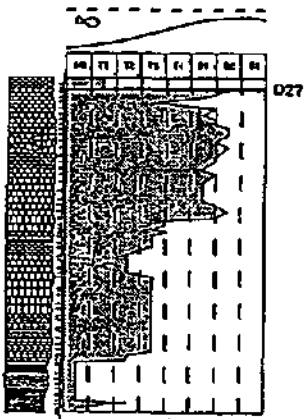
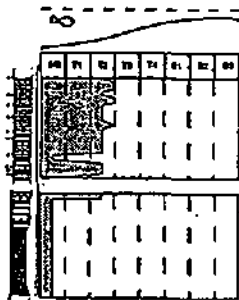


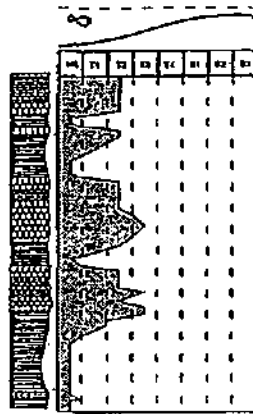
FIGURE 5-2 : Position des différentes discontinuités sur les profils étudiés



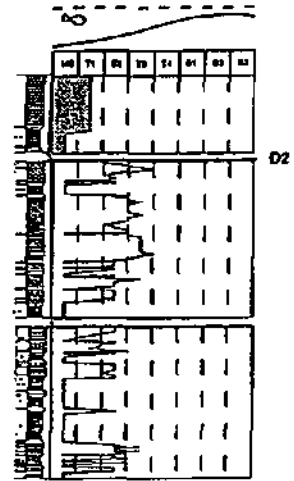
CHAMP DU MOULIN



BIEF BLANC



VALLEE DU NOZON



COUPES DU DARD

4. SUBDIVISIONS SEQUENTIELLES, DISCONTINUITES ET DATATIONS DES TRAVAUX ANTERIEURS TRAITANT DU JURA SUISSE ET MERIDIONAL, DES CHAINES SUBALPINES ET DE LA FOSSE VOCONTIENNE : COMPARAISON AVEC LES RESULTATS OBTENUS DANS CE TRAVAIL

Dans l'optique de comparer les résultats obtenus avec les différents travaux effectués jusqu'à présent sur l'Hauterivien, une revue des les séquences sédimentaires et des discontinuités qui y ont été décrites, ainsi que des datations proposées sera faite. Les principaux ouvrages retenus sont la "Révision de l'étage hauterivien" (REMANE, (Ed.), 1989), la thèse de VIEBAN (1983) et les travaux récents d'H. ARNAUD (ARNAUD-VANNEAU et al. 1987).

4.1. Jura neuchâtelois et vaudois

Dans la région neuchâteloise, plusieurs coupes ont été décrites par REMANE et al. (1989); celles qui se rapprochent le plus des profils étudiés dans ce travail sont surtout la coupe de Prébarreau et le forage 208. En effet, dans ces deux profils, un hard-ground glauconieux a été observé une dizaine de mètres au-dessus du toit des Marnes bleues, ce qui correspond tout à fait à la position de la discontinuité D2 reconnue dans les forages 565, 607 et 700. Au Landeron, dans la coupe du stand de tir au fusil, un niveau glauconieux comprenant de nombreux terriers a aussi été reconnu, mais il est situé dans la zone marno-calcaire, environ 1 mètre au dessus des marnes. L'affleurement ne se poursuivant pas, il n'est pas possible de vérifier si un autre hard-ground existe plus haut. Par ailleurs, dans les profils levés au Landeron et qui recourent le passage Marnes bleues - zone marno-calcaire - Pierre jaune, HAEFELI et al. (1965) ne mentionnent aucun hard-ground ou niveau particulièrement riche en quartz que l'on pourrait associer à une discontinuité. Le hard-ground de la coupe du stand de tir pourrait donc également correspondre à la discontinuité D2.

A l'ouest de Neuchâtel, le profil de Cuchemanteau mentionné par SCHARDT & DUBOIS (1903) coïncide à peu près avec la coupe de Champ du Moulin étudiée dans ce travail. Ces auteurs y remarquent "une faible zone marno-calcaire" séparant le "massif glauconiteux inférieur" des "calcaires jaunes supérieurs". Ce niveau correspond peut-être à la discontinuité D2? reconnue à Champ du Moulin.

Le profil du Mont Chamblon, près d'Yverdon, décrit par SCHARDT (1900), BAUMBERGER (1903-1910), JORDI (1955) et repris par REMANE et al. (1989), est le lieu de définition des Marnes d'Uttins, niveau marneux d'environ 4 mètres d'épaisseur intercalé dans la Pierre jaune, permettant de distinguer une Pierre jaune inférieure et supérieure. Dans son étude de cette coupe, JORDI y mentionne deux augmentations marquées de quartz, la première dans la zone marno-calcaire, la seconde à la base des Marnes d'Uttins (figure 5-3). Ces deux maxima peuvent être comparés avec les faciès riches en quartz (T1) décrits dans les profils étudiés dans ce travail, notamment dans la coupe du Dard III, dans les bancs calcaires sus-jacents

à un niveau marneux attribué aux Marnes d'Uttins. Ces apparitions massives de quartz pourraient être mises en relation avec les discontinuités D2 et D3 reconnues dans la région neuchâteloise, à moins que l'on ait ici la trace d'un événement transgressif supplémentaire, ce qui ferait alors correspondre la base des Marnes d'Uttins à la discontinuité D2. Les arguments paléontologiques sont malheureusement insuffisants pour confirmer l'une ou l'autre de ces hypothèses.

Sur la base de plusieurs coupes du nord-ouest vaudois, CONRAD & MASSE (1989b) proposent, en accord avec CHAROLLAIS et al. (1989) et CLAVEL & CHAROLLAIS (1989a et b), un découpage séquentiel de l'Hauterivien et du Barrémien pro-parte comprenant cinq discontinuités, c'est-à-dire, selon la description des auteurs :

- α à la base des Marnes d'Hauterive, mais incluant peut-être une partie des marnes valanginiennes (zone à *Callidiscus*), sa position étant accompagnée d'un point d'interrogation;
- β au toit d'un banc calcaire intercalé dans les Marnes d'Hauterive;
- γ à la base des Marnes d'Uttins;
- δ au-dessous de l'épisode micritique situé dans les premiers mètres de l'Urgonien inférieur;
- ϵ à la base de la Marne de la Russille (figures 5-4).

On remarquera, sur la figure 5-5, qu'une discontinuité δ' a été ajoutée avant l'apparition des madréporaires.

Toujours selon ces auteurs, ces "cinq discontinuités régionales probablement synchrones ont été reconnues du Jura méridional à la région neuchâteloise" (p.320); cependant, aucune d'entre elle n'est indiquée sur une coupe proche du stratotype historique.

Les données paléontologiques connues pour le Jura neuchâtelois et vaudois ne permettent malheureusement pas de dater exactement les discontinuités reconnues. Malgré cela, les âges attribués aux différentes formations fournissent quelques points de repères, à savoir, selon BUSNARDO & THIEULOY (1989) :

- la totalité des Marnes bleues est comprise dans la zone à *Radiatus*, celle-ci étant probablement surdéveloppée;
- la base de la Pierre jaune jusqu'à l'horizon des Marnes d'Uttins représente la zone à *Loryi*;
- les Marnes d'Uttins et le reste de la Pierre jaune appartiennent à la zone à *Nodosoplicatum*.

Ceci permet de placer la discontinuité D1 à la base ou avant la zone à *Radiatus*, la D2 dans la zone à *Loryi* ou à la base de *Nodosoplicatum* et la D3 dans *Nodosoplicatum* ou *Cruasense*.

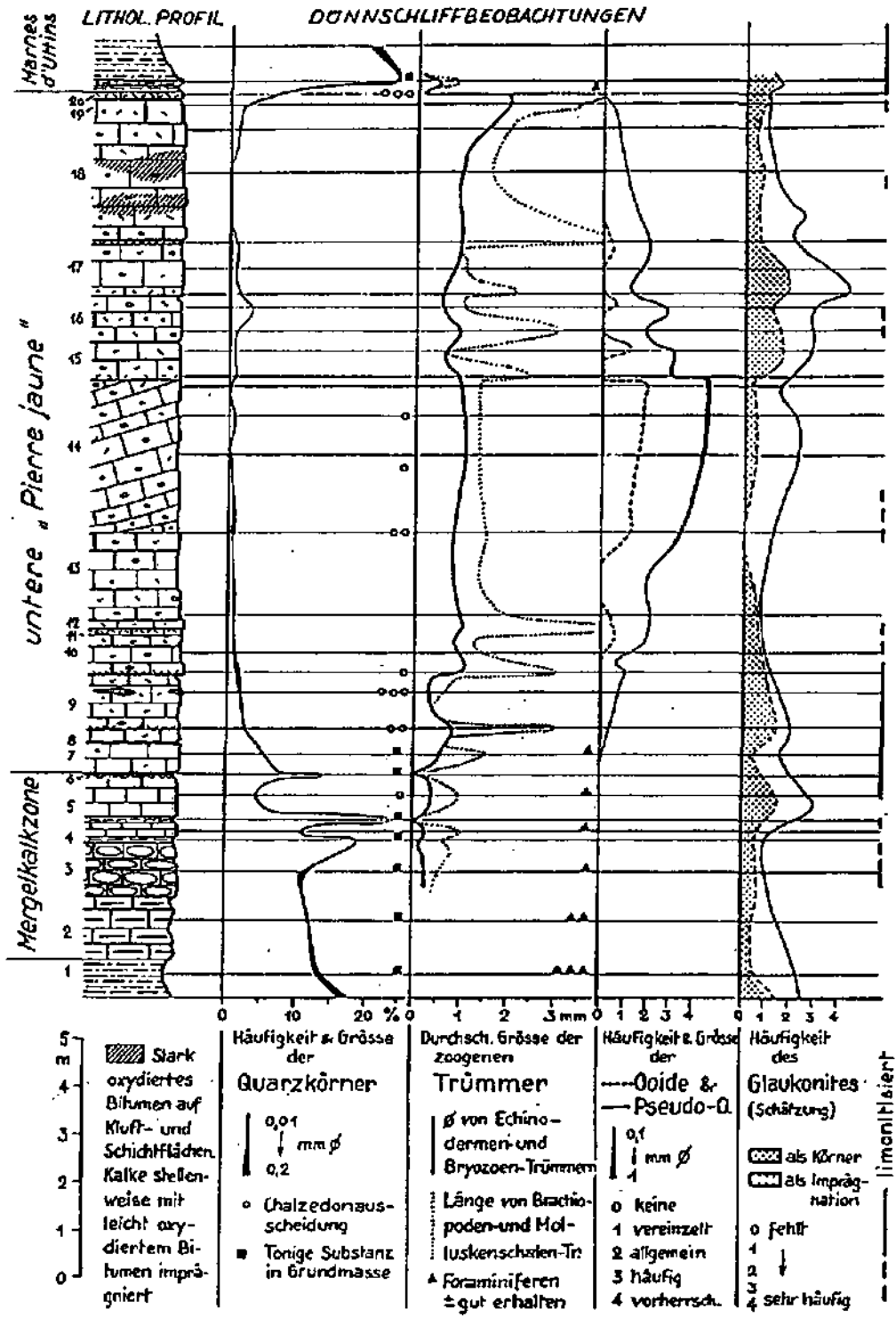


FIGURE 5-3: Profil stratigraphique de la zone marno-calcaire, de la Pierre jaune inférieure et des Marnes d'Uttings au Mont Chamblon, montrant notamment les deux maxima de quartz, d'après JORDI (1955)

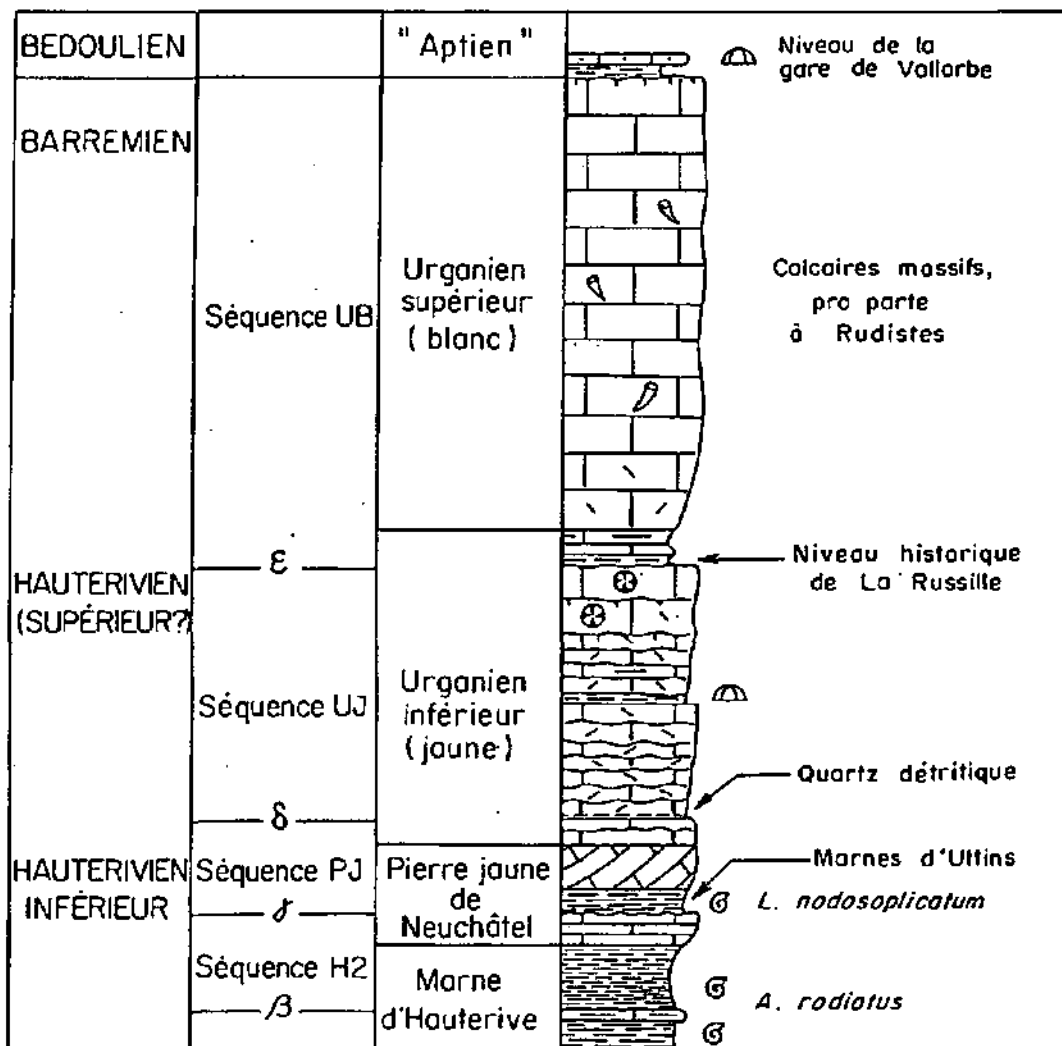


FIGURE 5-4 : Limites stratigraphiques, discontinuités et séquences dans le nord-ouest vaudois, d'après CONRAD & MASSE (1989b)

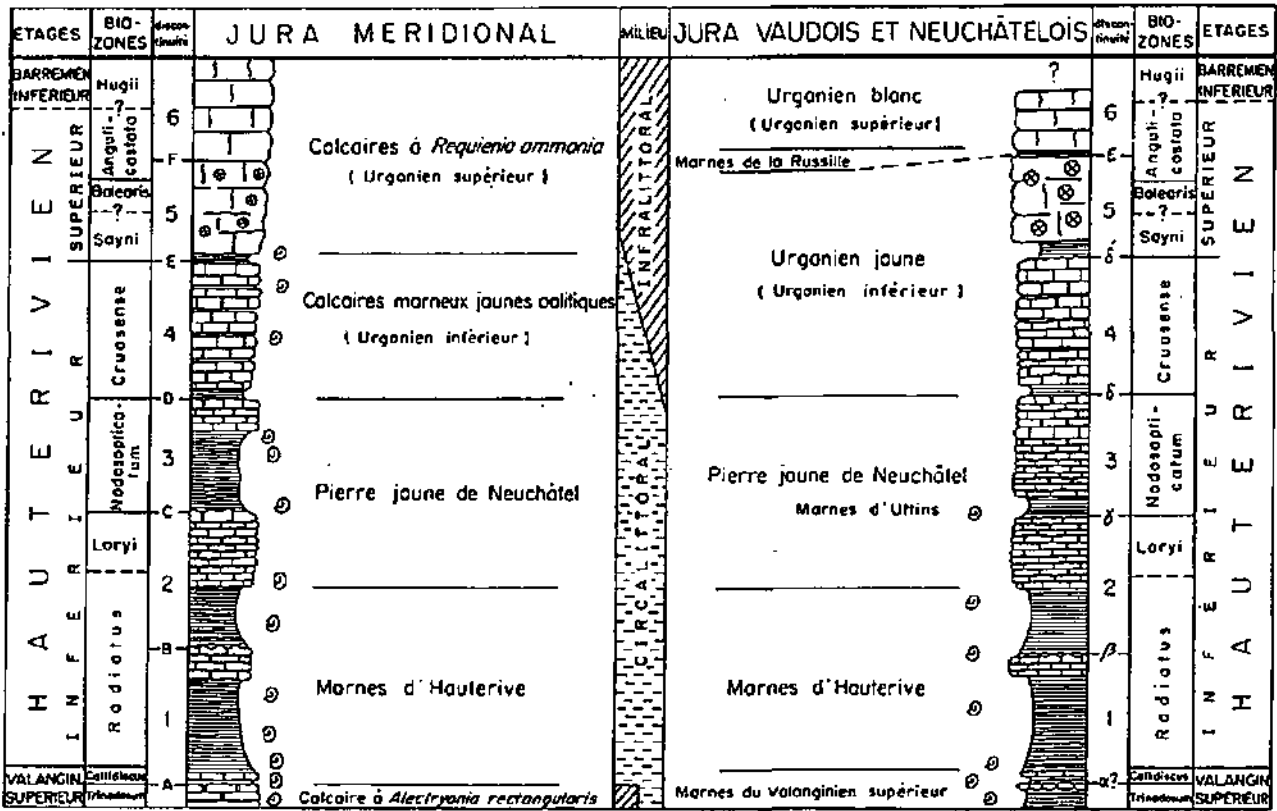


FIGURE 5-5 : Corrélations séquentielles entre le Jura méridional et le Jura neuchâtelais !, d'après CLAVEL & CHAROLLAIS (1989b)

4.2. Jura méridional et chaînes subalpines

Comme le montre la figure 5-5, les discontinuités reconnues par CHAROLLAIS et al. (1989) et CLAVEL & CHAROLLAIS (1989a et b) dans le Jura méridional se corrélaient parfaitement avec celles de CONRAD & MASSE (1989b). Elles se nomment ici A, B, C, D, E et F et correspondent respectivement à α , β , γ , δ , δ' et ϵ . Les problèmes qui se posent en regard de la région neuchâteloise sont donc exactement les mêmes.

La discontinuité A de ces auteurs est placée au sommet des calcaires à *A. rectangularis*, d'âge valanginien supérieur; elle correspond à un approfondissement marqué des milieux de dépôt. Leur discontinuité B se situe au sommet du premier ensemble à faciès Pierre jaune, et marque le passage de calcaires bioclastiques à des marnes, tout comme la discontinuité C, qui, elle, coïncide le deuxième ensemble de calcaires à faciès Pierre jaune. La discontinuité D, peu visible sur le terrain, correspond à un niveau marneux centimétrique voire décimétrique, amenant des faciès fins circalittoraux sur un ensemble oo-bioclastique. La discontinuité E représente le dernier épisode marneux sous les bancs massifs formant la falaise urgonienne. Enfin, la discontinuité F, peu visible morphologiquement, marque le passage à des faciès du domaine interne dans lesquels apparaissent des Orbitolinidés et des Rudistes.

Dans le Jura méridional et les chaînes subalpines, VIEBAN (1983) identifie 8 séquences principales de la base de l'Hauterivien au sommet du Barrémien. Par rapport aux séries concernées par le présent travail, ce sont ses 4 premières séquences ainsi que les 5 discontinuités qui les délimitent qui nous intéressent; elles sont décrites de la manière suivante :

- la discontinuité A souligne un net approfondissement des milieux de dépôt, marqué par l'apparition des faciès marneux au dessus des calcaires bioclastiques du Valanginien terminal;
- la discontinuité B marque le retour à des faciès marneux après les faciès calcaires à caractère externe du sommet de la première séquence;
- la discontinuité C marque à nouveau l'apparition de marnes argileuses au dessus de calcaires bioclastiques grossier et est soulignée par une arrivée massive de quartz;
- la discontinuité D, beaucoup moins marquée que les précédentes, se situe au sommet d'un ensemble oolitique et bioclastique, surmonté par faciès fins à débris d'échinodermes; localement, une arrivée massive de quartz est observée;
- la discontinuité E, enfin, correspond à la dernière apparition de faciès externes, suivis dans les bancs sus-jacents d'une sédimentation d'un type nouveau, annonçant des faciès de plate-forme.

CHAROLLAIS et al. (1989) et CLAVEL & CHAROLLAIS (1989a et b) constatent que leur schéma séquentiel ne diffère de celui de VIEBAN que par l'identification de la discontinuité A. En fait, plusieurs contradictions apparaissent à propos des discontinuités B, C et D, surtout en ce qui concerne les datations et leurs positions par rapport à la lithostratigraphie (figures 5-6 et 5-7).

La discontinuité A : VIEBAN la place à la limite Hauterivien - Valanginien, alors que CLAVEL & CHAROLLAIS la situent dans le Valanginien, à la base de la Zone à *Callidiscus*. Cependant VIEBAN précise que, notamment à Menthières, sa discontinuité A ne correspondrait pas à la base de l'Hauterivien, et que la partie inférieure de ces marnes serait d'âge Valanginien supérieur. Ceci autorise donc la corrélation de ces deux discontinuités A avec la D1 identifiée dans la région neuchâteloise.

La discontinuité B de VIEBAN, placée dans la zone à *Radiatus* a été corrélée avec le niveau des Marnes d'Uttins, alors que CLAVEL & CHAROLLAIS placent ce dernier en dessus de C. Les discontinuités B de ces auteurs ne se correspondent pas lithostratigraphiquement. Le plus probable est que VIEBAN a correctement daté sa discontinuité B, mais qu'elle l'a mal corrélée avec les Marnes d'Uttins, celles-ci n'étant alors pas datées. Par contre, sa discontinuité C se situe en dessous de niveaux datés de la zone à *Nodosoplicatum*, donc correspond à l'âge des Marnes d'Uttins, par conséquent à la discontinuité C de CLAVEL & CHAROLLAIS.

Cette interprétation implique de "remonter" le début de l'Urgonien inférieur (jaune) après la discontinuité D de VIEBAN, alors qu'elle le plaçait entre C et E, ce qui a l'avantage de concorder avec les attributions lithostratigraphiques de CLAVEL & CHAROLLAIS. Par contre, les datations proposées ne correspondent plus du tout, puisque VIEBAN place D après la zone à *Sayni*, voire à la limite Hauterivien supérieur - Barrémien inférieur, et E à la limite Barrémien inférieur - Barrémien supérieur, tandis que CLAVEL & CHAROLLAIS situent D à la base de la zone à *Cruasense* et E à la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur (base de *Sayni*).

La question des datations ne sera pas approfondie ici, d'autant plus que celles de VIEBAN ont été révisées par ARNAUD, avec pour conséquence principale de remonter la limite Hauterivien inférieur - Hauterivien supérieur entre D et E. Néanmoins, ces divergences sur l'attribution chronostratigraphique des discontinuités mettent une fois encore en évidence la difficulté d'effectuer des corrélations sans repères biostratigraphiques fiables.

4.3. La fosse vocontienne

Les comparaisons avec les séries de la fosse vocontienne sont basées sur les limites de séquences proposées par ARNAUD (in ARNAUD-VANNEAU et al., 1987) dans la coupe du Col de Rousset notamment (figure 5-8). Il y distingue 6 séquences majeures, dont les limites sont nommées V7 pour le passage Valanginien - Hauterivien, puis de H1 à H7, cette dernière marquant la limite Hauterivien - Barrémien. Sans entrer dans le détail et en considérant uniquement l'Hauterivien inférieur, nous constatons que V7 se place à la base de la zone à *Radiatus*, H1 appartient à cette zone, H2 marque la base de la zone à *Loryi*, H3 se situe vers le sommet de celle-ci et H4 est déjà dans la Zone à *Sayni*. En admettant l'équivalence des discontinuités de CLAVEL & CHAROLLAIS et de celles de VIEBAN et sans tenir compte des datations de cette dernière pour D et E, la seule corrélation évidente est celle de C avec H3. Si l'existence d'une discontinuité supplémentaire dans l'Hauterivien basal peut se comprendre par la plus grande épaisseur des séries de la fosse vocontienne, il est par contre plus difficile d'expliquer l'absence d'une discontinuité dans la partie supérieure

de l'Hauterivien inférieur. Une possibilité est qu'une discontinuité a été "manquée" dans la fosse vocontienne, une autre étant de remettre en question les datations de l'un ou l'autre des auteurs. Si H4 appartient encore à l'Hauterivien inférieur, elle serait alors corréléable avec D de CLAVEL & CHAROLLAIS et D de VIEBAN, remplacée par ARNAUD dans la zone à *Nodosoplicatum* ou à *Cruasense*. A l'inverse, si la discontinuité D de CLAVEL & CHAROLLAIS est d'âge Hauterivien supérieur et que VIEBAN a effectivement bien datée la sienne, elles correspondraient alors à H4.

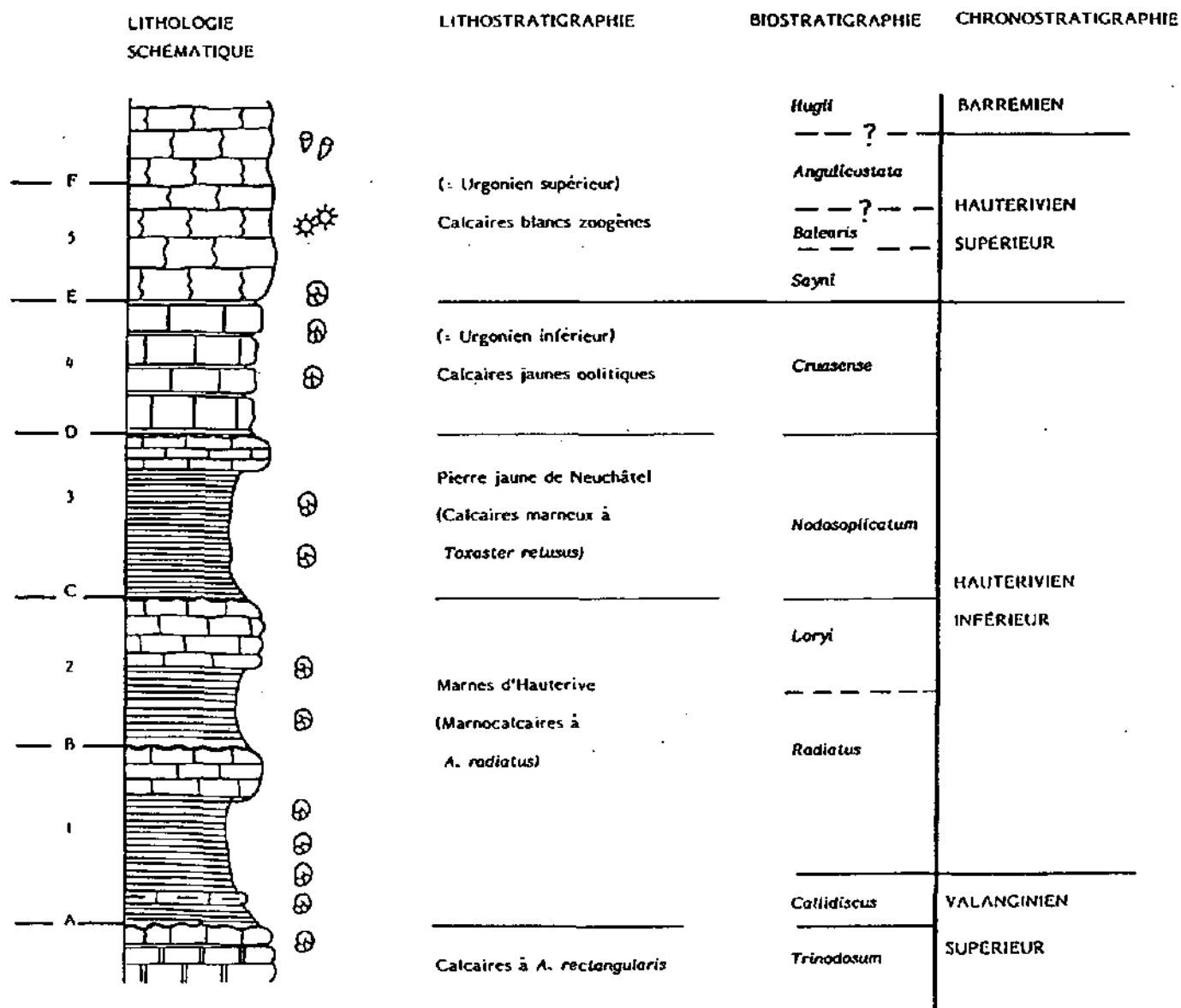
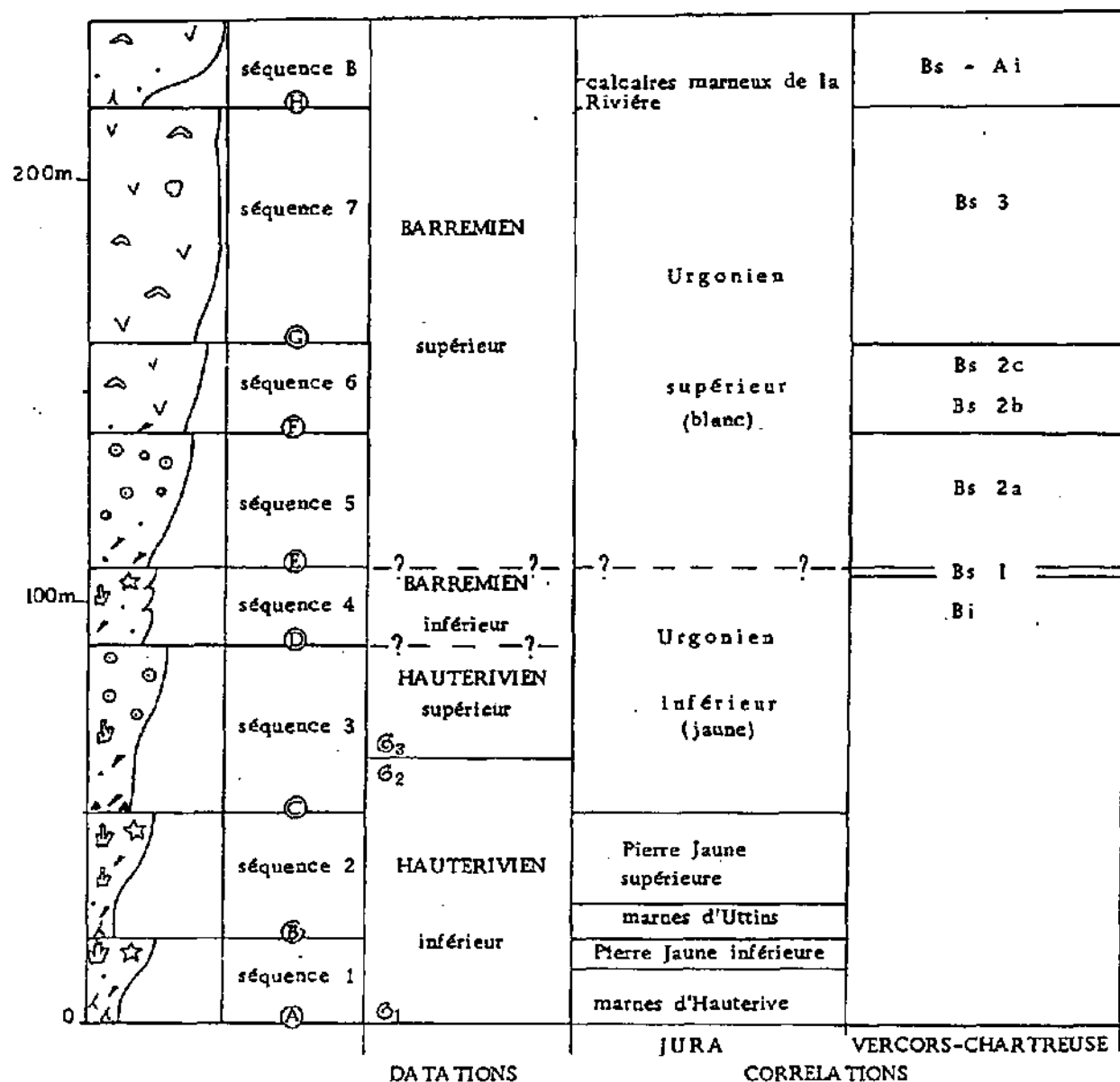


FIGURE 5-6 : Lithostratigraphie, biostratigraphie et chronostratigraphie du Jura méridional entre le Valanginien supérieur et le Barrémien inférieur d'après CLAVEL & CHAROLLAIS (1989a)



- Ⓜ₃ Ammonite de la zone à *S. sayni*.
- Ⓜ₂ Ammonites de la zone à *L. nodosoplicatum*.
- Ⓜ₁ Ammonites de la zone à *A. radiatus*.

FIGURE 5-7 : Discontinuités, séquences et stratigraphie de l'Hauterivien et du Barrémien des chaînes subalpines, et corrélations avec le Jura et le Vercors, d'après VIEBAN (1983)

4.4. Propositions de corrélations

Les discontinuités reconnues dans les profils étudiés dans ce travail seront d'abord comparées à celles décrites par CONRAD & MASSE (1989b) dans le Jura vaudois. Comme CLAVEL & CHAROLLAIS (1989a et b) proposent eux-mêmes une correspondance tant avec les auteurs précédents qu'avec VIEBAN (1983), il sera ensuite plus aisé d'étendre les corrélations dans le Jura méridional et les Chaînes subalpines. La figure 5-9 propose une possibilité d'équivalence entre les discontinuités des différents auteurs.

La discontinuité D1 se corrèle avec α ; en effet, elle est placée au sommet du calcaire roux, donc ne coïncide pas avec la base de l'Hauteriviien en cas de présence des Marnes à *Astieria*, ou de Marnes bleues encore d'âge valanginien, comme au Colas notamment. Il est d'ailleurs probable que plusieurs discontinuités du Valanginien supérieur soient confondues à ce niveau, ou dans les cm voire dm de marnes qui la surmonte (par exemple V3 à V7 sensu ARNAUD, communication personnelle de BULOT, février 1992). Par extension vers le sud-ouest, et selon l'interprétation de CLAVEL & CHAROLLAIS, cette D1 correspond naturellement aux discontinuités A de ces derniers et de VIEBAN, qui admettent aussi que les niveaux sus-jacents sont d'âge Valanginien supérieur. Par rapport aux propositions d'ARNAUD, elle doit être comparée à l'une des discontinuités du Valanginien supérieur, soit V5, V6 ou V7.

La discontinuité D2, par contre, est beaucoup plus difficile à corrélérer. Située généralement dans les premiers 10 mètres de la Pierre jaune, elle pourrait donc correspondre à la discontinuité β de CONRAD & MASSE, qu'ils ont placée au dessus du premier ensemble calcaire apparaissant dans les Marnes bleues. Mais celle-ci se trouve dans la Zone à *Radiatus*, alors que la D2, d'après les datations admises, se situerait dans la zone à *Loryi* (fin des Marnes bleues, début de la Pierre jaune). Il serait dès lors plus plausible de corrélérer D2 avec la discontinuité γ de la base des Marnes d'Uttins, par conséquent avec C de CLAVEL & CHAROLLAIS, ce qui implique que β n'est pas reconnaissable à Neuchâtel, à moins d'admettre qu'elle corresponde à l'éventuel hard-ground de la Marnière de Cressier. Par rapport à VIEBAN, D2 serait à rapprocher de sa discontinuité C, puisqu'elle est datée de la zone à *Loryi* ou à *Nodosoplicatum* alors que sa discontinuité B se place dans *Radiatus*, même si, lithostratigraphiquement, elle a été placée au niveau des Marnes d'Uttins. En comparaison avec le domaine vocontien, D2 serait alors à mettre en relation avec H3 d'ARNAUD (zone à *Loryi*).

La discontinuité D3, reconnue dans le forage 607 et dans la coupe des Gorges de l'Areuse, pose moins de problèmes d'interprétation. En effet, du point de vue lithostratigraphique, elle correspond au début de l'Urgonien jaune; il est alors raisonnable de la corrélérer avec la discontinuité δ de CONRAD & MASSE, et, par conséquent, avec la discontinuité D de CLAVEL & CHAROLLAIS. En ayant admis la correspondance de la discontinuité C de ces derniers avec celle de VIEBAN, il devient obligatoire de mettre également en équivalence leurs discontinuités D, malgré l'âge et la position lithostratigraphique que lui a attribuée VIEBAN. Dans la fosse vocontienne, la seule discontinuité "disponible" est H4, mais celle-ci étant d'âge

Hauterivien supérieur, une telle corrélation devient hasardeuse.

La discontinuité de la Russille de ZWEIDLER, marquant le début des faciès à madréporaires, serait équivalente à δ' de CONRAD & MASSE et à E CLAVEL & CHAROLLAIS, qui toutes deux, se placent au dessous de ces faciès. Mis à part l'âge donné à cette discontinuité E par VIEBAN, elle correspond bien aux autres puisqu'elle précède l'apparition de faciès de plate-forme interne. Dans la fosse vocontienne, ces discontinuités peuvent être rapprochées de H4.

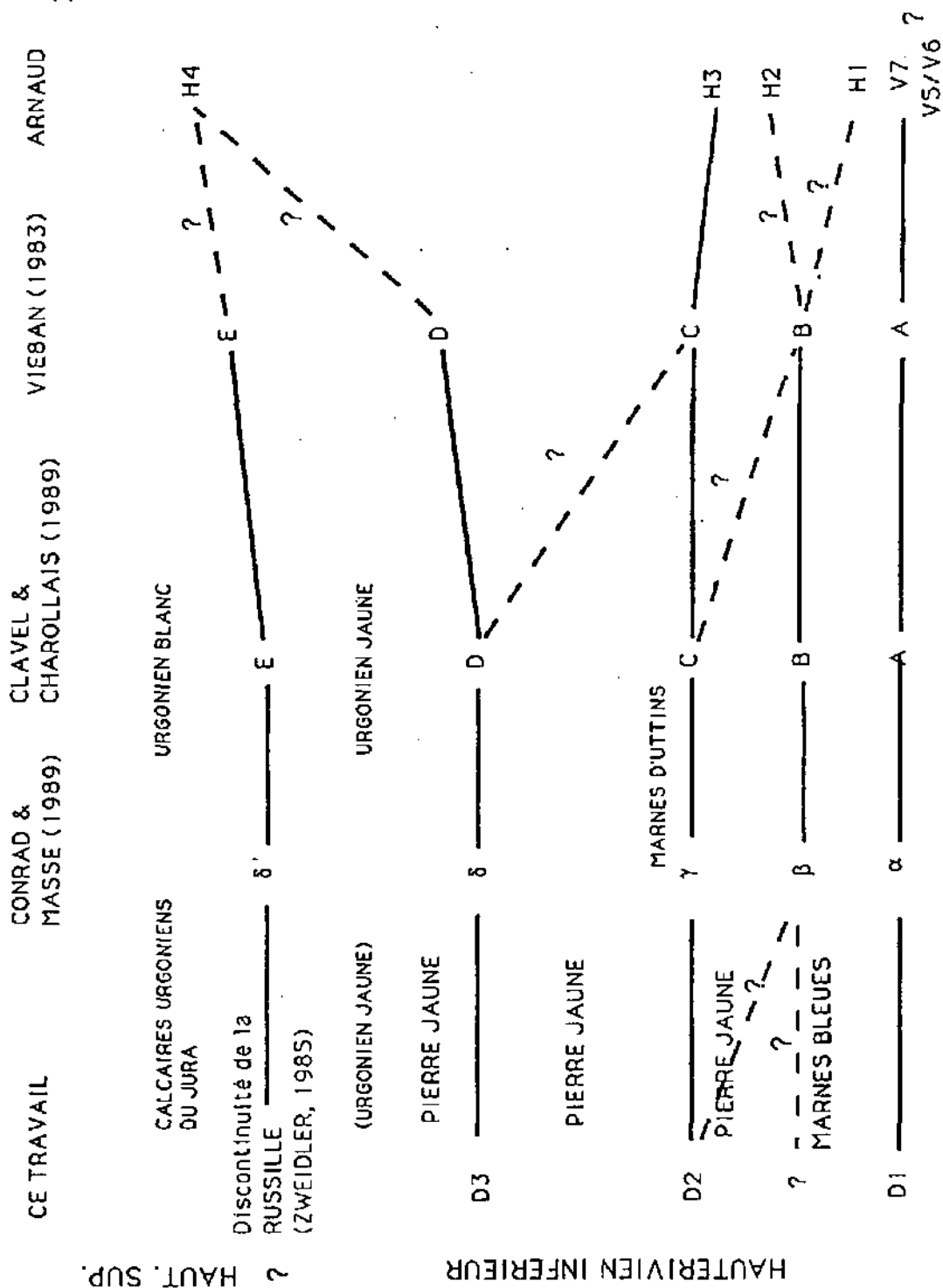


FIGURE 5-9 : Equivalences possibles entre les discontinuités reconnues et celles des auteurs antérieurs

5. CORRELATIONS MINÉRALOGIQUES ET COMPARAISON ENTRE MICROFACIES ET ROENTGENOFACIES

L'analyse minéralogique systématique de tous les échantillons des coupes étudiées permet de donner une description générale de la minéralogie de l'Hauterivien de la région neuchâteloise. Que ce soit en roche totale ou en fractions fines, des associations minéralogiques typiques peuvent être décrites en fonction des deux lithologies principales, les marnes et les calcaires; ces résultats seront mis en relation avec ceux de GINDRAUX & KÜBLER (1989).

5.1. La roche totale

L'analyse de la roche totale n'a pas été faite pour tous les échantillons récoltés, mais seulement pour ceux de 2 coupes et de 2 forages, soit 361 échantillons représentant à peu près également les deux lithologies.

Il en ressort que les marnes ont les teneurs moyennes suivantes :

- 66% de calcite;
- 13% de quartz;
- 9% de phyllosilicates;
- 2% de dolomite;
- 2% de pyrite;
- 0.2% de feldspaths potassiques et plagioclases confondus;
- 8% d'indosés.

La Pierre jaune de Neuchâtel, quant à elle comprend les proportions suivantes :

- 84% de calcite;
- 8% de quartz;
- 3% de phyllosilicates;
- 0.7% de goethite;
- 0.1% de dolomite;
- 0.1% de feldspaths potassiques et plagioclases confondus;
- 4% d'indosés.

De ces valeurs moyennes, on peut déduire que les marnes contiennent, naturellement, moins de calcite et plus de phyllosilicates que les calcaires, mais aussi plus de quartz; par ailleurs, elles se caractérisent par la présence de dolomite (il s'agit en fait plutôt d'ankérite) et de pyrite, alors que la Pierre jaune se distingue par l'existence de goethite (voir Chapitre III, point 4.2.2.). Feldspaths potassiques et plagioclases sont présents en quantité négligeable dans les deux lithologies.

En accord avec GINDRAUX & KÜBLER (1989), on peut définir une association minéralogique typique des marnes constituée de quartz, phyllosilicates, dolomite et pyrite, tandis que les calcaires se distinguent par l'association calcite - goethite.

5.2. Les fractions fines du résidu insoluble

L'analyse des fractions fines du résidu insoluble permet de confirmer les associations dégagées en roche totale, notamment en ce qui concerne la présence de goethite dans les calcaires et celle de pyrite et de dolomite

dans les marnes, ainsi que de préciser la nature des minéraux argileux. Parmi ces derniers, ce sont les smectites qui sont les plus fréquentes, surtout dans les marnes mais aussi, en moindre proportion, dans les calcaires micritiques. Dans la Pierre jaune à faciès oo-bioclastique, elles sont remplacées par des interstratifiés; le rôle de l'hydrodynamisme dans la répartition de ces minéraux est donc prépondérant. Les micas détritiques sont présents dans les deux lithologies. Ils montrent des intensités absolues plus fortes dans les marnes que dans les calcaires; par contre, leurs pourcentages relatifs sont plus élevés dans la Pierre jaune, ceci en raison de la grande diminution de la quantité de smectites (voir chapitre III, points 5.1 et 5.2). La kaolinite, tout comme la chlorite, se retrouve en très faible proportion dans presque tous les échantillons. Cependant, elle apparaît parfois en grande quantité, tant dans les marnes que dans les calcaires, pour former jusqu'à 50% des minéraux argileux; sa distribution est donc indépendante des faciès. En admettant une origine détritique pour ce minéral, il faut invoquer une modification de la source du détritisme, c'est-à-dire du stock initial, ou une variation des conditions de l'altération et/ou du transport. Quelle que soit l'hypothèse retenue, cette présence massive de kaolinite pourrait être utilisée pour faire des corrélations "minéralo-stratigraphiques". La figure 5-10 montre la position de ces maxima dans les différents profils et par rapport aux discontinuités reconnues. Il faut noter que cette kaolinite est surtout observée dans les forages et les coupes proches de Neuchâtel, et donc que des corrélations à plus grande échelle ne sont pas possibles.

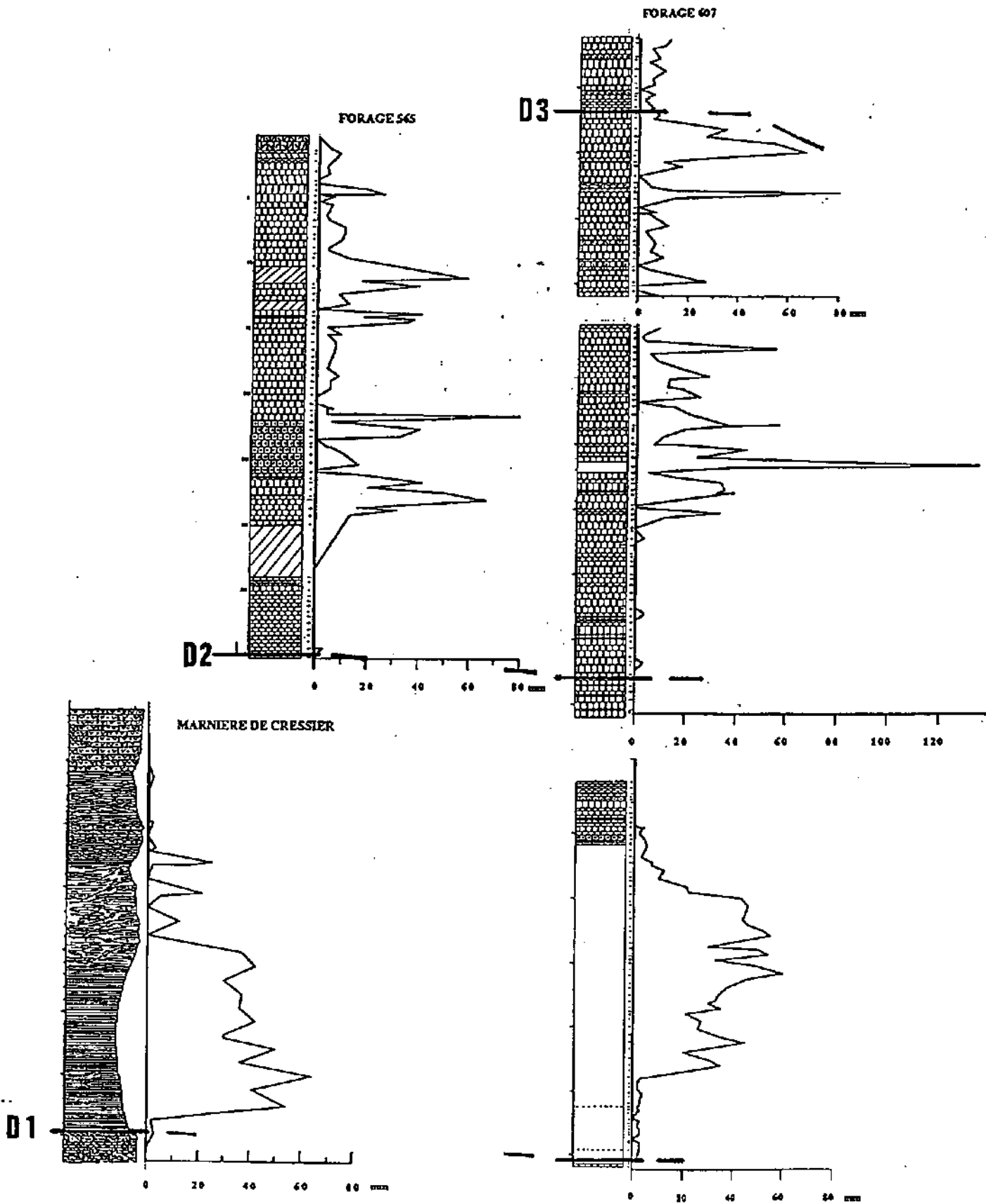
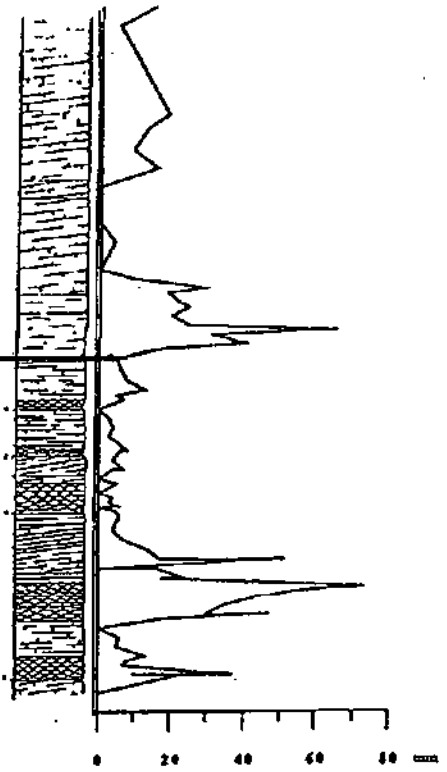


FIGURE 5-10 : Evolution de la minéralogie de la fraction <2~m des différents profils et position des discontinuités

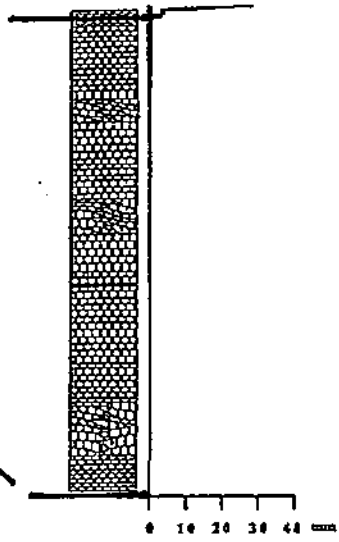
COUPE DE BOUDRY

D RUSSILLE



D3

GORGES DE L'AREUSE

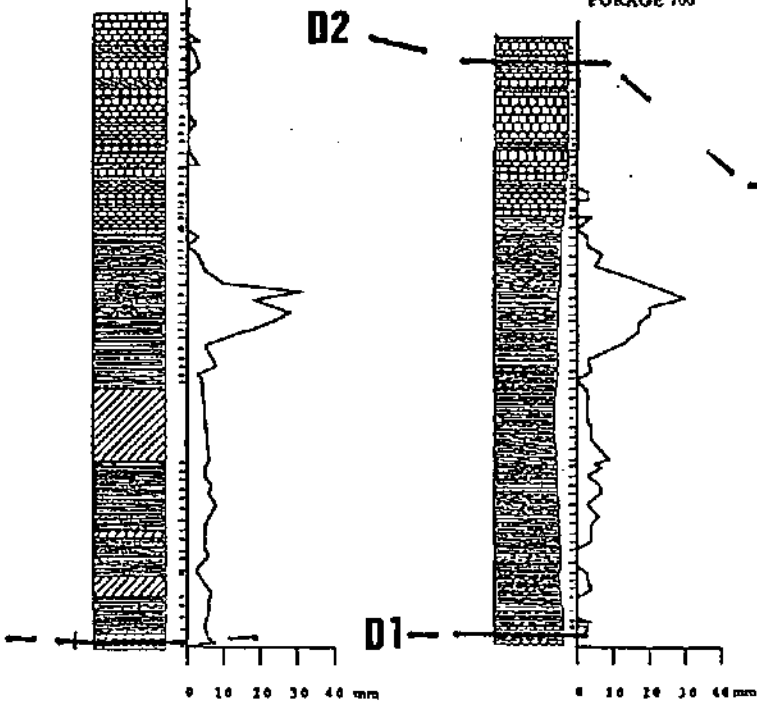


FORAGE 209

D2

FORAGE 700

D1



5.3. Les roentgénofaciès

Les six roentgénofaciès définis au chapitre III ont été comparés aux microfaciès, c'est-à-dire que pour chaque échantillon de chaque classe de diffractogramme, son microfaciès a été relevé. Nous obtenons ainsi une répartition statistique des microfaciès en fonction des roentgénofaciès, indiquée dans le tableau 3 (page suivante). Plus de 800 échantillons ont été considérés pour cette répartition.

Deux groupes ressortent de cette analyse; le premier, formé des roentgénofaciès A, B et C, contient majoritairement des échantillons provenant des microfaciès MB, T1, T2 et T3, c'est-à-dire des Marnes bleues et des niveaux calcaires principalement micritiques, le second constitué par les roentgénofaciès D, E et F, qui comprend les faciès de bordure (T4, B1, B2 et B3), qui sont généralement sparitiques. Dans les grandes lignes, cette répartition correspond bien aux tendances minéralogiques des deux lithologies, à l'exception du roentgénofaciès D, caractérisé par des smectites en faible quantité et beaucoup de kaolinite, dans lequel on s'attendrait plutôt à trouver des microfaciès de talus. En fait, après vérification, il s'avère qu'il se compose essentiellement d'échantillons oolitiques, mais que celles-ci sont complètement micritisées, donc transportées dans un milieu plus calme qui autorise la présence de smectites; quant à la kaolinite, et comme pour les autres roentgénofaciès, elle peut apparaître dans tous les types de faciès.

	ROENT A	ROENT B	ROENT C	ROENT D	ROENT E	ROENT F
MB	214	49	3	2	1	0
T1	43	0	31	0	10	0
T2	104	0	35	0	23	0
T3	39	0	50	0	16	2
T4	5	0	4	3	1	6
B1	0	2	5	5	24	14
B2	13	6	18	19	60	6
B3	3	0	4	3	5	3
TOTAL	421	57	150	32	140	31

POURCENTAGES

MB	51	86	2	6	1	0
T1	10	0	21	0	7	0
T2	25	0	23	0	16	0
T3	9	0	33	0	11	6
T4	1	0	3	9	1	19
B1	0	4	3	16	17	45
B2	3	11	12	59	43	19
B3	1	0	3	9	4	10
TOTAL	100	100	100	100	100	100

TABLEAU 3 : Répartition des microfaciès en fonction des roentgénofaciès (nb. total d'éch.: 831)

Au contraire des travaux de VIEBAN (1983), DARSAC (1983), ADATTE & RUMLEY (1983 et 1984) et ADATTE (1988), il n'est pas possible ici de déduire une répartition des minéraux argileux sur la plate-forme. En effet, étant donné que les milieux de dépôts sont toujours caractéristiques de mer ouverte, qu'aucun faciès de plate-forme interne n'a jamais été reconnu, donc qu'une barrière permettant un tri hydrodynamique des apports détritiques n'existe pas, une telle différenciation n'a pas eu lieu pendant l'Hauteriviens; la présence de kaolinite aussi bien dans les Marnes bleues que dans la Pierre jaune confirme la topographie particulière de cette plate-forme. Seule l'opposition smectites - interstratifiés s'observe, ce qui confirme les résultats des travaux précédents, à savoir que les smectites se trouvent principalement dans les faciès calmes alors que les interstratifiés se rencontrent dans les milieux agités.

5.4. Courbes d'évolution des roentgénofaciès

Le positionnement des classes de diffractogrammes sur un profil de plate-forme carbonatée a été fait de manière approximative, leur emplacement étant analogue à celui du microfaciès qui leur est le plus fréquemment associé. Cette manière de procéder est forcément schématique, puisqu'il faudrait tenir compte de la dispersion des roentgénofaciès par rapport aux microfaciès, ce qui n'est pas possible pour la représentation graphique.

Nous observons donc les correspondances suivantes :

- les roentgénofaciès A et B avec le microfaciès MB;
- C avec T3;
- D et E avec B2;
- F avec B1.

Les figures 5-11 et 5-12 montrent les courbes d'évolution des roentgénofaciès et des microfaciès pour le forage 565 et la coupe des Gorges de l'Areuse. L'allure de ces courbes est dans l'ensemble tout à fait comparable, à deux exceptions près. Premièrement, les faciès de transgression (T1) surmontant les discontinuités D2 et D3 ne correspondent pas toujours aux roentgénofaciès les plus externes (A et B), mais souvent aux types C (smectites en faible proportion) et E (interstratifiés). Ceci peut s'expliquer par le caractère "mélangé" de ces faciès, qui remobilisent fréquemment les niveaux sous-jacents. Il faut aussi noter que ces faciès ne correspondent jamais aux roentgénofaciès à kaolinite (voir tableau 3).

Le deuxième cas concerne les faciès oolitiques de bordure B2 du sommet du forage 565, qui montrent des assemblages minéralogiques de type A ou B. Ces calcaires sont constitués d'oolites micritiques, en grande partie dissoutes; l'observation de portions micritiques dans les lames minces permet de supposer le transport de ces oolites dans un milieu plus calme. Cependant, la présence d'une telle quantité de smectites dans la fraction argileuse reste difficile à interpréter.

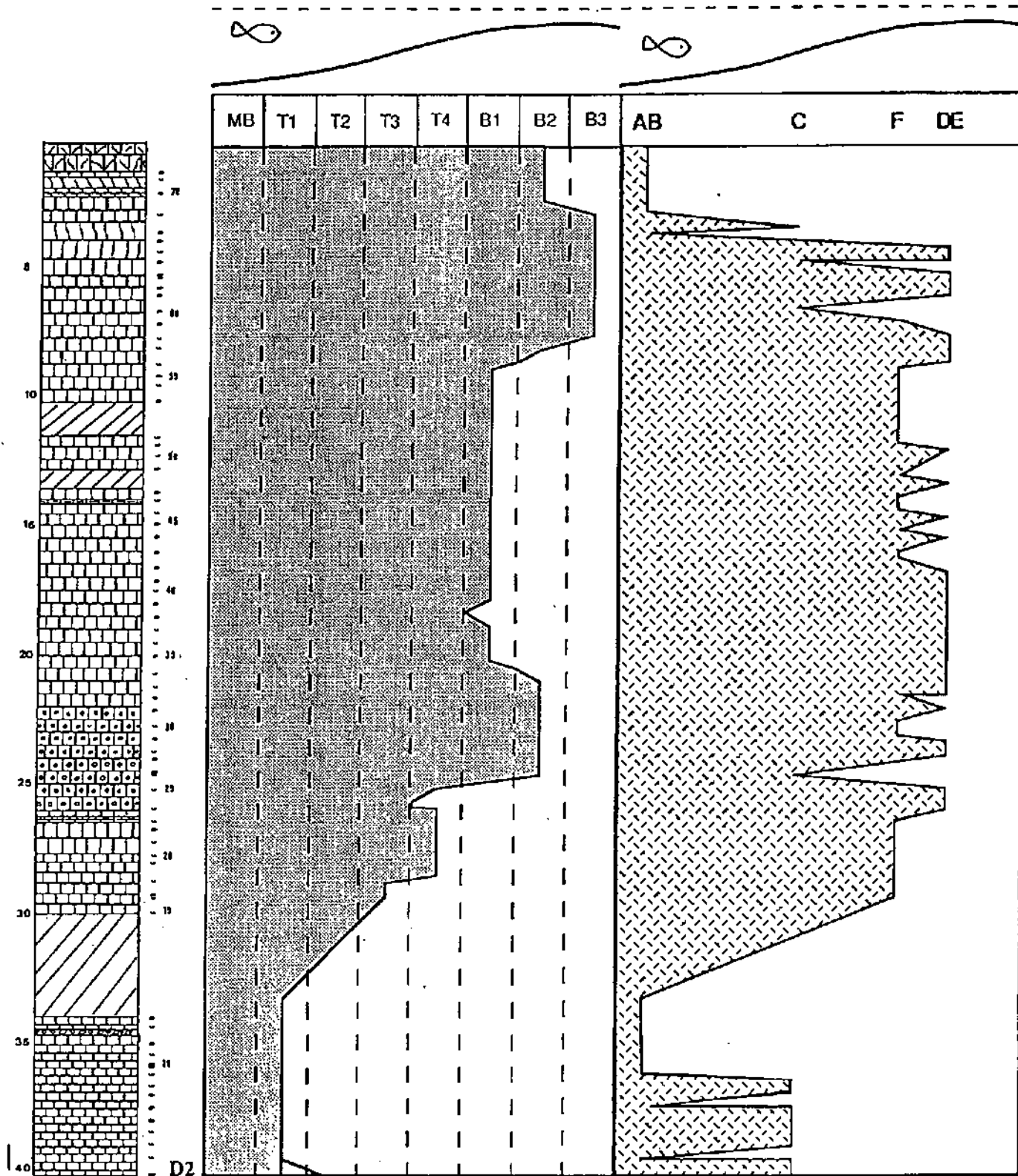


FIGURE 5-11 : Comparaison des courbes d'évolution des roentgénofaciès et des microfaciès du forage 565

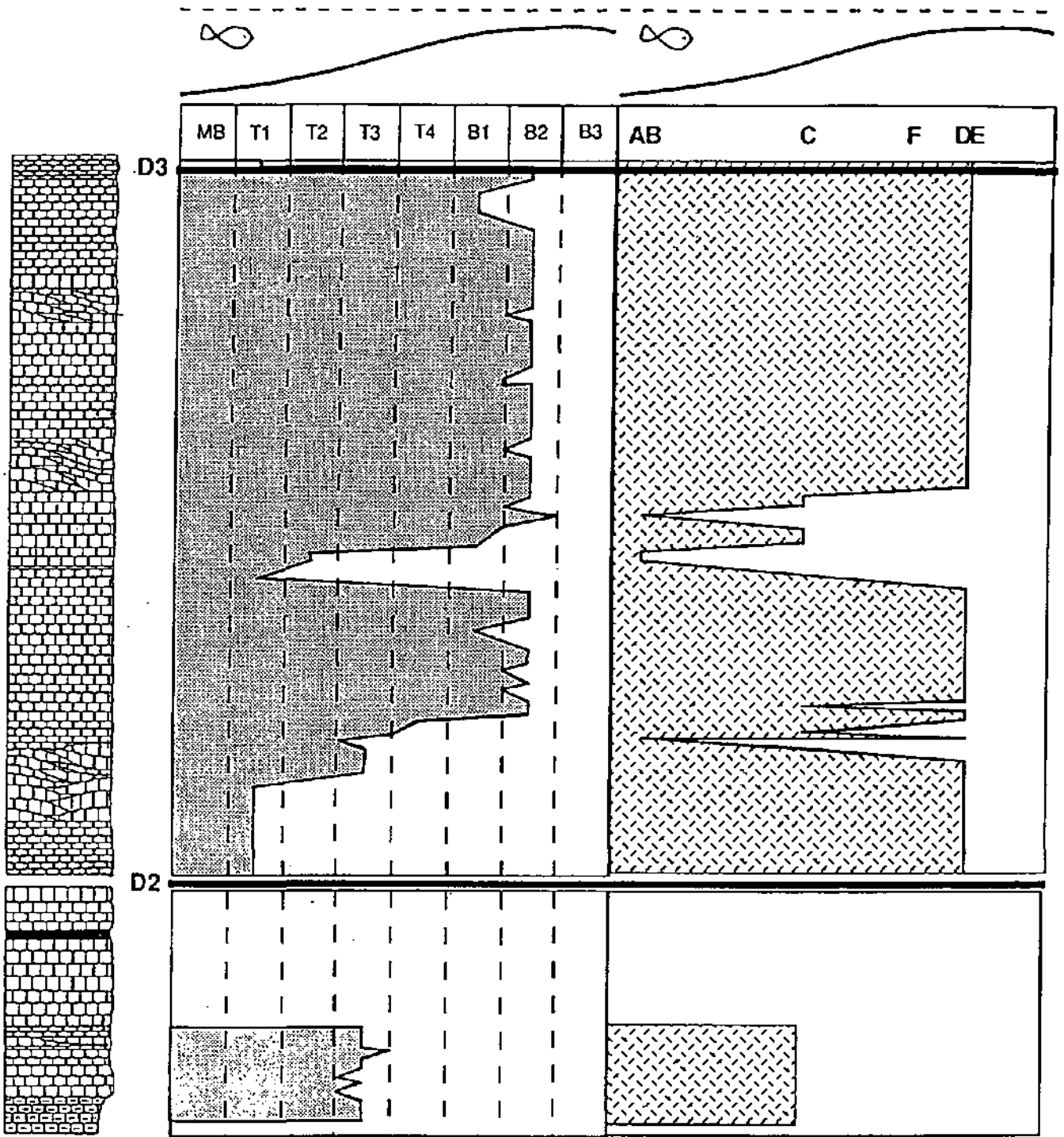


FIGURE 5-12 : Comparaison des courbes d'évolution des roentgénofaciès et des microfaciès de la coupe des Gorges de l'Areuse

6. CONCLUSION GENERALE

Malgré les problèmes de corrélations des discontinuités, il a quand même été possible, dans la région neuchâteloise, de dégager trois séquences sédimentaires principales durant l'Hauterivien. La première est formée des Marnes bleues d'Hauterive et du passage à la Pierre jaune de Neuchâtel; elle représente une sédimentation de mer ouverte, de milieu d'abord calme (marnes) devenant graduellement plus agité, entraînant l'apparition des faciès calcaires. Selon la terminologie de VAIL et al. (1987), nous avons ici un système transgressif suivi d'un prisme de haut niveau, qui, par aggradation, comble peu à peu l'espace disponible sur la plate-forme ennoyée. Bien qu'apparemment continue, il n'est pas exclu que cette séquence soit en fait constituée de deux systèmes transgressifs successifs, mettant en contact des sédiments marneux du même type (niveau glauconieux de Cressier, discontinuités B et β).

Cette séquence, est terminée par la discontinuité D2, suivie de faciès riches en quartz interprétés comme un nouvel épisode transgressif. Il devient ensuite plus difficile d'interpréter les séries sus-jacentes selon le modèle de VAIL, l'espace disponible étant très rapidement comblé et la sédimentation se faisant ensuite sous la forme de corps sableux dont le matériel est fortement remanié sous l'action des courants. KIRALY (1964 et 1965) suppose que les faciès oo-bioclastiques à stratification entrecroisée sont dus à "un ancien delta sous-marin complexe, où les sédiments avaient été accumulés par des courants venus du N-NW." Toute corrélation précise dans un tel milieu est impossible, des "discontinuités" locales pouvant être admises entre chaque corps sédimentaire. Néanmoins, une discontinuité D3 peut être reconnue au sommet de cet ensemble, suivie elle aussi d'un événement transgressif caractérisé par des faciès riches en quartz. Mais, encore une fois, le comblement se fait rapidement et une sédimentation du même type que précédemment se met en place. Seuls quelques algues vertes, dénotant d'un caractère plus interne, laissent présager de la réinstallation d'une plate-forme carbonatée plus typique, qui aura lieu après la discontinuité de la Russille décrite par ZWEIDLER (1985) et qui verra l'apparition des faciès urgoniens.

Au niveau des corrélations des discontinuités, on peut, avec certitude faire correspondre D1 avec A de CLAVEL & CHARROLLAIS et de VIEBAN, α de CONRAD & MASSE, V5 ou V6 d'ARNAUD; D2 est plus difficile à corréler, mais il semble réaliste de la faire correspondre à γ , C et H3 des auteurs cités; quant à D3, elle se relie à δ , D, et éventuellement H4. De ces propositions, il découle que, à Neuchâtel, une séquence sédimentaire pendant l'épisode des Marnes bleues n'est pas représentée, ou, plus probablement, n'est pas différenciée.

L'étude minéralogique a permis de mettre en évidence le lien entre les minéraux des fractions fines et les milieux de dépôt, surtout par l'opposition smectites - interstratifiés. Par contre, la distribution des autres minéraux argileux, la kaolinite notamment, dans tous les types faciès confirme le caractère particulier de la plate-forme hauterivienne.

BIBLIOGRAPHIE

ADATTE, T. (1988) : Etude sédimentologique, minéralogique, micropaléontologique et stratigraphique du Berriasien-Valanginien du Jura Central. Thèse, Université de Neuchâtel, 478 pages.

ADATTE, T. & RUMLEY, G. (1983) : Microfaciès, micropaléontologie, minéralogie et stratigraphie de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de Sainte-Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). Trav. de diplôme. Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel, 86 pages.

ADATTE, T. & RUMLEY, G. (1984) : Microfaciès, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de Sainte-Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. tome 107: 221-239.

ADATTE, T. & RUMLEY, G. (1987) : Cretaceous from the Jura mountains. Third international Cretaceous symposium, Tübingen, field-guide excursion A, part 3: 69-91.

ADATTE, T. & RUMLEY, G. (1989) : Sedimentology and Mineralogy of the Valanginian and Hauterivian in the Stratotypic Region (Jura mountains, Switzerland). - In: WIEDMANN, J. (Ed.), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, pp. 329-351. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

ARNAUD, H. (1981) : De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech. 804 pages, 3 vol., mém. No. 12. Géologie alpine.

ARNAUD-VANNEAU, A. (1980) : Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors et de la Chartreuse. 873 pages, 3 vol., mém. No. 11. Géologie alpine.

ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., ADATTE, T., ARGOT, M., RUMLEY, G., THIEULOUY, J.-P. (1987) : The lower Cretaceous from the Jura platform to the vocontian basin (Swiss Jura, France). Third international Cretaceous symposium, Tübingen, field-guide excursion D, 128 pages.

ARNAUD-VANNEAU, A. & MASSE J.-P. (1989) : Les foraminifères benthiques des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien pro parte du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse), in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 257-276.

AUBERT, D. (1975) : L'évolution du relief jurassien. *Eclogae geol. Helv.* 68/1: 1-

BARBIER, R. & THIEULOY, J.-P. (1985) : Rapports : étage Berriasien et étage Valanginien. Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, septembre 1963), Mémoires du BRGM No 34: 69-84.

BARTENSTEIN, H. (1989) : Foraminifera from the "séries marno-calcaires" (lower Hauterivian of the Jura Mountains of Switzerland and France). Index fossils and selected important species, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 187-203.

BATHURST, R.G.C. (1971) : Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology 12, 658 pages, Elsevier, Amsterdam - Oxford - New-York.

BAUMBERGER, E. (1901) : Über Facies und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. Wiss. Beil. Ber. Töchterschule Basel : 1-44, Basel.

BAUMBERGER, E. (1903 - 1910) : Fauna der untern Kreide im westschweizerischen Jura. Abh. schweiz. palont. Ges. I (1903) 30: 60 S., Taf. 1-3; II (1906a) 32: 80 S., Taf. 4-13; III (1906b) 33: 29 S., Taf. 14-18; IV (1907) 34: 45 S., Taf. 19-24; V (1908) 35: 40 S., Taf. 25-28; VI (1910) 36: 57 S. Taf. 29-33, Basel.

BAUMBERGER, E. & MOULIN, H. (1899) : La série néocomienne à Valangin. Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 26: 151-210.

BERTSCHY, R. (1958) : Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson. Eclogae geol. Helv., 51: 217-265, Basel.

BIRKELUND, T., HANCOCK, J.M., HART, M.B., RAWSON, P.F., REMANE, J., ROBASYNSKI, F., SCHMID, F. & SURLYK, F. (1984) : Cretaceous Stage Boundaries - Proposals. Bull. geol. Soc. Denmark, vol. 33: 3-20.

BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1980) : Crystal structures of clay minerals and their XR identification. 495 pages, Mineralogical Society, London.

BURRI, F. (1956) : Die Rhynchonelliden der unteren Kreide (Valanginien-Barrémien) im westschweizerischen Juragebirge. Eclogae geol. Helv. 49/2: 600-701.

BUSNARDO, R. & THIEULOY, J.-P. (1989) : Les ammonites de l'Hauterivien jurassien: révision des taunes de la région du stratotype historique de l'étage Hauterivien, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 101-147.

CAMPICHE, G. (1853) : Enumération des terrains des environs de Ste-Croix.

Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 3: 253.

CHAMLEY, H. (1989)¹⁴: Clay sedimentology. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, etc., 623 pages.

CHAROLLAIS, J., CLAVEL, B., BUSNARDO, R. & MAURICE, B. (1989) : L'Hauterivien du Jura du bassin genevois, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 49-72.

CLAVEL, B. & CHAROLLAIS, J. (1989a) : Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 291-298.

CLAVEL, B. & CHAROLLAIS, J. (1989b) : Corrélation des formations hauteriviennes du Jura méridional au Jura neuchâtelois, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 299-305.

CONRAD, M.A. & MASSE, J.-P. (1989a) : Les algues calcaires des formations carbonatées de l'Hauterivien-Barrémien pro parte du Jura vaudois et neuchâtelois (Suisse), in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 277-290.

CONRAD, M.A. & MASSE, J.-P. (1989b) : Corrélation des séries carbonatées de l'Hauterivien et du Barrémien pro parte dans le nord-ouest vaudois (Suisse), in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 307-322.

COQUAND, H. (1871) : Sur le Klippenkalk des départements du Var et des Alpes maritimes. Bull. Soc. géol. de France, t.28, 2ème série: 208-234.

DARSAC, C. (1983) : La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain-Savoie). 316 pages, thèse, Grenoble.

DEBELMAS, J. & THIEULOY, J.-P. (1965) : Rapport sur l'étage Hauterivien. Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, septembre 1963), Mémoires du BRGM No 34: 85-96.

DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSMANN, J. (1978) : An introduction to the rock-forming minerals. Longman, 528 pages.

DE MONTMOLLIN, A. (1835) : Mémoire sur le terrain crétacé du Jura. Mém. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 1: 49-65.

DESOR, E. (1854) : Quelques mots sur l'étage intérieur du groupement néocomien (étage valanginien). Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 3: 172-180.

DESOR, E. & GRESSLY, A. (1859) : Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. Mém. Soc. neuch. Sci. nat. 4: 1-159.

DUNHAM, R. J. (1962) : Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol. 1: 108-121.

ELF-AQUITAINE (1975) : Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1. Eléments d'analyse. ELF-AQUITAINE, Centre de Recherches de Boussens et de Pau, 173 pages.

ELF-AQUITAINE (1977) : Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2. Eléments d'interprétation. ELF-AQUITAINE, Centre de Recherches de Boussens et de Pau, 231 pages.

FAUCONNIER, D. (1989) : Palynologie du stratotype historique de l'Hauterivien, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 233-255.

FLUEGEL, E. (1982) : Microfacies Analysis of Limestones. 633 pages, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-NewYork.

FOLK, R. L. (1959) : Practical petrographical classification of limestones. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 43/1: 1-38.

GIGNOUX, M. (1960) : Géologie stratigraphique. 759 pages, Masson & Cie, Paris.

GINDRAUX, G. & KUBLER, B. (1989) : Analyse minéralogique de quatre coupes de l'Hauterivien de la région neuchâteloise. Exemple de l'analyse multivariée au service de la lithostratigraphie, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 81-100.

GUILLAUME, S. (1966-1967) : Le Crétacé du Jura français. Bull. Bur. Rech. géol. min., 1966, Nos.1: 1-43; 2: 2-79; 3: 11-79; 6: 65-140; 1967, No.1: 155-193, Paris.

GYGI, R.A. & PERSOZ, F. (1986) : Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. Eclogae geol. Helv., Vol. 79, Nr. 2: 385-454.

HAEFELI, Ch., MAYNC, W., OERTLI, H.J. & RUTSCH, R.F. (1965) : Die Typus-profile des Valanginien und Hauterivien. Bull. Cor. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing. 31: 41-75.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987) : Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156-1167.

HOEDEMAEKER, P. J. & BULOT, L. (1990) : Preliminary ammonite zonation for

the lower cretaceous of the mediterranean region. *Géologie Alpine*, t. 66: 123-127.

JACCARD, A. (1869) : Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. *Mat. carte géol. suisse*, 6: 336 pages, 8 pl.

JORDI, H.-A. (1955) : Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mittelländische Molasse). *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF 99: 1-89, Bern.

KETTIGER, Ch. (1981) : Microfaciès, pétrographie, minéralogie et évolution des milieux de dépôts de l'"Oxfordien" de la Vraconnaz et du Malm supérieur des Gorges de Noirvaux. Travail de diplôme, Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel.

KILLIAN, W. (1895) : Note stratigraphique sur les environs de Sisteron et contributions à la connaissance des terrains secondaires du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. France* (3) 23: 73-80, Paris.

KIRALY, L. (1964) : Etude de la stratification entrecroisée dans la Pierre jaune (Hauterivien supérieur) aux environs de Neuchâtel (Suisse). *Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat.* 87: 181-207.

KIRALY, L. (1965) : Structure sédimentaire et composition de la "Pierre jaune" (Hauterivien sup.) des environs de Neuchâtel (Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 58: 789-798, Bâle.

KIRALY, L. & PERSOZ, F. (1971) : Distribution des intensités des raies de diffraction X : Estimation de la surface des raies sur diffractogramme. *Bull. suisse de min. et pétr.*, vol.51/1: 235-244.

KLOTZ, W. (1986) : Fazies und Feinstratigraphie in der Unterkreide der Region Orbe / La Sarraz (Jura nord-vaudois, Suisse). Diplomarbeit, Geowissenschaften und Geographie Institut der Technischen Hochschule Darmstadt, 108 pages.

LIPPMANN, F. (1973) : *Sedimentary Carbonate Minerals*. 228 pages, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-NewYork.

MANIVIT, H. (1989) : Nannoplancton de l'Hauterivien marneux du Jura, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). *Mém. Soc. neuch. Sc. nat.*, tome XI: 223-231.

MASSE, J.-P., CONRAD, M.A. & REMANE, J. (1989) : Le "Calcaire à *Pachytraga tubiconcha*" (rudiste), épisode urgonien de l'Hauterivien carbonaté du Jura franco-suisse, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). *Mém. Soc. neuch. Sc. nat.*, tome XI: 73-80.

OERTLI, H.J. (1989) : Ostracoda from the historical type region of the

hauterivien stage in the Jura Mountains, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 205-222.

OINUMA, K., SHIMODA, S. & SUDO, T. (1972) : Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. Jour. of the Tokyo Univ., Gene. Educ. 15: 1-33.

PARHAM, W.E. (1966) : Lateral variation of clay mineral assemblages in modern and ancient sediments. Proc. int. Clay Conf., Jerusalem 1: 135-145.

PERSOZ, F. (1969) : Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction X. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, vol.3, No.2: 329-355.

PERSOZ, F. (1982) : Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. Mat. pour la carte géol. de la Suisse, nouvelle série, 155ème livraison, 52 pages.

PERSOZ, F. & KUEBLER, B. (1968) : Etude pétrographique des roches carbonatées: la limite Jurassique-Crétacé dans quelques sondages et affleurements du Jura neuchâtelois. Eclogae geol. Helv., 61/2: 504-507.

PERSOZ, F. & REMANE, J. (1976) : Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien. Eclogae geol. Helv., 69/1: 1-38.

PERSOZ, F. & STEINHAUSER, N. (1970) : Microfaciès, pétrographie et géochimie du Crétacé inférieur de Molard-de-Vions (Jura méridional). C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève (n.s.), 5/2-3: 177-190.

PORRENGA, D.H. (1966) : Clay minerals in Recent sediments of the Niger Delta. Proc. 16th nat. Conf. Clays Clay Mineral. In : Clays and Clay Minerals, 221-233. Pergamon, New York.

PURSER, B.H. (1980) : Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1, Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse. Editions Technip, 366 pages, Paris.

PURSER, B.H. (1983) : Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 2, Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents; application à l'interprétation des calcaires anciens. Editions Technip, 389 pages, Paris.

RAMSEYER, M. (1984) : Microfaciès et minéralogie du passage Dogger/Malm dans la région du Val-de-Travers (NE). Trav. de diplôme. Institut de Géologie de Neuchâtel, 85 pages.

RAMSEYER, M. (1985) : Microfaciès et minéralogie du passage Dogger-Malm dans la région du Val-de-Travers (NE). Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. tome 108: 163-181.

REMANE, J. (1982) : Die Kreide des Neuenburger Juras. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 64: 47-59.

REMANE, J. (Ed.) (1989) : Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mémoires de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles, tome XI, 322 pages.

REMANE, J. (1989) : The historical type Hauterivian of the Jura Mountains: original definition, actual concept, lithostratigraphic subdivision, in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 9-18.

REMANE, J., BUSNARDO, R., CHAROLLAIS, J., CLAVEL, B. & THIEULOY, J.-P. (1989) : Description de profils dans l'Hauterivien de la région neuchâteloise, du Mont-de-Chamblon et des environs de Sainte-Croix (cantons de Neuchâtel et de Vaud, Suisse), in: REMANE, J. (Ed.), Révision de l'étage hauterivien (région type et environs, Jura franco-suisse). Mém. Soc. neuch. Sc. nat., tome XI: 19-48.

RENEVIER, E. (1874) : Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leurs synonymes et les principaux fossiles de chaque étage. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 13: 218-252.

REY, J.-PH. & KUBLER, B. (1983) : Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63: 13-36.

RUMLEY, G. & ADATTE, T. (1983) : Méthode rapide de séparation des fractions < 2 μ m et 2-16 μ m pour l'analyse par diffraction X. Cahiers de l'Institut de Géologie, série A-G, 4 pages.

RUTSCH, R. F. & BERTSCHY, R. (1955) : Der Typus des Néocomien. *Eglogae geol. helv.* 48/2: 353-360.

SCHARDT, H. (1899) : Sur un lambeau de calcaire cénomannien dans le Néocomien à Cressier. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 26: 239-250.

SCHARDT, H. (1900) : Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse, juillet-août 1899. *Eglogae geol. Helv.* 6: 124-155, Bâle.

SCHARDT, H. & DUBOIS, A. (1903) : Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois). Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 30: 195-352, Neuchâtel et *Eglogae geol. Helv.* 7: 367-476, Bâle.

STRASSER, A. (1986) : Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of

the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727.

THIRRIA, E. (1836) : Mémoire sur le terrain jura-crétacé de la Franche-Comté. *Ann. des mines*, 3^è sér. 10: 95-146.

THURMANN, J. (1836) : Séance de la Société géologique de France du 16 mai 1836. *Bull. Soc. géol. de France*, t.VII: 207-211.

TRUMPY, R. (1980) : *Geology of Switzerland; a guide-book. Part A: An outline of the geology of Switzerland.* Edited by Schweizerische Geologische Kommission: 104 p. 46 fig. 1 table and 1 plate.

VAIL, P. R., COLIN, J.-P., DU CHENE, R. J., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. (1987) : La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. de France* (8), t. III. no. 7: 1301-1321.

VIEBAN, F. (1983) : Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie). *Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie.* Thèse, Université de Grenoble, 293 pages.

ZWEIDLER, D. (1985) : Genèse des gisements d'asphalte des formations de la Pierre jaune de Neuchâtel et des Calcaires urgoniens du Jura (Jura neuchâtelois et nord vaudois, Suisse). Thèse, Université de Neuchâtel, 108 pages.

LISTE DES FIGURES, TABLEAUX ET PLANCHES

	Pages
FIGURE 1-1 : Situation géographique de la région étudiée	11
FIGURE 1-2 : Carte structurale du Jura franco-suisse, d'après TRUMPY (1980).....	12
FIGURE 1-3 : Carte paléogéologique à la base du Tertiaire d'après TRUMPY (1980).....	13
FIGURE 1-4 : Répartition actuelle du Crétacé du Jura d'après AUBERT (1975).....	14
FIGURE 1-5 : Carte paléogéographique du SE de la France au Crétacé inférieur d'après ARNAUD (1982).....	15
FIGURE 1-6 : Profil synthétique du Crétacé de la région neuchâteloise d'après REMANE (1982).....	16
FIGURE 1-7 : Région concernée par ce travail et localisation des coupes et forages étudiés.....	18
FIGURE 1-8 : Evolution de la nomenclature du Crétacé inférieur au cours du XIXème siècle, à partir de REMANE (1982), complété par ADATTE & RUMLEY (1989).....	22
FIGURE 1-9 : Extrait du Tableau des Terrains sédimentaires du Crétacé inférieur, d'après RENEVIER (1874).....	22
FIGURE 1-10 : Evolution des limites inférieures et supérieures de l'Hauterivien jusqu'au Colloque sur le Crétacé inférieur de Lyon (1963), selon THIEULOUY in DEBELMAS & THIEULOUY, 1965	26
FIGURE 1-11 : Zones d'ammonites et répartition des faunes caractéristiques en regard d'une série synthétique de l'Hauterivien de la région neuchâteloise, d'après BUSNARDO & THIEULOUY (1989).....	27
FIGURE 2-1 : Classification des oolites selon STRASSER (1989).....	32
FIGURE 2-2 : La classification de FOLK (1959).....	33
FIGURE 2-3 : Classification de DUNHAM (1962), d'après Elf-Aquitaine (1975).....	34
FIGURE 2-4 : Correspondance entre les classifications de FOLK et de DUNHAM, le type de dépt et l'hydrodynamisme (d'après ARNAUD, 1981).....	34
FIGURE 2-5 : Zonations horizontales et verticales d'une plate-forme carbonatée type (d'après ARNAUD, 1981).....	36
FIGURE 2-6 : Positionnement des microfaciès sur un profil type de plate-forme carbonatée	37

FIGURE 3-1 :	Composition minéralogique de la coupe du Molard de Vions, selon PERSOZ & STEINHAUSER(1970)	52
FIGURE 3-2 :	Corrélations minéralostratigraphiques basées sur la kaolinite entre la région neuchâteloise et le Lac d'Annecy, selon PERSOZ (1982)	54
FIGURE 3-3 :	Parallélisme entre la courbe d'évolution des microfaciès et celle des roentgénofaciès des coupes de Sillens et de Barterand, selon VIEBAN (1983).....	55
FIGURE 3-4 :	Répartition des minéraux argileux et accessoires sur un profil type de plate-forme carbonatée, selon VIEBAN (1983).....	56
FIGURE 3-5 :	Répartition des minéraux argileux et accessoires sur un profil type de plate-forme carbonatée, selon ADATTE & RUMLEY (1985).....	58
FIGURE 3-6 :	Associations minéralogiques principales des formations lithologiques de plusieurs coupes l'Hauterivien du Jura neuchâtelois et vaudois, selon GINDRAUX & KÜBLER (1989).....	59
FIGURE 3-7 :	Diffractionogramme de roche totale typique des Marnes bleues d'Hauterive (échantillon FB.26, forage 700)	64
FIGURE 3-8 :	Diffractionogramme de roche totale typique de la Pierre jaune de Neuchâtel (échantillon FB.77, forage 700).....	65
FIGURE 3-9 :	Position des réflexions basales de différents minéraux argileux, dont les smectites, en fonction de leur chimisme et de divers traitements diagnostiques, d'après BRINDLEY & BROWN (1980).....	67
FIGURE 3-10 :	Diffractionogramme des Marnes bleues d'Hauterive avec un pic de smectites à 15 Å; les réflexions 002, 003 et 005 sont également visibles (échantillon FD.41, forage 209).....	68
FIGURE 3-11 :	Diffractionogramme des Marnes bleues d'Hauterive avec un pic de smectites à 12 Å (échantillon 9118, coupe de la Marnière de Cressier).....	70
FIGURE 3-12 :	Deux différentes formes d'interstratifiés se déplaçant vers 17 Å après saturation à l'éthylène-glycol (échantillons GB.3 (en haut) et GB.12 (en bas), coupe des Gorges de l'Areuse	71
FIGURE 3-13 :	Diffractionogramme montrant la kaolinite en grande quantité (intensité encore plus forte dans la fraction < 2 µm) (échantillon FA.193, forage 607)	72
FIGURE 3-14 :	Diffractionogramme de Pierre jaune montrant la présence de lépidocrocite et de goethite (échantillon N.41, coupe de la Vallée du Nozon).....	74
FIGURE 3-15 :	Diffractionogrammes montrant la transformation d'anatase en rutile après chauffage à plus de 650°(d'après ADATTE, 1988).....	75

FIGURE 3-16 :	Diffractogrammes types des roentgénofaciès A et B. A : Coupe du Nozon, N.27 < 2 μm normal B : Forage 607, 607.88 < 2 μm normal	81
FIGURE 3-17 :	Diffractogrammes types des roentgénofaciès C et D. C : Coupe de Boudry, BO.51 < 2 μm normal D : Coupe de Cressier, 9099 < 2 μm normal.....	82
FIGURE 3-18 :	Diffractogrammes types des roentgénofaciès E et F. E : Coupe de Champ du Moulin, CM.35 < 2 μm normal F : Forage 565, 565.45/1 < 2 μm normal.....	83
FIGURE 3-19 :	Plages de références des micas sur le diagramme triangulaire de REY-KUBLER (1983).....	84
FIGURE 3-20 :	Les micas de la fraction < 2 μm . 1. Coupe de Cressier 2. Forage 565 3. Forage 700 4. Coupe de Corcelles 5. Coupe de Boudry	86
FIGURE 3-21 :	Les micas de la fraction 2-16 μm . 1. Coupe de Cressier 2. Forage 565 3. Forage 700 4. Coupe de Corcelles 5. Coupe de Boudry	87
FIGURE 3-22 :	Les micas de la Pierre jaune et des Marnes bleues. 1. Pierre jaune, fraction < 2 μm 2. Pierre jaune, fraction 2-16 μm 3. Marnes bleues, fraction < 2 μm 4. Marnes bleues, fraction 2-16 μm	88
FIGURE 4-1 :	Situation géographique de la coupe de Cressier.....	89
FIGURE 4-2 :	Coupe de Cressier; lithologie (d'après REMANE, 1982) et répartition des ammonites (d'après BUSNARDO & THIEULOY, 1989).....	91
FIGURE 4-3 :	Minéralogie des fractions inférieure à 2 et 2-16 μm de la coupe de Cressier (pourcentages relatifs).....	93
FIGURE 4-4 :	Minéralogie des fractions inférieure à 2 et 2-16 μm de la coupe de Cressier (intensités absolues).....	94
FIGURE 4-5 :	Indices d'aigu des préparations glycolées des fractions <2 et 2-16 μm de la coupe de Cressier	95
FIGURE 4-6 :	Situation géographique du forage 565.....	96
FIGURE 4-7 :	Evolution des microfaciès du forage 565.....	98
FIGURE 4-8 :	Minéralogie des fractions inférieure à 2 et 2-16 μm du forage 565 (pourcentages relatifs)	99
FIGURE 4-9 :	Minéralogie des fractions inférieure à 2 et 2-16 μm du forage 565 (intensités absolues).....	100

FIGURE 4-10 : Situation géographique du forage 607	101
FIGURE 4-11 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 607, partie inférieure	103
FIGURE 4-12 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 607, partie médiane.....	104
FIGURE 4-13 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 607, partie supérieure	105
FIGURE 4-14 : Minéralogie de la roche totale du forage 607, partie inférieure	106
FIGURE 4-15 : Minéralogie de la roche totale du forage 607, partie médiane.....	107
FIGURE 4-16 : Minéralogie de la roche totale du forage 607, partie supérieure.....	108
FIGURE 4-17 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie inférieure (pourcentages relatifs)	109
FIGURE 4-18 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie inférieure (intensités absolues)	110
FIGURE 4-19 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie médiane (pourcentages relatifs).....	111
FIGURE 4-20 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie médiane (intensités absolues).....	112
FIGURE 4-21 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie supérieure (pourcentages relatifs).....	113
FIGURE 4-22 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 607, partie supérieure (intensités absolues).....	114
FIGURE 4-23 : Situation géographique du forage 700.....	115
FIGURE 4-24 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 700.....	117
FIGURE 4-25 : Minéralogie de la roche totale du forage 700.....	118
FIGURE 4-26 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 700 (pourcentages relatifs).....	119
FIGURE 4-27 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 700 (intensités absolues).....	120
FIGURE 4-28 : Situation géographique du forage 209.....	121
FIGURE 4-29 : Courbe d'évolution des microfaciès du forage 209.....	123
FIGURE 4-30 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 209 (pourcentages relatifs).....	124
FIGURE 4-31 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm du forage 209 (intensités absolues).....	125
FIGURE 4-32 : Situation géographique de la coupe de Corcelles.164.....	126
FIGURE 4-33 : Evolution des microfaciès de la coupe de Corcelles.....	127
FIGURE 4-34 : Minéralogie de la roche totale de la coupe de Corcelles	128
FIGURE 4-35 : Minéralogie des fractions < 2 et 2-16 μm de la coupe de Corcelles (pourcentages relatifs et intensités absolues).....	128
FIGURE 4-36 : Situation géographique de la coupe des Gorges de l'Areuse.....	1219

FIGURE 4-37 : Evolution des microfaciès de la coupe des Gorges de l'Areuse.....	131
FIGURE 4-38 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 µm de la coupe des Gorges de l'Areuse (pourcentages relatifs).....	133
FIGURE 4-39 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 µm de la coupe des Gorges de l'Areuse (intensités absolues).....	134
FIGURE 4-40 : Situation géographique de la coupe de Boudry.....	135
FIGURE 4-41 : Description lithologique de la coupe de Boudry (d'après ZWEIDLER, 1985).....	136
FIGURE 4-42 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 µm de la coupe de Boudry (pourcentages relatifs).....	137
FIGURE 4-43 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 µm de la coupe de Boudry (intensités absolues).....	138
FIGURE 4-44 : Situation géographique de la coupe de Champ du Moulin	139
FIGURE 4-45 : Evolution des microfaciès de la coupe de Champ du Moulin	141
FIGURE 4-46 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 µm de la coupe de Champ du Moulin (pourcentages relatifs).....	142
FIGURE 4-47 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 µm de la coupe de Champ du Moulin (intensités absolues).....	143
FIGURE 4-48 : Situation géographique de la coupe de la Vallée du Nozon.....	144
FIGURE 4-49 : Evolution des microfaciès de la coupe de la Vallée du Nozon.....	146
FIGURE 4-50 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 µm de la coupe de la Vallée du Nozon (pourcentages relatifs).....	147
FIGURE 4-51 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16 µm de la coupe de la Vallée du Nozon (intensités absolues).....	148
FIGURE 4-52 : Situation géographique des coupes du Dard.....	149
FIGURE 4-53 : Evolution des microfaciès des coupes du Dard.....	152
FIGURE 4-54a: Minéralogie des fractions <2 et 2-16µm des coupes du Dard III et II(pourcentages relatifs).....	153
FIGURE 4-54b: Minéralogie des fractions <2 et 2-16µm de la coupe du Dard I (pourcentages relatifs).....	154
FIGURE 4-55a: Minéralogie des fractions <2 et 2-16µm des coupes du Dard III et II(intensités absolues).....	155
FIGURE 4-55b: Minéralogie des fractions <2 et 2-16µm de la coupe du Dard I (intensités absolues).....	156
FIGURE 4-56 : Situation géographique de la coupe du Bief Blanc	157
FIGURE 4-57 : Evolution des microfaciès de la coupe du Bief Blanc.....	159
FIGURE 4-58 : Minéralogie de la roche totale de la coupe du Bief Blanc ...	160
FIGURE 4-59 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16µm de la coupe du Bief Blanc (pourcentages relatifs).....	161
FIGURE 4-60 : Minéralogie des fractions <2 et 2-16µm de la coupe du Bief Blanc (intensités absolues).....	162

FIGURE 5-1 :	Morphologie de la plate-forme carbonatée lors du dépôt de la Pierre jaune de Neuchâtel et des Calcaires urgoniens du Jura, d'après ZWEIDLER (1985).....	167
FIGURE 5-2 :	Position des différentes discontinuités sur les profils étudiés	168
FIGURE 5-3 :	Profil stratigraphique de la zone marno-calcaire, de la Pierre jaune inférieure et des Marnes d'Uttins au Mont Chamblon, montrant notamment les deux maxima de quartz, d'après JORDI (1955).....	172
FIGURE 5-4 :	Limites stratigraphiques, discontinuités et séquences dans le nord-ouest vaudois, d'après CONRAD & MASSE (1989b)	173
FIGURE 5-5 :	Corrélations séquentielles entre le Jura méridional et le Jura neuchâtelois I, d'après CLAVEL & CHAROLLAIS (1989b)	174
FIGURE 5-6 :	Lithostratigraphie, biostratigraphie et chronostratigraphie du Jura méridional entre le Valanginien supérieur et le Barrémien inférieur d'après CLAVEL & CHAROLLAIS (1989a)	177
FIGURE 5-7 :	Discontinuités, séquences et stratigraphie de l'Hauterivien et du Barrémien des chaînes subalpines, et corrélations avec le Jura et le Vercors, d'après VIEBAN (1983).....	178
FIGURE 5-8 :	Profil et séquences de l'Hauterivien le long de la route Chamaloc - Col de Rousset, d'après ARNAUD, modifié par BULOT (inédit).....	179
FIGURE 5-9 :	Equivalences possibles entre les discontinuités reconnues et celles des auteurs antérieurs.....	181
FIGURE 5-10 :	Evolution de la minéralogie de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> des différents protils et position des discontinuités.....	184
FIGURE 5-11 :	Comparaison des courbes d'évolution des roentgénofaciès et des microfaciès du forage 565	188
FIGURE 5-12 :	Comparaison des courbes d'évolution des roentgénofaciès et des microfaciès de la coupe des Gorges de l'Areuse.....	189

PLANCHE I :	a. Microfaciès MB, micrite à rares bioclastes, forage 209, lame 209.24.	
	b. Microfaciès T1, micrite à rares bioclastes, très riche en quartz, forage 565, lame 565.11	41
PLANCHE II :	a. Microfaciès T2, biomicrite à serpules, quelques échinodermes et bryozoaires en tiges, forage 209, lame 209.53.	
	b. Microfaciès T3, biosparite (ev. biomicrite) à bryozoaires, échinodermes et oncoïdes, coupe de Champ du Moulin, lame CM.37	42
PLANCHE III :	a. Microfaciès T4, biosparite à gros bryozoaires, échinodermes et quelques oolites, riche en glauconite, forage 565, lame 565.38/2.	
	b. Microfaciès B1, biosparite à lamellibranches et brachiopodes, forage 565, lame 565.31/2.....	43
PLANCHE IV :	a. Microfaciès B2, oosparite, forage 607, lame 607.206.	
	b. Microfaciès B3, bio-oosparite/micrite, forage 565, lame 565.65.....	44
PLANCHE V :	Inventaire micropaléontologique	47
PLANCHE VI :	Inventaire micropaléontologique	49
TABLEAU 1 :	Liste des coupes et forages étudiés.....	19
TABLEAU 2 :	Zonation des Ammonites pour l'Hauterivien du domaine mésogéen (d'après HOEDEMAEKER & BULOT, 1990).....	24
TABLEAU 3 :	Répartition des microfaciès en fonction des roentgénofaciès	186