Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 78 (1986-1987)
Heft: 370

Artikel: Le contact entre le socle du Mont-Blanc et la zone de Chamonix : implications tectoniques

Autor: Epard, Jean-Luc

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-278912

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: 12.07.2025

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

Bulletin N° 288 des Laboratoires de Géologie, Minéralogie, Géophysique
et du Musée géologique de l'Université de Lausanne

Le contact entre le socle du Mont-Blanc et la zone de Chamonix: implications tectoniques

PAR

JEAN-LUC EPARD[1]

Résumé – Des coupes lithostratigraphiques détaillées dans le Trias et le Lias du col de Tricot et du ravin des Arandellys (SW de Chamonix) démontrent que les sédiments mésozoïques qui constituent la partie interne de la zone de Chamonix sont en contact stratigraphique avec le socle cristallin du massif du Mont-Blanc. Le «chevauchement du Mont-Blanc» mentionné dans plusieurs publications récentes n'existe pas.

Abstract. The contact between the Mont-Blanc basement and the Chamonix zone: tectonic implications
Detailed profiles in the Triassic and Liassic series SW of Chamonix (Col de Tricot and Arandellys) prove that the mesozoic sediments of the internal part of the Chamonix zone are in stratigraphic contact with the crystalline basement of the Mont-Blanc massif. The "Mont-Blanc thrust" mentionned in several recent papers does not exist.

1. INTRODUCTION

La zone de Chamonix est une bande de terrains mésozoïques comprise entre les massifs cristallins du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges (fig. 1). Elle est constituée par deux séries sédimentaires distinctes:

1. La première, au NW, se rattache au massif des Aiguilles-Rouges. Elle comprend des terrains s'étageant du Trias au Crétacé inférieur. Dans le secteur du col de Balme, la présence de Crétacé et Tertiaire, signalée par PARÉJAS (1922) et par CORBIN et OULIANOFF (1931), est niée par AYRTON (1980). Cependant on y trouve, bien que pas à l'endroit exact cartographié par OULIANOFF, des faciès caractéristiques dont l'attribution au Crétacé inférieur est confirmée par des calpionelles berriasiennes (H. MASSON comm. pers.).

[1] Institut de Géologie, Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne.

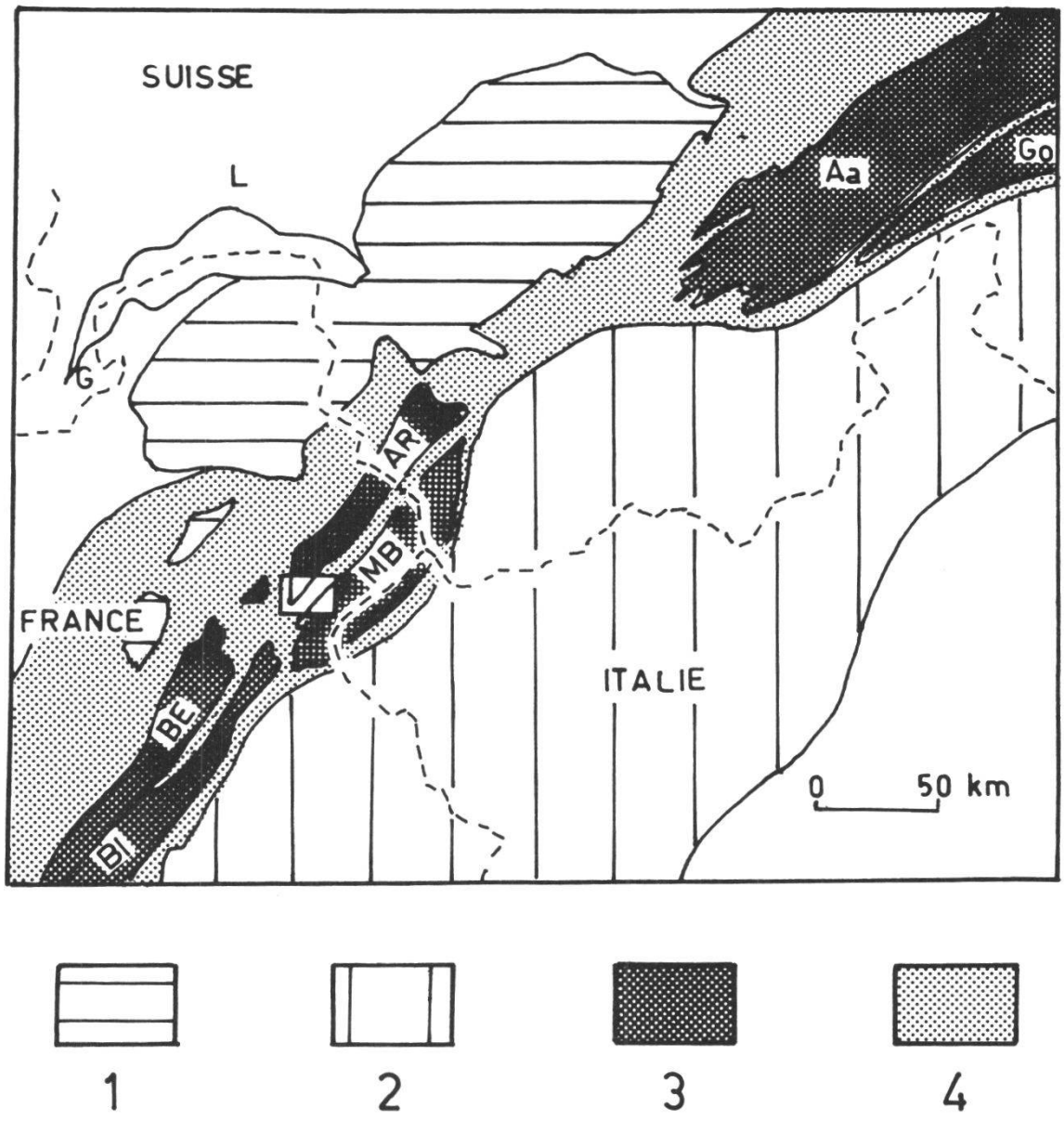

Figure 1. – Situation de la figure 2.
1) Préalpes et Ultrahelvétique; 2) Pennique; 3) Massifs cristallins externes (Aa: Aar et Gastern; Go: Gotthard; AR: Aiguilles-Rouges; MB: Mont-Blanc; BE: Belledonne externe; BI: Belledonne interne); 4) Couverture des massifs cristallins externes, nappes helvétiques, unités dauphinoises. G: Genève; L: Lausanne.

Cette série est lacunaire, le Lias étant absent dans le domaine considéré; le Dogger (Bajocien) et même le Malm dans la région de Montroc, reposent alors directement sur le Trias ou sur le Paléozoïque (PARÉJAS 1922, AYRTON 1980).

2. La deuxième, au SE, est une série plus épaisse, classiquement rattachée au massif du Mont-Blanc. A son extrémité NE, elle comprend des termes allant du Trias au Crétacé. Au col de Balme et plus au SW, dans le secteur du mont Lachat et du mont Vorassay (fig. 2), cette série, qui est globalement renversée, ne montre aucun terme plus jeune que l'Aalénien.

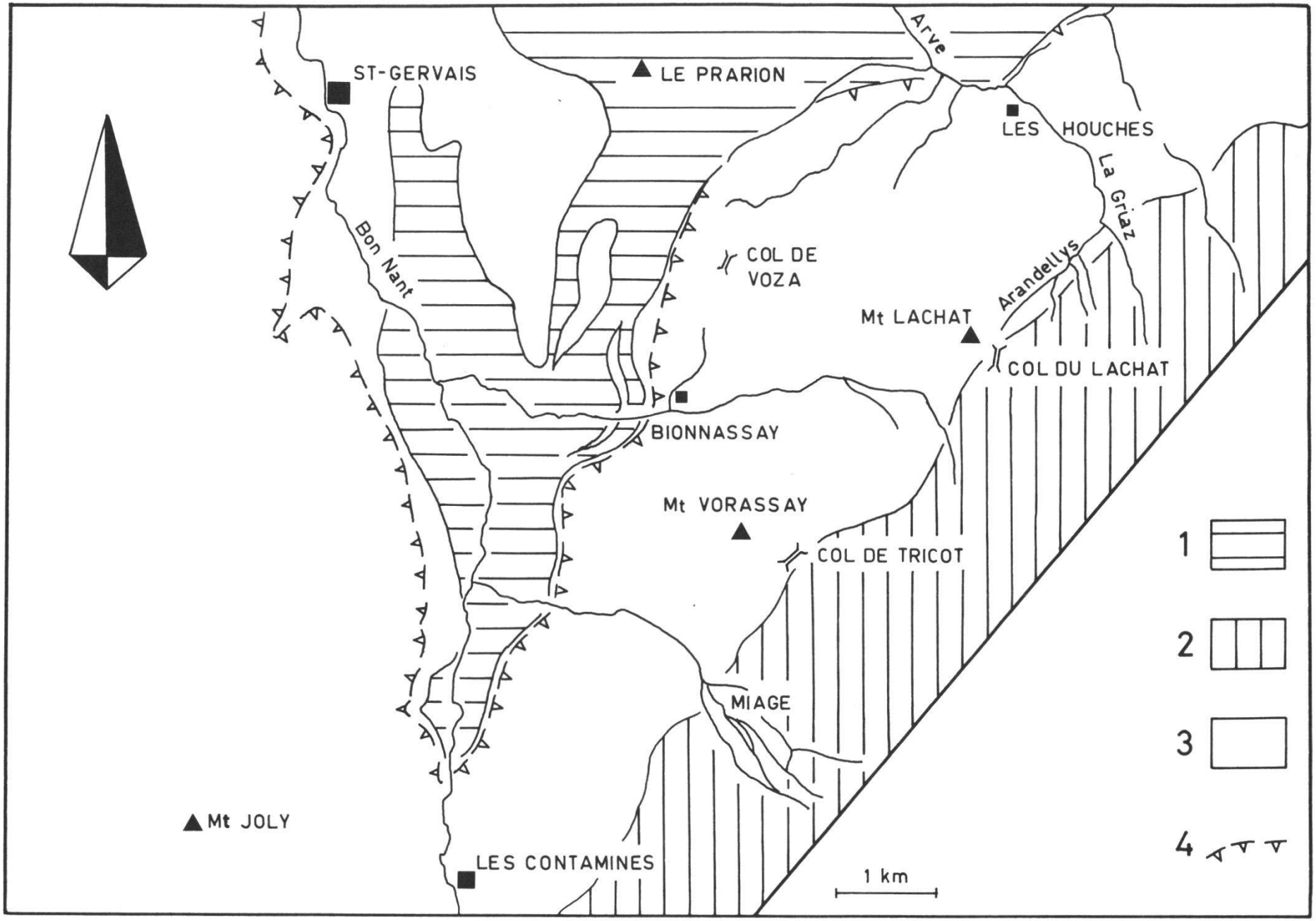

Figure 2. – Situation géographique et géologique des affleurements étudiés, d'après la carte géologique au 1:50 000, feuille Saint-Gervais (MENNESSIER *et al.* 1976). 1) Massif des Aiguilles-Rouges; 2) Massif du Mont-Blanc; 3) Terrains sédimentaires de la zone de Chamonix et du massif du Mont-Joly; 4) Chevauchement de la partie interne de la zone de Chamonix (= couverture du Mont-Blanc externe) sur la couverture Aiguilles-Rouges et ses écailles parautochtones.

Pour plus de détails stratigraphiques sur la zone de Chamonix dans son ensemble, le lecteur se rapportera aux travaux de PARÉJAS (1922) et d'AYRTON (1980).

Le contact entre cette série sédimentaire et le socle cristallin du Mont-Blanc est très redressé. La nature de ce contact est de toute évidence stratigraphique pour PARÉJAS (1922). Il en est de même pour BELLIÈRE (1956) ainsi que pour CORBIN et OULIANOFF (1927-1964) qui fournissent pour la partie française de la zone de Chamonix d'excellentes cartes au 1:20 000. AYRTON (1980), bien que présentant des vues nouvelles sur l'origine de la nappe de Morcles et la géométrie de la zone de Chamonix, se rallie aux anciens auteurs sur ce point particulier.

Tel n'est pas le cas de MENNESSIER *et al.* (1976) qui, sur la carte géologique au 1:50 000, feuille Saint-Gervais, notent un important contact tectonique entre le Mont-Blanc et les terrains mésozoïques de la zone de Chamonix. Cette conception est également défendue par ELTCHANINOFF (1980), ELTCHANINOFF-LANCELOT *et al.* (1982), GOURLAY (1984, 1986), BUTLER (1983, 1984) et PLATT (1984), qui admettent tous un plan de chevauchement majeur au contact du cristallin du Mont-Blanc.

Ces travaux récents sont donc, sur ce point, en contradiction avec les vues des anciens auteurs. Or cette question a des conséquences très importantes pour la tectonique de l'Helvétique et des chaînes subalpines, particulièrement pour le problème fondamental de l'enracinement des nappes. Une étude détaillée de ce contact et des terrains sédimentaires qui le jouxtent nous a paru nécessaire afin d'apporter quelque lumière sur cette question.

Pour ce faire, nous avons étudié deux secteurs de l'extrémité SW de la zone de Chamonix qui, par la qualité des affleurements et leur accès relativement aisé, nous ont paru propices à un travail détaillé. Il s'agit du *col de Tricot et de son versant SW*, et du ravin des *Arandellys* (fig. 2).

– Le *col de Tricot* (alt. 2120 m) est situé environ 400 m au SE du mont Vorassay. Il relie l'alpage de Miage aux rives du glacier de Bionnassay.

– Le *ravin des Arandellys* se trouve à 1 km à l'est du mont Lachat. Le torrent des Arandellys se jette près du lieu-dit «Les Barrages» dans le Nant de la Griaz, lui-même affluent de l'Arve.

2. SECTEUR DU COL DE TRICOT

2.1. Versant SW du col de Tricot (coupe A, fig. 3).

2.1.1. Description lithostratigraphique

Pour accéder à ces affleurements, il faut, dès l'altitude 1930 m, quitter le sentier qui mène des chalets de Miage au col de Tricot et se rapprocher des

pentes abruptes de la pointe inférieure de Tricot en direction d'un petit éperon jaunâtre constitué par des brèches de pente un peu cimentées.

Il est possible d'observer alors, en série renversée (pendage de 70° vers le SE), la coupe suivante.

1) Cristallin du Mont-Blanc: «gneiss et micaschistes particulièrement écrasés» de CORBIN et OULIANOFF (1959), ou «mylonitoschistes» de BELLIÈRE (1956). Il s'agit d'une roche de couleur gris foncé à noirâtre, composée essentiellement de quartz et de phyllosilicates (en majorité de la séricite), de texture grano-lépidoblastique. Le quartz, polygonal, se répartit en yeux allongés de 250 μ, moulés par les phyllosilicates;

2) arkose de couleur foncée, souvent verdâtre, d'épaisseur variable (0 à 50 cm). La matrice de phyllosilicates (séricite) est abondante. Cette roche renferme des nodules carbonatés de couleur rouge brunâtre dont la taille peut atteindre quelques centimètres. Ces nodules calcaro-dolomitiques sont souvent accompagnés de cubes de pyrite. De tels nodules sont signalés par DEMATHIEU et WEIDMANN (1982) sous la surface de transgression triasique dans la région du Vieux-Emosson (massif des Aiguilles-Rouges). Ils sont interprétés comme des témoins probables de paléosols du Trias inférieur ou du Permien. Par analogie, nous proposons d'admettre la même origine pour les concrétions carbonatées observées dans la région de Tricot.
Une lame mince réalisée juste sur le contact entre l'arkose et le cristallin montre que la limite entre ces deux terrains est soulignée par un liseré enrichi en grains de minéraux lourds. De plus, elle est recoupée par la schistosité dominante. Cette schistosité crénule, dans le cristallin, une structure plus ancienne;

3) 3 m de quartzite massif, blanc à vert pâle. La base de ce niveau est localement conglomératique. La taille des éléments du conglomérat peut atteindre 5 cm environ. Il s'agit principalement de galets de quartz rosâtre;

4) 50 cm de quartzite blanc-vert comprenant quelques passées de grès à ciment calcaire, de patine brunâtre;

5) 80 cm de quartzite s'enrichissant en calcite vers le sommet pour passer progressivement à un grès de patine brune. Un interlit d'argilite vert clair le sépare de:

6) 50 cm d'un grès de patine brune, verdâtre à la base. Ce niveau contient vers le haut des galets ou nodules carbonatés, très déformés, de couleur brun ocre. Ces éléments sont inclus dans les grès à ciment en partie calcaire;

7) 2 cm d'argilite vert clair;

8) 50 cm d'un quartzite blanc à vert pâle;

9) 50 cm d'argilite vert foncé;

10) banc carbonaté de couleur brune, épais de quelques centimètres;

11) 2 m d'argilite vert foncé à noirâtre;

12) 1 m environ de grès et calcaires gréseux, plaquetés, argileux, de couleur jaune foncé à brunâtre. On y trouve quelques niveaux centimétriques de brèches à éléments carbonatés, argileux, et matrice gréseuse. Cette matrice est identique aux grès qui encadrent ces niveaux bréchiques. Il s'agit donc, selon nous, d'une matrice d'origine sédimentaire. C'est pourquoi nous pensons que la bréchification résulte d'un processus précoce, non tectonique, peut-être diagénétique. Il se peut qu'il s'agisse aussi d'un équivalent des brèches de chenaux signalées par DEMATHIEU et WEIDMANN (1982) dans le secteur du Vieux-Emosson;

13) 5 m de dolomie calcaire jaune ocre, plaquetée, comprenant quelques passées gréseuses;

14) 10 m environ de dolomie et dolomie calcaire jaunes, affleurant dans les niches d'arrachement de petits glissements de terrain;

15) 2,5 m de dolomie grise, assez massive, dans laquelle on reconnaît en lame mince des fantômes de bioclastes et des peloïdes;

16) 20 m environ de dolomie et dolomie calcaire, jaunes, semblables au niveau 14;

Les niveaux 14 et 16 sont parcourus de zones de cornieules, discontinues et de faible extension.

Les dolomies et dolomies calcaires sont recouvertes en discordance par une formation quaternaire. Il s'agit d'une brèche à éléments essentiellement dolomitiques, un peu émoussés, qui présente une stratification grossièrement parallèle à la topographie actuelle. Des grès et microconglomérats à matrice argilo-calcaire, parfois granoclassés, et des silts laminés lui sont associés. Cette brèche, bien que seulement légèrement cimentée, est cependant très résistante à l'érosion. Elle a été confondue par certains auteurs (PARÉJAS 1922; ELTCHANINOFF 1980) avec des cornieules.

Plus bas, vers 1770 m d'altitude, dans le prolongement direct de la coupe décrite ci-dessus, il est possible d'observer, non seulement le quartzite en contact avec le cristallin, mais aussi un banc de dolomie grise, que l'on peut corréler avec le niveau 15 de la coupe A.

2.1.2. Tectonique

Le contact entre le Mésozoïque et le cristallin est plissé par des plis asymétriques de quelques mètres à quelques décamètres d'amplitude, bien visibles vers l'altitude 1930 m (fig. 4), et dont les axes plongent fortement vers le SSW. Leurs flancs courts correspondent à des séries normales, alors que dans les flancs longs les couches sont renversées. Cette asymétrie caractérise des plis de 2^{e} ordre affectant le flanc inverse d'une structure de 1er ordre à l'échelle de l'ensemble de la zone de Chamonix et de la partie externe du massif du Mont-Blanc. D'ailleurs leur plongement se conforme à la terminaison périclinale du Mont-Blanc vers le SW.

Ces plis provoquent des répétitions des quartzites et des argilites. Ils admettent une schistosité de surface axiale qui correspond à la schistosité do-

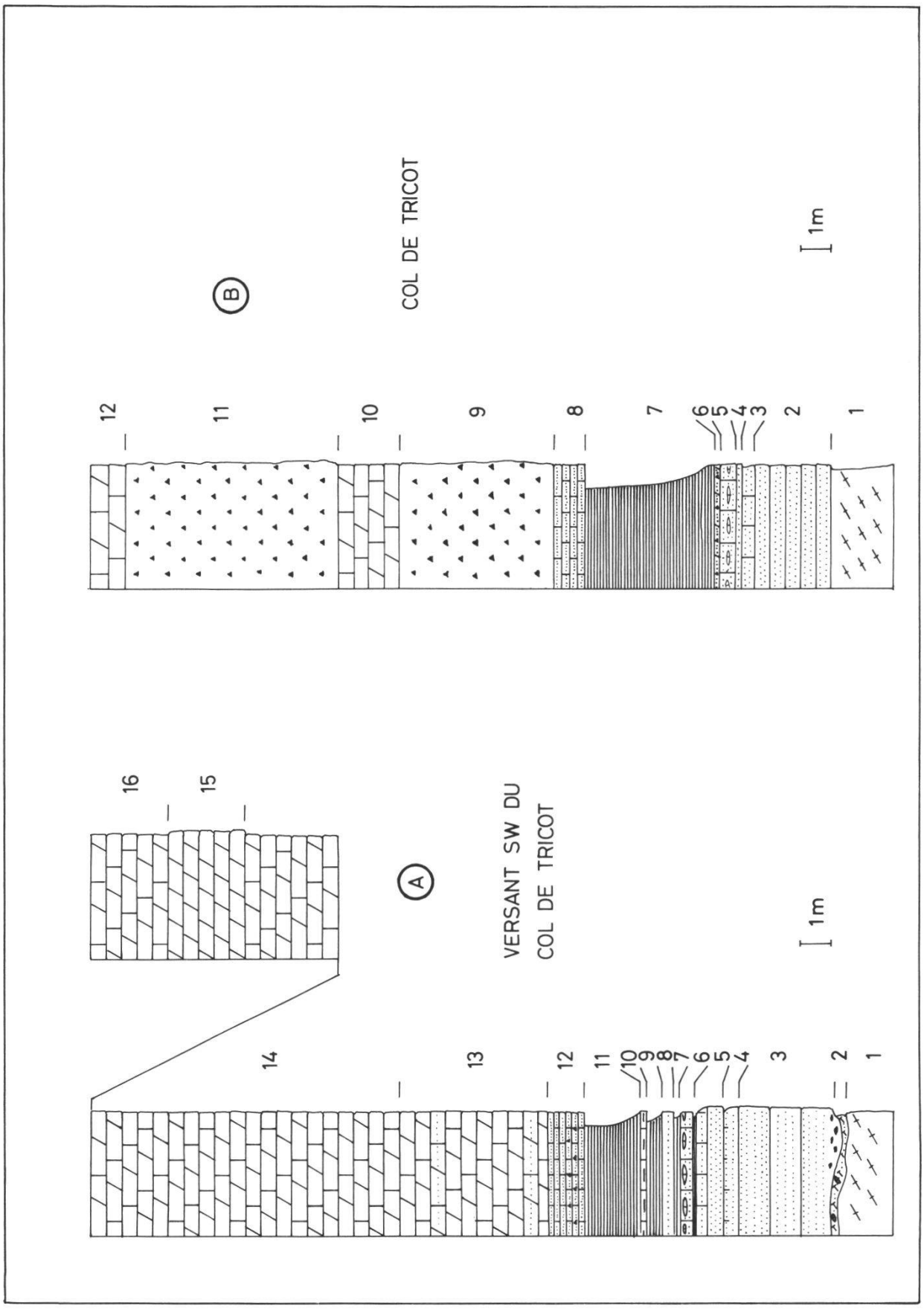

Figure 3. – Coupes lithostratigraphiques du Trias du secteur de Tricot; explications dans le texte.

minante du socle et de la couverture. Le parallélisme entre la schistosité dans le cristallin et le sédimentaire (observé également en lame mince dans le niveau 2) a déjà été signalé par BELLIÈRE (1956).

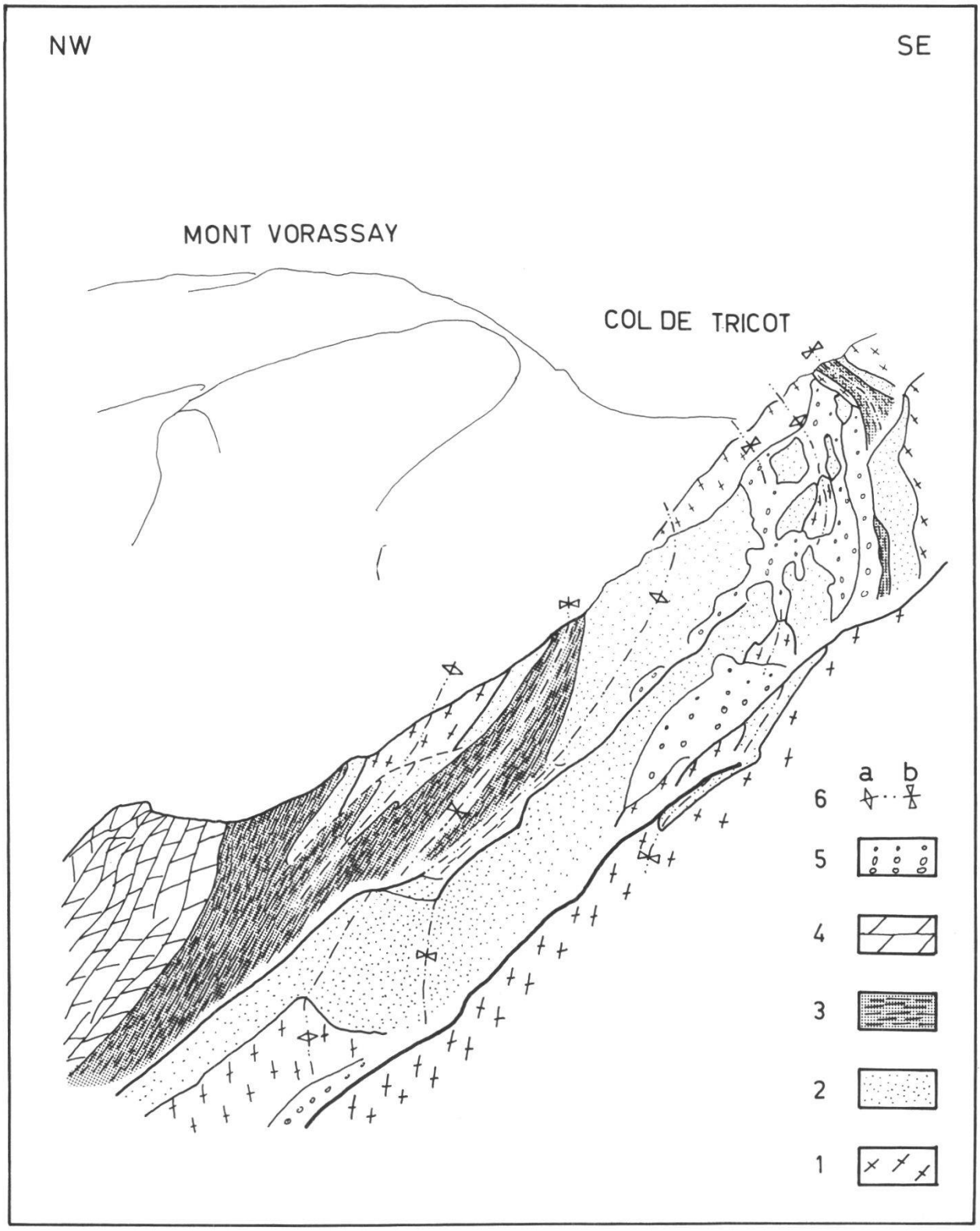

Figure 4. – Esquisse des affleurements du versant SW du col de Tricot, vus en direction du N, depuis le socle cristallin du Mont-Blanc (altitude 1940 m).
1) Cristallin; 2) Quartzites et grès du Trias; 3) Argilites; 4) Dolomies et dolomies calcaires; 5) Eboulis; 6) Traces axiales -a: anticlinales, -b: synclinales.

2.2. Col de Tricot (coupe B, fig. 3)

Le contact entre la zone de Chamonix et le cristallin du Mont-Blanc est également bien visible au col de Tricot. Là aussi, la série est inverse avec un fort pendage vers le SE.
Nous avons relevé:

1) cristallin du Mont-Blanc, gneiss gris à noir, à structure rubanée;
2) 2,5 m de quartzite blanc;
3) 0,4 m de grès à ciment calcaire;
4) 0,2 m d'un quartzite blanc, légèrement calcaire;
5) 0,5 m de grès brun, contenant des éléments dolomitiques brun ocre, semblables à ceux du niveau 6 de la coupe A (fig. 3);
6) 0,1 m de brèche à éléments de dolomicrite et matrice gréso-dolomitique;
7) 4 m d'argilite vert foncé à noirâtre, comprenant des lits gréseux millimétriques;
8) 1 m de dolomie calcaire, gréseuse et plaquetée;
9) cornieules;
10) calcaire dolomitique jaunâtre;
11) cornieules;
12) calcaire dolomitique gris, correspondant probablement au niveau 15 de la coupe A.

Les cornieules de cet affleurement sont des brèches à éléments essentiellement dolomitiques. Nous avons cependant noté la présence occasionnelle d'éléments d'argilite et de quartzite.

Cette coupe présente de fortes similitudes avec celle relevée sur le versant SW du col de Tricot. Outre la succession des faciès qui est identique, nous notons en plus que:
– l'existence de niveaux gréseux surmontant les quartzites, et celle d'un banc de grès à éléments carbonatés, est commune aux deux coupes;
– le passage des argilites à la série carbonatée est également très semblable. Il se fait par l'intermédiaire de niveaux gréseux et calcaires, parfois bréchiques, plus argileux et plus finement lités que les dolomies calcaires qui leur succèdent.

Paréjas (1922) avait déjà décrit l'essentiel de ces deux coupes. Remarquons cependant que pour la coupe A («Trias du versant SW du col de Tricot», p. 385), il décrit une alternance de quartzites et d'argilites sur une grande épaisseur. Ces répétitions, nous l'avons vu, sont dues aux plis illustrés par la figure 4.

La feuille Miage de l'atlas géologique au 1:20 000 du Mont-Blanc (Corbin et Oulianoff 1959) montre un «îlot» de quartzite du Trias isolé dans le cristallin, entre 1920 m et 2040 m d'altitude. Cette disposition s'explique aussi par ces plis.

2.3. Comparaison du Trias de Tricot avec la série autochtone des Aiguilles-Rouges

Le Trias de Tricot peut être divisé en trois unités lithologiques qui sont: a) les quartzites, b) les argilites, c) les dolomies et cornieules. Cette subdivision, déjà employée par les anciens auteurs (par ex. PARÉJAS 1922) s'applique également au Trias du massif des Aiguilles-Rouges (par ex. COLLET 1943).

L'analogie entre la série triasique autochtone du massif des Aiguilles-Rouges et celle de Tricot ne s'arrête pas là. Plusieurs détails viennent confirmer cette parenté. Citons par exemple:

– l'existence d'une arkose à matrice phylliteuse située sous le quartzite ou grès quartzitique, ainsi que la présence de nodules carbonatés dans cette arkose (COLLET 1943, DEMATHIEU et WEIDMANN 1982);

– le quartzite proprement dit débute localement à Tricot, comme aux Aiguilles-Rouges, par un niveau conglomératique (COLLET 1943, DEMATHIEU et WEIDMANN 1982);

– les dolomies et cornieules débutent par des termes gréseux et calcaires, parfois bréchiques comme on peut l'observer en plusieurs endroits dans la couverture des Aiguilles-Rouges (P. JEANBOURQUIN comm. pers.).

Notons encore que les empreintes de pas de reptiles découvertes dans les grès autochtones du massif des Aiguilles-Rouges permettent de dater ces faciès du Ladinien supérieur ou du Carnien (DEMATHIEU et WEIDMANN 1982). On peut supposer que les grès et quartzites jouxtant le cristallin du Mont-Blanc ont un âge analogue.

2.4. Conclusions

L'examen détaillé des affleurements du secteur de Tricot montre que *la série triasique repose stratigraphiquement sur le socle cristallin du Mont-Blanc* sans nulle trace de déplacement le long du contact. Cela est particulièrement bien visible sur le versant SW du col, où les conglomérats et quartzites de la transgression triasique reposent localement sur une arkose à nodules carbonatés, qui témoigne d'une altération du continent hercynien.

A cette observation d'ordre sédimentologique, qui est à elle seule suffisante, nous ajouterons les arguments tectoniques suivants:

– *Relation entre la schistosité dominante et le contact cristallin-sédimentaire:* les plans de chevauchement dessinés par BUTLER (1983, 1984) dans le massif du Mont-Blanc sont soulignés, selon cet auteur, par des zones de mylonite. En fait, la déformation à l'extrémité SW de ce massif est intense et le socle cristallin dans son entier est affecté d'une déformation de type mylonitique (BELLIÈRE 1956; GOURLAY 1984 et 1986). Les zones de mylonite qui figurent sur les cartes géologiques sont des endroits où la schistosité régionale est mieux marquée, soit que la déformation y ait été effectivement plus intense (comme par exemple dans les flancs inverses de plis de socle),

soit que les roches contiennent une plus forte proportion de phyllosilicates. Le point important est que ces bandes mylonitiques sont parallèles à la schistosité dominante. Par conséquent, un plan de chevauchement parallèle à cette schistosité ne pourrait pas séparer le cristallin du sédimentaire de la zone de Chamonix, puisque précisément le contact entre ces deux formations est recoupé par la schistosité dominante.

– *La question des cornieules:* nous remarquerons tout d'abord que ces roches sont bien moins abondantes (du moins sur le versant SW du col de Tricot) que ce qui a été écrit (ELTCHANINOFF 1980; PARÉJAS 1922). On a confondu avec ces roches des brèches quaternaires plus ou moins cimentées. En profondeur, dans les niches d'arrachement des petits glissements qui affectent le versant SW du col de Tricot, les dolomies et les dolomies calcaires forment l'essentiel de la roche en place. Les vraies cornieules, quant à elles, sont rares et discontinues.

S'il est vrai que les grands contacts tectoniques sont souvent jalonnés par des cornieules, la seule présence de ces roches ne suffit pas pour supposer de tels accidents, «la cornieule n'étant pas invariablement associée à des surfaces de transport tectonique» (MASSON 1972, p. 36).

D'autres arguments peuvent être encore tirés de la comparaison entre le Trias autochtone des Aiguilles-Rouges et celui de Tricot. La similitude entre ces séries est très grande. Nous considérons donc que les roches triasiques associées au Mont-Blanc expriment les mêmes phénomènes sédimentaires, à savoir:

– altération d'un continent hercynien pénéplainé (dépôt d'une arkose peu mature et formation de nodules carbonatés);

– puis dépôt de sables côtiers (grès et quartzites), suivi de sédiments de baie protégée (argilites) et de plate-forme carbonatée, partiellement dolomitisée.

Tout comme le Trias des Aiguilles-Rouges *le Trias de Tricot est solidaire de son socle cristallin.* A Tricot, il n'y a donc *pas de contact tectonique* entre le cristallin du Mont-Blanc et le Trias de la zone de Chamonix.

D'importants contacts tectoniques à l'intérieur même de ce Trias sont également à exclure, car la succession lithologique du Trias (quartzites, argilites, dolomies) est dans les deux cas complète et préservée dans le bon ordre, le passage des quartzites aux argilites est progressif, il y a continuité latérale des niveaux.

L'étude de la transition du Trias au Lias dans les affleurements des Arandellys va confirmer l'absence de tels contacts au sein ou au sommet des calcaires dolomitiques.

3. LES ARANDELLYS

Comme à Tricot, le ravin des Arandellys offre des affleurements de bonne qualité pour l'étude du Trias et de son contact avec le socle cristallin du

Mont-Blanc. Il est possible d'y observer également les faciès de transition du Trias au Lias (Rhétien), le Lias inférieur, ainsi qu'une partie du Lias moyen (ces termes sont utilisés ici avec la connotation lithostratigraphique que leur donne traditionnellement la littérature régionale).

Nous avons effectué deux coupes détaillées.

– La première (fig. 7) a été relevée dans une des branches amont du ravin des Arandellys (fig. 5) et va du cristallin (alt. 1750 m) au Lias inférieur (alt. 1600 m).

– La seconde (coordonnées Lambert: 946 950/2 107 050, fig. 8), plus restreinte, se situe à 1650 m d'altitude, dans une ravine de la rive droite du torrent (fig. 5).

PARÉJAS (1922) décrit des coupes du Trias et du Lias inférieur qu'il localise dans le Nant de la Griaz et qui, selon la toponymie que nous utilisons, correspondent vraisemblablement aux affleurements des Arandellys.

3.1. Description lithostratigraphique (coupe 1; fig. 7):

1) cristallin du Mont-Blanc, gneiss fin et massif;

2) 0,5 m d'arkose de couleur claire, à ciment essentiellement siliceux. Ce niveau est boudiné et accompagné de veines de quartz;

3) 0,1 m de calcaire dolomitique gréseux et argileux, légèrement micacé, de couleur jaune clair;

4) 1 m d'argilite verte à vert foncé, presque noirâtre;

5) 30 m environ de dolomie et dolomie calcaire jaune brunâtre. Vers le sommet, elle prend une couleur grise;

6) gypses blancs affleurant sur une centaine de mètres et comprenant de nombreux bancs décimétriques de dolomie beige à brun clair, fréquemment boudinés. Localement, ils contiennent quelques bancs d'un quartzite noir, accompagné d'argilite un peu charbonneuse. Ces gypses constituent le cœur de l'anticlinal du mont Lachat (plis B et C de PARÉJAS 1922) (fig. 6);

7) 2 m de dolomie jaune accompagnée de cornieule;

8) 3–4 cm de conglomérat à éléments dolomitiques de taille variable (d'une fraction de mm à quelques cm) et à matrice de microsparite gréseuse et bioclastique;

9) 1,5 m de calcaire gréseux et échinodermique, identique à la matrice du conglomérat sous-jacent, en bancs de 10 cm d'épaisseur, séparés par des interlits argilo-siliceux;

10) 2 m de quartzite gris foncé à noir, divisé en quatre bancs d'égale épaisseur;

11) 3 m: alternance de calcaires argileux et de marnes. Les calcaires sont pyriteux et contiennent des fragments d'échinodermes, de gastéropodes et de lamellibranches. Ils sont noirs et se présentent en bancs de 2 à 10 cm. Les lits de marnes qui les séparent sont de même puissance;

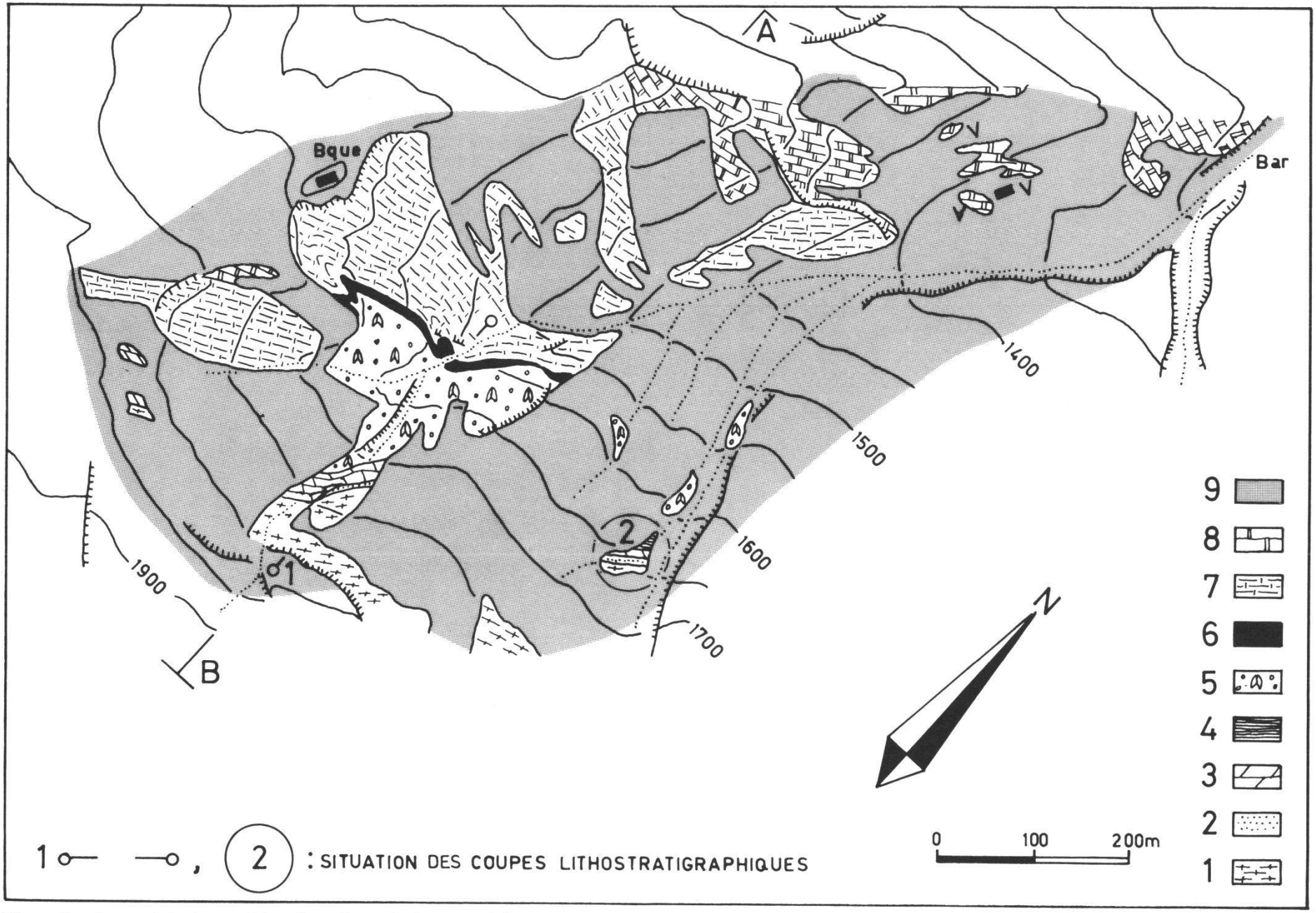

Figure 5. – Carte géologique schématique du ravin des Arandellys.
1) Cristallin; 2) Quartzites et argilites du Trias; 3) Dolomies et cornieules; 4) Niveaux charbonneux; 5) Gypses; 6) Rhétien; 7) Lias inférieur; 8) Lias moyen; 9) Quaternaire; Bar: Les Barrages; Bque: Baraque forestière des Arandellys; A-B: tracé de la coupe tectonique de la figure 6.

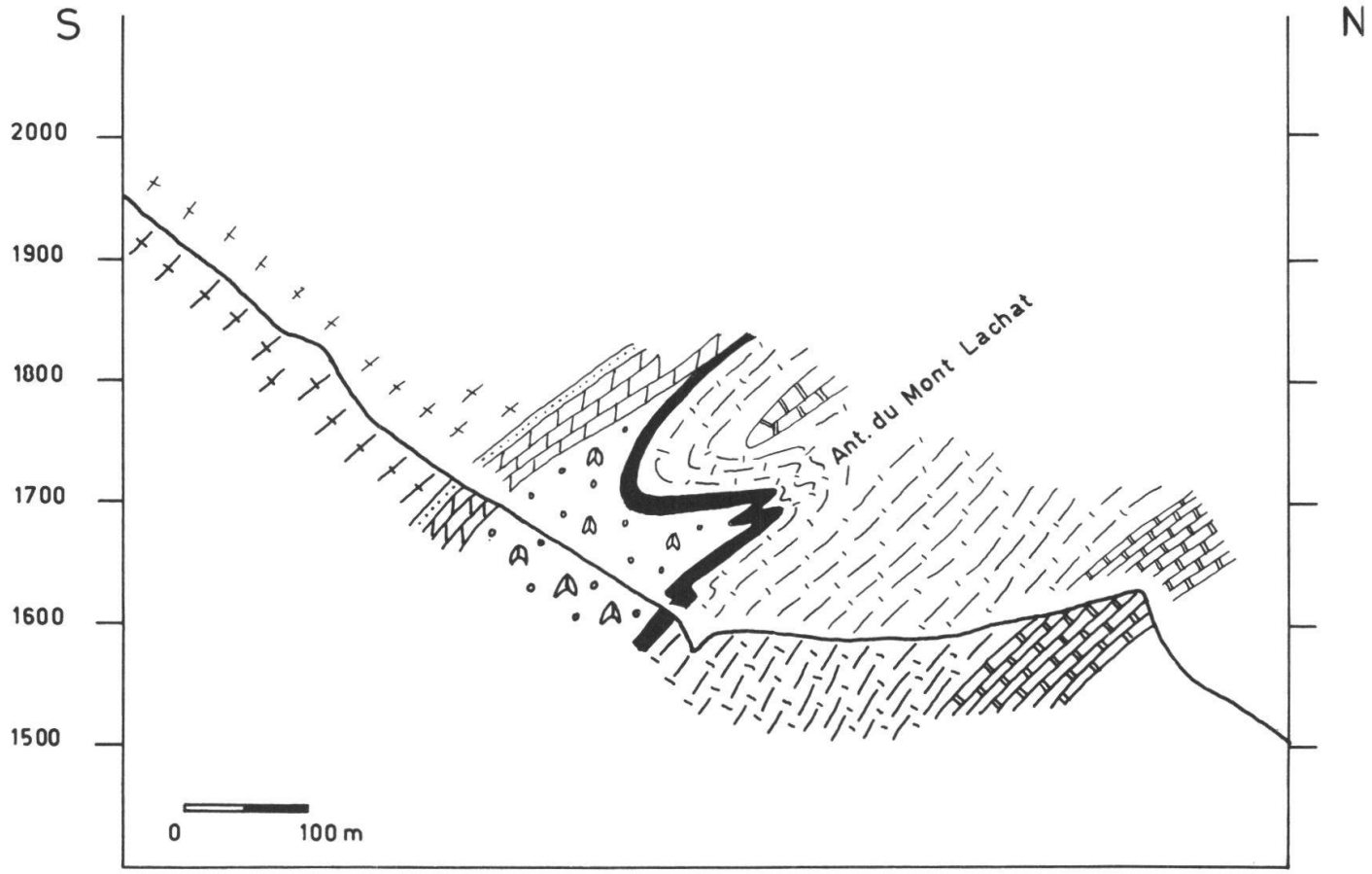

Figure 6. – Coupe tectonique de la partie amont du ravin des Arandellys (situation et figurés, cf figure 5).

12) 5 m: alternance de calcaires argileux et de marnes, semblables au niveau 11, mais plus pauvres en bioclastes;

13) Marnes et calcaires siliceux. Les calcaires en bancs de 40 cm d'épaisseur sont assez massifs; ils ont une patine brun-gris, parfois jaune verdâtre et une cassure gris-noir. On y observe des traces de bioturbation soulignées par de la pyrite, ainsi que de nombreux tours internes d'ammonites pyritisées. Nous n'avons pas trouvé de formes déterminables, cependant PARÉJAS (1922) signale dans les affleurements de la Griaz des ammonites de l'Hettangien et du Sinémurien.

La série se poursuit par une alternance assez régulière de calcaires argileux fins et de marnes en bancs décimétriques (non représentée sur la fig. 7). Ces faciès sont caractéristiques du Lias inférieur de la zone de Chamonix. Plus en aval, les calcaires deviennent moins argileux, plus gréseux; les lits marneux deviennent moins épais et finissent par disparaître. On passe alors progressivement à des calcaires siliceux, échinodermiques, dans lesquels on trouve fréquemment des bélemnites. Ces calcaires, attribués au Lias moyen, constituent le versant NW et une partie de l'arête qui relie la baraque forestière des Arandellys au lieu-dit les Barrages.

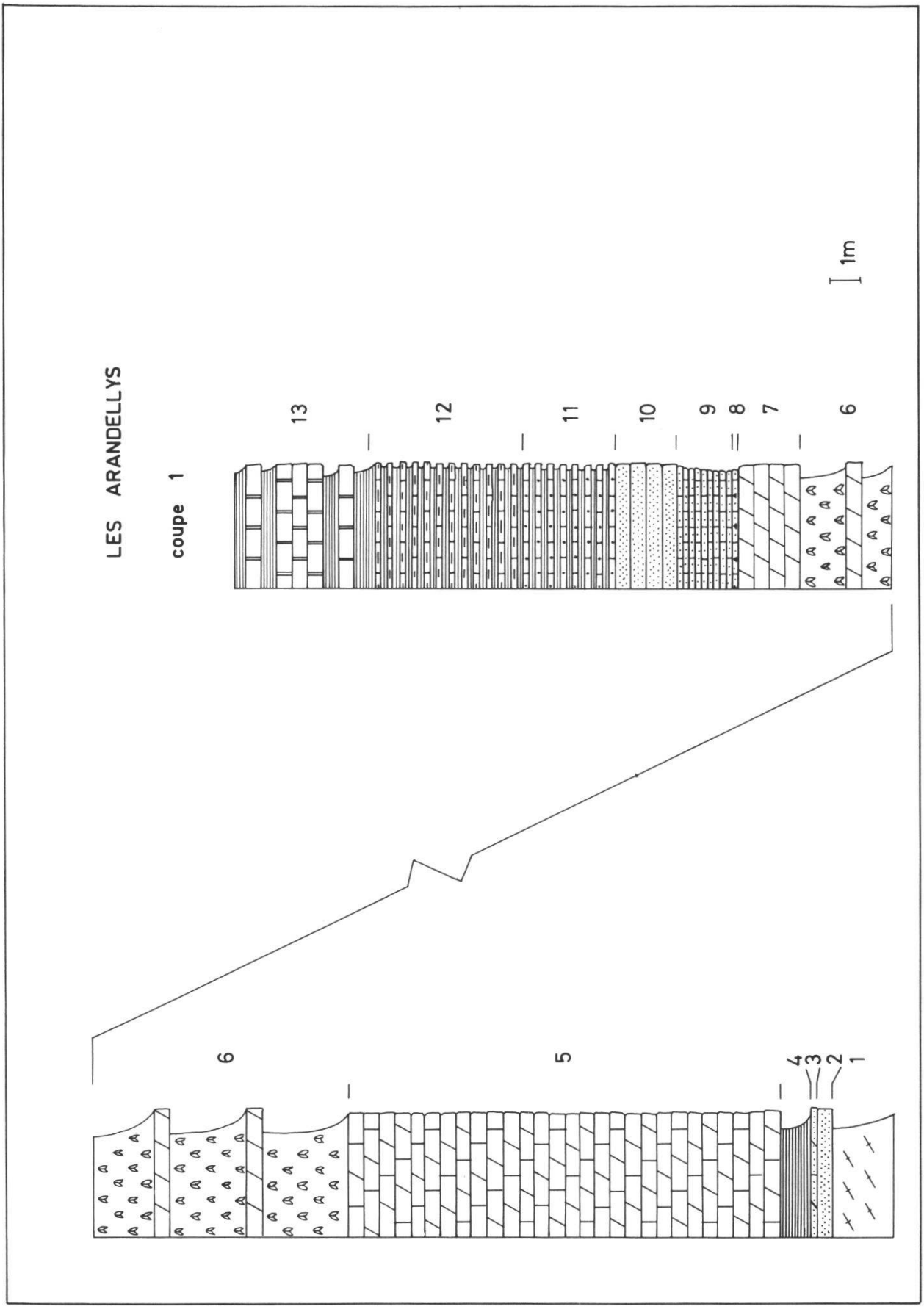

Figure 7. – Coupe lithostratigraphique du Trias et Lias inférieur du secteur des Arandellys; explications dans le texte.

3.2. Conclusions

Le Mésozoïque des Arandellys est en contact avec le socle cristallin du Mont-Blanc par l'intermédiaire d'une arkose (niveau 2). Cette roche, avec le calcaire dolomitique gréseux (niveau 3), constitue le terme détritique de base sur lequel se déposent les argilites vertes (niveau 4), puis les dolomies et dolomies calcaires (niveau 5). Comme à Tricot, nous retrouvons à la base de notre coupe, la succession des trois unités lithologiques décrites dans le chapitre précédent. Aucun argument ne permet de l'interpréter autrement qu'à Tricot, c'est-à-dire comme constituant la base de la série sédimentée sur le cristallin du Mont-Blanc.

Aux Arandellys, des affleurements plus étendus qu'à Tricot permettent de compléter l'étude de la couverture sédimentaire du massif du Mont-Blanc externe.

Celle-ci se poursuit par des gypses blancs à bancs dolomitiques (niveau 6). Ces roches s'observent de façon sporadique tout le long de la bordure NW du massif du Mont-Blanc, du col de la Forclaz aux Contamines (AYRTON 1980, PARÉJAS 1922, MENNESSIER *et al.* 1976).

Dans les Alpes, les évaporites sont parfois le siège d'importants décollements et peuvent donner des semelles de nappes. Tel n'est pas le cas dans la zone de Chamonix. Ainsi aucune écaille tectonique n'a été signalée dans cette position. Mais surtout, les gypses constituent la suite logique de la série triasique telle qu'on la connaît dans les régions limitrophes (couverture de Belledonne et bassin jurassien, MÉGARD-GALLI et BAUD 1977) où des évaporites du Trias supérieur surmontent une série carbonatée. Il serait alors artificiel, en l'absence d'indices sérieux, de les séparer tectoniquement des dolomies sous-jacentes.

Les niveaux 8, 9, 10 correspondent au Rhétien. Ces roches contrastent avec les gypses et dolomies par une plus forte proportion de quartz. Les quartzites (niveau 10) forment d'ailleurs un bon repère que l'on connaît non seulement dans la zone de Chamonix, mais aussi, plus à l'W, sur le versant S du Mont-Joly. Dans cette région, les grès et quartzites du Rhétien sont surmontés d'un «calcaire à lamellibranches» (ELTCHANINOFF 1980) qui est probablement un équivalent du niveau 11 décrit plus haut.

L'analogie entre la série du Mont-Joly et celle de la zone de Chamonix est également valable pour le reste du Lias inférieur et pour le Lias moyen. Leur correspondance n'a, du reste, jamais été mise en doute.

Le Rhétien, le Lias inférieur et le Lias moyen constituent donc la suite stratigraphique normale du Trias des Arandellys.

En conclusion, le ravin des Arandellys offre une coupe continue d'une série mésozoïque allant du Trias au Lias moyen. Cette série constitue la couverture liée au cristallin du massif du Mont-Blanc. Aucun contact tectonique important n'est décelable entre le cristallin et le sédimentaire, ni à l'intérieur de ce dernier. L'accident qui figure sur la carte au 1:50 000,

feuille Saint-Gervais, entre le Lias inférieur et le Lias moyen, n'existe pas; il y a passage progressif entre ces deux unités lithologiques. Des raisons similaires nous font exclure également le contact tectonique qui figure sur la même carte entre le Lias moyen et le Lias supérieur (dans lequel est inclus l'Aalénien).

3.3. Niveaux à charbon

Nous voulons compléter la description du Trias des Arandellys en signalant un affleurement situé à 1650 m d'altitude, dans une ravine de la rive droite du torrent (coordonnées Lambert: 946 950/2 107 050), où l'on peut observer une unité lithologique (niveau 5, coupe 2, décrit ci-dessous) qui n'a jamais été signalée auparavant.

Nous trouvons de bas en haut:

1) cristallin du Mont-Blanc, gneiss fin;
2) 0,5 m de grès feldspathique clair mal classé, très déformé. Une lacune d'affleurement de moins de 2 m le sépare de:
3) 1,5 m de dolomie calcaire, gris clair, légèrement gréseuse, finement plaquetée, par endroits bréchique;
4) 5 m de dolomie grise, massive, légèrement calcaire;
5) 4,5 m d'une série gréso-argileuse que l'on peut subdiviser en:
   a) 0,2 m de grès laminé, granoclassé, micacé, de patine brunâtre, avec quelques passées riches en biotite, zircon et opaques; à sa base, on observe quelques galets argileux, finement laminés;
   b) 0,5 m d'arkose mal classée, à ciment quartzitique, blanche, massive, boudinée;
   c) 0,5 m d'arkose lithique, par endroits microconglomératique à éléments quartzo-feldspathiques;
   d) 0,1 m: niveau noir, argileux et charbonneux;
   e) 1 m: comme 5c;
   f) interlit charbonneux;
   g) 0,2 m: comme 5c;
   h) 5 cm: petit lit charbonneux comme 5d;
   i) 1,5 m: comme 5c;
6) gypse blanc à bancs dolomitiques, équivalent au niveau 6 de la coupe 1.

Nous ne savons pas à quelle formation rattacher le niveau 5 de la coupe ci-dessus. Il peut se caractériser comme un sédiment chimiquement et mécaniquement peu mature (présence de lithoclastes, de biotites, mauvais degré de triage), riche en matière organique. Cette richesse en matière organique autorise une corrélation de ce niveau avec deux formations bien connues pour contenir des débris charbonneux: les Schistes à Equisetum et la Lettenkohle.

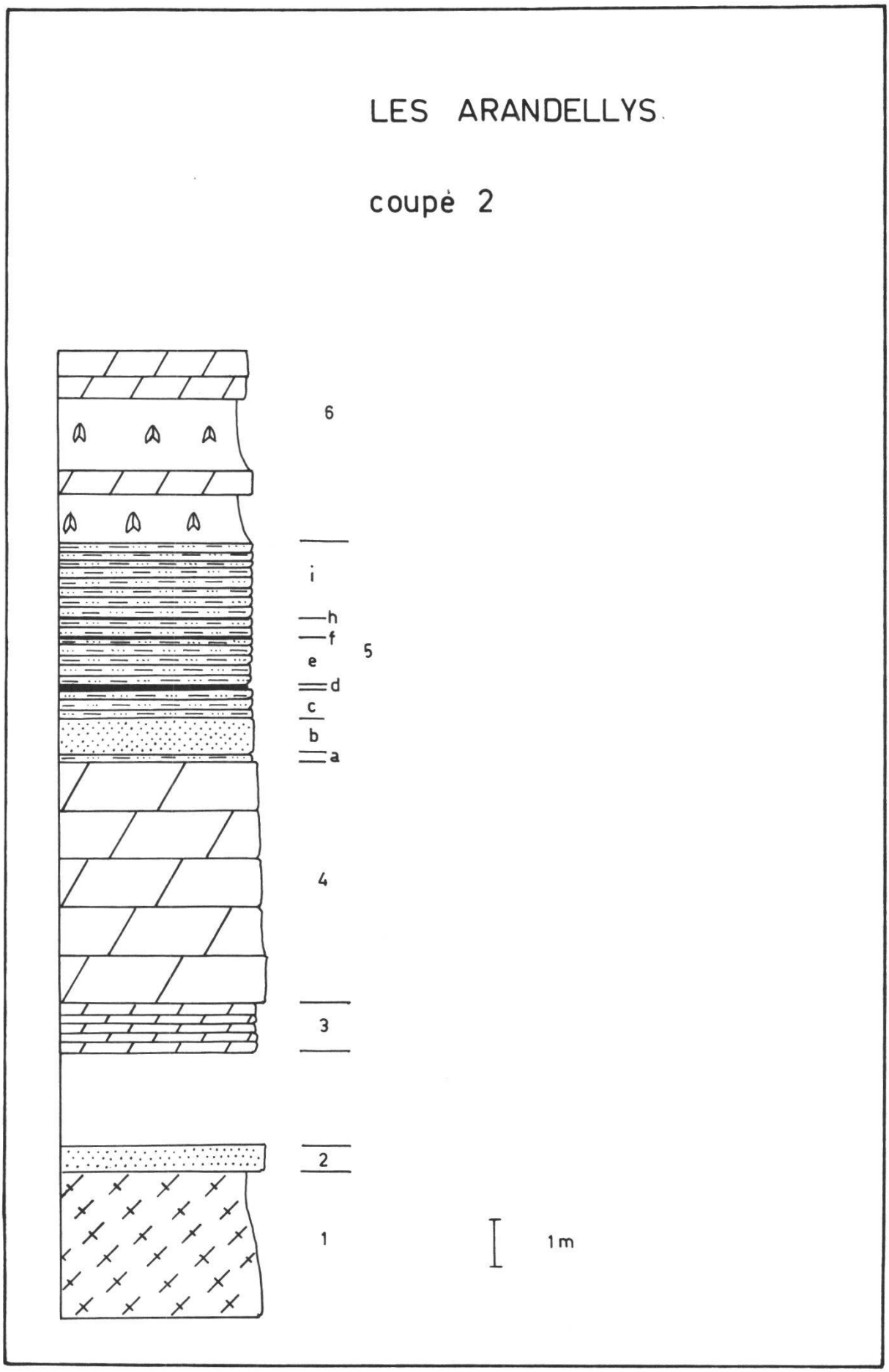

Figure 8. – Coupe lithostratigraphique relevée à 1650 m d'altitude, en rive droite du torrent des Arandellys; explications dans le texte.

Ces formations n'ont jamais été signalées dans la couverture du massif du Mont-Blanc. Par contre les Schistes à Equisetum sont connus dans la couverture du massif des Aiguilles-Rouges (PARÉJAS 1922; AMBERGER 1960), où ils se présentent sous la forme de schistes gréseux noirs, à débris charbonneux, situés au sommet des dolomies. Du charbon a également été signalé par LUGEON (1918) dans le Trias de la couverture du massif des Aiguilles-Rouges près de Morcles, dans une position stratigraphique à peu près comparable.

Pour une discussion plus générale des corrélations possibles, le lecteur se référera à MÉGARD-GALLI et BAUD (1977) et FREY (1968).

4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude des affleurements de Tricot et des Arandellys montre que le Mésozoïque de la bordure SE de la zone de Chamonix constitue la couverture sédimentaire du socle cristallin du Mont-Blanc. Il n'y a donc pas d'accident tectonique qui le sépare de ce cristallin, contrairement à ce que font figurer MENNESSIER *et al.* (1976) sur la carte au 1:50 000 (feuille Saint-Gervais) et contrairement à ce que mentionnent plusieurs autres travaux récents. *Le «chevauchement du Mont-Blanc» n'existe pas.* Il est également erroné de placer des accidents tectoniques importants au sein de cette série sédimentaire qui monte du Trias à l'Aalénien.

Cette conclusion s'étend évidemment vers le NE à l'ensemble de la zone de Chamonix; nous avons choisi les affleurements de Tricot et des Arandellys en raison de leur qualité qui permet d'y lever des coupes détaillées, mais la situation est essentiellement semblable tout au long de la zone (par ex. au col de Balme).

Pour trouver un contact tectonique important dans la zone de Chamonix, il faut aller à l'extérieur de la série décrite ici: celle-ci chevauche, par son Aalénien renversé, la couverture des Aiguilles-Rouges, décorée localement d'écailles parautochtones (fig. 2). Selon une conception assez classique (PARÉJAS 1922), confirmée par nos recherches, cet accident n'est rien d'autre que le chevauchement de la nappe de Morcles. Nous reviendrons sur ces problèmes plus généraux dans d'autres articles.

Le contact stratigraphique entre le cristallin et le sédimentaire peut naturellement être «tectonisé» par endroits, soit que la déformation ait été si intense que certaines roches comme les quartzites ou les argilites manquent localement, soit aussi que ce contact ait été repris par une tectonique cassante tardive, comme cela semble être le cas près du Cugnon (1 km au S des Contamines). Cela ne change rien à l'autochtonie des sédiments de la bordure SE de la zone de Chamonix relativement au cristallin du Mont-Blanc.

Ces faits contredisent l'interprétation tectonique présentée par MENNESSIER *et al.* (1976) dans la notice et sur le schéma structural qui accompagne la feuille Saint-Gervais au 1:50 000 («klippe» du mont Vorassay et

du mont Lachat charriée et pincée dans la zone de Chamonix). Ces faits infirment aussi l'hypothèse d'ELTCHANINOFF-LANCELOT *et al.* (1982), selon laquelle les racines de toutes les nappes helvétiques sont à rechercher entre les Aiguilles-Rouges et le Mont-Blanc, et particulièrement sous ce dernier massif, dans un vaste domaine qui serait actuellement largement caché par le supposé «chevauchement du Mont-Blanc».

Nous mettons également en doute le modèle de «thin-skinned tectonics» proposé par BUTLER (1983, 1984), dont la pièce maîtresse est justement ce désormais fameux «chevauchement du Mont-Blanc» (MBT).

Nous rejetons d'une part le schéma structural que cet auteur présente en 1983 (fig. 1), dans lequel le MBT constitue toute la bordure NW du massif du Mont-Blanc. Nous avons démontré plus haut que c'était inexact.

D'autre part, nous rejetons aussi le schéma qu'il propose en 1984 (fig. 1), à la suite des critiques de PLATT (1984), et où il fait aboutir le MBT, dévié par une rampe latérale, le long de la bordure NW du «claveau du Bonhomme».

Il se garde de préciser où passe cette rampe latérale dans le massif du Mont-Blanc, et on le comprend: la trace de cette rampe, qui devrait recouper obliquement ce massif, ne correspond à aucune structure connue. En outre, cet article contient de nombreuses autres impossibilités qu'il serait trop long de réfuter ici, telles que la position des écailles de la Pennaz que BUTLER place contre toute évidence sous le socle du Mont-Blanc.

D'autres travaux (par ex. GOURLAY 1984 et 1986) qui postulent également un chevauchement à la base du cristallin du Mont-Blanc devront être réinterprétés à la lumière de ce qui n'est pas un fait nouveau, mais plutôt une observation oubliée: la nature stratigraphique du contact entre le cristallin du Mont-Blanc et le sédimentaire de la bordure SE de la zone de Chamonix.

REMERCIEMENTS

Le présent travail a été réalisé dans le cadre des projets N° 2.530-0.82 et 2.656-0.85 du Fonds national suisse de la recherche scientifique que je remercie vivement.

Ma gratitude va également à MM. H. Masson, H. Badoux, A. Baud et M. Weidmann pour leurs encouragements et leur lecture critique du manuscrit, ainsi qu'à F. Bussy, qui m'a accompagné dans le ravin escarpé des Arandellys.

BIBLIOGRAPHIE

AMBERGER G.-F., 1960. – L'autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). Thèse N° 1312, Université de Genève, 103 p.

AYRTON S., 1980. – La géologie de la zone Martigny–Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). *Eclogae geol. Helv., 73. 1:* 137-172.

BELLIÈRE J., 1956. – Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. géol. France, VI:* 691-698.

BUTLER R. W. H., 1983. – Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps. *J. Struct. Geol., 5. 2:* 125-137.

BUTLER R. W. H., 1984. – Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps: reply. *J. Struct. Geol., 6. 5:* 607-612.

COLLET L. W., 1943. – La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. Carte géol. Suisse, N. S., 79,* 146 p.

CORBIN P. et OULIANOFF N., 1927-1964. – Carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1:20 000.
- Feuille Servoz–Les Houches (1927).
- Feuille Le Tour (1931).
- Feuille Miage (1959), en collaboration avec J. BELLIÈRE.

DEMATHIEU G. et WEIDMANN M., 1982. – Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson. *Eclogae geol. Helv., 75. 3:* 721-757.

ELTCHANINOFF C., 1980. – Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison méridionale du massif du Mont Blanc et les terrains de son enveloppe. Thèse de 3e cycle, Paris VI, 115 p.

ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.-P. et TARDY M., 1982. – Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont Blanc et Belledonne (Savoie–Alpes occidentales). Implications régionales. *Bull. Soc. géol. France, XXIV. 4:* 817-830.

FREY M., 1968. – Quartenschiefer, Equisetenschiefer und germanischer Keuper – ein lithostratigraphischer Vergleich. *Eclogae geol. Helv., 61. 1:* 141-156.

GOURLAY P., 1984. – La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). Thèse de 3e cycle, Paris VI, 130 p.

GOURLAY P., 1986. – La déformation du socle et des couvertures delphino-helvétiques dans la région du Mont-Blanc (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. France, II. 1:* 159-169.

LUGEON M., 1918. – Sur quelques charbons d'âge non carbonifère de la vallée du Rhône valaisan. *Bull. Soc. vaud. Sc. Nat., 52 (P-V):* 10-12.

MASSON H., 1972. – Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae geol. Helv., 65. 1:* 27-41.

MÉGARD-GALLI J. et BAUD A., 1977. – Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. B.R.G.M., sect. IV, N° 3:* 233-250.

MENNESSIER G., ROSSET F., BELLIÈRE J., DHELLEMMES R., OULIANOFF N., ANTOINE P., CARME F., FRANCHI S. et STELLA A., 1976. – Carte géologique de la France au 1:50 000, feuille Saint-Gervais-les-Bains, XXXVI-31, B.R.G.M.

PARÉJAS Ed., 1922. – Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges. *Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, 39. 7:* 373-442.

PLATT J.-P., 1984. – Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps: discussion. *J. Struct. Geol., 6. 5:* 603-606.

Manuscrit reçu le 26 juin 1986.