Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 77 (1984)

Heft: 2

Artikel: Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse)

Autor: Marthaler, Michel

Kapitel: 2: Stratigraphie

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165516

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 02.07.2025

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

au faciès prépiémontais, car toutes celles qui lui ressemblent sont d'âge Crétacé supérieur! Les seules roches d'âge probablement jurassique sont celles de la série du Frilihorn, de faciès voisin du Briançonnais mais dont l'origine est peut-être plus interne.

Les Prasinites. – Ce «filon couche» d'ARGAND affleure en klippes sommitales (Pointes de Tourtemagne et de Forcletta). Nous les avions rattachées (MARTHALER 1981) à la zone de Tracuit. Mais, plus au S, les travaux en cours de SARTORI montrent que ces prasinites sont liées tectoniquement à la série Grise, et séparées de la zone de Tracuit. Ces roches sont des «orthoprasinites», anciennes coulées basaltiques sous-marines, dont l'âge est discuté dans la troisième partie sur la paléogéographie (Oxfordien?, Cénomanien?).

3. La zone de Tracuit

Cette zone contient des roches de faciès océanique profond: une série ophiolitique recouverte par des sédiments de grande profondeur, méta-radiolarites, schistes argileux noirs et calcaires pélagiques marmorisés.

Dans notre région, l'érosion n'a laissé subsister qu'une minuscule klippe sommitale faite de schistes siliceux. La zone de Tracuit ne sera donc pas décrite dans ce travail. Nous renvoyons le lecteur aux travaux de ZIMMERMANN (1955) et VIREDAZ (en prép.).

2e PARTIE: STRATIGRAPHIE

I. La zone du Barrhorn: la série du Toûno

Cette série est l'équivalent réduit de la série du Barrhorn (BEARTH 1964, 1980, SARTORI, en prép.). Nous l'avons déjà décrite dans deux publications préliminaires (MASSON et al. 1980, MARTHALER 1981) où nous l'avions dénommée provisoirement unité 1. Cet ensemble de roches carbonatées se détache nettement dans le paysage par sa couleur générale blanche. L'épaisseur des marbres qui la composent varie énormément, de 40 m au Toûno à quelques dizaines de centimètres sous le Frilihorn où cette série, encore identifiable, est complètement laminée et boudinée. En général, comme le montre la figure 6, on trouve, condensés sur quelques mètres, les marbres du Trias moyen, du Malm et du Crétacé supérieur.

Le choix de faire débuter la série du Toûno à la base des marbres dolomitiques du Trias moyen est un peu arbitraire. Il est dicté par la trace d'un plan de mouvement tectonique à la base de ces marbres, trace marquée par une zone de broyage où se mélangent des quartzites sériciteux et des marbres dolomitiques. Cependant, aucune cornieule n'a été observée. De même, aucune importante discontinuité stratigraphique ou tectonique ne prouve rigoureusement que la série du Toûno soit allochtone par rapport à la zone de Siviez–Mischabel. Il est cependant probable que localement de faibles déplacements ont eu lieu entre la série du Toûno et les quartzites sous-jacents. On pourrait donc rattacher ces quartzites blancs du Trias inférieur indifféremment aux

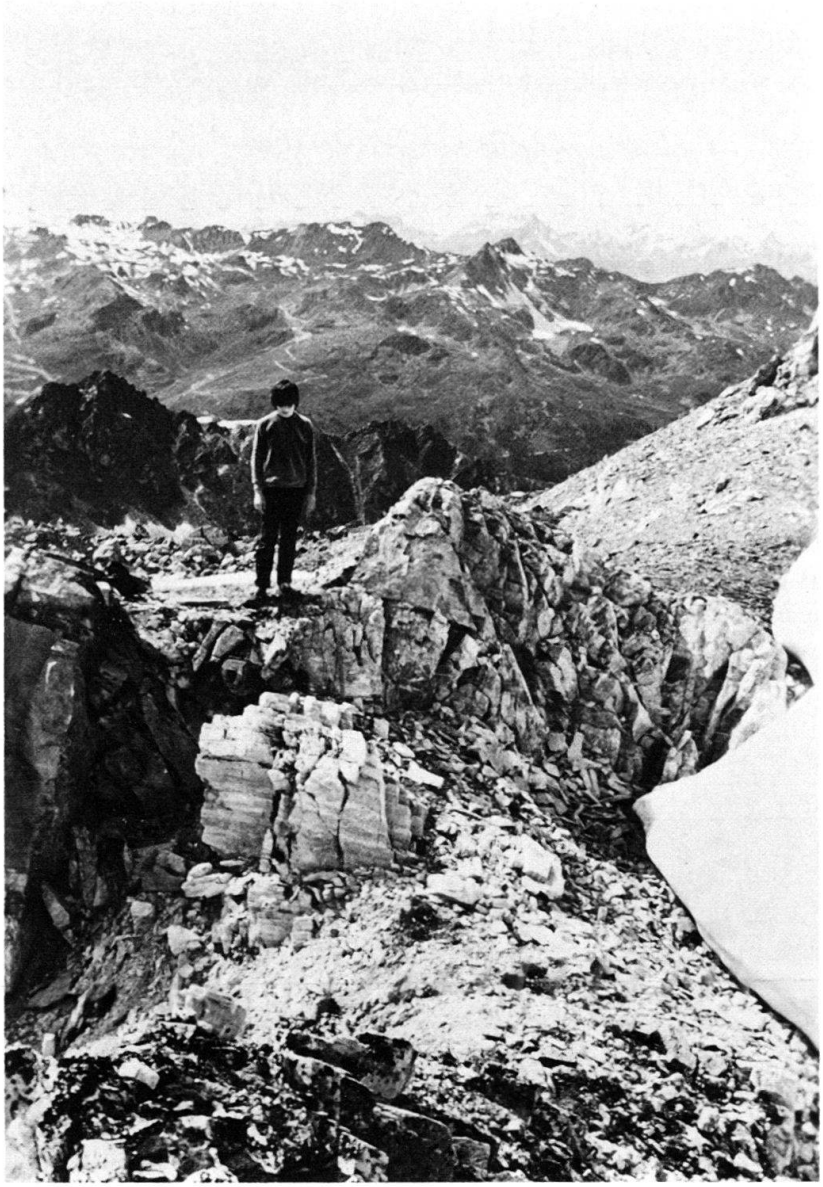

Fig. 6. La série du Toûno, au col S de la pointe de Tourtemagne (617.200/116.600). Au tout premier plan, les quartzites blancs du Trias inférieur. Puis, par dessus: les marbres rubanés du Trias moyen (2 m), les marbres gris du Malm (1 m), dont le sommet est à la hauteur des pieds du garçon, et les marbres jaunes phylliteux du Crétacé supérieur (Couches rouges métamorphiques). Au deuxième plan à droite, le wildflysch pélitique.

deux ensembles. HERMANN (1913) les attribuait à la base de la zone du Combin, ARGAND (1909) au sommet de la nappe du Grand St-Bernard.

La discordance socle–couverture est beaucoup plus nette au fond du Val de Tourtemagne: la base de la série du Barrhorn est nettement marquée par les faciès dolomitiques du Trias moyen en contact direct avec le socle Siviez–Mischabel, malgré l'intense replissement de ce contact. Ici, la série du Barrhorn, qu'il faut appeler zone du Barrhorn dans un sens tectonique, est nettement allochtone sur le socle Siviez–Mischabel (SARTORI, en prép.).

1. Le Trias moyen

La dolomie est presque toujours présente dans ce niveau qui regroupe des faciès carbonatés peu profonds, ceux-ci n'étant souvent plus observables à cause de la recristallisation des marbres. On trouve la dolomie sous forme de gros bancs boudinés ou de petits granules, ou encore en fines alternances. La teinte jaune orangé qu'elle donne souvent à ces roches affleurant en petites parois se repère bien dans le paysage.

L'épaisseur du Trias moyen est très variable, elle oscille entre une dizaine de mètres et quelques centimètres. Les érosions successives du Jurassique inférieur–moyen et du Crétacé inférieur font que les marbres du Malm ou du Crétacé supérieur sont plaqués sur les quartzites blancs, par exemple à l'arête du Wyssgrat (MARTHALER 1981, fig. 4).

La coupe stratigraphique (fig. 8) décrite ci-après est un peu modifiée et plus synthétique que celle décrite dans MASSON et al. (1980, fig. 3); elle tient compte de nouvelles observations faites de part et d'autre des deux failles qui répètent la série dans la région du Lac du Toûno.

Des dolomies massives à patine jaune orangé forment à la base un premier ressaut d'environ 5 m. Un échantillon (fig. 7) en a livré des fragments de columnale d'*Encrinus* sp., genre de crinoïdes abondants au Ladinien et au Trias supérieur (détermination M. Roux, Lyon).

Fig. 7. Fragments de columnale d'*Encrinus* sp. dans les dolomies du Trias moyen de la série du Toûno. Gross. ×3 x. Lac du Toûno (616.150/116.400).

On peut observer aussi dans ces dolomies quelques fantômes d'algues dasycladacées. Viennent ensuite des marbres gris à cassure sombre, souvent rubanés gris-bleu et blanc-jaune. Lorsqu'ils ne sont pas trop étirés, ils rappellent un peu des calcaires vermiculés. Certains niveaux contiennent de petits granules dolomitiques.

On observe enfin des marbres dolomitiques finement lités, bicolores jaune et gris, dans lesquels s'intercalent des dolomies chloriteuses et des niveaux boudinés de dolomies massives blanches ou jaunes. La taille de ces boudins varie entre celle d'un petit galet et d'une lentille de quelques mètres de long.

Ces faciès rappellent soit les calcaires d'âge Anisien des Préalpes (formation de St-Triphon), soit les «Calcaires rubanés» et les dolomies d'âge Ladinien de la formation de Champcella (A. Baud, comm. orale). La présence d'*Encrinus* sp. confirmerait plutôt un âge Ladinien, mais pour plus de prudence, nous préférons parler de Trias moyen pour ce premier ensemble.

2. *Le Malm*

Les marbres gris clair fétides du Malm viennent reposer sur les marbres dolomitiques du Trias moyen (au Toûno) ou directement sur les quartzites blancs du Trias inférieur (dans la face E du Boudri). La lacune de sédimentation du début du Jurassique n'est pas décelable, si ce n'est qu'à leur base les marbres deviennent plus siliceux lorsqu'ils reposent sur les quartzites. Les marbres sombres du Dogger affleurant dans la région du Barrhorn n'ont pas été retrouvés.

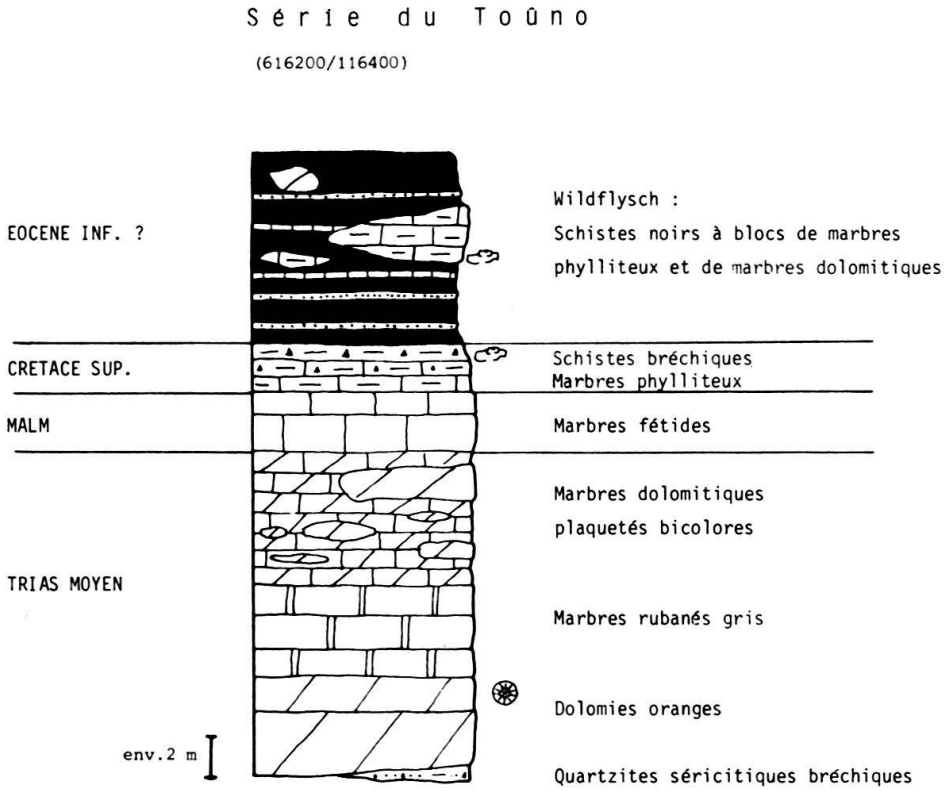

Fig. 8. Colonne statigraphique de la série du Toûno.

Les marbres du Malm sont massifs, de patine gris clair parfois légèrement rosée. L'odeur fétide qu'ils dégagent au choc est très caractéristique et très utile comme critère de terrain. A la cassure ils sont très recristallisés, généralement de couleur grise ou parfois blanche.

L'épaisseur du Malm est très variable, en moyenne quelques mètres seulement dans la région du Toûno. Elle peut varier entre quelques centimètres et une vingtaine de mètres dans la face E du Boudri, là où les marbres fétides sont les plus développés.

Cette faible épaisseur est due d'une part à l'étirement tectonique, mais aussi à l'érosion qui eut lieu pendant le Crétacé inférieur ainsi qu'à la condensation de ce niveau, phénomène mieux observable et mieux décrit en Briançonnais (BOURBON 1980).

Aucun fossile n'a été trouvé dans ces marbres. ELLENBERGER (1952) avait signalé un reste de Nérinée au Barrhorn. Leur attribution chronologique est cependant plausible grâce à l'analogie entre ces marbres et ceux de la Vanoise, leur grande ressemblance avec les calcaires fins massifs des Préalpes, et leur calage stratigraphique dans une coupe où les autres niveaux sont datés par des fossiles.

3. Le Crétacé supérieur

Les roches du Crétacé supérieur sont celles dont l'âge est le plus précis puisqu'elles contiennent des restes de foraminifères planctoniques souvent très abîmés, mais heureusement encore reconnaissables et parfois déterminables (pl. 1 et 2).

On peut regrouper ces roches en deux faciès principaux, qui en général se superposent, l'un carbonaté et l'autre détritique, ce dernier pouvant évoluer jusqu'à un wildflysch.

3.1 *Le faciès carbonaté*

Ce sont des marbres phylliteux jaune orangé à ocre, souvent gréseux. Leur épaisseur est généralement très faible, quelques mètres à quelques centimètres. On peut observer à leur base une mince croûte ferrugineuse discontinue qui souligne la lacune au-dessus des marbres du Malm ou du Trias, ou même au-dessus des quartzites blancs du Trias inférieur. En certains endroits, comme sous le Col du Vijivi, versant E (617.130/115.820), on peut observer des «infiltrations» de marbres ocre, sur 1 m environ, dans ce qui pourrait être des paléofissures du Malm (fig. 9).

Ces marbres phylliteux ocre sont probablement l'équivalent métamorphique des Couches rouges des Préalpes Médianes. Ils sont pauvres en restes identifiables de foraminifères planctoniques, contrairement aux marbres semblables des unités tectoniques supérieures (zone du Combin) qui sont étonnamment riches en microfaune. Deux raisons peuvent expliquer cette différence: la position tectonique plus basse de la zone du Barrhorn (à laquelle se rattache la série du Toûno) sous la zone du Combin fait que l'écrasement des roches y est plus accentué. Etant plus massifs, ces marbres phylliteux sont plus sensibles à l'étirement tectonique que les roches plus tendres de la zone du Combin où les déformations se répartissent de façon plus hétérogène.

Fig. 9. Paléofissure probable dans les marbres du Malm remplie de marbres ocre (Couches rouges) du Crétacé supérieur. Sous le Col de Vijivi (617.150/115.850).

Deux échantillons, fort heureusement, se sont révélés riches en restes de foraminifères planctoniques. Ce sont des marbres phylliteux gréseux dont l'un (éch. 452), dans la face E de la Pointe de Tourtemagne (617.446/116.815) repose directement sur les quartzites blancs. La plupart des formes organiques observées ne sont plus que des restes de tests brisés et écrasés. Cependant, les photos de la planche 2, figures 1 et 2, laissent deviner des formes bicarénées du Turonien–Sénonien inférieur.

Rappelons ici que les test des foraminifères sont épigénisés en carbonate ankéritique et dolomitique et qu'ils se présentent à l'œil nu comme de petites taches rouillées. En lame mince, ils apparaissent en silhouettes sombres sur fond clair (pl. 1).

3.2 *Le faciès détritique*

Ce faciès est moins homogène que le précédent. Il est principalement représenté par des schistes chloriteux bréchiques de couleur générale verte, riches en carbonates rouillés. Les éléments, très écrasés, d'une taille de l'ordre du centimètre, sont des quartzites et des dolomies, plus rarement des marbres. On trouve tous les intermédiaires entre ces schistes bréchiques et les marbres phylliteux. Des marbres bréchiques contiennent des éléments de marbres gris du Malm.

Parfois aussi, comme au Wyssgrat (618.130/115.960), le faciès détritique du Crétacé supérieur mime les quartzites sériciteux d'âge probablement Permien, ou le faciès plus conglomératique du «Verrucano briançonnais». Sans les débris de tests ankéritisés de foraminifères planctoniques (pl. 2, fig. 8), il eût été difficile de faire la différence entre un échantillon de «vrai Permien» et de «Permien régénéré» (LEMOINE 1967).

Le faciès détritique du Crétacé supérieur est beaucoup plus riche en restes de foraminifères planctoniques que le précédent. Comme déjà avancé plus haut, ceci peut s'expliquer par l'hétérogénéité de la roche, où les déformations se concentrent en certains endroits mais en épargnent d'autres, par exemple dans les ombres de pression des galets de quartz (pl. 1, fig. 2).

Les formes observées sont des monocarénées (pl. 2, fig. 3–6 et fig. 8) et des bicarénées (fig. 7) du Crétacé supérieur indifférencié. La figure 8 montre une forme qui pourrait être *Helvetoglobotruncana helvetica,* du Turonien moyen; la figure 6 une forme conique rappelant *Marginotruncana sigali* du Turonien supérieur–Coniacien. Les déterminations des foraminifères planctoniques ont été faites par Michèle Caron de l'Institut de Géologie de Fribourg (Suisse).

L'âge de ces roches recouvre donc le milieu du Crétacé supérieur. Aucune forme tertiaire n'a été identifiée jusqu'à ce jour.

4. Le wildflysch

Cette formation qui termine la série du Toûno a été décrite pour la première fois dans MASSON et al. (1980, p. 345–347, fig. 3 et 4), comme une «Série Noire à blocs géants». Depuis, la cartographie très détaillée au 1:2500 a permis de montrer que certains «blocs en apparence» étaient des structures complexes de plis polyphasés, déformant ensemble le flysch et le reste de la série du Toûno (pl. 9).

Néanmoins, cette «Série Noire» reste chaotique et contient surtout dans la région de la Pointe de Tourtemagne (pl. 9 et fig. 10) des olistolites de marbres du Trias moyen, du Crétacé supérieur, avec une prédominance pour ces derniers.

A la base, le passage entre les marbres phylliteux du Crétacé supérieur et les schistes noirs qui forment la matrice de ce wildflysch, semble progressif. Ces schistes sont très pélitiques ou finement gréseux, de couleur gris sombre à noir. Les surfaces de schistosité luisantes montrent une pigmentation carbonatée brune et des pyrites altérées idiomorphes. En alternance avec les schistes, viennent d'abord des microgrès dans lesquels il est difficile de déceler encore la trace du granoclassement. Ce wildflysch contient aussi de nombreuses passées calcaires finement lenticulaires dont certaines sont sûrement d'anciens galets de marbres très étirés.

Dans la face W de la Pointe de Tourtemagne, des blocs de marbres phylliteux d'âge Crétacé supérieur prennent une grande importance (pl. 9 et fig. 10). Certains sont de grandes lentilles de plusieurs centaines de mètres de long et de dizaines de mètres d'épaisseur, dont une se suit jusque sous le sommet du Toûno. Le faciès de ces lentilles est semblable à celui du Crétacé supérieur de la série du Barrhorn: les «Couches rouges métamorphiques» y sont plus massives et beaucoup plus épaisses. Il est donc intéres-

sant de noter que le wildflysch contient des olistolites d'une série qui se situe au S, donc plus interne, dans l'hypothèse où le rétrocharriage de la série du Barrhorn n'est pas trop important (n'excède pas quelques kilomètres).

Au Meidhorn et au Boudri, la fraction pélitique sombre du wildflysch est bien développée, elle entoure çà et là des lentilles décimétriques de marbres phylliteux et quelques blocs de dolomie blonde du Trias moyen ou supérieur.

Plus au S, dans la région du Frilihorn, on ne trouve plus qu'une série assez monotone de schistes noirs, de microgrès et de marbres. Le caractère wildflysch n'est plus reconnaissable.

Il est possible que des travaux ultérieurs plus approfondis (SARTORI, en prép.) mettent en évidence la présence de deux séries: la première de type «flysch noir» briançonnais (ELLENBERGER 1958), la deuxième de type wildflysch.

L'âge exact de ce wildflysch ne peut être précisé pour l'instant. Il peut aller du Maestrichtien à l'Eocène moyen. Cette fourchette est donnée par l'âge le plus récent des marbres phylliteux sous-jacents (Sénonien) et la comparaison de ce wildflysch avec le «Flysch à lentilles de Couches rouges» d'âge Eocène moyen (BADOUX 1962, WEIDMANN 1972) qui se place entre la nappe des Préalpes médianes rigides et la nappe de la Brèche.

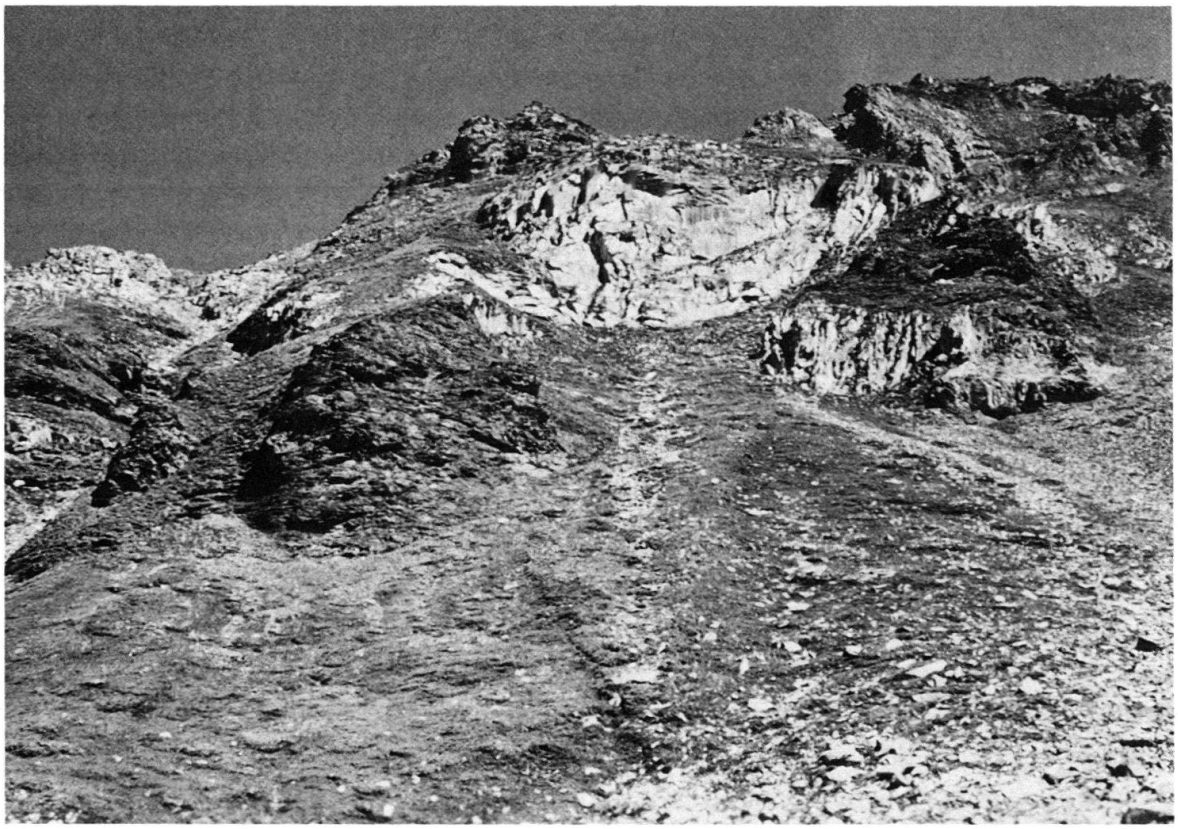

Fig. 10. Grandes lentilles de marbres phylliteux (Couches rouges) dans le wildflysch terminant la série du Toûno. Pointe de Tourtemagne, face W.

II. La zone du Combin

La zone du Combin inférieure

1. La série Rousse

Nous avions introduit ce terme provisoire dans MASSON et al. (1980, p. 345). Nous continuons à l'utiliser, car le terrain étudié n'est pas assez vaste pour décider d'un lieu où serait décrite une coupe type. Il est maintenant prouvé en plusieurs endroits des Alpes valaisannes penniques que la série Rousse est entièrement d'âge Crétacé supérieur (SCHNEIDER 1982, SARTORI, en prép.) et non pas d'âge Jurassique comme nous l'avions supposé, de même que nos prédécesseurs, dont certains avaient utilisé le terme aujourd'hui désuet de «Nolla-Kalkschiefer» (GÖKSU 1947).

On repère facilement la série Rousse par la couleur de ses falaises ruiniformes au milieu de la grisaille des schistes lustrés. Elle semble se suivre dans une grande partie des Alpes penniques; nous l'avons reconnue à Zermatt, au Val d'Hérens et au fond du Val de Bagnes, dans les contreforts du massif du Grand Combin, où elle semble avoir un grand développement (M. Burri, comm. orale).

On trouve, par endroits, à la base de la série Rousse, des cornieules ou des quartzites écrasés qui sont probablement la cicatrice de la série d'Evolène, bien développée au Val d'Hérens, mais qui disparaît (de même que la série du Métailler) vers l'E.

La série Rousse se compose principalement de bancs épais (1–5 m) de marbres gréseux à patine rousse, dans lesquels sont dispersées de petites lentilles de quartz de taille centimétrique. Localement, ces lentilles sont formées d'un agrégat de quartz et de calcite. Certains bancs très carbonatés peuvent ressembler beaucoup aux marbres phylliteux massifs et du même âge de la série du Barrhorn (Couches rouges métamorphiques). Sur la tranche d'un banc gréseux, on observe souvent de fines alternances plus phylliteuses et plus siliceuses, ces dernières faisant bien ressortir en relief les courbes des microplis. A la cassure, la couleur est grise mais l'on peut parfois observer de petites taches rouille dont quelques-unes sont des restes de foraminifères planctoniques (pl. 3, fig. 3).

Dans la région de la Pointe de Forcletta, le bas de la série Rousse devient conglomératique. Parmi les galets déformés de quartzites, de marbres et de dolomie, se trouvent quelques lentilles de marbres dont le faciès rappelle le Malm de la série du Toûno.

Les bancs gréseux sont probablement d'anciennes turbidites. Ils sont séparés par des intercalations schisteuses qui donnent un aspect «flysch» à la série Rousse, ce qui la fait ressembler à la série Grise sus-jacente.

On rencontre dans la série Rousse, surtout à son sommet, un autre type de roches: ce sont des marbres phylliteux ocre jaune à orangé, de faciès «Couches rouges» métamorphiques. Ils contiennent aussi passablement de quartz, mais leur teinte est plus claire et plus vive que les gros bancs gréseux. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à 1 m. La cassure est beige clair et montre de nombreuses petites taches de rouille dont la plupart sont des débris de foraminifères planctoniques. Avec beaucoup de chance, mais aussi de patience et de ténacité, on peut même reconnaître à la loupe parfois le profil d'un globotruncanidé. La découverte de cette microfaune a fait l'objet

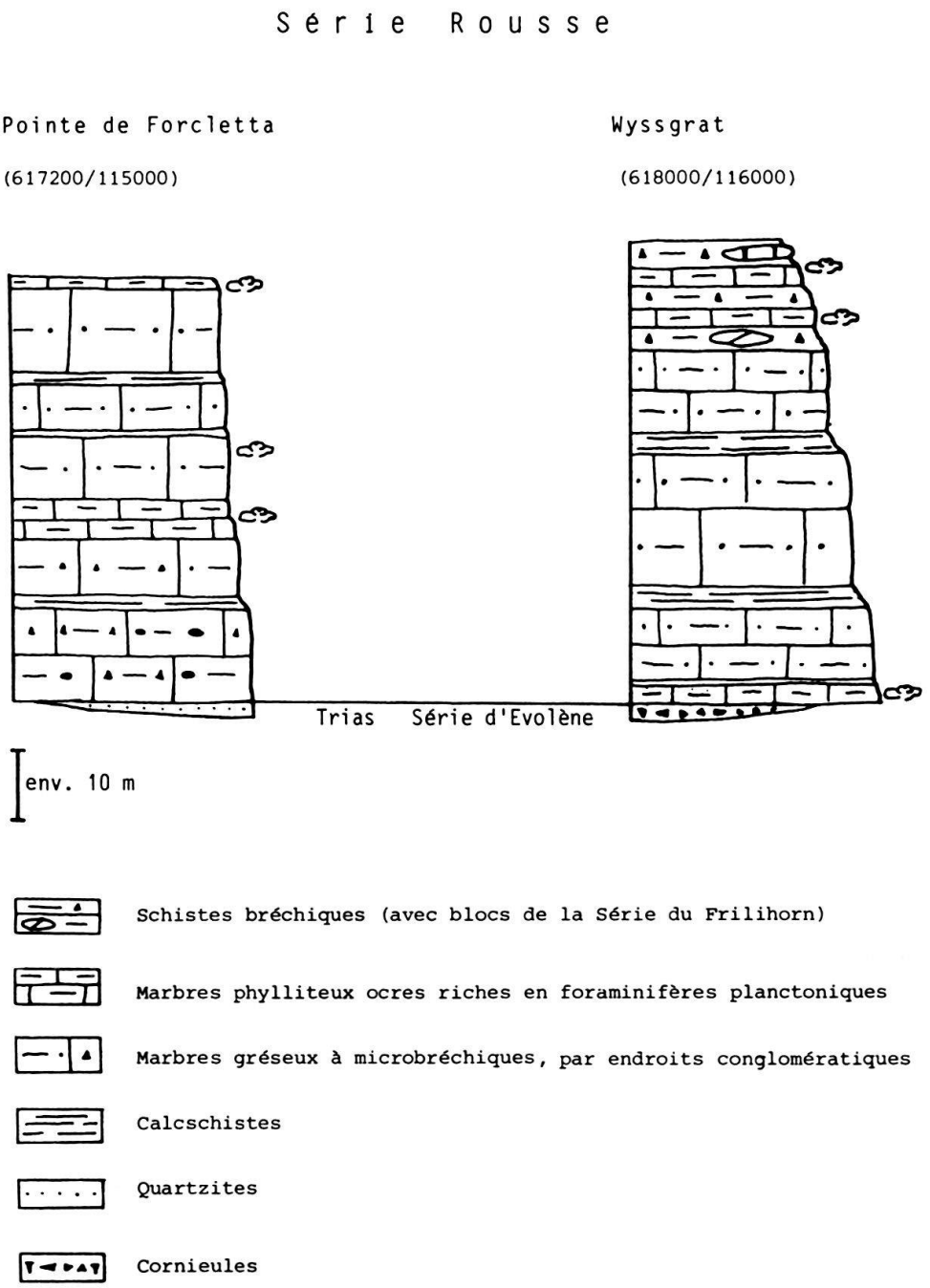

Fig. 11. Colonnes stratigraphiques de la série Rousse.

d'une publication préliminaire (MARTHALER 1981, pl. I). Nous donnons ci-après quelques commentaires de la planche 3 qui complète celle de 1981.

La plupart des formes observées sont des *Rotalipora* sp. du Cénomanien. On trouve cependant quelques bicarénées (fig. 6–8) qui indiqueraient un âge un peu plus jeune (Turonien supérieur, ou même Sénonien). Il ne faut pas perdre de vue que nous sommes en présence de faciès flysch et que la quasi-totalité des sédiments sont remaniés. Il est donc normal que nous ayons une fourchette d'âges élargie avec cependant une plus grande fréquence des faunes du Cénomanien.

Comme dans la série du Toûno, nous retrouvons parfois des schistes chloriteux bréchiques qui accompagnent les marbres phylliteux ocre. C'est surtout au Wyssgrat (617.790/116.070) que nous l'avons observé: les bancs métriques de marbres ocre riches en foraminifères alternent avec des schistes chloriteux verts à éléments centimétriques de quartz et de carbonates ocre. Très peu de doute subsiste quant à l'âge Crétacé supérieur de ces schistes bien que les foraminifères planctoniques y soient difficilement déterminables. Sur l'arête du Wyssgrat toujours, on rencontre dans les schistes chloriteux bréchiques quelques blocs de marbres blancs et de dolomie jaune de grandeur métrique qui appartiennent à la série du Frilihorn sus-jacente. Il s'agit probablement d'un mélange tectonique de cette dernière série souvent disloquée dans les unités qui l'entourent (séries Rousse et Grise).

En effet, la limite supérieure de la série Rousse est marquée théoriquement par le début de la série du Frilihorn. Mais celle-ci est souvent absente ou replissée avec la série Grise. C'est alors le changement de morphologie, due à l'apparition de la série Grise plus schisteuse, que nous avons utilisé comme critère de terrain pour la cartographie.

En résumé, la série Rousse se présente comme des «Couches rouges» détritiques et turbiditiques. Elle contient de nombreux foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur, essentiellement des *Rotalipora* du Cénomanien. En tenant compte des remaniements probables, l'âge du dépôt de cette série Rousse atteindrait le Turonien supérieur, peut-être même le Sénonien inférieur.

La zone du Combin supérieure

2. La série du Frilihorn

Cette série de marbres clairs souvent très minces (quelques mètres) se repère malgré tout facilement dans le paysage: une bande blanche se détache très nettement de la toile de fond gris-brun, due aux schistes de la série Grise, qui en général est plissée avec la série du Frilihorn. Son extension est importante: elle se suit vers le S dans toute la région du Barrhorn jusqu'à Zermatt. ARGAND (1909, pl. III) l'a figurée sur sa coupe sous forme d'une bande de Trias calcaire replissée dans les schistes lustrés. C'est ce qu'il appelait le faisceau vermiculaire. Nous avons également cru reconnaître la série du Frilihorn très boudinée au fond du Val de Bagnes, près de la cabane de Chanrion. D'après les descriptions de WITZIG (1948), elle pourrait correspondre en partie au «Oberer Würmlizug».

La série du Frilihorn va du Trias inférieur au Crétacé supérieur probable. Ses faciès rappellent le Briançonnais interne. Ce dernier fait est surprenant: la série du Frilihorn vient d'un domaine beaucoup plus interne que celui des séries du Toûno, du Barrhorn et peut-être même que celui de la série Rousse. Sa position tectonique est proche des prasinites et de la zone de Tracuit. On s'attendrait donc à y trouver des faciès piémontais.

Trias. – Il débute par des quartzites blanc vert, compacts, plaquetés, rappelant les «Tafelquarzit» décrites par BEARTH (1964, 1980). Ce n'est qu'au Boudri que leur épaisseur est importante (env. 20 m) et doublée par un pli isoclinal, ce qui donne à cette montagne le profil caractéristique de sa paroi N (pl. 8).

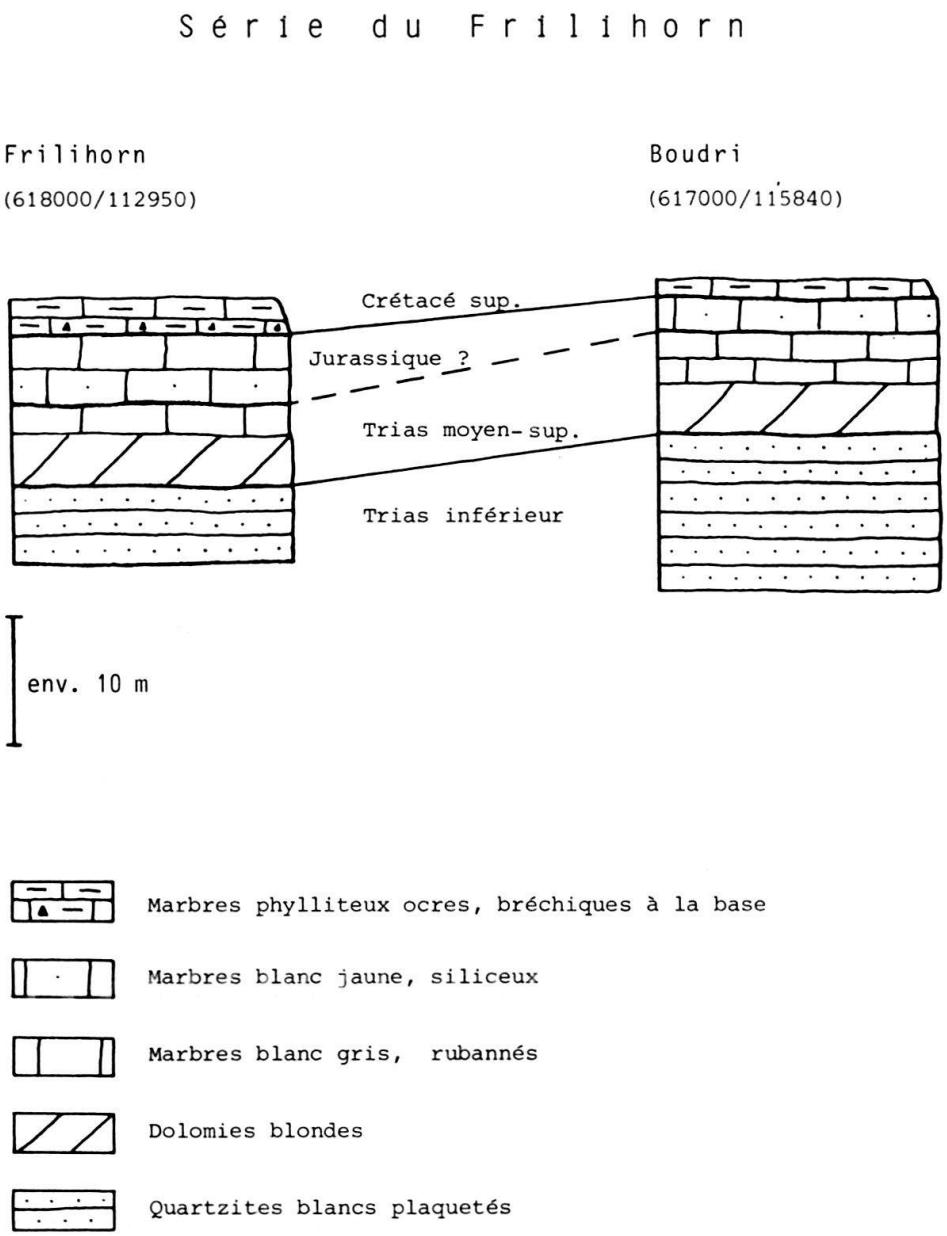

Fig. 12. Colonnes stratigraphiques de la série du Frilihorn.

Viennent ensuite des dolomies à patine jaune orangé, peu épaisses et souvent boudinées. Les marbres qui surmontent les dolomies ou les entourent sont rubanés blanc gris ou jaune gris. Il est difficile de dire si ces marbres sont encore d'âge triasique ou déjà jurassique, surtout lorsque les dolomies manquent. Nous n'avons donc pas tracé de limite cartographique entre ces marbres rubanés et ceux qui les surmontent.

Jurassique. – Ce sont des marbres massifs mais peu épais (quelques mètres), très recristallisés, à patine blanche ou jaunâtre, siliceux par endroits. En d'autres endroits, ils sont rubanés gris banc; il pourrait peut-être s'agir d'une brèche très déformée. L'âge de ces marbres est douteux: Lias ou Malm. Nous ne les avons pas séparés cartographiquement des marbres attribués au Trias.

Crétacé supérieur. – Collés sur les marbres blancs, des marbres phylliteux ocre ne dépassent guère quelques mètres. Ce faciès carbonaté est le même dans cette série que dans les séries du Barrhorn et du Toûno: c'est le faciès type «Couches rouges» métamorphiques. Les travaux en cours de SARTORI viennent de révéler la présence de foraminifères planctoniques dans ces roches. Bien que les résultats ne soient pas encore assez complets, il semble s'agir de Crétacé supérieur.

Signalons enfin qu'au Frilihorn, la base des marbres phylliteux est bréchique. Les éléments sont des marbres gris blanc attribués au Jurassique de cette même série.

Un doute subsiste encore quant à l'appartenance réelle de ces marbres phylliteux ocre à la série du Frilihorn: ils pourraient aussi être rattachés à la série Grise sus-jacente, qui contient de minces et longues lentilles de marbres phylliteux. Nous discutons de cette hypothèse dans la troisième partie consacrée à la paléogéographie.

3. La série Grise

C'est à cette série du sommet de la zone du Combin que convenait le mieux le terme classique de «schistes lustrés». Sur une épaisseur maximum de 100 m, alternent des bancs pélitiques, calcaires et gréseux. Ces derniers passent latéralement ou vers le bas à de gros bancs microbréchiques à yeux de quartz, ressemblant beaucoup à ceux de la série Rousse. Leur patine est légèrement plus grise et leur extension plus limitée. Nous les interprétons comme de gros bancs turbiditiques. Cette série a donc les caractéristiques d'un flysch calcaro-gréseux; son âge peut aller du Cénomanien au Sénonien inférieur (compris), ceci grâce aux nombreux foraminifères planctoniques (pl. 4) découverts non seulement dans notre région, mais aussi au Val d'Hérens, entre le Col du Torrent et la Pointe de Tzaté (SAVARY 1981) (SCHNEIDER 1981).

L'idée de considérer les schistes lustrés comme des flyschs n'est pas toute neuve. Nous donnons ci-après une citation presque prophétique de STUDER (1843), qui montre à quel point les premiers géologues naturalistes du siècle passé étaient d'excellents observateurs: «La vallée de Saint-Nicolas et les environs de Zermatt sont presque entièrement dans le domaine des schistes et des serpentines. Ces roches se continuent tantôt sous la forme d'un flysch gris, faisant effervescence avec les acides (et dans lequel on découvrira sans doute quelque jour des débris organiques), tantôt sous la forme de serpentine schisteuse ou compacte.»

Rappelons que les foraminifères planctoniques, comme partout dans cette région, se repèrent par de petites taches brun-rouille dans des bancs microgréseux gris brun et dans des niveaux ocre plus carbonatés, de faciès «Couches rouges» métamorphiques. Pour ces derniers, il est difficile de savoir s'il s'agit de longues et minces lentilles ou de niveaux continus. La cartographie détaillée fait pencher pour la première hypothèse, car aucun de ces niveux ocre ne se suit sur plus d'une centaine de mètres, souvent beaucoup moins. La micropaléontologie tend à démontrer que la seconde hypothèse est juste, car l'âge des bancs microgréseux et des niveaux ocre est le même (pl. 4, fig. 6 et 10).

Vers le haut de la série Grise, apparaissent quelques blocs de prasinites. Au Boudri, ils sont situés juste sous le plan de chevauchement de l'épaisse couche de prasinites qui termine la zone du Combin. Le terme de wildflysch (MARTHALER 1981) n'est pas rigoureusement applicable pour l'ensemble de cette série et nous ne l'avons plus réutilisé.

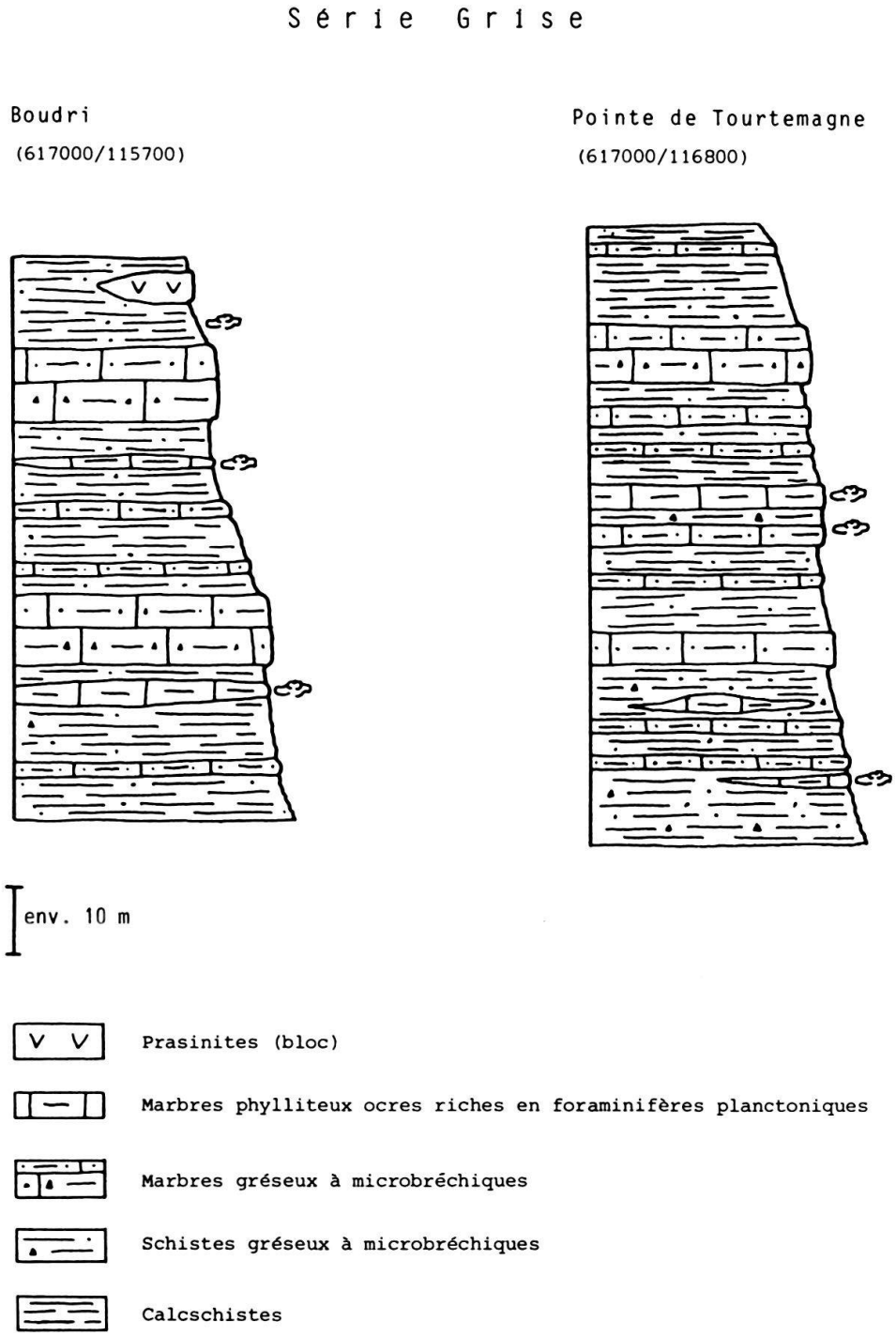

Fig. 13. Colonnes stratigraphiques de la série Grise.

Cependant, la série Grise, où l'on voit parfois se mélanger (pas seulement tectoniquement) des schistes pélitiques gris, des schistes chloriteux verts, des calcschistes, des microgrès brunâtres et des marbres phylliteux ocre, garde un aspect chaotique.

Comme dans la série Rousse, les foraminifères planctoniques de la série Grise sont en grande majorité des *Rotalipora* (pl. 4). Quelques bicarénés (peut-être primitives) ra-

jeunissent à peine la série. Puisqu'il s'agit d'un flysch, il est difficile de préciser l'âge exact à cause des remaniements possibles, mais nous pensons que la série Grise est contemporaine de la série Rousse: son âge serait Cénomanien–Turonien, ou tout au plus Sénonien inférieur.

4. Les prasinites et les pseudo-radiolarites

Nous regroupons ces deux types de roches sous le même chapitre, bien qu'il soit possible qu'elles appartiennent à deux zones tectoniques différentes (zone du Combin et zone de Tracuit). Nous les avions aussi groupées sous le nom d'«unité 3» lors de notre publication préliminaire.

Notre première idée était de rattacher les prasinites à une série de type océanique, représentée dans la région par la zone de Tracuit. Mais en suivant cette épaisse couche de roches basiques (le «filon couche» d'ARGAND) vers le S, on voit qu'elle se plisse et s'imbrique dans les schistes de la série Grise (Sartori, comm. orale, ZIMMERMANN 1954). Les prasinites sont donc nettement distinctes tectoniquement des autres roches basiques de la zone de Tracuit, telles que les métagabbros et les serpentines qui viennent par-dessus. Ces dernières représentent une ancienne croûte océanique sur laquelle reposaient des sédiments de grande profondeur. Ceux-ci pourraient être représentés au sommet du Wyssgrat par des schistes siliceux noirs dont certains niveaux sont peut-être d'anciennes radiolarites.

Les prasinites. – Cet ensemble de roches métavolcaniques basiques est assez homogène et mesure environ 70 m d'épaisseur. C'est le «filon couche» d'ARGAND qui se suit vers le S jusque dans la région de Zermatt. Les prasinites forment des klippes qui rendent plus escarpés les sommets des Pointes de Forcletta et de Tourtemagne. Elles sont empilées en couches métriques de patine vert sombre qui vire au rouge brun vers le haut de la série. De plus près, on observe un rubanement de couleur vert pistache dû aux épidotes, vert foncé pour la chlorite et blanc pour les albites. Ces dernières dessinent aussi de petits yeux blancs donnant cet aspect moucheté typique des prasinites.

Localement, les prasinites montrent des structures ressemblant à des laves en coussins déformés. Ces «orthoprasinites» sont probablement d'anciennes coulées basiques sous-marines. Leur âge n'est pas connu. Il pourrait être Oxfordien (BEARTH & SCHWANDER 1981) ou Crétacé supérieur. Ce dernier âge impliquerait que les coulées basaltiques sont contemporaines du dépôt de la série Grise. Mais rien ne permet de le prouver dans notre région. Peut-être s'agit-il aussi d'anciennes roches vertes resédimentées?

Au sommet du Wyssgrat, juste sous les schistes siliceux noirs, les prasinites passent à des roches blanchâtres colorées en vert bleu vif par la fuchsite. Elles sont microrubanées: des lits d'albite et de calcite alternent avec des concentrations d'épidote, de clinozoïsite surtout, mélangée aux micas blancs. Il doit s'agir d'anciens tufs d'origine volcano-sédimentaire.

Les pseudo-radiolarites. – C'est un affleurement très réduit de schistes siliceux noirs situé au sommet du Wyssgrat que HERMANN (1913) rattachait à la nappe de la Dent-Blanche.

Aucune trace de radiolaire n'a été détectée dans ces roches. Ce n'est que la présence de minéraux manganésifères (grenats) et titanifères (sphène), la relative abondance de

quartz et la position tectonique de ces roches qui nous ont fait penser à l'hypothèse d'anciennes radiolarites.

Ces niveaux rappellent aussi les «black shale» des Schistes lustrés des Alpes franco-italiennes (observation faite au cours d'une excursion dans le Queyras avec Monsieur M. Lemoine). Leur âge pourrait alors être, par analogie, Crétacé moyen.

3e PARTIE: PALÉOGÉOGRAPHIE – CONCLUSIONS ET HYPOTHÈSES

I. La zone du Barrhorn et le domaine briançonnais

Depuis les travaux d'ELLENBERGER (1952, 1958), la série du Barrhorn est devenue la représentante classique du domaine briançonnais dans les Alpes penniques. Les travaux en cours de SARTORI apporteront de grandes précisions quant à la stratigraphie détaillée de cette série ainsi que son extension vers le S, dans la région de Zermatt, où elle semble acquérir un caractère ultrabriançonnais (Malm sur quartzites du Trias, comm. orale).

Dans notre publication préliminaire de 1981, nous avions décrit pour notre région une «série du Barrhorn réduite à caractère ultrabriançonnais». Depuis nous l'avons baptisée série du Toûno.

Première constatation: la série du Toûno se situe au NW de la série du Barrhorn, et, malgré le jeu subtil de la tectonique, il est difficile de la placer originellement au SE de la série du Barrhorn. Ainsi, la série du Toûno n'appartient pas au sous-domaine ultrabriançonnais, au sens en tous cas de la position que celui-ci occupe classiquement dans les Alpes françaises.

Du point de vue des dépôts qui la constituent, la série du Toûno est de type mixte, entre briançonnais interne et ultrabriançonnais. Le cachet briançonnais se marque par la présence constante du Trias carbonaté, sauf dans la région limitée du Wyssgrat et sur le flanc E du Boudri. Au Wyssgrat, les marbres du Crétacé supérieur reposent directement sur les quartzites blancs. Au Boudri, c'est le Malm fétide qui repose sur les quartzites du Trias. Il ne s'agit certainement pas d'une lacune tectonique, car pourquoi les marbres du Trias seraient-ils absents là où ceux du Malm sont bien développés et relativement peu étirés?

Ainsi, pour expliquer ces lacunes stratigraphiques très locales, il faut imaginer (fig. 14) à l'intérieur du vaste domaine briançonnais (dont la largeur est évaluée à 50 km au moins en France), un petit horst limité par des failles normales, distantes de quelques kilomètres, qui auraient joué pendant le Jurassique inférieur. Les relations de terrain indiquent une orientation approximativement N–S pour cette zone surélevée, c'est-à-dire oblique à l'orientation actuelle de la chaîne alpine. Ces variations bathymétriques, cette «mosaïque de sous-domaines», ont été étudiées de façon beaucoup plus approfondie en France: citons CARON (1977) et récemment LEFÈVRE (1982) pour les Alpes cottiennes et BOURBON (1980) pour la région de Briançon.

Le cachet ultrabriançonnais de la série du Toûno s'accentue au Crétacé supérieur: les schistes bréchiques, du type «Verrucano reconstitué à foraminifères planctoniques» (pl. 1) sont des termes analogues à ceux décrits pour la première fois par LEMOINE (1967) dans la zone d'Acceglio.