

50 376
1985
73

n° d'ordre : 1268

50376
1985
73

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE EN GEOLOGIE

Mention Géologie Appliquée

par Bruno BROUDOUX

Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie)

soutenue le 28 Mai 1985 devant la commission d'examen

Président

J. PAQUET

Rapporteur

J.F. RAOULT

Examineurs

J. DEBELMAS

P. DEBRABANT

A. MICHARD



AVANT-PROPOS

Avant de présenter les résultats de cette étude, réalisée dans le cadre d'un contrat établi avec la D.G.R.S.T. et avec l'aide efficace du Parc National de la Vanoise, je remercie tous ceux qui m'ont permis de mener à bien ce travail.

Monsieur le Professeur J.F. Raoult m'a accueilli au sein du laboratoire de Géologie structurale; il m'a constamment au cours des trois années de thèse, prodigué ses conseils et n'a jamais hésité à consacrer du temps aux corrections acérées du manuscrit. Je lui exprime ma plus vive gratitude.

Monsieur le Professeur J. Paquet m'a fait découvrir et apprécier la géologie de terrain lors des stages pratiques universitaires et a de plus accepté de présider le jury. Je l'en remercie très vivement.

Monsieur le Professeur P. Debrabant s'est penché sur le délicat problème de la géochimie des calcaires métamorphiques et m'a évité de m'y noyer. Je lui en suis très reconnaissant.

Je tiens à remercier Messieurs les Professeurs J. Debelmas et A. Michard, grands connaisseurs de la géologie alpine, d'avoir accepté de participer à ce jury.

Sur le terrain, F. Ellenberger m'a fait partager son enthousiasme et sa grande expérience de la Vanoise. Je le remercie.

Tout au long du cycle universitaire, John Terry, par ses compétences et sa disponibilité a été pour moi un guide stimulant m'aidant à réfléchir et à m'interroger.

Je remercie mes compagnons de terrain H. Accarie, B. Datcharry, D. Dupont, B. Goffé, A. Grzesczyk, F. Guillot, E. Jaillard, P. Langlet et G. Rovera pour leur aide et leurs critiques. F. Guillot et B. Datcharry ont débuté avec moi en Vanoise. Si le premier y est resté fidèle, le second s'est tourné vers le Grand Nord canadien. Mais tous les deux ont suivi pas à pas la gestation de ce mémoire et ont toujours su me prodiguer de nombreux conseils. A ces amis j'exprime toute ma reconnaissance. D. Dupont et A. Grzesczyk ont participé très activement à la cartographie du massif de Pramecou, en outre, lors du sprint final, leur disponibilité spontanée m'a soulagé de biens de problèmes techniques. Je tiens à les remercier ainsi que les autres amis du laboratoire B. Blaise, H. Buissart, H. Capelle, E. Carlier, E. Mercier, P. Miconnet et G. Porel.

L'accueil sur le terrain a été grandement facilité par Monsieur Y. Sourzat, président du syndicat d'initiative de Pralognan qui m'a de suite mis en contact avec Mademoiselle Lucie Rouverole, l'une des plus charmantes personnes de cette paisible ville. C'est là au célèbre chalet du "Petit Mont Blanc", point de ralliement des géologues de la Vanoise, qu'ont germé les premières idées au fil des discussions géologiques. Puis, j'ai migré à Champagny le Haut où j'ai trouvé au refuge de la Porte du Parc de le Bois gardé par Mademoiselle G. Ruffier un accueil et un confort insoupçonnés.

Je suis très reconnaissant à la Direction du Parc National de la Vanoise et à Monsieur Vion au nom des gardes du Parc rencontrés sur le terrain, de m'avoir facilité la tâche et ce, dans l'un des plus beaux massifs des Alpes que tous s'évertuent à sauvegarder.

Réaliser un mémoire nécessite l'aide de nombreuses personnes. Je tiens en premier lieu à remercier très chaleureusement Madame E. Hanton qui s'est chargée avec une extrême gentillesse et une grande célérité de la frappe de ce mémoire,

parfois même en dehors de ses horaires normaux. Elle tient une grande place dans le fonctionnement du laboratoire, et je voudrais lui exprimer ici toute mon admiration.

Durant ces années j'ai bénéficié de l'aide technique et des conseils de Messieurs P. Récourt et de J.P. Leclercq; je tiens à les remercier. Madame A. Brebion dont je ne saurais vanter l'efficacité, a assuré le tirage "off set". La reliure a été confiée à Monsieur R. Ballenghien et le travail photographique à Monsieur J. Carpentier. Messieurs P. Dorn et C. Cornil ont réalisé les lames minces. Je les en remercie tous.

PREMIER CHAPITRE - INTRODUCTION

I. Cadre géographique

II. Cadre géologique et résumé des travaux antérieurs

1. La zone houillère (Briançonnais externe)
2. La zone Vanoise-Ambin (Briançonnais interne)
3. La tectonique alpine
4. Le métamorphisme alpin

III. Caractères généraux du présent travail

PREMIER CHAPITRE - INTRODUCTION

L'objectif initial de ce travail était d'établir une cartographie à 1/10 000 aussi fine que possible du secteur qui s'étend entre Pralognan-La-Vanoise et le lac de Tignes, environ sur 22 km de long et 4 à 10 km de large. Le terrain se situe pour l'essentiel dans le SE de la feuille Mouïtiers à 1/50 000 et son étude entre dans le cadre de l'élaboration de celle-ci ; il déborde légèrement sur la bordure ouest de la feuille de Tignes. Je me suis principalement intéressé aux terrains mésozoïques et cénozoïques, laissant le soin de l'étude du Paléozoïque à F. Guillot, cette répartition ayant bien évidemment pour but de circonscrire le travail. On comprend ainsi la configuration, découpée au Nord, du terrain étudié et son imbrication avec celui de F. Guillot.

Enfin, les travaux des D.E.A. de P. Langlet et H. Accarie ont été repris dans un cadre plus vaste en y ajoutant de nouvelles observations faites soit en collaboration avec J.F. Raoult, soit seul.

I. CADRE GÉOGRAPHIQUE.

Situé au coeur du massif de la Vanoise dans les Alpes de Savoie, le terrain étudié est presque entièrement inclus dans le Parc National de la Vanoise (PNV). Il se compose de plusieurs chaînons entrecoupés de quatre grandes hautes vallées principales (fig. 1). Deux d'entre elles sont méridiennes : au Nord la haute vallée de Peisey-Nancroix et au NE la haute vallée de Tignes qui marque la limite à l'Est du secteur d'étude. Une ligne d'arêtes allant du Dôme de la Sache jusqu'à la Grande Motte (et regroupant les Rochers Rouges, la Pointe du Chardonnet, ...) les sépare. Les deux autres vallées sont latitudinales.

Au centre du terrain étudié, la haute vallée de Champagny isole au Nord la montagne de la Vallaisonnay de la puissante ligne de crête au Sud qui va du Grand Bec aux Aiguilles de l'Epéna et dont l'ubac, outre sa succession de glaciers, présente une des plus importantes aulnaies d'Europe.

Au centre sud, la dépression dédoublée (située à l'Est de Pralognan) dont l'axe central est occupé par le chaînon Moriond-Aiguille de la Vanoise, est entourée au Nord par le chaînon Grand Bec-Epéna, et au Sud par l'ensemble Grand Marchet-Arcelin-Réchasse que couronnent les glaciers de la Vanoise. C'est, géologiquement parlant, le "synclinal transversé de la Vanoise médiane" de F. Ellenberger (1958) qui débouche à l'Ouest sur la dépression Modane-Chavière-Champagny laquelle limite le secteur d'étude vers l'Ouest. La Grande Casse (3855 m) et la Grande Motte (3656 m) dominant la région étudiée, dont les altitudes moyennes s'étagent entre 1400 et 3400 m (12 sommets de plus de 3000 m).

Ces dernières décennies, un contraste saisissant s'est établi dans le paysage entre les alpages occupés l'été par les troupeaux des groupements pastoraux de Champagny, Pralognan et Peisey-Nancroix, et ceux envahis par les poteaux de fer des remontées mécaniques des stations de sport d'hiver de Tignes.

II. CADRE GÉOLOGIQUE ET RÉSUMÉ DES TRAVAUX ANTÉRIEURS.

Toute la géologie de la Vanoise porte maintenant l'empreinte de F. Ellenberger. Il en a défini les grandes unités structurales et paléogéographiques et en a établi, avec précision, les séries lithostratigraphiques du Paléozoïque et plus encore du Mésozoïque.

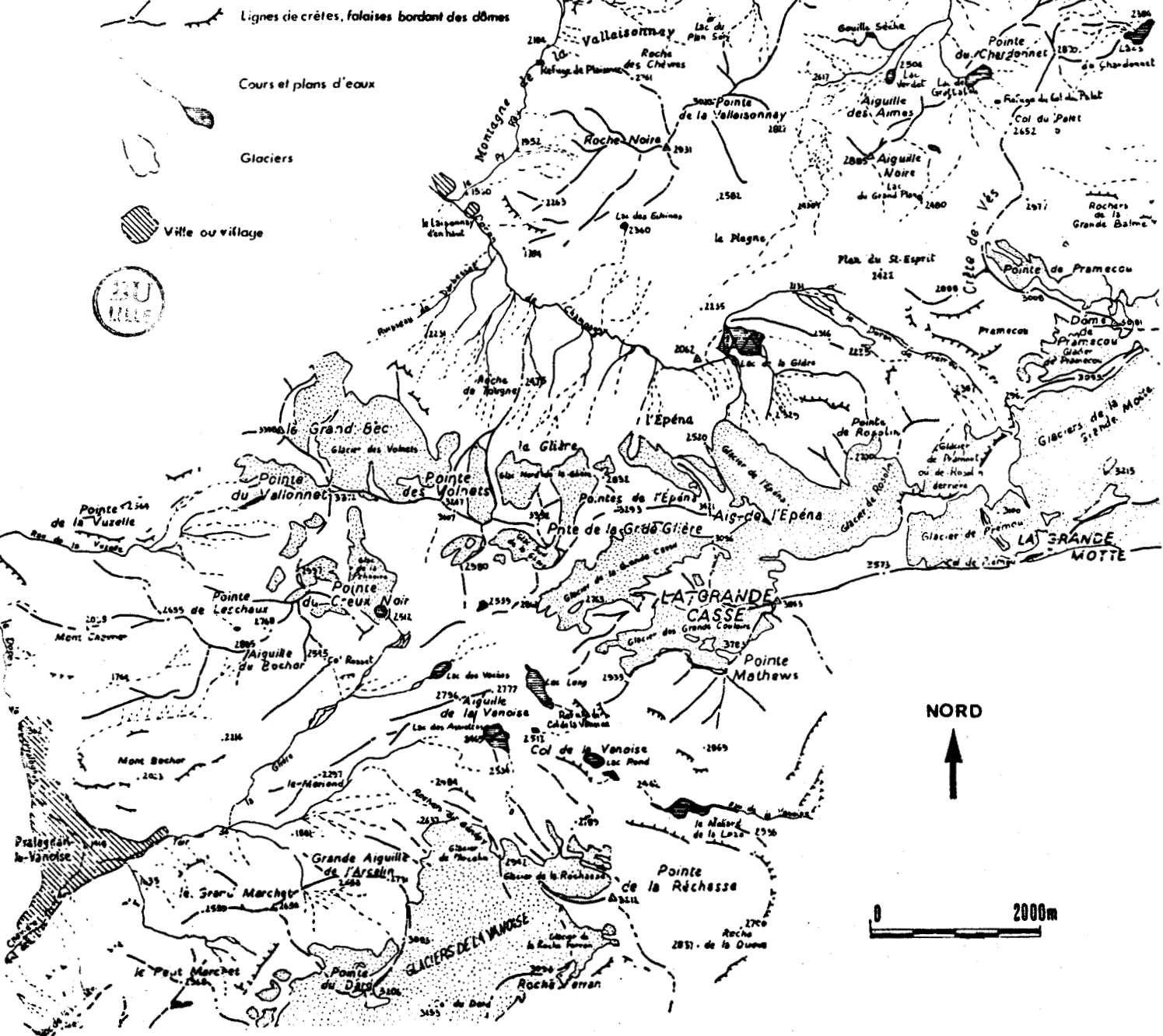
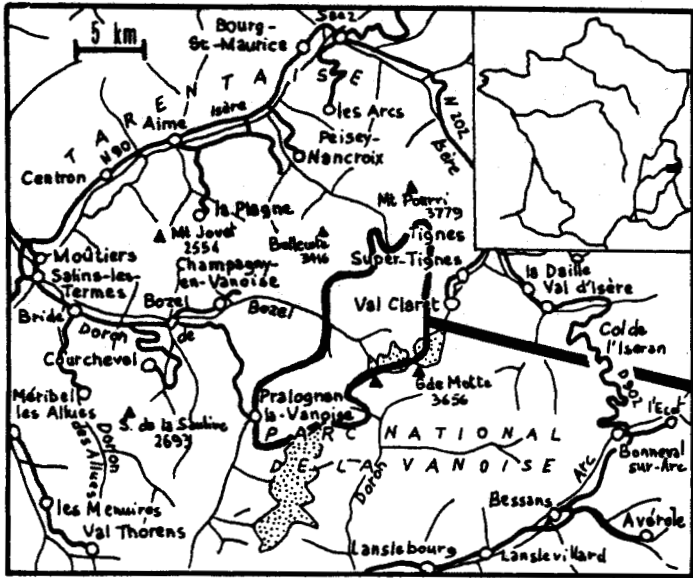


Fig. 1 - Schéma orohydrographique du secteur d'étude.

On peut résumer très succinctement l'historique de la géologie de la Vanoise avant les travaux de F. Ellenberger, historique longuement retracé par lui dans sa thèse (1958, p. 17 à 50). P. Termier (1927, 1928) donna un âge permo-houiller aux schistes cristallisés et conserva l'idée d'un Trias puissant (fig. 2), compatible avec la notion alors admise de géosynclinal métamorphique ; il introduisit en outre la notion de nappe (ex : les Schistes Lustrés) et avança aussi des hypothèses sur le métamorphisme syntectonique.

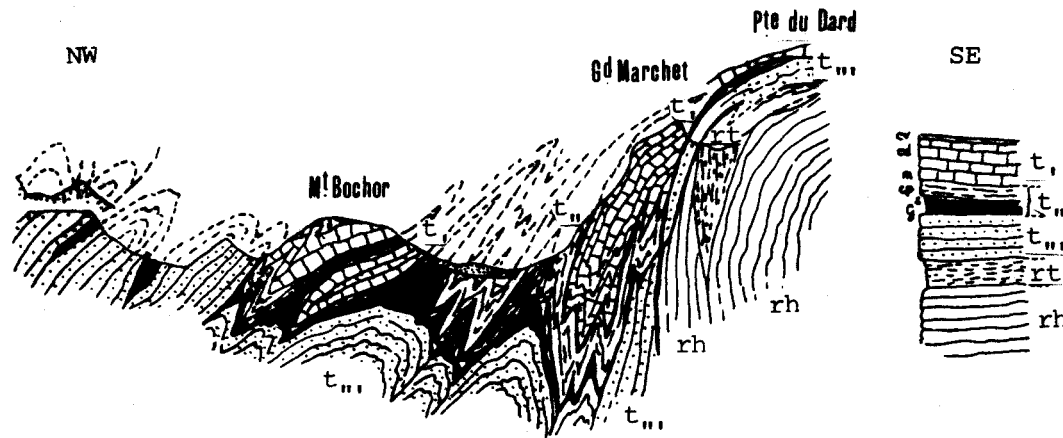


Fig. 2 - Coupe des montagnes à l'Est de Pralognan dans l'hypothèse stratigraphique de P. Termier, in F. Ellenberger (1958, fig. 1, p. 52).

Sur un substratum permo-houiller (rh) et permo-triasique (rt), le Trias moyen (t₁ et t₂) comprend de bas en haut des cargneules, schistes de Pralognan (s), les marbres phylliteux (cp), les marbres gris (m), les calcaires dolomitiques (cd) et les calcaires vermiculés. On notera que les affleurements t₁ et t₂ entre Bochor et Grand Marchet sont en réalité des niveaux du Malm à l'Eocène, mais que d'un point de vue tectonique certains traits essentiels sont déjà révélés.

Puis certaines formations métamorphiques furent datées du Crétacé par des foraminifères (W. Kilian, 1906, et surtout E. Raguin, 1925). M. Gignoux (1950) proposa d'attribuer à une partie de ce Trias de Vanoise un âge jurassique et crétacé, et de remettre en question la stratigraphie de P. Termier.

Conjointement aux travaux de F. Ellenberger, J. Fabre, R. Freys et Ch. Greber ont étudié le grand bassin houiller briançonnais (notamment J. Fabre pour la zone Sapey-Peisey située à l'Ouest de la Vanoise). A la suite des auteurs, on distingue classiquement les zones citées ci-dessous.

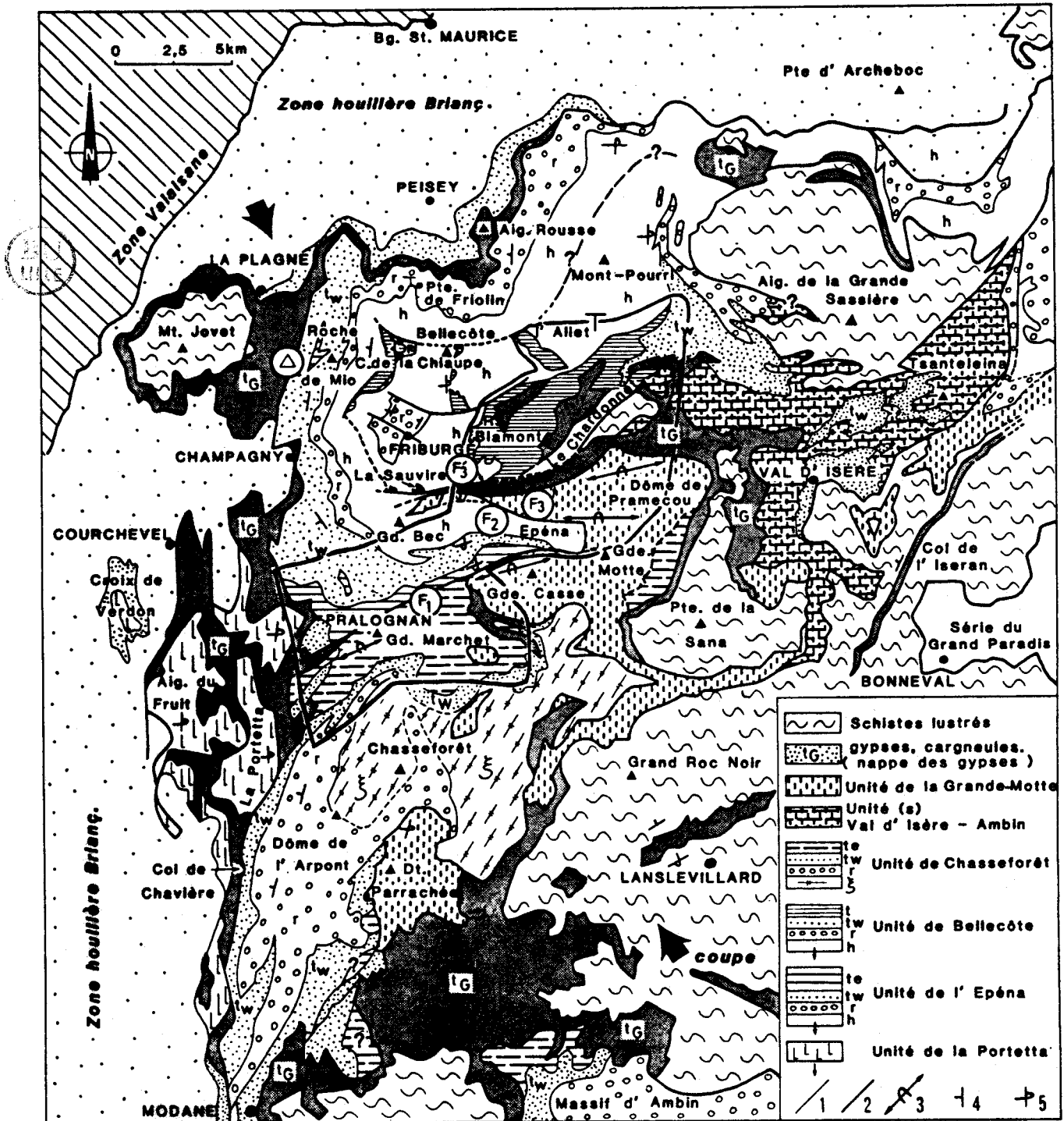
1) La zone houillère (Briançonnais externe).

Cette zone est constituée (J. Fabre, 1961) d'une puissante série détritico houillère et stéphano-permienne, peu métamorphisée, surmontée par le Néopermien puis le Permo-Trias. On lui adjoint localement, ainsi à l'Ouest et au SW de Pralognan, une mince couverture carbonatée mésozoïque parautochtone (F. Ellenberger, 1958). Sur le bord interne de la zone affleurent les "gneiss du Sapey" mis en place au cours du Permien. Cette zone présente une structure à double déversement constituant "l'éventail briançonnais" (J. Fabre, 1961 ; J. Debelmas, 1980, p. 104, et 1982, p. 46). Récemment G. Détraz a interprété "les gneiss du Sapey" comme un ensemble d'écaillés comportant du socle ancien, mis en place tectoniquement à partir du bord oriental du bassin houiller briançonnais lors de la phase saalienne. E. Jaillard (1984) qui a travaillé sur des unités briançonnaises mésozoïques de Vanoise occidentale reposant sur la zone houillère et G. Détraz (1984) ont proposé une structuration alpine en cinq

Fig. 3 - Carte géologique schématique de la Vanoise par J.F. Raoult (1980b)

. La légende est la même que celle de la figure 2, p.304, 1980b de J.F. Raoult
. Le terrain étudié est limité par un trait continu noir.

Les conceptions générales liées à cette carte seront discutées ultérieurement, ce qui apportera quelques modifications quant aux unités et aux contacts.



phases : - 1 : charriage de la couverture briançonnaise sur la zone houillère -
2 : grands plis couchés synschisteux E-W déversés au Nord - 3 : plis synschis-
teux et chevauchements vers l'Est reprenant l'ensemble - 4 : plis NE-SW,
droits ou déversés au SE, accompagnés du rejeu de l'accident Modane -Chavière -
5 : failles décrochantes ou normales recoupant l'ensemble.

2) La zone Vanoise-Ambin (Briançonnais interne).

Elle se différencie de la précédente par un Houiller, non daté en fait, moins épais, par l'absence de "gneiss du Sapey", par la présence généralisée de séries carbonatées mésozoïques, et par un métamorphisme alpin plus prononcé (J. Bocquet, 1974 ; B. Goffé, 1975, et P. Saliot, 1978). L'existence d'un métamorphisme anté-alpin est proposée pour tout ou partie du substratum anté-permien (voir M. Gay, 1970 ; J. Bocquet, 1974). A la suite des travaux de F. Ellenberger (1958) on distingue les unités suivantes (voir fig. 3).

a) La Vanoise septentrionale (voir schéma structural de la planche I h.t.)

On y voit une série siliceuse composée de Carbonifère (F. Ellenberger, 1958 et J.F. Raoult, 1980a et b) ou d'anté-Namurien (J. Bocquet, 1974), de Permien quartzoschisteux et de Werfénien inférieur quartzitique, et une série carbonatée allant de l'Anisien jusqu'à l'Eocène moyen (?) (F. Ellenberger et J.F. Raoult, 1979) et complétée par un mince ensemble pélitique (schistes de Pralognan).

b) La Vanoise méridionale (planche I h.t.).

Dans la série siliceuse on distingue, les micaschistes de l'Arpont considérés comme socle anté-namurien, les micaschistes chloriteux et les schistes sériciteux du Permien et Permo-Trias, et les quartzites blancs du Werfénien inférieur. Une discordance du Permien sur les micaschistes a été signalée par B. Goffé (1975), au pied ouest du dôme de l'Arpont. La série carbonatée est analogue à celle de Vanoise septentrionale.

c) Les séries de Val d'Isère-Ambin (planche I h.t.).

D'origine plus interne, elles présentent des séries carbonatées extrêmement lacuneuses et réduites, riches notamment en brèches sédimentaires.

d) L'Unité de la Grande Motte (planche I h.t.).

Elle se caractérise au sein de la couverture briançonnaise par 200 à 300 m de calcschistes à bandes siliceuses du Lias dit prépiémontais.

De même, sur cette zone affleurent aussi des unités d'origine plus interne. Ce sont la nappe des Schistes Lustrés ophiolitifères d'origine piémontaise (ou liguro-piémontaise dans la nouvelle nomenclature) et sa semelle tectonique qui forme la nappe des Gypses d'âge pro-partie Keuper et dont la patrie exacte est encore mal connue.

3) La tectonique alpine.

Pour F. Ellenberger (1958) qui proposa la notion de substitution de couverture généralisée, la région a subi une phase orogénique préliminaire précédant une phase de dénudation active avec départ et/ou rabotage de la couverture carbonatée. Les phases plicatives ont repris avec l'arrivée des Schistes Lustrés allochtones suivie de leur rétrocharriage. Enfin la région fut affectée de mouvements tardifs et de chevauchements frontaux vers l'Ouest (voir fig. 4). Dans le massif de Bellecôte, F. Ellenberger et P. Saliot (1967) reconnaissent trois phases tectoniques (de même J. Platt et G. Lister, 1978, pour la Vanoise méridionale).

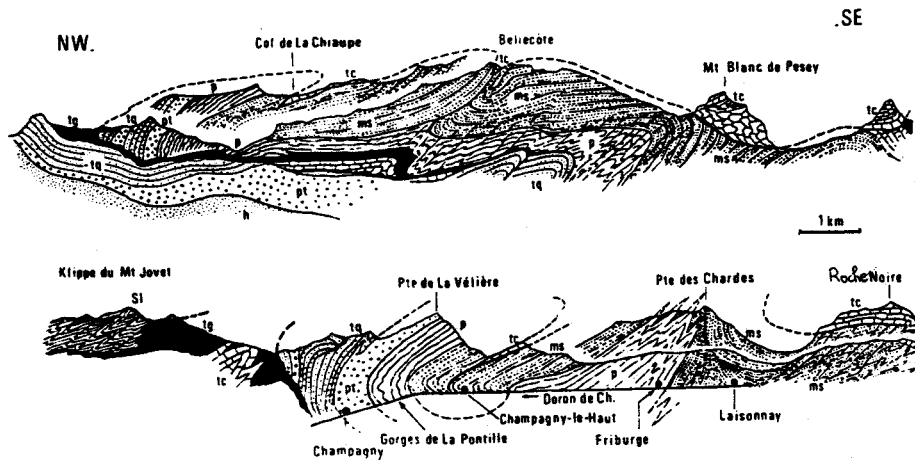


Fig. 4 - Coupes dans la vallée de Champagne et le massif de Bellecôte d'après F. Ellenberger in J. Debelmas (1982, p. 104).

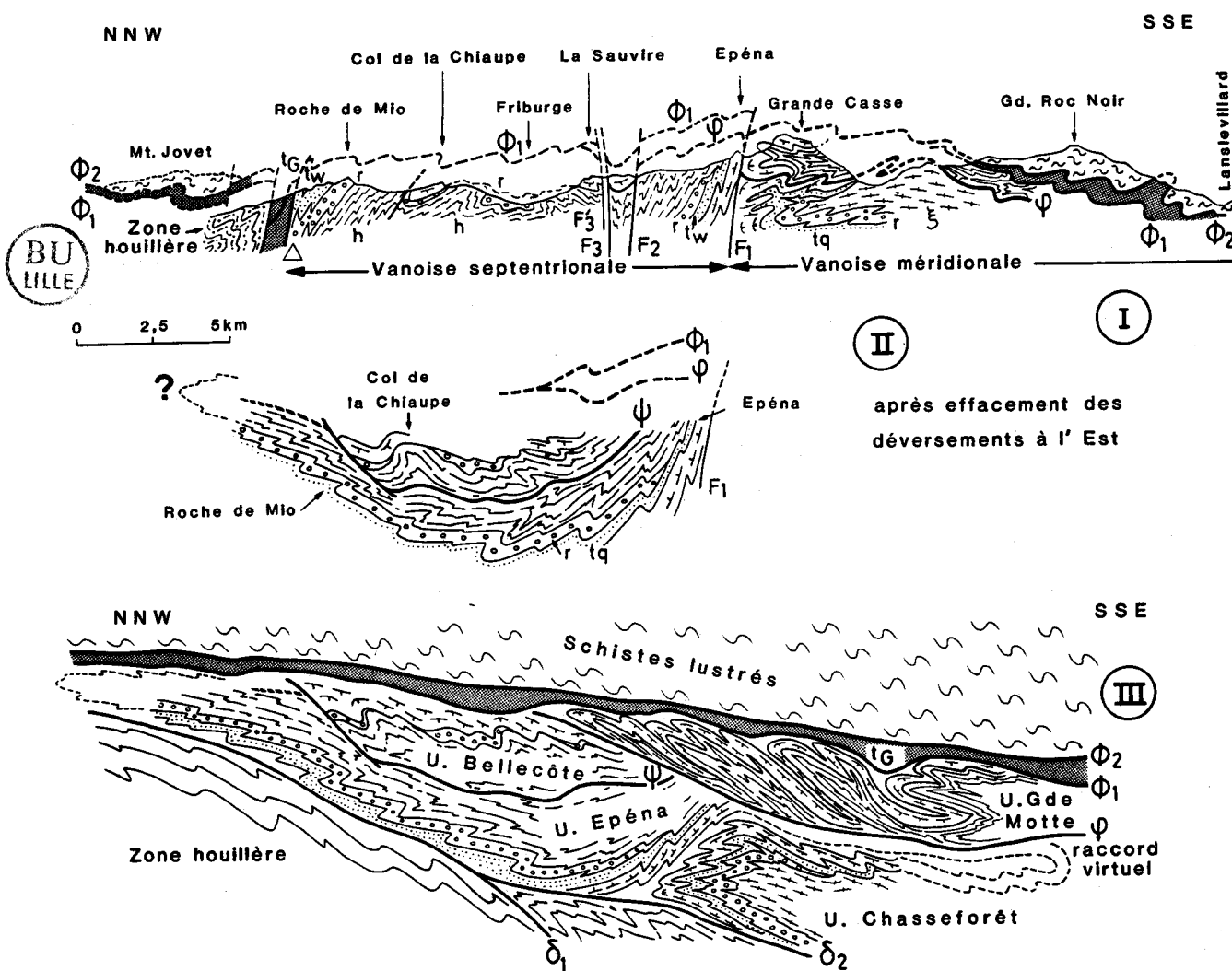


FIG.5. - Coupes dans la Vanoise. effectuées par J.F. Raoult (1980b)

I. - Coupe synthétique et simplifiée. On admet ici, sur la base de diverses présomptions, que les séries carbonatées sont liées aux substratums (t_n , r, h, ξ ; voir fig.3). La klippe de schistes lustrés du Mont Jovet est figurée en tiretés, car elle est en réalité au SW de la coupe.
 II. - Structure théorique de la Vanoise septentrionale, une fois annulés approximativement les déversements à l'Est et certains contacts subverticaux. ψ : contact anormal séparant les deux séries l'une normale et l'autre inverse, celles-ci pouvant correspondre aux flancs d'un vaste pli couché plus ou moins rompu.

III. - Schéma théorique des superpositions résultant de la première phase à vergence NNW et liaisons possibles entre les unités de Bellecôte, de l'Epéna, et de Chasseforêt. Les gypses et les cargneules présents dans divers contacts ne sont pas figurés ici, sauf sous les schistes lustrés. Le contact Δ de la coupe I n'est pas figuré, car il est à peu près parallèle au plan de cette coupe III.
 Pour ces coupes: Φ_2 : contact de base des schistes lustrés. Φ_1 : contact de base de la nappe des gypses. φ : contact de base de l'Unité de la Grande-Motte la séparant de l'Unité de Chasseforêt au Sud, de celles de Bellecôte et de l'Epéna au Nord. δ_2 : contact entre les unités de la Vanoise et d'hypothétiques parties internes de la zone houillère, non visibles ici à l'affleurement. δ_1 : contact entre les unités de la Vanoise septentrionale et la zone houillère qui affleure plus au Nord.

Plus récemment sur la base de fortes présomptions (Trias considéré comme transgressif sur le Carbonifère et le Permien d'une part, Malm et Dogger transgressifs sur le Werfénien inférieur d'autre part) la notion de substitution de couverture a été remise en question par J.F. Raoult (1980a et b) et J.F. Raoult *et al.* (1984). Cela conduit à proposer une autochtonie au moins locale de la couverture carbonatée par rapport au substratum (série siliceuse) et à interpréter la Vanoise comme un empilement de vastes plis couchés de type pennique rompus après étirement de certains flancs et disparition des charnières (fig. 3 et 5).

4) Le métamorphisme alpin.

Les diverses phases du métamorphisme alpin affectent différemment les socles paléozoïques de Vanoise. La zone houillère peu métamorphique montre néanmoins dans sa partie orientale une association à lawsonite + chlorite + albite + amphibole bleue, association à laquelle s'ajoute localement un faciès à prehnite + pumpellyite (P. Saliot, 1978). La zone Vanoise-Ambin présente des paragenèses du faciès des schistes bleus (connues localement) avec rétro-morphose dans le faciès des schistes verts. En Vanoise méridionale, le métamorphisme haute pression - basse température (HP-BT) est reconnu par divers auteurs (J. Bocquet, 1974 ; J. Debelmas et Cl. Kerckhove, 1980, fig. 19, p. 48 ; B. Goffé, 1975 et 1982). J. Bocquet (1974) proposa deux évolutions différentes (pour l'ensemble socle + série siliceuse) selon que l'on considère le faciès haute pression (HP) comme étant éoalpin (Crétacé supérieur) ou alpin (limite Eocène, Oligocène) ; dans la première hypothèse, la couverture carbonatée qui monte jusqu'à l'Eocène moyen est forcément allochtone (fig. 6).

Sur la base d'une étude très détaillée du faciès à Fe-Mg Carpholite-Chloritoïde, B. Goffé (1982) montre que la couverture de Vanoise (Trias moyen à Eocène moyen) a subi le métamorphisme haute pression-basse température. Il en déduisit l'âge alpin du métamorphisme (Eocène supérieur, Oligocène) et proposa alors une histoire métamorphique en cinq étapes (fig. 7) : les deux premières étapes de mise en surcharge sont communes aux trois parties de la couverture carbonatée de Vanoise (étape I : 45 à 42 m.a., 8 à 9 km d'épaisseur de surcharge et $T = 230^{\circ}\text{C}$; étape II : 42 à 41 m.a. puis apex du métamorphisme à 40 m.a., 12 à 13 km de surcharge, $P = 6-7\text{Kb}$ et $T = 350^{\circ}\text{C}$). A l'étape III la couverture se dissocie en plusieurs unités (occidentale, septentrionale, méridionale). En Vanoise méridionale les conditions du métamorphisme évoluent jusqu'à $400^{\circ}\text{C} - 2\text{Kb}$ dans un stade rétrograde (B. Goffé, 1977). Ensuite un délestage rapide (étape IV) puis lent (étape V) s'effectue. B. Goffé rapprocha son modèle tectonique de celui de J. Bocquet (1974) préférant plutôt une subduction hypothétique à l'Ouest du Grand Paradis qu'une subduction tardive plongeant vers l'Ouest entre zone houillère et Vanoise méridionale (R. Cabyl *et al.*, 1978).

III. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU PRÉSENT TRAVAIL.

La revue bibliographique précédente, très rapide au demeurant, montre la multiplicité et la complexité des problèmes liés à cette zone. Tous ces problèmes seront réabordés à des degrés très divers, compte tenu des spécificités du terrain lui-même. Les différentes séries et unités étudiées ici sont esquissées dans la figure 8 (voir aussi planche I h.t.). L'appartenance ou non d'une série à un Domaine ou à une Unité répond d'une localisation géographique et d'un contenu lithologique donné, décrit précédemment (cf. I, 2b). Ce sont :

- 1 : les séries de Vanoise septentrionale comportant le chaînon Mont Bochor - Epéna ainsi que le massif de la Vallaisonnay et ses prolongements.

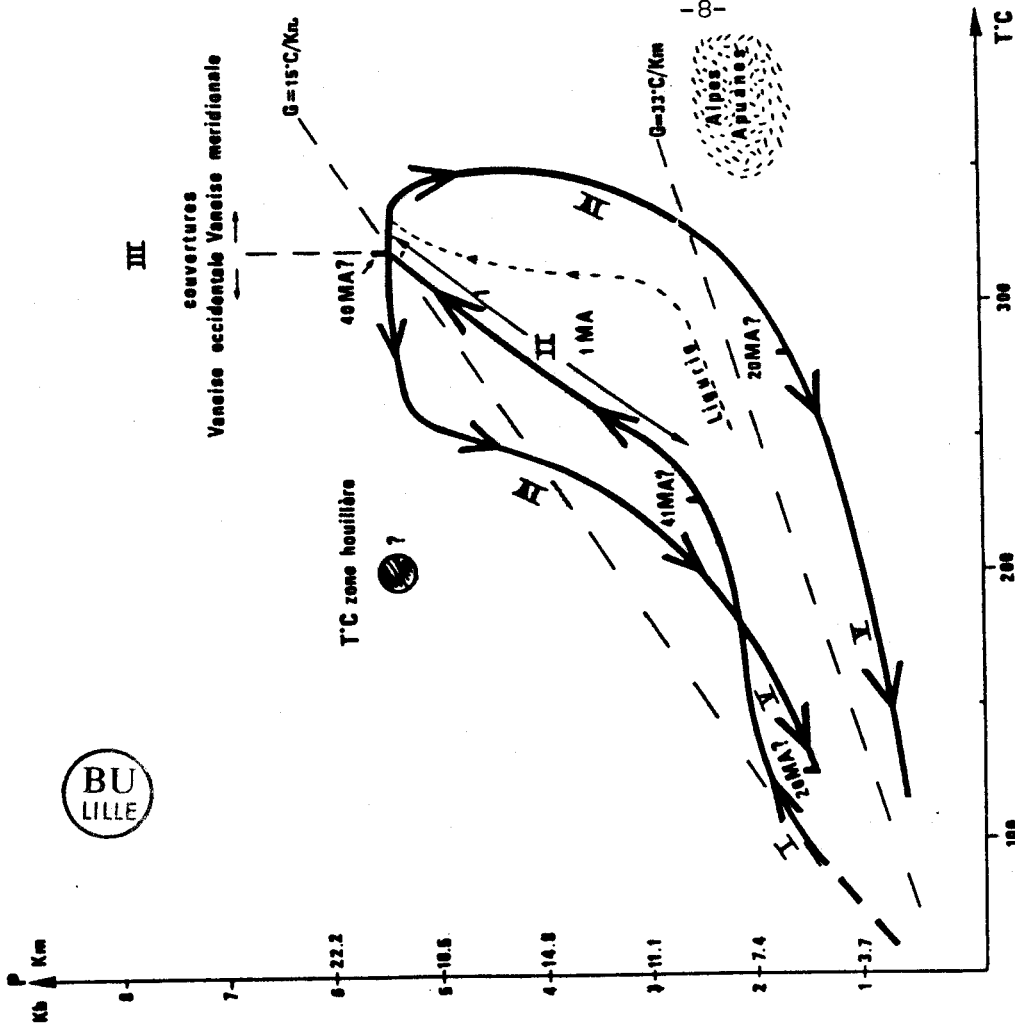


Fig. 7 - Les conditions du métamorphisme et les cheminements métamorphiques dans les régions étudiées.

Traits épais : Vanoise, trait pointillé fin : Briançonnais, ligne, grisé : Alpes Apuanes, rond noir : température supposée des séries paléozoïques de la zone houillère avant leur contact avec la Vanoise méridionale, de I à V : les différents stades métamorphiques. In B. Goffé (1982, annexes).

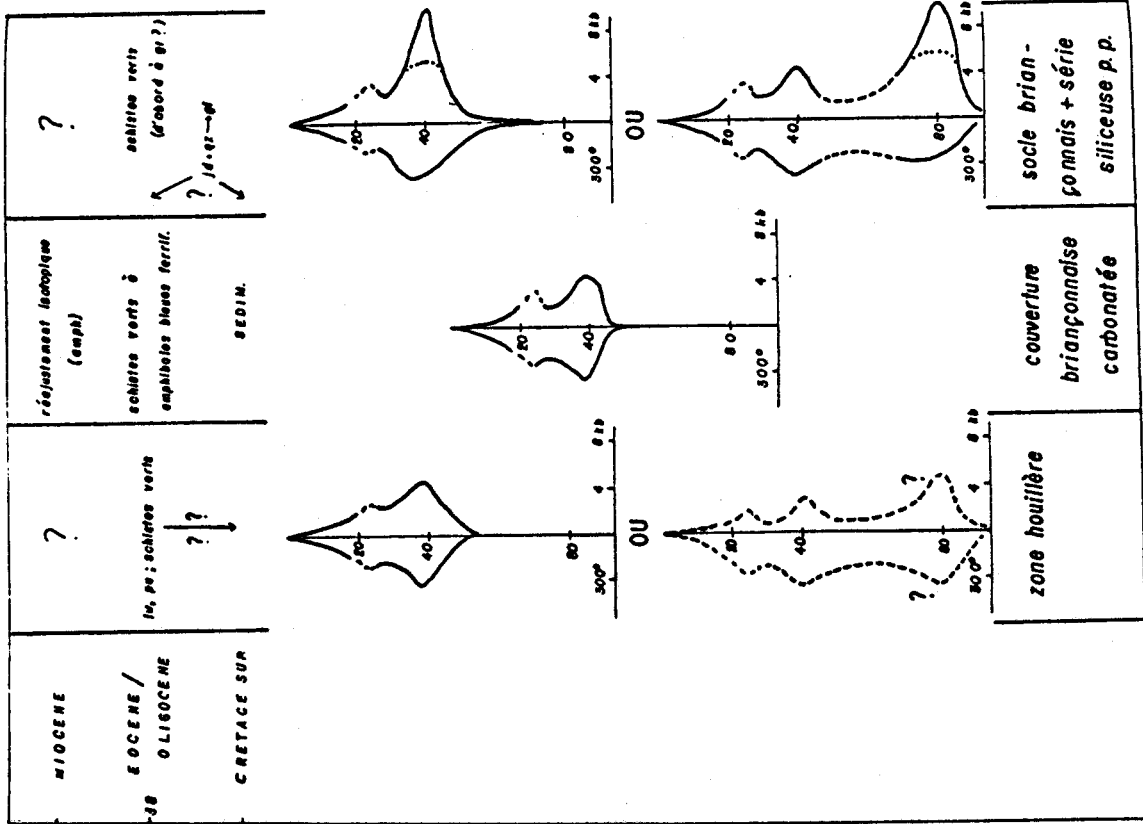
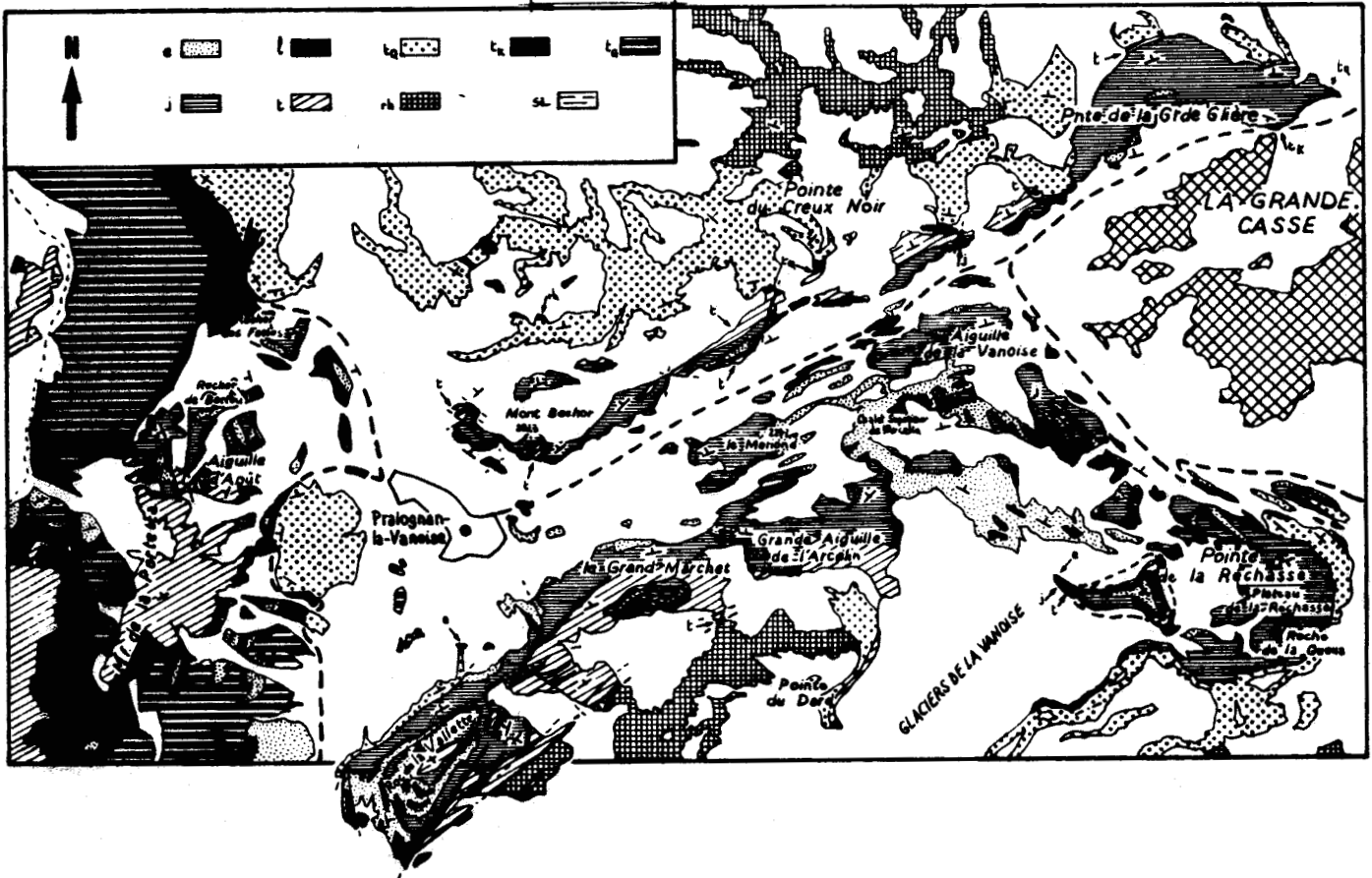


Fig. 6 - Schéma de la succession des faciès métamorphiques et de l'évolution de la température et de la pression dans la zone houillère et la zone briançonnaise. Pour le socle briançonnais (+ couverture siliceuse p.p.) deux évolutions différentes sont proposées, suivant que le faciès de haute pression est éoalpin (Crétacé supérieur) ou alpin (limite Eocène-Oligocène). Le faciès à lawsonite-pumpellyite de la zone houillère n'est pas daté.

Les pointillés désignent les conditions P-T qui ont régné dans une partie de la zone considérée. In J. Bocquet (1974, p. 424).

Fig. 8 - Carte géologique simplifiée du secteur étudié.

rh : substratum paléozoïque - tq : quartzites du Werfénien - t : calcaires, dolomies et brèches du Trias moyen-supérieur - l : marnocalcaires à bandes siliceuses du Lias - j : calcaires du Dogger-Malm (marnocalcaires noirs puis calcaires massifs gris et blancs) et du Crétacé - Paléocène (marnocalcaires pélagiques actuellement sous forme de marbres chloriteux) - tk : cargneules triasiques dans les contacts majeurs - tg : gypses du Keuper - SL : Schistes Lustrés - entretics : limite des différents domaines ou unités.



- 2 : les séries de Vanoise méridionale allant du Roc de la Vallette au plateau de la Réchasse ;
- 3 : l'Unité de la Grande Motte dans les chaînons du massif de Pramecou ; avec ses extensions probables au lac de La Glière et un peu à l'Ouest ;
- 4 : la Nappe des Gypses et la Nappe des Schistes Lustrés (la Pointe du Char-donnet en particulier).

Outre le caractère souvent condensé des séries mésozoïques et cénozoïques carbonatées, les séries des domaines 1 et 2 présentent les lacunes du Lias et du Crétacé inférieur, lacunes typiques du domaine briançonnais. Par contre le Lias apparaît dans l'Unité de la Grande Motte.

Les recristallisations métamorphiques ayant détruit les fossiles et microfossiles, les datations objectives sont très rares et souvent peu précises, c'est pourquoi ces formations se sont souvent vu attribuer un âge par analogie de faciès avec des termes datés ou par encadrement avec des terrains d'âge connu.

Reposant sur le Paléozoïque ou le Werfénien quartzitique, le Trias calcaireodolomitique a été découpé en six grands cycles sédimentaires de transgression-régression conformément aux travaux de J. Mégard-Galli et A. Baud (1975 et 1977). Chaque cycle y est subdivisé en grandes séquences sédimentologiques et lithostratigraphiques (mégaséquences). On observe ensuite des formations du Dogger en partie continentales puis marines, les calcaires pélagiques du Malm actuellement sous forme de marbres, un ou plusieurs hard-grounds, le principal étant du Paléocène, des calcaires marnocalcaires Crétacé supérieur-Paléocène (transformés actuellement en marbres chloriteux) et des schistes éocènes.

L'une des principales tâches de ce travail est de tenter de résoudre les relations tectoniques et paléogéographiques entre ces séries. Très vite, en parcourant le terrain, on s'aperçoit du rôle important que jouent les cargneules et les gypses dans ces relations : ces séries évaporitiques dont le comportement vis à vis de la tectonique est bien particulier, sont souvent impliquées dans les contacts des nappes et d'unités présumées quand ce n'est pas à l'intérieur même de ces unités (voir ainsi fig. 8, la série de la Vallaisonnay).

DEUXIEME CHAPITRE - LITHOSTRATIGRAPHIE

I. La nappe des Schistes Lustrés du Chardonnet

- I. Introduction
- II. Coupes et affleurements de la Pointe du Chardonnet
- III. Les faciès pétrographiques des Schistes Lustrés
- IV. Conclusion.

II. La nappe des Gypses et le problème des cargneules

- I. Données du problème
- II. La nappe des Gypses et les cargneules associées
- III. Les cargneules

III. La série de l'unité de la Grande Motte

- I. Introduction
- II. Lithostratigraphie des principaux affleurements
- III. Conclusion à l'étude lithostratigraphique






IV. Les séries de Vanoise septentrionale

- I. La série siliceuse du Permo-Carbonifère et du Werfénien (= Scythien)
- II. Les relations entre la série siliceuse et la série carbonatée
- III. Les formations carbonatées du Trias moyen et supérieur
- IV. Les signes de l'émersion anté-Dogger du domaine briançonnais
- V. Le Dogger et le Malm, modalités de la transgression jurassique
- VI. Les marbres chloriteux (sédimentation pélagique)
- VII. Les schistes de Pralognan.



Fig. 9 - Carte géologique à 1/25000 des environs de la nappe des Schistes Lustrés et de la nappe des Gypses (SW du Lac de Tignes).

Les figurés et indices sont ceux de la planche I h.t. avec notamment pour les termes principaux.

-  SL Schistes Lustrés d'origine liguro-piémontaise, d'âge inconnu.
-  RV Roches vertes métamorphisées associées aux Schistes Lustrés.
-  tg Gypses Trias supérieur (Keuper ?).
-  tKg Cargneules resédimentées ou non liées à la nappe des Gypses.
-  - - - contact anormal majeur

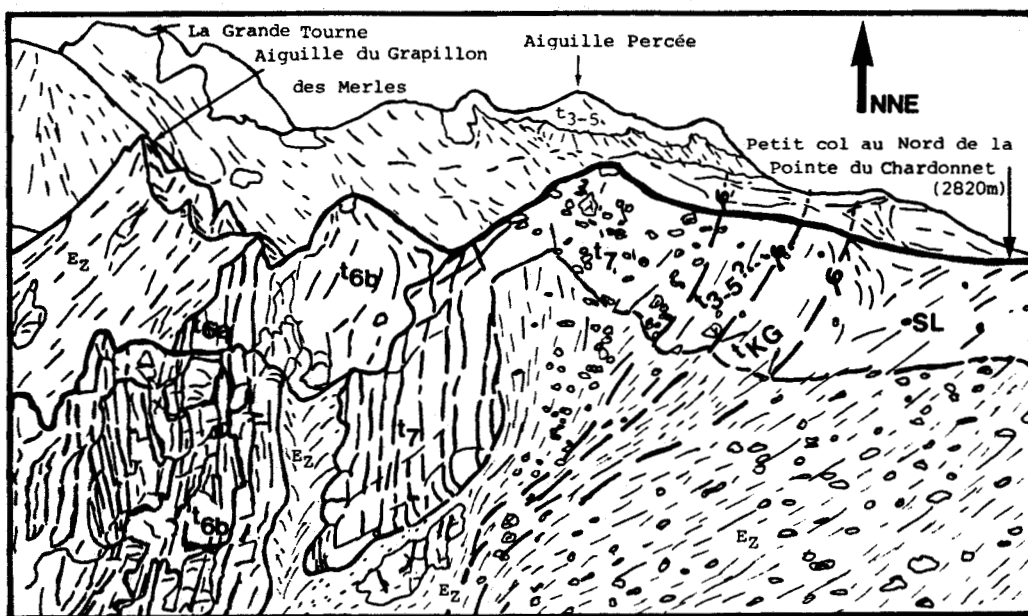


Fig. 10 - Panorama d'après photographie du Nord de la Pointe du Chardonnet avec enfilade le massif triasique carbonaté du Grapillon des Merles. Les notations sont celles de la planche I h.t.

CHAPITRE I. LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRÉS

I. INTRODUCTION.

Surmontant quasi-systématiquement la nappe des Gypses, la nappe des Schistes Lustrés affleure en Vanoise soit sous forme de klippe (Mont Jovet, Pointe du Chardonnet) soit en ensembles beaucoup plus vastes (Pointe de la Sana, Grande Sassièrè). La klippe de la Pointe du Chardonnet (fig. 9) présente outre les Schistes Lustrés banals, des prasinites et amphibolites selon E. Raguin (1930) qui les a figurées sur la feuille de Tignes à 1/50 000. Depuis, F. Ellenberger (1958) a signalé que ces Schistes Lustrés "loin d'être pincés dans l'axe de l'énorme fosse gypseuse du Lac de Tignes sont situés sur son bord nord-est en contact direct ou peu s'en faut sur les calcaires mésozoïques" ; il a décrit pour ce secteur une structure en synclinal pincé, allongé E-W, et a admis le rôle de décollement des serpentines et prasinites qu'il observait généralement à la base de la série. A ce jour aucun fossile n'a été découvert dans les Schistes Lustrés de Vanoise, et leur âge pourrait donc se situer du Lias au Crétacé si l'on considère que les Schistes Lustrés s.l. datés du domaine piémontais se répartissent grosso modo dans ces tranches d'âge. Enfin par définition, les Schistes Lustrés avec leur semelle ophiolitique définissent le domaine océanique liguro-piémontais, dont la position paléogéographique initiale est mal précisée mais nécessairement située à l'Est ou au Sud-Est du domaine Briançonnais.

II. COUPES ET AFFLEUREMENTS DE LA POINTE DU CHARDONNET.

Ce massif est le seul qui, sur mon secteur d'étude, montre les Schistes Lustrés. Ceux-ci constituent des crêtes sombres, instables, génératrices d'immenses éboulis pierreux qui peuvent atteindre les crêtes elles-mêmes où l'on trouve souvent des roches gélifractées (voir fig. 10). Au bas des pentes se forment de nombreux bourrelets d'éboulis stabilisés, colonisés par la végétation (phase de stabilisation avec interfluves de plus en plus larges vers l'aval des pentes, bornant des chenaux d'éboulis vifs) qui maintenant jouent en fluage par saturation hydrique (solifluxion).

1) Coupe de l'arête au NNW de la Pointe du Chardonnet (fig. 11).

Arrivé au refuge du Col du Palet, il faut contourner le Lac du Grattaleu par l'Est et monter vers le col au NNE souligné par des carneules rouille pour atteindre les affleurements décrits.

Sur cette coupe, la nappe des Gypses est très réduite, et il en est de même au SE de l'Aiguille des Aïmes où les Schistes Lustrés peuvent être accolés aux schistes éocènes de Pralognan rattachés à la série de Vanoise septentrionale.

Les ophicalcites sont à la base des Schistes Lustrés, mais on n'a pu déterminer s'il y avait répétition tectonique d'une même lame ophicalcitique ou interstratification de deux niveaux ophicalcitiques avec les calcaires sableux (11 sur la coupe fig. 11).

Ici, les quelques mètres d'ophicalcites visibles se présentent sous forme de brèches riches en éléments calcaires, de teinte rougeâtre, à nombreuses aiguilles d'amphibole bleue visibles à la loupe. On n'y voit pas de matériel serpenteux, mais les faciès sont identiques à ceux de la klippe du Mont Jovet (fig. 3) où il y a association claire avec des ophiolites.

En lame mince l'échantillon B 83-125 du niveau 10 de la figure 11 montre (voir fig. 12) de larges plages de calcite et de carbonates ferrifères (ankérite), quelques cristaux de quartz, des opaques en amas (hématite) et en fines lamelles (ilménite), de rares micas blancs néoformés se rapprochant des fuchsites (variété chromifère), des chlorites plutôt magnésiennes, et des amphiboles bleues et rose violacé (crossite, les amphiboles s'inscrivent dans la série allant de la glaucophane à la riébeckite). Les amphiboles subautomorphes, parfois

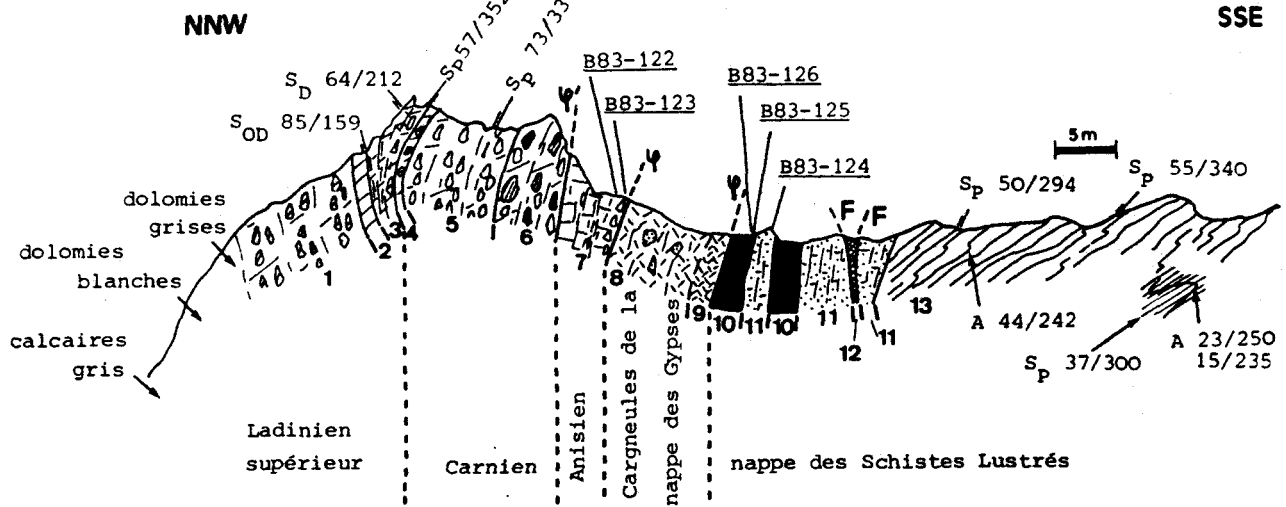


Fig. 11. Coupe de l'arête au NNW de la Pointe du Chardonnet montrant les contacts entre les différentes unités.

1 : brèche dolomitique grise, monogénique, massive (environ 10 m) - 2 : dolomie grise à patine gris vert - 3 : dolomie très schistosée gris clair, à patine orangée pâle, présentant quelques phyllites et devenant bréchique au sommet - 4 : faciès de transition entre 3 et 5 - 5 : brèche dolomitique noire, monogénique, assez massive à rares phyllites ; la patine est grise à jaune pâle - 6 : ibid. 5 avec des éléments de dolomie litée, de rares phyllites et quelques cubes de pyrite ; la patine et la cassure sont gris blanc - 7 : calcaire gris clair, à légers filets rouille de dolomie (soulignant S₀) avec quelques phyllites et vermiculations. Ce calcaire passe à une brèche calcitique gris bleu clair à fragments oblongs millimétriques à centimétriques de calcite blanche, de dolomie jaune ocre, de dolomie calcareuse et de calcaire gréseux gris ; on note un début de cargneulisation - 8 : cargneule gris jaune sale contenant des phyllites blanches, des traces de gypse et quelques fragments quartzeux blancs - 9 : cargneule terreuse rouille - 10 : lame d'ophicalcite gris bleu finement litée (1 à 5 mm) à belles et nombreuses amphiboles bleues - 11 : calcaire sableux à lits millimétriques, en partie broyé, la cassure est à points rouille et la patine ocre clair - 12 : brèche tectonique (0,5 m) à fragments de cargneule, d'ophicalcite, de quartzite et de Schistes Lustrés - 13 : faciès banal des Schistes Lustrés, très schistosés à interlits très fissiles noirs et niveaux pluricentimétriques à patine brunâtre, parfois calcaireux - F : faille - ψ : contact anormal majeur - ψ' : écaillage de la série triasique carbonatée - B 83-122 à B 83-126 : localisation des échantillons prélevés.

BU
LILLE



Fig. 12 - lame mince d'une "ophicalcite" (échantillon B 83-125 du niveau 10 de la figure 11).

orientées suivant la foliation se concentrent dans les lits à chlorite - minéraux opaques et manquent dans les lits carbonatés.

Les calcaires gris clair sableux à lits millimétriques (niveau 11 de la figure 11 et échantillon B 83-124 notamment) contiennent : calcite prédominante, ankérite, quartz, quelques micas blancs et chlorites chevelues, de rares épidotes ainsi que de l'hématite souvent altérée en limonite . Des pigments brun-noir, diffus, évoquent de la matière organique.

2) Coupe à l'Est de la Pointe du Chardonnet (fig. 13).

Elle se situe à 750 m au SE de la précédente. Son accès est aisé depuis Tignes. On prend la direction des Lacs du Chardonnet à l'Ouest et on poursuit encore vers l'Ouest pendant 1000 m.

Deux échantillons de la figure 13 ont été observés au microscope :

- Pour la lame B 83-127 (niveau 1 de la figure 13) il s'agit d'une ovardite vert foncé, faiblement schistosée mais assez altérée. (Prises ici au sens de V. Novarese 1895, les ovardites sont des roches à albite + chlorite + épidote ± amphibole et les prasinites des roches à albite + amphibole + épidote ± chlorite ; dans les deux cas l'albite est poeciloblastique). Deux minéraux constituent plus de 95% de la roche. Ce sont les épidotes en petits cristaux et agrégats et les chlorites. Ces dernières, un peu plus nombreuses que les épidotes forment la trame flexueuse de la roche, elles sont plus ferrifères que magnésiennes. La lame contient également du sphène et du leucoxène en taches diffuses, provenant tous deux d'ilménite ; les oxydes présents correspondent à de l'hématite mais aussi pour certains à de la pyrite (on peut ainsi envisager qu'une partie au moins de l'hématite provient de l'oxydation de la pyrite). Cette roche d'origine basique montre une texture granoblastique (par les lits riches en épidotes) à épido-blastique (par les lits riches en chlorites).

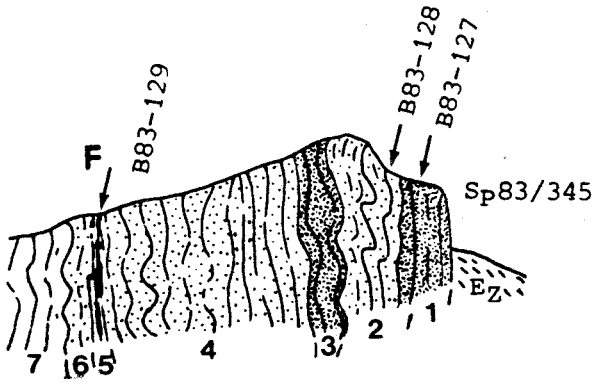
- Pour la lame B 83-128 (niveau 2 de la figure 13) il s'agit d'une roche claire, quartzreuse avec des niveaux centimétriques verts de type ovardite. De petits filons blancs d'épaisseur centimétrique à dominante quartzreuse recoupent les structures plissées. Au microscope on observe de nombreux quartz, des épidotes, des chlorites et comme minéraux accessoires du sphène, de la pyrite, de l'ilménite et de l'hématite. Les cristaux de quartz sont de taille très variable, les plus petits montrent de nombreux points triples ; différentes étapes de cristallisation sont représentées mais ne peuvent être explicitées dans le cadre de cette étude. Ces quartz s'agencent généralement en plages monominérales très claires qui contrastent avec les plages sombres à épidote, chlorite, minéraux opaques. Enfin les sphènes dérivent des ilménites et sont toujours associés aux granules opaques ; les pyrites montrent souvent un contour régulier oxydé en hématite.

Discussion.

A la suite de l'ensemble des travaux effectués sur la nappe des Schistes Lustrés et notamment ceux de P. De Wever et R. Caby (1981), de Y. Lagabriele (1982) et de P. Tricart, M. Bourbon et Y. Lagabriele (1982), on peut envisager que les niveaux de la coupe de la figure 13 correspondent à une association roche verte - radiolarites, ces dernières étant représentées par les roches quartzreuses blanches. Leur étroite association avec des niveaux verts de type ovardite (fig. 14) s'expliquerait par une alternance fine de dépôts d'arénites ophiolitiques et de boues siliceuses à radiolaires. De telles arénites à ciment calcaireux ont été signalées dans les Alpes occidentales, la Corse et l'Apennin par M. Lemoine et al. (1983) ; ces dépôts y sont surmontés par des radiolarites (début Malm), des calcaires pélagiques (Malm - Berriasien) et enfin par des argilites, calcaires et calcaires sableux du Crétacé inférieur et supérieur. Ces

S

N Fig. 13 - Coupe N-S à l'Est de la Pointe du Chardonnet, 2605 m.



1 : ovardite couleur vert soutenu - 2 : alternance de niveaux centimétriques blancs quartzueux et horizons centimétriques verts (anciennes radiolarites) - 3 : ovardite (repli de 1 ?, écaille ?) - 4 : *ibid* 2 avec localement des passées plus blanches ou plus vertes - 5 : roche blanche très fissile et très schistosée, c'est une mylonite - 6 : *ibid* 4 - 7 : schistes lustrés banals.

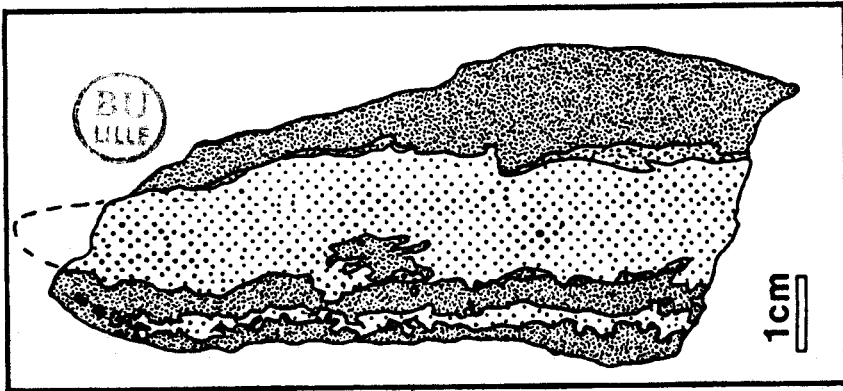


Fig.14 - Contact entre niveaux ovarditiques (fine trame) et niveaux quartzueux blancs (pointillés) avec passage progressif. La roche est plissée.

(échantillon B83-121)

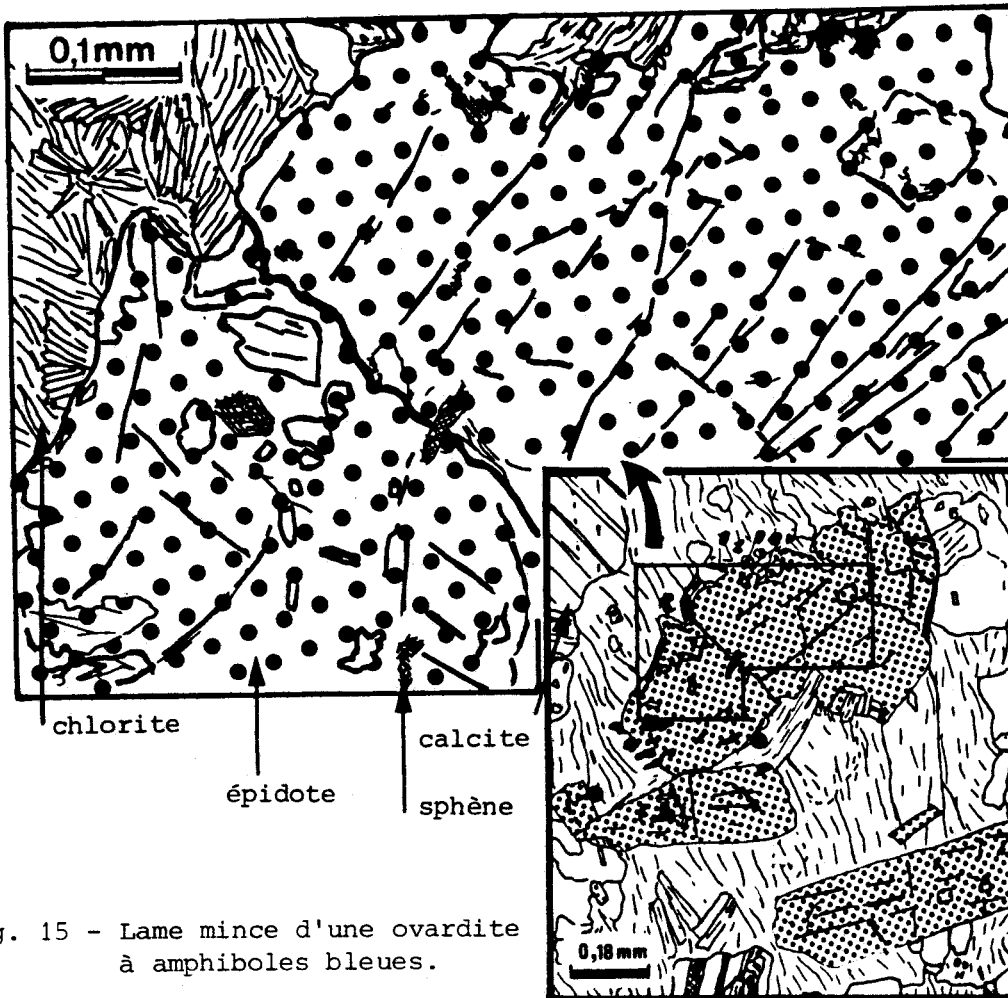


Fig. 15 - lame mince d'une ovardite à amphiboles bleues.

auteurs, sur la base d'études isotopiques du carbone et de l'oxygène des calcaires associés aux ophiolites, envisageraient un hydrothermalisme sous-marin lié à la croûte océanique de la Téthys jurassique.

La cartographie de ce massif n'a pas permis de voir comment ces niveaux se plaçaient par rapport aux ophicalcites, les uns et les autres étant en lentilles éparses à la base de la masse des Schistes Lustrés. On dressera alors un inventaire des faciès pétrographiques rencontrés.

3) Les metabasites.

Les corps basiques forment des lentilles allongées E-W de 300 m de long sur une largeur n'excédant pas 50 m.

- Les ovardites vert foncé, peu schistosées, constituent l'essentiel des faciès observés avec les ovardites à amphiboles. Les associations minérales sont à épidote (zoisite et pistacite) et chlorite abondantes, albite parfois inframicroscopique, amphibole bleue (crossite), sphène pouvant être très abondant, leucoxène, minéraux opaques parfois nombreux, mica blanc et calcite rares (fig. 15). Dans certaines lames, les épidotes paraissent provenir de la pseudomorphose d'anciens plagioclases. Ces roches sont souvent associées à des quartzites blancs ou clairs (méтарadiolarites possibles). Au contact des quartzites, les associations minérales ne s'enrichissent significativement qu'en quartz, présent en petits cristaux polygonaux et en grands cristaux, et parfois de quelques cubes de pyrite aux contours oxydés. La liaison entre ovardites et quartzites s'effectue par des alternances régulières de 1 à 5 mm de lits blancs à gris vert. De fins granules de composition ovarditique s'insèrent dans les quartzites blancs.

- Les "ophicalcites" n'ont été vues qu'au Nord de la nappe des Schistes Lustrés (voir description fig. 11) ; elles sont analogues à celles du Mont Jovet (J. F. Raoult, communication personnelle).

- Les serpentines restent discrètes et toujours en contiguïté avec des cargneules (ex. 750 m à l'ENE du col du Palet). Elles ont pu représenter un niveau de décollement à la base des Schistes Lustrés comme l'a souligné F. Ellenberger (1958). Ces serpentines affleurent à l'état des petits blocs décimétriques mélangés à des cargneules rouille (par exemple juste à l'Ouest du Télési du Grattalu, altitude 2675 m). Le matériel serpentiniteux est très fibreux, parfois talqueux, blanc plus ou moins brillant et recouvert souvent d'un enduit calcitique gris. Une analyse aux R.X a été effectuée (fig. 16) sur l'échantillon B 83-130.

4) Les quartzites associés aux metabasites (ou possibles méтарadiolarites).

Ces formations atteignent 30 à 40 m de puissance, mais peuvent être répétées tectoniquement. Des litages demi-centimétriques à millimétriques (d'origine sédimentaire ?) apparaissent dans certains niveaux.

A proximité des metabasites et toujours dans les niveaux quartziteux, on rencontre des lits millimétriques sombres de nature basique accompagnés ou non de taches vert foncé plus ou moins diffuses de même nature. Il s'agirait du dépôt d'arénites résultant de l'altération et de l'érosion marines du substratum basique.

On notera alors que le fond marin a été ici serpentiniteux, sans basaltes en coussins, dispositif signalé en de nombreux points (voir M. Lemoine p. 183-187 in G. Boillot et al., 1984). De même de fins lits quartziteux, blanc laiteux, mais aussi de petites microfissures quartziteuses se retrouvent dans les premiers centimètres des roches basiques.

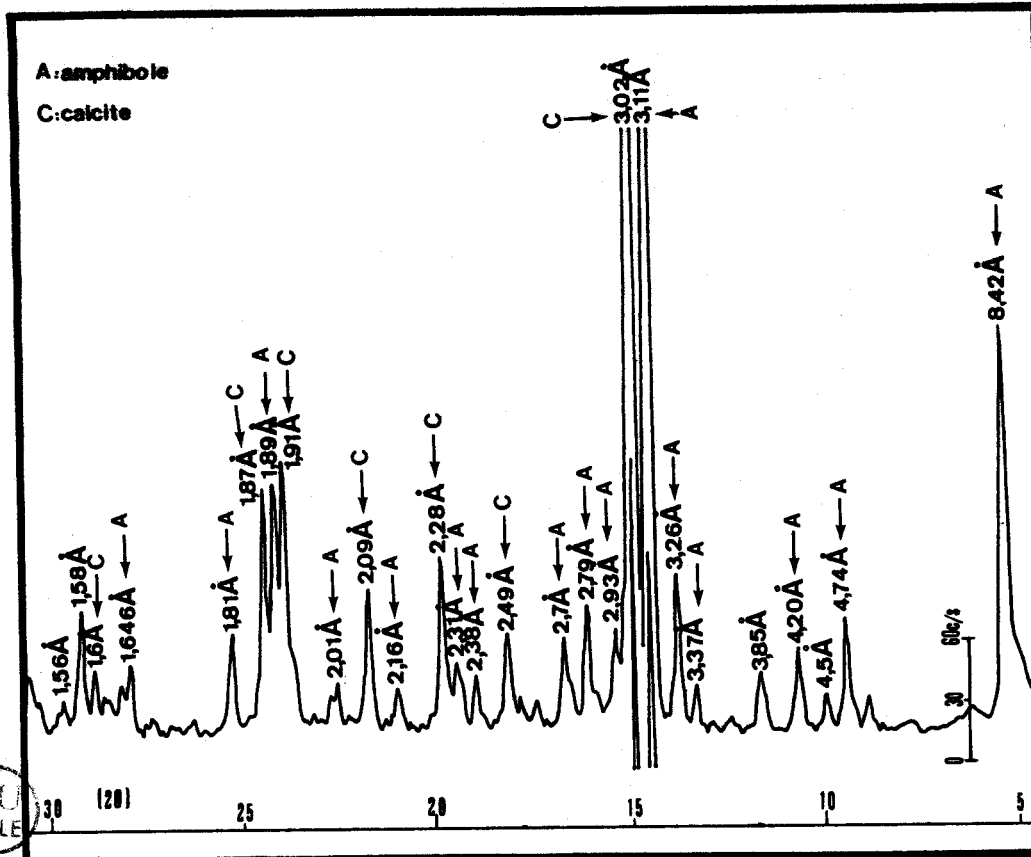


Fig. 16 - Enregistrement diffractométrique de R.X de l'échantillon B83-130

. L'assemblage polyminéral se compose au moins de calcite et d'une amphibole de type richtérite

diffractomètre CGR
défilement du goniomètre 1°: en 2'
inertie 5
intensité 10mA, tension 45Kv
anticathode de Cu avec $K\alpha_{Cu} = 1,540\text{Å}$
pas d'étalon interne.

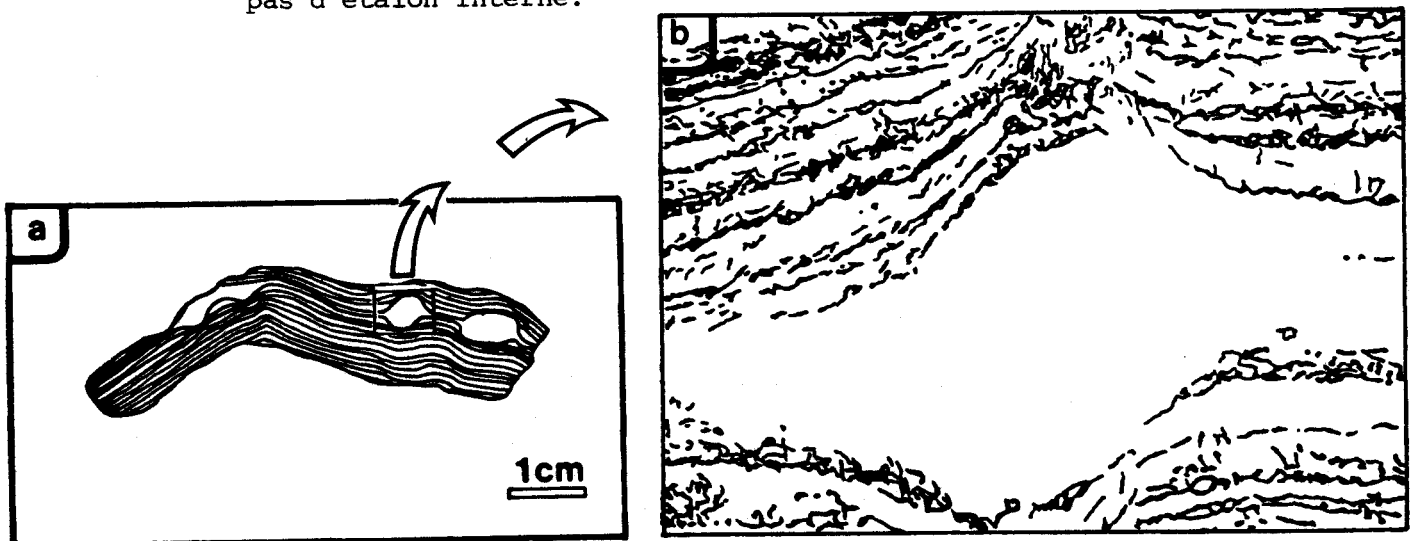


Fig. 17 - Lit d'exsudation à quartz et calcite dans un schiste calcaro-gréseux (échantillon B82-131).

a : les lits sont parallèles à Sop et affectés par de légers plis gaufrés.
b : agrandissement de a ; les lits phylliteux sont repoussés par les cristaux de quartz et calcite qui forment des microboudins.

Au microscope, outre les quartz généralement très déformés (nombreuses extinctions roulantes), on note des micas blancs, des chlorites, des minéraux opaques (cubes de pyrite aux contours oxydés) et un peu de calcite ; l'ensemble est parfois "pollué" par des taches minérales à composition ovarditique. Les textures sont granoblastiques à blastomylonitiques.

III. LES FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES DES SCHISTES LUSTRÉS.

Ces Schistes Lustrés occupent plus de 95% du volume de la klippe. Ils forment une série monotone d'au moins 100 m d'épaisseur. La sédimentation est carbonatée avec de nombreux apports détritiques argilo-sableux.

- Les calcschistes (ex. fig. 17) à lits sériciteux, satinés et argentés, parfois gaufrés, représentent le faciès le plus commun. Ils se présentent parfois sous forme de schistes noirs gréseux à lits calcareux millimétriques gris. Quartz, micas blancs et calcite en sont les minéraux principaux avec accessoirement albite, ankérite, chlorite, sphène, ilménite, hématite et tourmaline. Des pigments gris noir diffus évoquent des traces de matière organique.

- Les schistes gris très purs, fissiles, renferment de nombreuses chlorites et séricites, des grains de quartz, quelques ankérites aux teintes roussâtres et de rares petits granules de tourmaline. La schistosité principale déversée au Nord est généralement reprise par une nouvelle schistosité de strain slip.

Sur le terrain on observe tous les faciès intermédiaires entre les schistes gris et les calcschistes gris.

- les marbres blancs et gris à gris ocre sont moins fréquents. Ils se présentent en bancs décimétriques à métriques. La calcite, la dolomie et l'ankérite sont accompagnées de quelques minéraux opaques en taches diffuses, d'un peu de quartz et de rares lamelles de mica blanc, et exceptionnellement de chlorite (alors au pourtour des oxydes de fer). Ces niveaux ne montrent pas de schistosité bien reconnaissable (fig. 18). On distingue également des marbres gris clair à lits millimétriques sableux (avec des traces de matière organique) et à niveaux gris noir (cf. hard-ground ? ou encroûtement en manganèse ?) faiblement sableux, non schisteux, à quartz, phyllites et oxydes divers plaqués sur un marbre blanc à cristaux de calcite visibles à l'oeil nu.

Aux environs du Col du Palet, les Schistes Lustrés prennent des patines vertes et ressemblent étrangement aux schistes éocènes (schistes de Pralognan) de la couverture briançonnaise même si ces derniers sont bien moins plissés. Mais il serait inopportun ici, en l'absence totale de datation, de raisonner en termes d'analogie de faciès tant les deux domaines comparés (Briançonnais et Piémontais) diffèrent dans leur évolution paléogéographique.

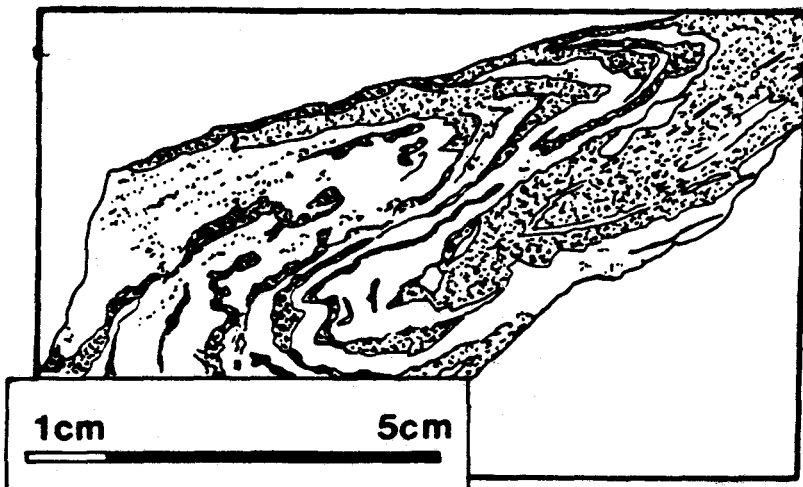


Fig. 18 - Pli couché anisopaque presque semblable, sans schistosité, affectant un marbre blanc à gris (échantillon B82-132) de la nappe des Schistes Lustrés.

IV. CONCLUSION.

Ces Schistes Lustrés n'ont révélé aucun fossile et ne sont pas datés. De plus le contexte tectonométamorphique a effacé tout éventuel critère de polarité.

Cependant l'ensemble des travaux sur les Schistes Lustrés liguro-piémontais (D. Robert, 1979 ; P. De Wever et R. Caby, 1981 ; Y. Lagabrielle, 1982 ; M. Lemoine et al., 1983, ...) montre que les roches ophiolitiques et les serpentinites se situent le plus souvent à la base des séries. Ceci impliquerait que la klippe de la Pointe du Chardonnet montre une série normale en grand, affectée bien sûr d'une structuration polyphasée.

De plus dans les Alpes cottiennes, la base des Schistes Lustrés post-ophiolitiques a été datée du Malm (Oxfordien supérieur à Kimméridgien) par P. De Wever et R. Caby (1981). On pourrait paralléliser ces observations (effectuées sur des jaspes hématitiques) avec les associations ovaridite-quartzite blanc et ainsi proposer un âge Malm s.l. à ces niveaux que l'on interprète comme une alternance fine de dépôts d'arénites ophiolitiques et de vases siliceuses.

Les passées schisteuses noirâtres évoquent les faciès de "black shales" et on peut en faire du Crétacé inférieur ou moyen ; les autres termes de la série seraient de même âge, ou monteraient dans le Crétacé supérieur (le Céno-manien, le Turonien et même le Sénonien à Globotruncana sont maintenant connus dans les Schistes Lustrés, M. Lemoine et al., 1984).

CHAPITRE II. LA NAPPE DES GYPSES ET LE PROBLÈME DES CARGNEULES

I. DONNÉES DU PROBLÈME.

Les cargneules sont largement représentées sur le secteur d'étude (Signal et Col du Palet, Tuf du Plan Séry, Tuf de la Grassaz, les Barmés). Ce sont des roches à aspect bréchique, donnant des reliefs ruiniformes, qui tranchent sur les autres séries calcaro-dolomitiques; elles sont souvent associées à des masses gypsifères, comme c'est en particulier le cas de la nappe des Gypses localisée de part et d'autre du Col du Palet. Dans de nombreux cas, ces cargneules se situent indubitablement dans des contacts anormaux majeurs (par exemple : Col de la Grande Casse, Pointe de la Réchasse, Pont du Chanton). Le problème majeur posé est la difficulté de classification et de datation de ces cargneules qui résulte de leur origine ambiguë : les cargneules ont-elles une origine tectonique ou sédimentaire ? Correspondent-elles à un faciès donné (à l'échelle de l'échantillon), ou à une formation donnée regroupant plusieurs faciès, d'ampleur décamétrique ? Ou sont-elles constamment impliquées dans des contacts anormaux séparant soit des écailles (si les deux unités en contact sont isopiques) soit des nappes (si les faciès des deux séries conduisent à parler d'hétéropisme donc de rapprochement tectonique important) ? Comme l'ont souligné J. Debelmas et al. (1980) : "en fait c'est plutôt vers une origine mi-tectonique mi-diagénétique que l'on s'oriente maintenant". Ces auteurs rangent les cargneules en deux grands groupes : les cargneules monogéniques toujours associées au Trias et les cargneules polygéniques à signification plus complexe. D'autres auteurs (Cl. Grandjacquet et G. Haccard, 1973 et 1975) ont considéré les cargneules polygéniques comme de véritables sédiments, d'âge récent probablement néogène, en tout cas postérieurs aux premières déformations du secteur étudié. D'autres enfin (H. Arnaud et al., 1976) rattachent les cargneules polygéniques à des dépôts quaternaires provenant du remaniement d'affleurements triasiques qu'il faut s'efforcer de distinguer (J. Debelmas et al., 1980) des brèches de pentes et autres alluvions consolidées.

P. Saliot (1978) dans le cadre d'une étude métamorphique des Alpes françaises avait reconnu deux types de cargneules : les cargneules sulfatées bréchiques des zones les moins métamorphiques, et les cargneules calcaréo-dolomitiques à silicates magnésiens des zones de degré plus élevé. Il avait aussi noté (p. 112) que les évaporites constituent un milieu où les phases de haute pression sont bien représentées.

Enfin J. Schade (1983a) avait réussi à dater deux niveaux gypsifères différents, l'un werfénien, l'autre keuper par utilisation des isotopes du soufre.

Ici les spécificités du terrain m'ont conduit à différencier dans un premier temps les cargneules affleurant linéairement dans des séries sédimentaires apparemment continues (correspondant en grande partie aux cargneules monogéniques des différents auteurs) de celles impliquées dans les accidents tectoniques majeurs et comportant des blocs et lentilles de toute taille, de lithologies et d'âges variables (cargneules polygéniques).

Puis dans un deuxième temps, j'ai essayé de regrouper toutes les cargneules selon l'âge des formations dont elles dérivent, ce qui conduit à distinguer différents groupes ou niveaux de cargneules qui sont :

- les niveaux de cargneules liées aux séries briançonnaises elles-mêmes sur le terrain, c'est-à-dire les cargneules du Werfénien supérieur et celles liées au Carnien ;
- les cargneules reconstituées et pouvant être des dépôts récents ;
- sans oublier, d'une part les cargneules non datées de la nappe des Gypses, soulignant les contacts anormaux majeurs, et d'autre part, les affleurements de cargneules d'origine discutable (par exemple ceux de l'aiguille du Val de Genêt).

Dresser un inventaire des cargneules rencontrées implique que l'on commence par l'étude de la "nappe des Gypses", riches en masses importantes de cargneules, et dont sont peut-être dérivées, selon des modalités complexes, les autres lames de cargneules.

II. LA NAPPE DES GYPSES ET LES CARGNEULES ASSOCIÉES.

1) Localisation, cadre historique.

Sur le secteur d'étude les gypses se cantonnent aux alentours du Col du Palet, du Col de la Croix des Frêtes et du Signal du Palet (cf. fig. 9), et se retrouvent à la base de la nappe des Schistes Lustrés de la Pointe du Chardonnet. Dans les lentilles de schistes continentaux, ou considérés comme tels, intercalés dans les gypses, des empreintes de flore du Keuper ont été découvertes. Après les premières découvertes de J. Ricour et J. Fabre au SE du Lac de Tignes, F. Ellenberger (1949 et 1958, p. 205) et F. Ellenberger *et al.* (1952) ont signalé notamment sur le chemin du Col du Palet (955,1 - 360,35 - 2510 m) : Fougères (*Sphenopteris* ?), *Equisetum myrtharum*, *E. arenaceum* Jaeger (forme caractéristique du Keuper d'après J. Ricour), *Pterophyllum jaegeri*, *Plongifolium* sp., Coniférales (*Voltzia* sp. ou *Brachyphyllum* sp.) Depuis, le gisement fossilifère a été détruit sous l'avancée des remontées mécaniques de Val Clarêt, et je n'ai pu le retrouver. L'autre principal gisement de Vanoise, celui de la Dent de Villard au NNW de Pralognan (cf. fig. 3) a fourni outre des fossiles végétaux, des restes d'arthropodes (F. Ellenberger, 1958 et découvertes de P. Ellenberger). Une origine exotique (plus interne que la nappe de la Grande Motte) et mixte (s'enrichissant de gypses extravasés locaux) a été avancée pour ces masses de gypses allochtones par F. Ellenberger (1958) qui en a souligné l'absence au sein des séries briançonnaises de Vanoise ; il reprenait ainsi les idées générales de l'époque.

2) Les gypses, description des affleurements.

Les gypses (avec plus rarement l'anhydrite en surface) affleurent en masses compactes, laiteuses ou brillantes, à grain fin à grossier (gypse saccharoïde). Ils ne sont généralement pas stratifiés mais présentent parfois de fins lisérés millimétriques schisteux rouille. Emballés dans la masse gypseuse, on trouve quelques blocs décimétriques à métriques de dolomie grise à gris noir, pure, très fracturée et recoupée par des joints gypseux, et plus rarement des fragments de calcaire ou de dolomie litée. Leur origine reste inconnue (syndimentaire ?, apport détritique faible et localisé ?). Par ailleurs ces gypses renferment différents blocs-klippes selon l'expression de F. Ellenberger, et/ou lentilles sédimentaires à matériel non évaporitique d'importance décamétrique (voir paragraphe suivant).

Ainsi, à proximité des lentilles de schistes et grès du Keuper (Carnien supérieur ? à Norien ?), les gypses parfois plissés montrent des alternances de bancs de 0,5 à 1 m (pl. III, p. 1) ; à cette structure se surimpose un litage tectonique centimétrique grossier. De couleur blanche à blanc gris et de granulométrie très fine bien que variable, ces bancs, représentant la stratification originelle, peuvent se restreindre à 2 - 3 cm d'épaisseur et être séparés par de fins niveaux d'épaisseur millimétrique, légèrement cargneulisés et comportant des phyllites blanches (résidus de dissolution ?). Dans ces niveaux on retrouve des éléments de dolomie grise en blocs plus ou moins étirés.

Quelques petites concrétions de soufre jaune natif ont été rencontrées au sein des gypses toujours en association avec des cargneules.

Dans les gypses du Petit Mont Blanc, au Sud de Pralognan (et à proximité du secteur d'étude), E. Jaillard (1984, p. 106 à 108) a trouvé des séquences sableuses et carbonatées qu'il a interprétées comme des dépôts de sédimentation évaporitique en milieu intertidal à supradital. Dans le secteur étudié rien de tel n'a été observé sans que l'on puisse invoquer l'état tectonique ou la qualité médiocre des affleurements.

3) Les différentes lentilles à matériel non évaporitique rencontrées.

Elles sont représentées vers le Col du Palet, soit par des faciès schisteux et gréseux (Carnien supérieur à Norien ?, t_8), soit par des faciès carbonatés du Ladinien (?), notés t_{6a} et t_{6b}) affleurant par petits massifs allongés E-W, ne dépassant généralement pas 250 m de long sur 50 m de large. Sous l'effet de l'érosion et de la cryoclastie, certains de ces massifs carbonatés se sont complètement désagrégés pour donner des "éboulis" fabriqués sur place, uniquement calcareux, isolés au sein des gypses et cargneules (à l'Ouest de Val Clarêt par exemple).

a) Les lentilles schisteuses et gréseuses.

Les faciès reconnus sont :

- des schistes noirs très fissiles où les lits ne dépassent pas 2 mm d'épaisseur avec des phengites alpines et de rares micas détritiques. En lame mince on distingue nettement deux générations de petites lamelles de micas blancs qui s'entrecroisent, de nombreux grains de quartz (0,2 à 0,3 mm de diamètre) dont on devine parfois les halos de croissance ce qui leur donnerait une origine sédimentaire détritique, de rares chlorites vert pâle, et de l'hématite accompagnée de limonite toutes deux provenant de l'oxydation de cristaux de pyrite (oxydation dont l'une des causes pourrait simplement être l'altération superficielle) ;

- des schistes noirs peu calcareux, charbonneux à fines passées gréseuses et à lits millimétriques à demi-centimétriques (alternance de lits noirs, gris noir, rouille, et blanc gris) passant à des calcaires sableux très clairs à rares micas détritiques, et à des calcaires noirs silteux. En lame mince, les calcaires sableux montrent la prédominance de la calcite et de carbonates ferrifères aux clivages déformés mécaniquement (grands cristaux), accompagnés de petits grains de quartz éparpillés dans la matrice carbonatée et de nombreuses petites albites très altérées (taille des quartz et feldspaths : 0,2 mm) ainsi que de l'hématite (dérivant de pyrite). Il subsiste également quelques minéraux phylliteux avec un pigment noir diffus (matière organique ?) ;

- des grès feldspathiques très clairs à petites taches rouille (oxydes de fer) et présentant des alvéoles inframillimétriques dues à la désagrégation de cristaux de pyrite. En lame mince, c'est une roche finement quartzomiacée avec de nombreux feldspaths alcalins qui s'avèrent être du microcline (coloration en jaune par le cobaltinitrite de sodium). Ce feldspath, altéré plus ou moins fortement et présentant parfois des inclusions sériciteuses, ne semble pas être issu du métamorphisme alpin et serait d'origine détritique. Par ailleurs, on devine, à la périphérie de certains grains de quartz et feldspath, des halos de croissance qui renforcent l'idée d'une origine sédimentaire détritique, et ce bien que certains quartz aient pu subir des recristallisations. L'observation d'extinctions roulantes, de macles déformées et de clivages froissés témoigne des états de déformation successifs. Si certaines pyrites sont conservées, la plupart se sont oxydées en hématite et limonite cryptocristalline qui en ont épousé les contours rectilignes nettement à l'emporte pièce sur les autres grains. On en déduit une origine in situ et non détritique des pyrites en milieu réducteur. Enfin la matrice phylliteuse est constituée de fins micas blancs.

La présence générale de pyrite formée in situ et celle, dans certaines roches, de carbonates notamment ferrifères, montre un environnement de dépôt marin ou lacustre, réducteur, apparemment proche de l'émersion sinon émergé, dans lequel

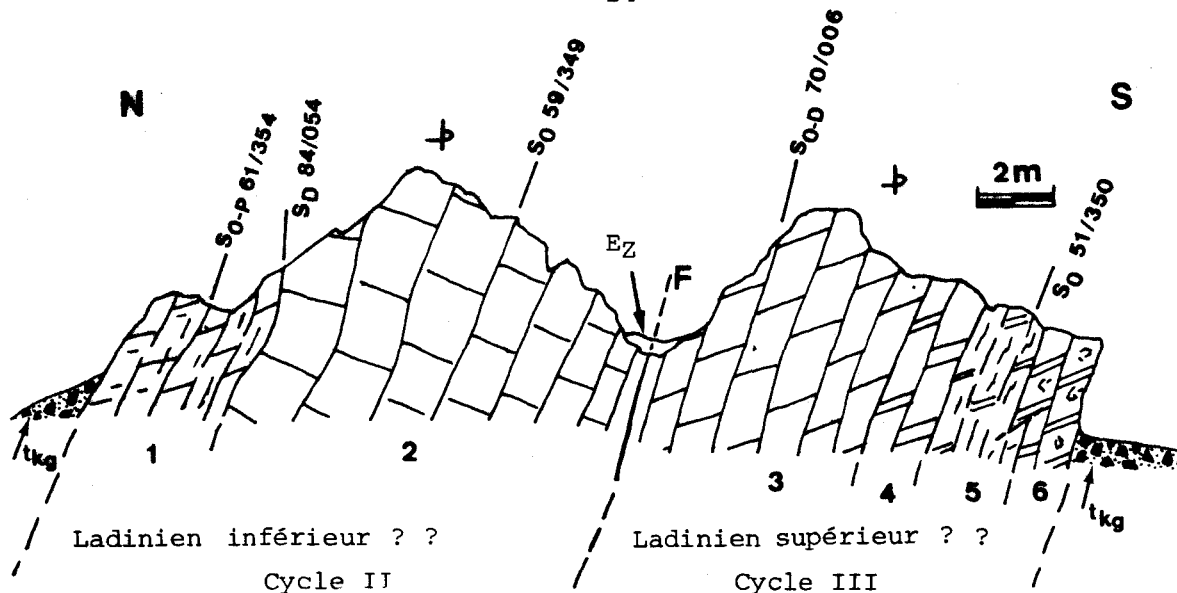


Fig. 19 - Coupe d'une lentille calcaro-dolomitique totalement encerclée de gypses et cargneules. Chemin du Col du Palet, altitude 2560 m.

- 1 : dolomie blanche schistosée, à patine jaune pâle, avec quelques phyllites - 2 : calcaire gris clair - 3 : dolomie blanche puis gris clair, à patine très claire, à phyllites blanches - 4 : dolomie grise à patine gris clair - 5 : lits centimétriques de dolomie gris noir, à patine gris noir, avec veinules dolomitiques ocre et des laminations de 2-3mm d'épaisseur de dolomie gris clair, quelques vermiculations au sommet ; une petite faille inverse synsédimentaire est localement visible - 6 : dolomie grise à patine gris clair, cargneulisée et vacuolaire - F : faille - Ez : éboulis vifs.

Vers l'Est de cet affleurement, les calcaires gris clair (terme 2 de la fig. 19) présentent quelques vermiculations et plus généralement des formes figurées arrondies centimétriques de calcaire gris d'aspect plus spathique (débris d'encrines ou éléments constitutifs d'une microbrèche monogénique ?). On note aussi de rares veinules dolomitiques anastomosées jaune pâle contenant quelques micras, et de rares trabécules siliceux ainsi que sur certaines surfaces des cristaux d'anhydrite.

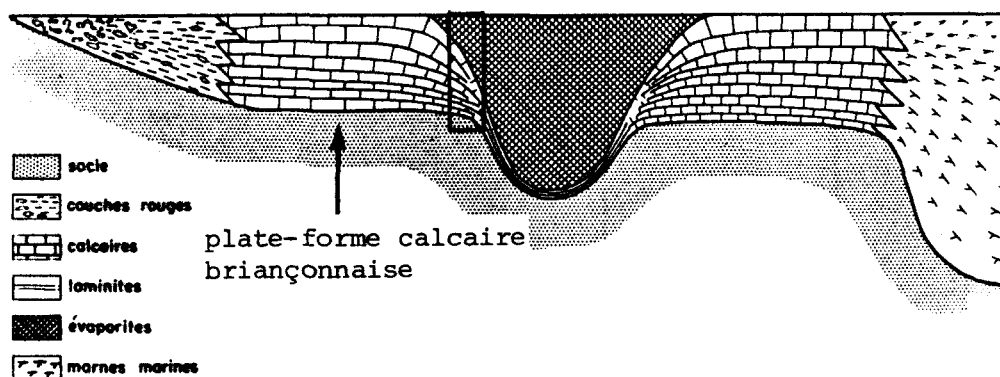


Fig. 20 - Profil repris de G. Busson (1980 et 1983).

Coupe schématique d'une plate-forme calcaire avec apparition de roches salines dans une zone d'épaisseur anormalement forte. Les rapports entre les calcaires et les évaporites sont esquissés. Côté continent, à gauche, la plate-forme calcaire passe à des détritiques ; côté océan, à droite, les calcaires passent à une aire plus marneuse quand la plate-forme laisse la place à une zone plus subsidente.

Les termes carbonatés rencontrés (t_{6a} et t_{6b}) seraient localisés dans le rectangle en bordure de plate-forme.

sont conservées les flores continentales contenues dans ces faciès détritiques.

b) Les lentilles carbonatées (fig. 19).

Elles présentent les faciès typiques du Ladinien (inférieur et supérieur, t_{6a} et t_{6b}) avec des puissances néanmoins réduites et correspondent aux cycles II et III de J. Mégard-Galli et A. Baud (1975 et 1977), témoins de l'établissement de la première plate-forme carbonatée triasique. Par comparaison avec le Trias briançonnais de Vanoise septentrionale, on note pour l'ensemble des affleurements rencontrés emballés dans les masses de gypse et cargneule, l'absence apparente des formations anisiennes et carniennes (cycles I et IV); seuls les termes ladiniens sont présents. Diverses raisons peuvent être avancées (réduction extrême des séries, rabotage tectonique, érosion, cargneulisation ...). En fait, on ne peut affirmer si les lentilles carbonatées appartiennent ou non à la sédimentation de la série ou des séries impliquées dans ce qui donnera la nappe des Gypses. C'est pourtant la solution qui me paraît à retenir, et non celle des lambeaux purement tectoniques, au seul vu de la réduction des séries, cette réduction des séries carbonatées à proximité d'évaporites étant devenue d'interprétation classique (voir fig. 20 reprise de G. Busson, 1980, p. 563 et 1983, p. 65). Ainsi les termes de base de la série impliquée dans la nappe des Gypses seraient attribués au Ladinien (voire à l'Anisien supérieur) et l'on ne pourrait écarter la possibilité d'avoir des évaporites carniennes.

Quant aux lentilles gréseuses, G. Busson (1982, p. 869, tiré de G. Busson, 1974, p. 658) écrit "les détritiques pouvant être des épandages violents, déposés pendant des périodes au total très brèves par rapport à la durée des temps triasiques, et les évaporites, le fruit de périodes d'aridité maximale, pratiquement elles aussi tout à fait exceptionnelles".

L'intensité de la fracturation observée sur les corps calcaro-dolomitiques s'explique par la rigidité de ce matériel en regard de la ductilité des masses de gypse. Par ailleurs on sait que les calcaires sont plus ductiles que les dolomies, ces dernières étant donc le plus souvent très bréchifiées.

4) Les cargneules associées.

Associées aux gypses, on trouve d'importantes masses de cargneules compactes, rousses, grises à ocre presque uniquement composées d'un fin ciment, avec des éléments de phyllites blanches. Localement, de rares fragments (copeaux tectoniques) de quartzites blancs et de Schistes Lustrés (?) sont inclus dans les cargneules.

Certaines de ces cargneules ont pu provenir de la cargneulisation des termes carbonatés (on ne reviendra pas ici sur les différentes modalités, cf. F. Ellenberger, 1958, p. 209 pour qui les cargneules dériveraient la plupart - soit de brèches gypsifères - soit de couches interstratifiées dolomitiques et gypseuses - soit de réactions de contact entre gypse et dolomie, d'âges ou même d'unités tectoniques différents ; H. Masson, 1972 qui envisageait une origine par fracturation hydraulique; J. Debelmas et al., 1980 qui ont vu dans la cargneulisation une origine mi-tectonique mi-diagénétique). C'est une explication possible de l'absence des termes carniens représentés ailleurs par des brèches dolomitiques et calcarodolomitiques faciles à cargneuliser. Mais ces cargneules ont aussi pu provenir du gypse, ce qui rendrait les volumes initiaux de gypse beaucoup plus importants.

De même ces cargneules, faciles à remobiliser, ont pu rejouer à l'air libre sous l'effet des facteurs climatiques et topographiques (voir F. Ellenberger, 1958, p. 209 pour qui la cargneulisation est un phénomène permanent). Ce sont les cargneules remaniées par ruissellement sur les pentes (brèches de pentes de cargneules) et celles redéposées dans des dépressions, décrites par E. Jaillard (1984, p. 114, fig. 34) ; elles correspondent à des cargneules resédimentées sur place. Ici, il est le plus souvent impossible de tracer des contours valables entre ces divers ensembles de cargneules, qui de ce fait ont été toutes réunies sous le même terme (t_{kg}).

Notons enfin que les affleurements de gypse ou de cargneule sont fréquemment masqués par des pelouses alpines mais forment dans la morphologie un modelé à nombreuses dolines, très caractéristique ; ce modelé supra-gypseux (MSG) permet de tracer raisonnablement des contours géologiques.

5) Conclusions.

Ces gypses servent de semelle tectonique à la nappe des Schistes Lustrés de l'Aiguille du Chardonnet ; il en est de même au Mont Jovet. Les extensions possibles de la nappe des Gypses en Vanoise peuvent être représentées par les cargneules affleurant principalement aux Fontanettes (à l'Est de Pralognan), au Pont du Chanton (2210 m, au NNW de l'Aiguille de la Vanoise, au Col de la Grande Casse (?), au Nord du Lac de la Glière et au NNW du Plateau de La Réchasse. Elles sont le plus souvent superposées aux Schistes éocènes de Pralognan qui représentent les termes sommitaux des séries carbonatées de Vanoise.

On peut préciser les conditions de dépôt par l'étude des lentilles schisto-gréseuses et carbonatées. Elles seraient celles d'un dépôt toujours évaporitique en milieu marin ou lagunaire réducteur, toujours proche de l'émersion ou émergé (avec notamment des niveaux infratidaux à supratidaux selon E. Jaillard, 1984).

Enfin le schéma proposé par G. Busson (voir fig. 20) peut s'envisager compte tenu des observations de terrain, et être retenu comme modèle synthétique.

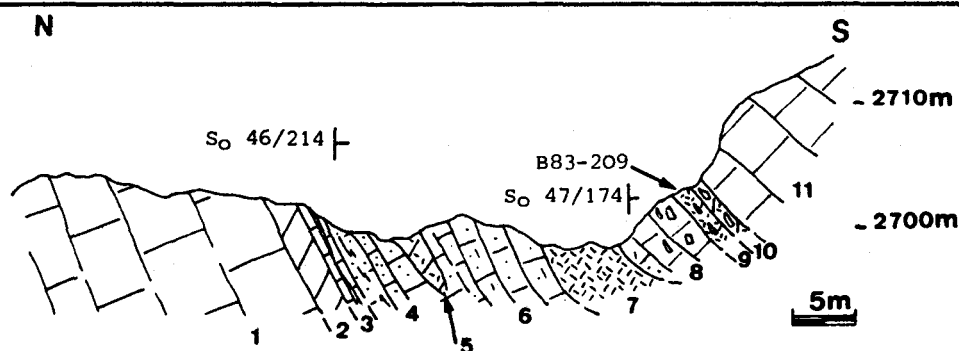


Fig. 21 - Coupe du Col de la Tourne dans l'Anisien (cycle I).

- 1 - calcaire gris - 2 : dolomie blanche à beige à patine jaune pâle, microfracturée - 3 : calcaire gris avec lits millimétriques de dolomie ocre - 4 : calcaire gris finement sableux avec quelques phyllites, passant latéralement à des calcaires vermiculés très étirés - 5 : lentille de dolomie blanche à patine jaune à ocre passant à une cargneule rouille, compacte, sableuse, à débit schisteux - 6 : ibid 4 - 7 : cargneule rouille - 8 : calcaire gris clair légèrement sableux évoluant en brèche calcaireuse - 9 : cargneule rouille, litée à niveaux quartzeux schistosés gris-vert ankéritiques, avec calcite grise et quartz blanc - 10 : brèche dolomitique grise et calcaire gris passant à une cargneule - 11 : calcaire gris clair à blanc.

L'échantillon B 83-209 du niveau 9 révèle : dolomie prépondérante, calcite, quartz, nombreux oxydes en taches diffuses (surtout de la limonite), carbonates ferrifères, chlorite, nombreuses séricites et un peu de sphène.

III. LES CARGNEULES.

1) Les cargneules du Werfénien supérieur.

Notées t₂ sur la carte h.t.I, elles se situent entre la série siliceuse (qui pourrait monter jusqu'au sommet du Werfénien inférieur avec les quartzites versicolores) et la série carbonatée (qui débute par des termes anisiens). Elles sont à rattacher aux séries briançonnaises de Vanoise et leur épaisseur n'excède pas 40 m. On reviendra (chapitre IV - II) sur la nature des liaisons entre ces cargneules et les terrains adjacents.

Dans la morphologie, elles occupent souvent les cols (p. ex. Col Rosset, Col Noir, Col de la Sache). On ne trouve jamais de gypse associé mais plutôt des blocs de dolomies, de marbres noduleux et des débris schisteux (ainsi Combe des Pariettes, 1810 m) représentant souvent l'Anisien basal (séquence 1 du cycle I). Au contact des deux séries (siliceuse et carbonatée), les cargneules peuvent être absentes (voir chapitre IV - II) ou être remplacées par des calcaires gréseux rouille (2610 m, Nord du Col de la Séchette) parfois décalcifiés (contrebas du Col Rosset).

Le faciès le plus répandu est celui de cargneule rouille clair à sombre, terreuse, finement vacuolaire (vacuoles inframillimétriques à millimétriques) avec parfois divers fragments schisteux, quartzeux ou carbonatés. Elles peuvent être indurées comme au Col de la Sache où elles présentent quelques micas blancs et des blocs de calcite microcristalline d'origine inconnue. En lame mince prédominant dolomie et carbonates ferrifères accompagnés de calcite, de limonite en taches diffuses, de quartz et de quelques micas blancs.

Au niveau du Couloir des Rossets (1980 m, NE de Pralognan), les cargneules forment des éperons rocheux de 20 - 30 m de haut. La matrice sablocalcareuse enrobe de nombreux blocs de quartzites versicolores, rarement schistosés et lorsqu'ils le sont sans orientation préférentielle. On pourrait y voir un ancien horizon de cargneules rejouant tectoniquement par bréchification avec mélange de matériel quartzeux. Cet épisode tectonique est tardif, postérieur à la schistosité exprimée dans les blocs de quartzites.

Des phénomènes de cargneulisation, s'effectuant préférentiellement le long des plans de stratification, affectent fréquemment les formations anisiennes très fracturées et éboulées sur place. Ici on donnera à la roche le nom de cargneule lorsque celle-ci, généralement de couleur grise, ocre ou rouille, présentera une fine matrice calcareuse (ou sablocalcareuse) avec fragments visibles ou non de roches (essentiellement de dolomie mais on trouve également des marbres et quartzites, non mylonitisés). Il en est ainsi au Col de la Toume (fig. 21) et au Col de la Sache (fig. 22 ; pl. III, p. 2). Dans de tels cas, les cargneules ne sont que des horizons particuliers au sein d'une série de couches, et on doit les considérer comme de simples couches (sans signification tectonique particulière). Au niveau de l'Aiguille Percée, la bréchification généralisée à l'ensemble des termes affleurants n'atteint pas le degré de cargneulisation, les couches ayant conservé leurs principaux caractères originels (couleur, patine, figures sédimentaires et surtout leur texture sparitique). Là, on ne peut parler de cargneules ou de mylonites mais d'Anisien bréchifié.

Au NE du Col de la Séchette (fig. 23), des cargneules se développent parallèlement à la lithologie mais aussi perpendiculairement en empruntant certains plans de fracture. L'hypothèse de H. Masson (1972) sur l'origine de la cargneule par fracturation hydraulique peut ici être avancée ainsi que pour l'horizon supérieur de cargneules du Col de la Sache (cf. fig. 22 et pl. III, p. 2). Ailleurs on ne peut en général trancher entre les divers modèles explicatifs.

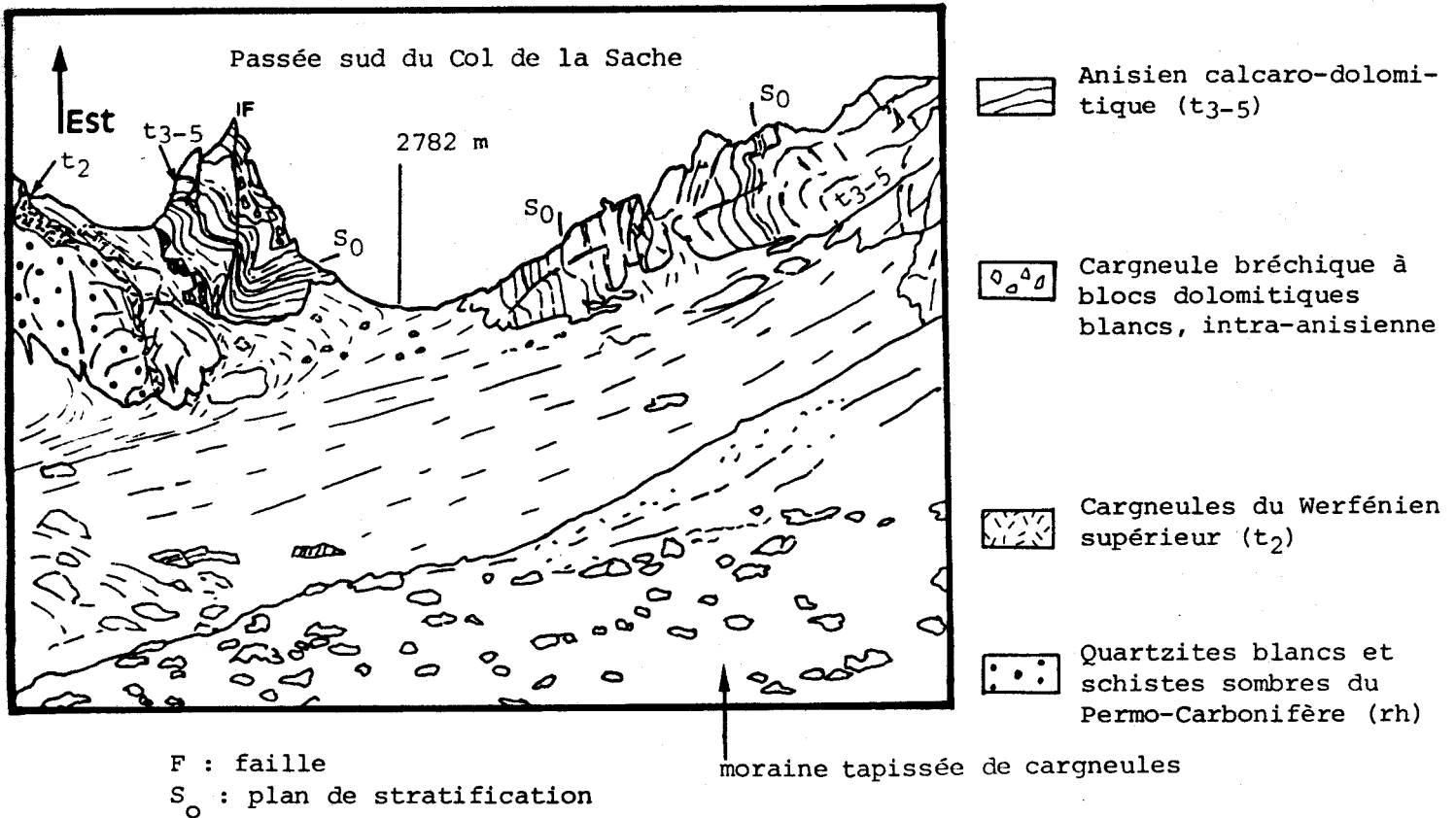


Fig. 22 - Passée sud du Col de la Sache.

Mise en évidence de deux horizons de cargneules, l'un werfénien, l'autre intra-anisien

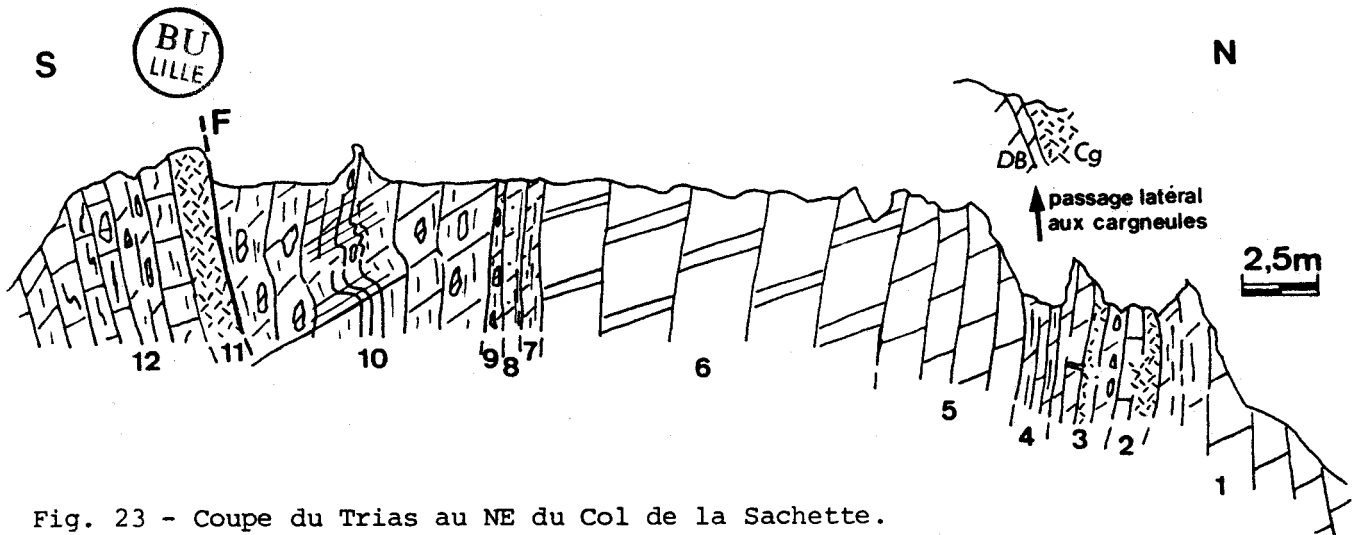


Fig. 23 - Coupe du Trias au NE du Col de la Sachette.

- 1 : dolomie beige à blanc gris à patine claire - 2 : cargneules, légèrement vacuolaires et stratifiées, dérivant d'un calcaire gris clair - 3 : dolomie gris clair, éléments ovoïdes de 2-3 cm assez rares à la base ; filons "sédimentaires" de cargneules très spongieuses de 3-4 cm de large qui s'infiltrèrent parallèlement à S₀ mais aussi à angle droit (par les fissures) - 4 : niveau dolomitique schistosé, passant latéralement à des cargneules - 5 : dolomie gris clair - 6 : dolomie blanche - 7 : dolomie blanche à patine jaune pâle, assez schistosée - 8 : dolomie blanche passant à dolomie gris clair puis dolomie grise très schistosée à la base ; au sommet, rares joints phylliteux et points silicifiés - 9 : niveau dolomitique à joints phylliteux, bréchique et à cassure grise - 10 : brèche dolomitique gris foncé, schistosée, plissée, à éléments dolomitiques gris vert et nombreux joints phylliteux noirs - 11 - 1 m de cargneules rouille, compactes et homogènes - 12 : calcaires gris lités avec quelques phyllites et dolomies blanches (patine jaune pâle à ocre) parfois bréchiques, avec quelques vermiculations.

Enfin on ne peut, encore une fois, que souligner le rôle non négligeable de ces cargneules dans la tectonique et rappeler que pour F. Ellenberger (1958) ces cargneules représentaient un niveau de décollement majeur dans sa notion de substitution généralisée de la couverture carbonatée sur la série siliceuse.

2) Les cargneules du niveau gypsifère supérieur (Keuper).

Elles affleurent principalement sur le pourtour du massif de la Vallaisonnay, souvent à proximité et en contiguïté des formations calcaro-dolomitiques du Carnien inférieur (cycle IVa). Elles représentent les termes les plus récents de ce massif. Mais le problème le plus important posé par ces cargneules est celui de leur provenance : sont-elles issues de la nappe des Gypses et pincées tectoniquement ? Appartiennent-elles en propre aux séries stratigraphiques écaillées et plissées du Massif de la Vallaisonnay ? sont-elles un mélange des deux ? La multiplicité des affleurements linéaires des cargneules de la Vallaisonnay (voir pl. Iht.) peut-être un argument en faveur de l'appartenance de ces cargneules aux séries triasiques de la Vallaisonnay. Mais il s'oppose au fait que latéralement les cargneules semblent passer en continuité cartographique à des cargneules qui sont sous la nappe des Schistes Lustrés. Vu l'état des choses, je serai amené à choisir une origine mixte et donc à admettre le chevauchement direct de la nappe des Gypses sur les écaillés triasiques de la Vallaisonnay qui se termineraient par des cargneules. L'accident majeur se trouverait ainsi au sein de cargneules et l'âge de ces cargneules pourrait varier notablement.

Sur le terrain, il arrive fréquemment (ex. Col de Roche Noire, Roche Blamont, Roche des Chèvres) que les cargneules soient en contact direct avec les calcaires gris lités du Ladinien inférieur (base du cycle II) du fait des disharmonies créées lors des phases plicatives (plis couchés E-W de première phase) et surtout des écaillages. De plus des mécanismes de cargneulisation par bancs semblent affecter légèrement les calcaires du Ladinien inférieur, compliquant les observations.

Pour la plupart indurées et homogènes ces cargneules de teinte grise à rouille contiennent toujours divers éléments ; à l'air libre elles peuvent être très cariées et montrer alors un réseau d'aspect travertineux. Les éléments inclus sont des blocs millimétriques à centimétriques de calcaire ou dolomie métriques de calcaire gris clair et parfois de rares éléments schisteux (Carbonifère ?).

Sur la Roche Blamont (2630 m) elles sont stratifiées, gris rouille et indurées à niveaux dolomitiques ocre.

- Au Sud de la Pointe de la Vallaisonnay, on trouve des bancs de marbre blanc à polychrome (vert, rouge, ...) apparemment collés sur les cargneules ainsi que des grès schisteux stratifiés. Ces grès schisteux pourraient être des équivalents des lentilles de schistes et grès (Carnien supérieur à Norien ?) de la nappe des Gypses. Des marbres rubanés, polychromes ont été découverts de même sur le flanc sud de l'Aiguille de Bacque. E. Jaillard (1984, p. 116) qui les a vus avec moi-même, les attribuerait au Carnien moyen. Ici, au vu des observations, on pourrait assimiler ces affleurements à des lambeaux isolés de la nappe des Gypses.

- Au NNW de la Pointe de la Vallaisonnay se situe le seul gisement de gypse, constituant un affleurement lenticulaire décamétrique.

- Sur le replat de la Roche des Chèvres, les cargneules présentent des galets décimétriques de marbre chloriteux vert avec exsudats de quartz et calcite et peut être des fragments de hard-ground. Ces galets peuvent représenter les termes supérieurs de la série carbonatée mésozoïque maintenant disparue, dans ce cas, les cargneules étaient initialement interstratifiées dans la série carbonatée de la Vallaisonnay. Associées aux cargneules précédentes, on trouve également

Fig. 25 - Cargneules stratifiées du pied nord-est de l'Aiguille du Val de Genêt (2800 m).
 S₀ : plan de stratification
 Sp : diaclases

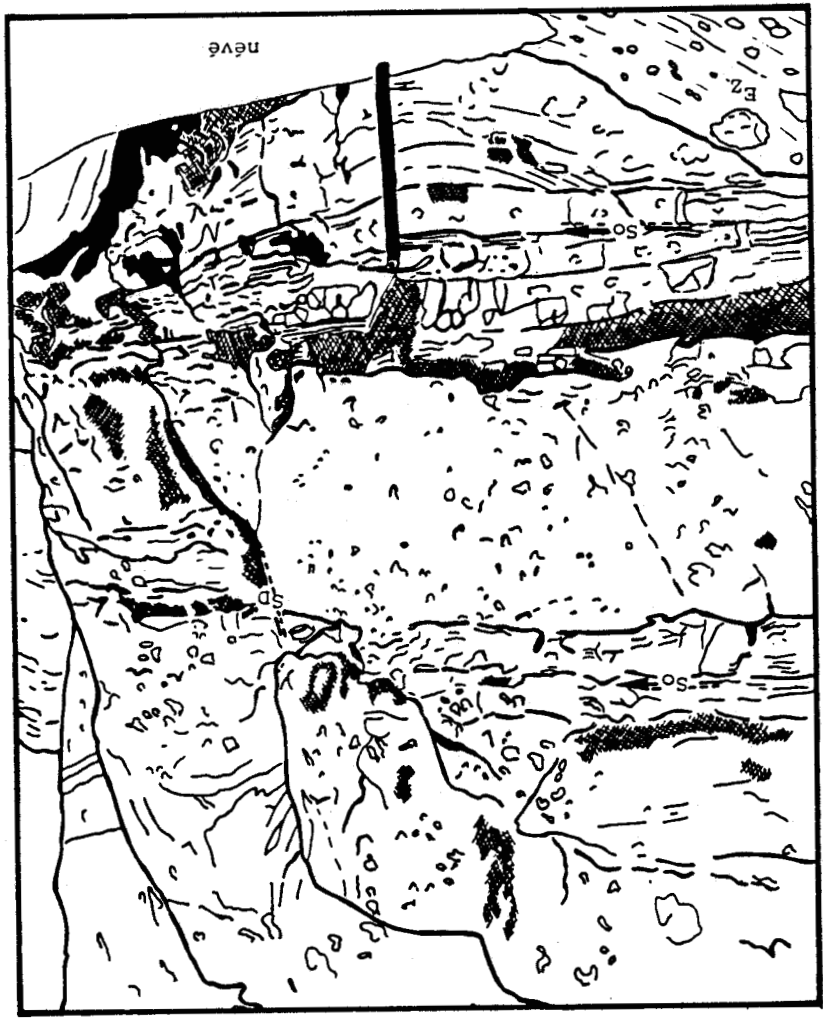
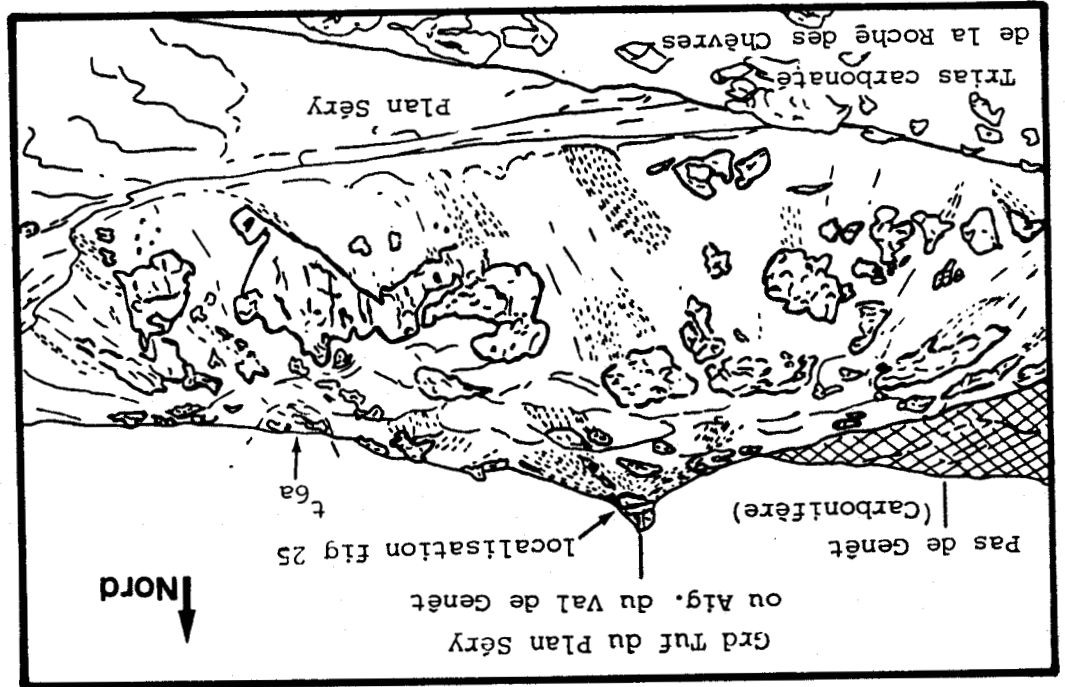


Fig. 24 - Vue d'ensemble du Grand Tuf du Plan Séry depuis la Roche des Chèvres.



des cargneules très claires à ciment très fin calcaro-dolomitique à nombreux fragments (de petite taille) de quartz, mica blanc, chlorite (?) et à galets centimétriques de schistes verts et de grès.

Enfin à l'Aiguille des Aimes, j'ai observé un début de cargneulisation au contact Carnien inférieur-Malm, la série post-triasique étant ici conservée. La cargneulisation affecte une brèche dolomitique grise ; on obtient un fin ciment calcaro-dolomitique gris ocre aux dépens des galets de dolomie et on note la présence de galets de grès (d'âge "norien" ?) et de niveaux plus schisteux avec notamment des particules argileuses noires formant des microcloisons. En lame mince, on observe des éléments figurés de dolomie ocre avec ou sans grains de quartz. La matrice très fine se compose de dolomie microcristalline avec quelques carbonates ferrifères, des grains de quartz, de fines lamelles de micas blancs, quelques albites et des oxydes de fer (hématite et limonite).

Discussion.

L'ensemble des observations conduit à attribuer ces formations au Keuper (quelle que soit leur origine possible).

Une partie des cargneules proviendrait de la série stratigraphique du massif de la Vallaisonnay. Mais je ne peux le démontrer formellement. Ceci permet d'expliquer l'absence des séries post-triasiques dans ce massif ; ces dernières se seraient ici décollées à la faveur des cargneules du Keuper sous-jacentes. Seule la série post-triasique de l'Aiguille des Aimes aurait subsisté, du fait justement de l'absence de véritables cargneules au toit du Trias.

L'autre partie des cargneules dériverait de la nappe des Gypses, ces cargneules se seraient confondues et mélangées aux cargneules "locales" lors de l'avancée de la nappe des Gypses et de la nappe des Schistes Lustrés.

3) Les cargneules reconstituées ou néocargneules.

Elles peuvent représenter des dépôts récents (cargneules néogènes ?) visiblement non déformés par la tectonique.

On peut penser que ces cargneules dérivent toujours "pro parte" du Trias, mais elles ont été complètement remobilisées depuis lors. Elles peuvent être assimilées à des cargneules polygéniques dans la terminologie de J. Debelmas et al. (1980).

Toute la retombée sud de l'Aiguille de Bacque est ainsi formée de ces cargneules disposées en brèches de pente ou redéposées dans les petites dépressions (La Grouille Sèche, points 2827 m et 2740 m).

De même, les cargneules de l'Aiguille du Val de Genêt ou du Grand Tuf du Plan Séry (fig. 24) semblent être au moins pour partie d'âge récent (?). Les faciès rencontrés sont des roches à aspect de cargneule bréchique alvéolaire à patine gris clair à gris jaune ; ce sont des niveaux de sable calcareux jaune orangé qui unissent les éléments ou s'intercalent entre des horizons bréchiques. Parfois, ces éléments semblent souligner une surface de dépôt donc de stratification. Au pied NE de l'Aiguille du Val de Genêt, le litage horizontal est net avec des bancs sablocalcaires décimétriques et des bancs bréchiques métriques (fig. 25). Les éléments rencontrés sont essentiellement calcarodolomitiques ; il peut y avoir quelques galets de quartzites, de schistes ou de grès, qui par leur faciès sont attribuables au Carbonifère. Cependant, en lame mince, ces cargneules ne se différencient pas des vraies cargneules. Les cargneules de l'Aiguille du Val de Genêt présenteraient alors leur aspect originel non perturbé exceptionnellement par la tectonique(?). Il ressort dès lors que l'âge et l'origine de ces cargneules restent très discutables.

Fig. 26 - Minéralogie des argiles de onze échantillons d'après H. Chamley (laboratoire de sédimentologie de Lille I) sur des pâtes orientées de fractions décarbonatées inférieures à 2 µm.

Estimation quantitative à 5/100 de l'ensemble des minéraux argileux.

Minéraux associés : - absents, + rares, ++ communs, +++ abondants.

Cristallinité de l'illite : largeur à mi-hauteur, du pic à 10 Å, en 1/10°



ECHANTILLON	NATURE, GISEMENT	ILLITE	CHLORITE	CORRENSITE Δ1	"RECTORITE" Δ1	TALC	QUARTZ	GOETHITE	FELDSPATHS	DIVERS	CRISTALLINITÉ DE L'ILLITE
B 81-78	Cargneules du Werfénien supérieur Combe des Pariettes (alt. 2080 m)	~ 70	15	15	-	traces	-	++	-	-	~ 1,5
B 81-140	Cargneule terreuse du Werfénien supérieur sommet du Col Rosset	60	40	-	-	-	+	+++	-	-	1,5
BDY 162	Cargneule du Werfénien supérieur (?) Roche de Moret (NNE du Massif de la Portetta)	70	30	-	-	-	-	++	+	-	1,25
BDY 193	Cargneule du Werfénien supérieur (1800 m, Pointe de Villeneuve)	90	5	-	5	-	-	++	+	-	1,25
JFR 81-36	Cargneule bréchique, alvéolaire, avec des patines gris clair d'âge récent (?) Grand Tuf du Plan Séry (2600 m)	~ 80	~ 20	-	-	traces	-	-	++	-	~ 1,25
JFR 81-37	idem que JFR 81-36	80	20	-	-	traces	-	++	++	-	1,25
JFR 81-40	sable calcaireux ou calcaire sableux, d'âge récent (?), pied sud-est du Grand Tuf du Plan Séry	70	30	traces	-	traces	-	++	++	-	1,25
JFR 81-41	idem que JFR 81-40	50	35	5	-	10	-	++	+	-	1,0
JFR 81-50	Cargneule d'âge inconnu Roche des Chèvres (2610 m)	70	30	-	-	-	-	++	-	-	1,2
JFR 80-40	Conglomérat quaternaire remaniant des cargneules, les Barmés (2150 m, à l'Est du Laisonnay d'en Haut)	70	30	-	-	-	+	+	++	-	> 1,0
B 81-85	Brèche de pente monogénique quaternaire à matériau du Malm, chemin du Mont Bochor (point côté 1811m).	75	25	-	-	-	+	-	+++	++	= 1,5

- Au Sud de la Roche Noire (Tête Rouge), des épandages stratiformes peuvent être confondus avec ces cargneules. Ce ne sont en réalité que d'anciennes moraines cimentées à éléments divers (ainsi des calcaires siliceux du Lias prépiémontais) qui sont cachetées par des moraines plus récentes (würmiennes ?).

- Au pied sud du Col de Roche Noire, les cargneules stratifiées, vacuolaires à éléments calcitiques gris et longues paillettes de phyllites proviennent de la consolidation de graviers (dépôts fluviatiles).

4) Minéralogie des argiles (fig. 26).

Le but initial de cette étude, non atteint, était avant tout de pouvoir différencier les cargneules triasiques, ayant subi le métamorphisme, d'éventuelles formations cargneuliques tertiaires à quaternaires, postmétamorphiques. On notera d'après H. Chamley que tous les minéraux présents (fig. 26) peuvent provenir directement de roches métamorphisées.

Ces analyses n'ont pas permis de mettre en évidence des minéraux argileux évolués pédogénétiquement qui auraient alors prouvé l'âge récent de ces cargneules ou de leur remobilisation.

5) Conclusions.

Cet inventaire montre que l'on doit rester très prudent quant à l'attribution d'une cargneule à une formation et à un âge donné.

Enfin, de fins niveaux de cargneules se localisent à la limite Malm-Crétacé (ainsi au Rocher du Génepy et à l'ESE du Moriond en Vanoise méridionale); elles peuvent s'expliquer par la présence originelle, très localisée de dolomies notamment bréchiques à ce niveau.

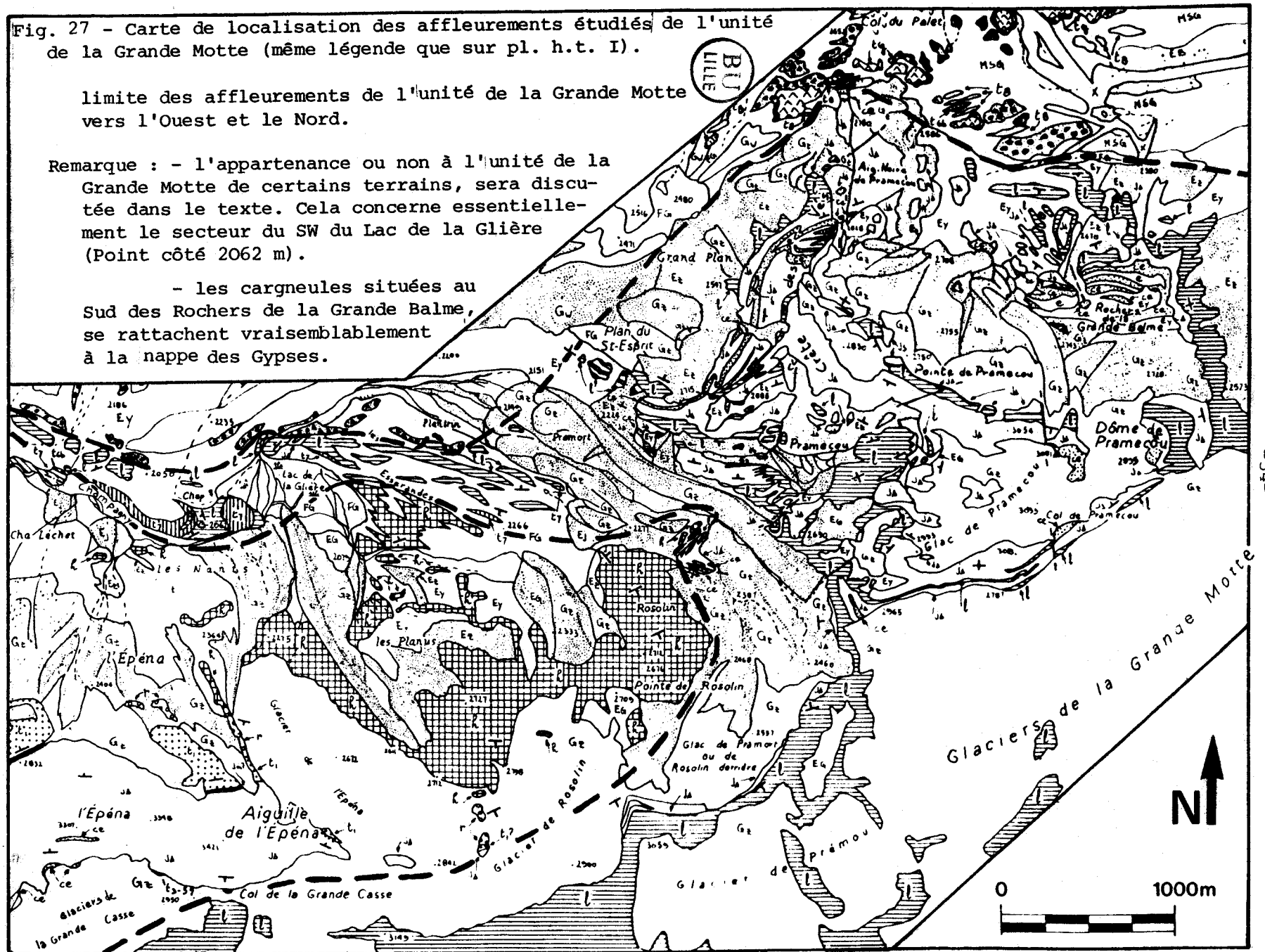
J. Mégard-Galli et J.-M. Caron (1972), par la mise en évidence d'une série carnienne à gypse à la base stratigraphique des Schistes Lustrés, ont montré que la nappe des Gypses (dont est probablement issue une partie de nos cargneules) pouvait provenir du domaine piémontais. Ils conclurent, confirmant l'idée de J. Ricour (1962) en écrivant "Une origine mixte, briançonnaise et piémontaise, s'impose donc pour les lambeaux allochtones de Carnien gypseux du pays briançonnais".

Fig. 27 - Carte de localisation des affleurements étudiés de l'unité de la Grande Motte (même légende que sur pl. h.t. I).

limite des affleurements de l'unité de la Grande Motte vers l'Ouest et le Nord.

Remarque : - l'appartenance ou non à l'unité de la Grande Motte de certains terrains, sera discutée dans le texte. Cela concerne essentiellement le secteur du SW du Lac de la Glière (Point coté 2062 m).

- les cargneules situées au Sud des Rochers de la Grande Balme, se rattachent vraisemblablement à la nappe des Gypses.



CHAPITRE III. LA SÉRIE DE L'UNITÉ DE LA GRANDE MOTTE

I. INTRODUCTION.

1. Les affleurements.

Sur le terrain étudié, l'unité de la Grande Motte occupe les massifs de la Grande Casse, de la Grande Motte, de Pramecou, le Nord des Essérandes et les environs du Lac de la Glière (fig. 27). Quelques paquets de terrains essentiellement liasiques, sont disséminés le long du Doron de Champagny. Enfin, certains affleurements, tels les klippes de la Mande (au Sud du Laisonnay d'en Haut), sont peut-être à rattacher à l'unité de la Grande Motte (admis par J.F. Raoult, 1980b), problème qui sera discuté ultérieurement dans ce chapitre.

Cette unité est limitée au Nord par la nappe des Gypses et la nappe des Schistes Lustrés du Chardonnet. Ainsi, au Col du Palet, les marbres chloriteux du Crétacé-Paléocène de la série sont au contact direct de schistes gréseux (Norien ?) inclus dans la nappe des Gypses.

2. Historique.

C'est à la suite des travaux de F. Ellenberger (1958) qu'a été démontrée l'existence de l'unité de la Grande Motte, "tectoniquement d'un seul tenant" (p. 244), travaux dans lesquels il rappelle que dès 1948 il avait désigné : "du nom de série prépiémontaise, la série en question par opposition à la série briançonnaise de Pralognan" (p. 239). Cette "série prépiémontaise" devint vite "série de la Grande Motte", F. Ellenberger soulignant très justement que seul le Lias moyen et supérieur avait un cachet prépiémontais, c'est-à-dire évoquait les séries des Schistes Lustrés. Localement, au Plan des Nettes, F. Ellenberger (1958, p. 242) mit en évidence l'allochtonie de la nappe de la Grande Motte (elle-même chevauchée par la nappe des Gypses et la nappe des Schistes Lustrés) sur la série du Plan des Nettes d'affinité Val d'Isère-Ambin.

3. Lithologie.

Les termes de base de la série sont attribués par F. Ellenberger (1958) à un Trias supérieur dolomitique (Norien ?) très réduit, passant en continuité au "Lias inférieur" (Rhétien, Hettangien ?) pouvant atteindre 60 m d'épaisseur. Ce "Lias inférieur" est composé de dolomies gris noir, de calcaires gris noir spathiques, et de schistes ardoisiers (voir fig. 28B) ; il renferme des débris de polypiers rameux et de lamellibranches. Ensuite, on trouve quelques centaines de mètres de calcschistes siliceux attribués au Lias moyen et supérieur dit prépiémontais depuis F. Ellenberger, qui a trouvé (1958, p. 278) sur le secteur d'étude, des restes de bélemnites dans les éboulis de la Grande Balme (955,5 - 359,8). Puis la série prend un cachet typiquement briançonnais depuis les niveaux de quartzites du "Dogger" jusqu'aux schistes éocènes très réduits.

II. LITHOSTRATIGRAPHIE DES PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS.

1. Les termes de base de la série.

Ces faciès du Norien ou "Lias inférieur" (Rhétien - Hettangien) ne m'ont pas livré de fossiles ; l'âge qu'on leur attribue est donc déduit par comparaison avec d'autres séries mieux connues (par exemple in T. Dumont, 1983). A vrai dire ces faciès affleurent peu sur le terrain et n'offrent jamais de belles coupes.

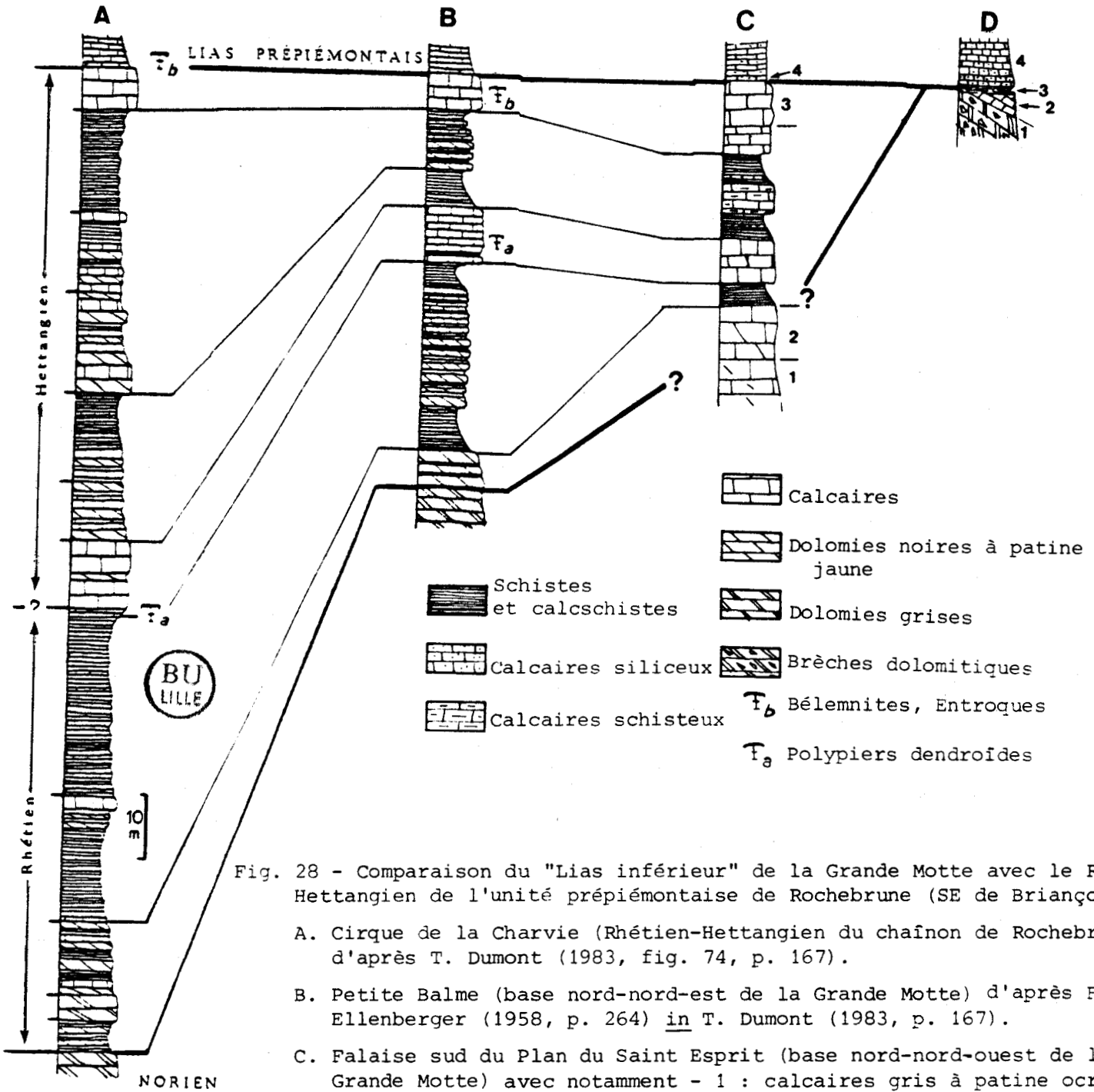


Fig. 28 - Comparaison du "Lias inférieur" de la Grande Motte avec le Rhétien-Hettangien de l'unité prépiémontaise de Rochebrune (SE de Briançon).

A. Cirque de la Charvie (Rhétien-Hettangien du chaînon de Rochebrune d'après T. Dumont (1983, fig. 74, p. 167).

B. Petite Balme (base nord-nord-est de la Grande Motte) d'après F. Ellenberger (1958, p. 264) in T. Dumont (1983, p. 167).

C. Falaise sud du Plan du Saint Esprit (base nord-nord-ouest de la Grande Motte) avec notamment - 1 : calcaires gris à patine ocre à cassure très spathique, avec de nombreux joints centimétriques de dolomie altérée - 2 : calcaire à veinules dolomitiques altérées - 3 : calcaire blanc à gris blanc, souligné par de petits lits centimétriques à millimétriques gris noir - 4 : microbrèche calcaire à éléments de 2 - 3 cm sur 0,5 cm (base du Lias prépiémontais).

D. Borne 2062 m à l'Ouest du Lac de la Glière (base nord-ouest de la Grande Motte) - 1 : Norien (moyen ?) constitué de dolomies grises à patine gris blanc et à cristallisation de quartz, de brèches dolomitiques grises et de brèches polygéniques calcaro-dolomitiques à blocs décimétriques voire métriques - 2 : 5 à 6 m de calcaires gris lités ± froissés à patine jaune sale et à grain fin et de calcaires bréchiques à galets centimétriques avec des joints phylliteux (Rhétien très réduit ?) terminés par 3 : niveau schisteux vert, cartographiquement discordant sur les formations sous-jacentes et reposant même latéralement sur des brèches calcaro-dolomitiques du Norien - 4 : calcaire gris en dalles, à bandes siliceuses (Lias prépiémontais).

Ici on conservera le terme "Lias inférieur" employé par F. Ellenberger, bien qu'il soit mal adapté dans la nomenclature stratigraphique actuelle, puisque ce "Lias inférieur" comprend le Rhétien (Norien supérieur). De même, les formations du Trias terminal reconnues par F. Ellenberger (1958) correspondraient maintenant au Norien (moyen ?).

Sur la carte (voir pl. h.t. I et fig. 27), le Norien de la Grande Motte est noté en t7 (hachures verticales) tandis que le "Lias inférieur" est réuni avec le Lias prépiémontais.

Les deux colonnes lithostratigraphiques levées (fig. 28C et D) montrent des successions lithostratigraphiques restreintes. Ainsi à la borne 2062 m (fig. 28D), le "Lias inférieur" calcaire ne dépasse pas 5 à 6 m d'épaisseur et il peut être absent ; dans ce dernier cas, le Lias prépiémontais repose directement sur le Norien.

Par contre en falaise sud du Plan du Saint Esprit (fig. 28C), le "Lias inférieur" atteint 50 à 60 m d'épaisseur et est facilement corrélable (d'après les faciès) avec le Rhétien-Hettangien d'affinité prépiémontaise de l'unité de Rochebrune (SE de Briançon ; voir T. Dumont, 1983).

Par ailleurs sur le terrain, les faciès attribués au Norien affleurent aussi à l'Est du Moulin de l'Enfer et au NNE du Lac de la Glière. Ce Norien se compose d'une vingtaine de mètres de brèches dolomitiques grises, ou jaunâtres à orangées, à matrice calcareuse gris clair, et à éléments centimétriques parfois très étirés. Dans ces brèches, l'apport détritique argileux reste faible et localisé dans de minces niveaux schistosés. En reprenant l'interprétation de A. Baud et J. Mégard-Galli (1975), ces formations noriennes pourraient constituer le faciès "Hauptdolomit" et représenter une reprise de la sédimentation carbonatée, (cycle V) à dépôts périodiquement émergés.

Les autres affleurements attribuables au "Lias inférieur" sont localisés au SW du Plan du Saint-Esprit, c'est-à-dire aux Essérandes et au Sud de Pramcrt, (fig. 27) et présentent des calcaires gris noir à gris schistosés, et des calcaires bréchiques gris à nombreux éléments dolomitiques étirés, à patine gris blanc. Ce seraient des faciès de base du "Lias inférieur". L'interprétation de A. Baud et J. Mégard-Galli (1975) est que ce "Lias inférieur" est l'équivalent des calcaires gris à lumachelles, le passage du Norien (cycle V) au Rhétien (cycle VI) étant marqué par l'établissement d'une sédimentation périrécifale peu épaisse.

Conclusions.

D'après les données des travaux de T. Dumont (1983), l'existence du Rhétien-Hettangien dans l'unité de la Grande Motte est plus que probante, en outre ce "Lias inférieur" serait d'affinité prépiémontaise.

On note une réduction d'épaisseur notable des termes du "Lias inférieur" de l'Est vers l'Ouest (d'environ 50 m à 0 m). Cette réduction d'épaisseur, puis cette lacune paraissent originelles et non liées à des laminages tectoniques. L'absence de variations latérales des faciès conduit à envisager une érosion antérieure aux dépôts des termes sus-jacents, probablement transgressifs de ce fait.

Pour la nappe de la Grande Motte le "Lias inférieur" n'est jamais discordant sur les termes noriens comme l'avait déjà souligné F. Ellenberger (1958).

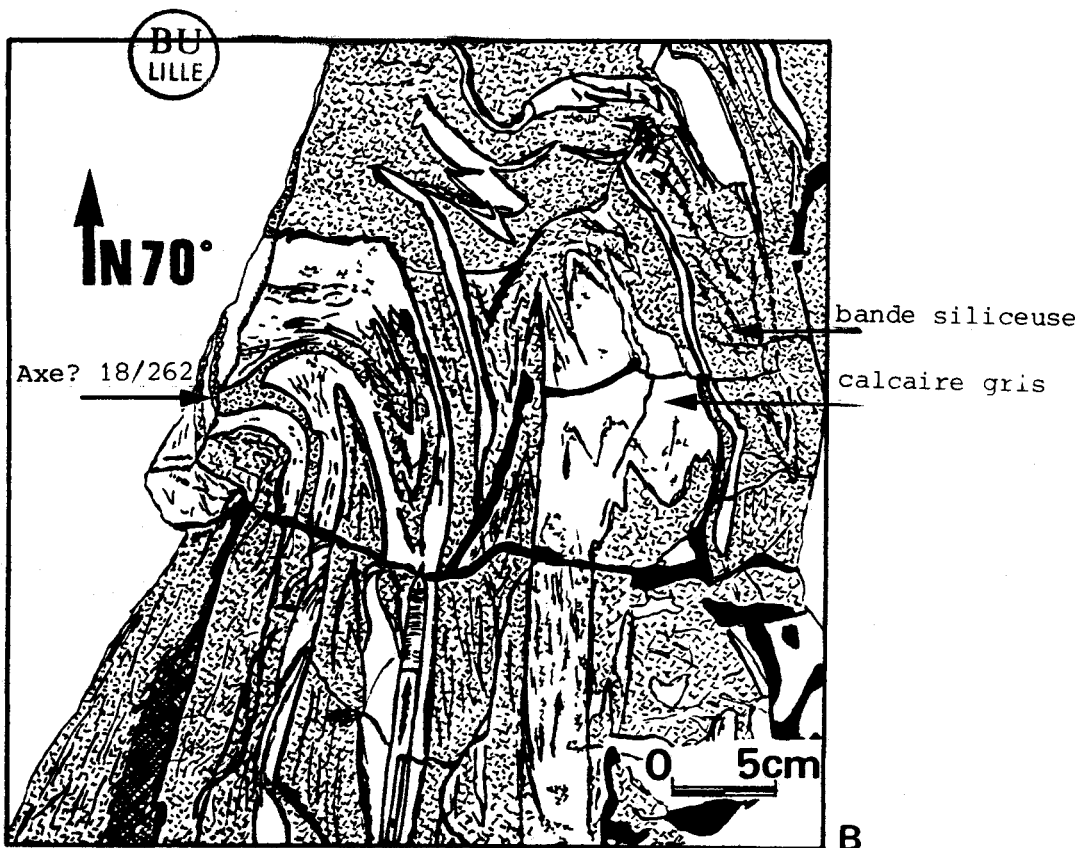
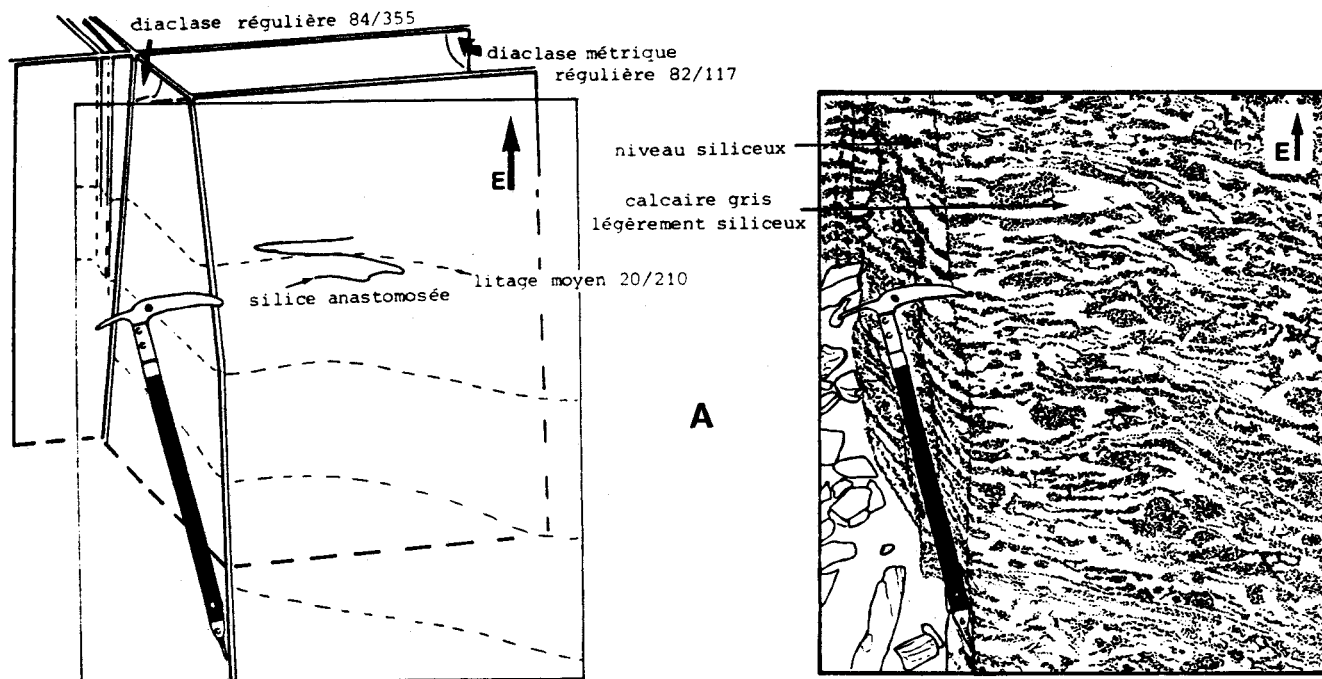


Fig. 29 - Faciès caractéristiques du Lias moyen et supérieur dit prépiémontais (dessins d'après photographies).

A : calcaire gris à bandes siliceuses (2740 m, Pramecou)

B : calcaire gris légèrement siliceux à niveaux siliceux anastomosés (2720 m, Pramecou). La roche se compose à 60% de calcite et à 40% de silice.

2) Le Lias moyen et supérieur dit prépiémontais.

Il présente quelques centaines de mètres de calcschistes à bandes siliceuses. A sa base, il est discordant cartographiquement sur les formations sous-jacentes et montre soit une microbrèche calcaire (niveau 4 de la fig. 28C), soit un niveau métrique schisteux vert (ancienne argilite ?, niveau 3 de la fig. 28D).

a) Les faciès caractéristiques.

Ce sont des alternances de calcaire gris, gris noir à noir, presque toujours siliceux et de petites passées marneuses.

La silice y est répartie de différentes manières :

- diffuse dans la matrice carbonatée ;
- en fins horizons inframillimétriques s'estompant latéralement ;
- en bandes siliceuses de 5 à 10cm, mises en relief par érosion différentielle et ayant une patine rugueuse gris blanc à jaune ocre. Ces bandes siliceuses, généralement non calcaires, sont souvent très replissées (plis superposés, ainsi fig. 29A). Du fait des replis multiples et des cristallisations, on peut aboutir à la formation d'un réseau siliceux dans lequel la stratification a été totalement transposée (fig. 29B) et remplacée par un litage tectonique.

Selon F. Ellenberger (1958), cette silice est essentiellement d'origine colloïdale (p. 275) et a permis une épigénie de quartz au détriment de grains de dolomie (p. 276). Il admettait cependant la possibilité d'apports détritiques sableux. Par contre, plus au Sud dans des séries de lithologie tout à fait comparable et supposées être de même âge, les auteurs ont considéré que la silice était d'origine détritique. Ces séries affleurent notamment au niveau de la couverture mésozoïque du massif d'Ambin (J.M. Caron et M. Gay, 1977), dans la région de Sestrière (J.M. Caron, 1971) et dans la région du Gondran (M. Lemoine, 1971), ces deux dernières se situant dans les Alpes Cottiennes.

Dans les échantillons étudiés, tous les quartz sont recristallisés et leur caractère détritique n'est plus assuré. Je pense cependant que ces "bandes siliceuses" correspondent bien pour l'essentiel à des apports détritiques, préfigurant ceux connus au Dogger.

Dans la série des calcaires liasiques, on note de nombreuses intercalations de microbrèches à éléments millimétriques à inframillimétriques de dolomie blanc gris, éléments probablement issus du Trias carbonaté. Au sommet de la série, la fréquence des microbrèches augmente; ainsi en contrebas nord-est des Rochers de la Grande Balme, on observe des microbrèches à éléments allongés (galets étirés ?) passant à des calcaires noirs, à cassure spathique et à passées schisteuses.

L'observation au microscope, à partir de deux lames minces effectuées sur un calcaire gris à fins horizons siliceux, montre que la calcite xénoblastique forme toujours la matrice et s'accompagne de quelques carbonates ferrifères (aux pigments parfois bruns). Le quartz apparaît en petits agrégats polycristallins avec de fines lamelles de mica blanc aux joints. Le leucoxène est présent et provient du sphène dont il ne reste que quelques vestiges. Le fer est présent dans de fins lisérés irréguliers d'oxydes en taches diffuses, étirées, accompagnées de quelques phyllites. Ces lisérés (surface de dépôt ?, surface de dissolution liée à fabrique schisteuse ou marquant d'anciens stylolites ?) s'alignent cependant avec le litage souligné par les horizons siliceux. Les autres minéraux reconnus, plus rares, sont : hématite, épidote, pyrite en cube, et albite, notamment de l'albite très petite (peut-être associée avec du quartz) localisée dans les ombres de pression des pyrites qui se retrouvent elles-mêmes dans l'alignement des lisérés d'oxydes de fer.

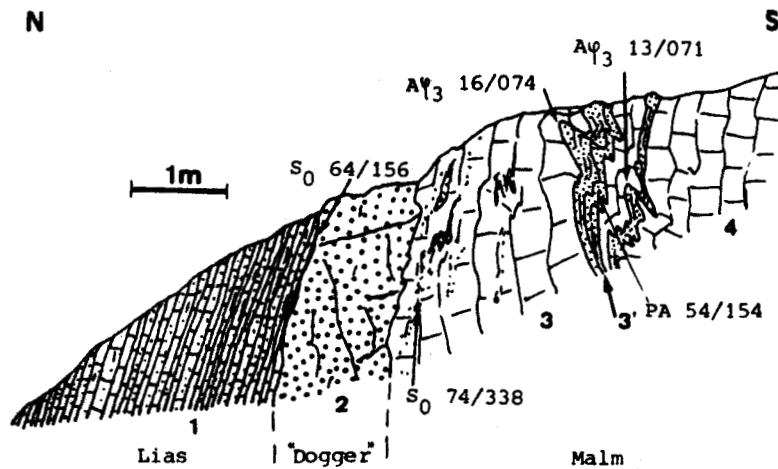
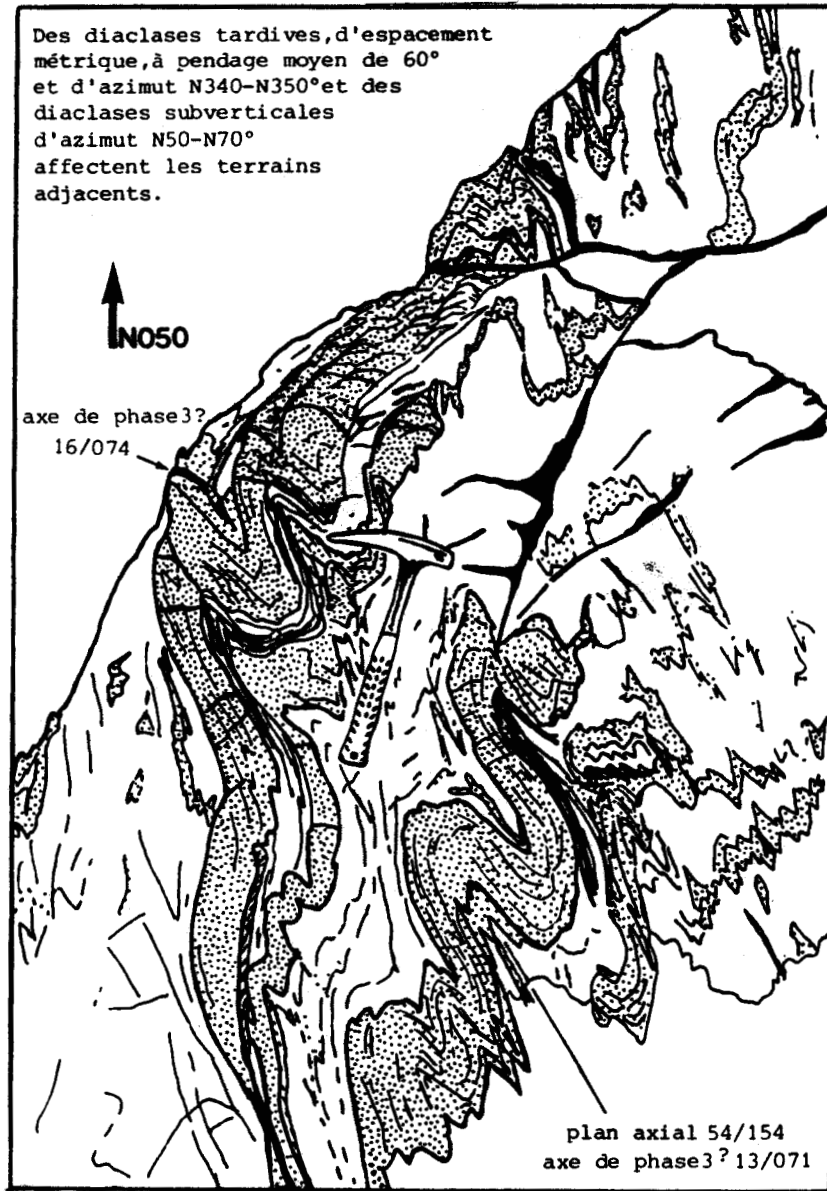


Fig. 30 - Coupe de la base du "Malm" sur le bord ouest de Pramecou (altitude 2470 m).
 - 1 : calcaires noirs à gris sableux du Lias moyen et supérieur - 2 : quartites blancs massifs du Dogger présumé (Bathonien inférieur ?) - 3 : calcaires gris clair siliceux ; de manière diffuse dans le premier mètre puis (3') à bandes siliceuses replissées et feuilletées entre 2,5 m et 3,15 m - 4 : calcaires blancs à gris clair du "Malm".
 - Détail du 3' de la figure 30 : niveaux siliceux replissés et feuilletés dans un calcaire gris clair légèrement sableux de la base du "Malm".

b) Conclusions.

Ces formations "transgressives", bien qu'attribuées (par encadrement) au Lias moyen et supérieur par F. Ellenberger (1958), restent non datées par les fossiles; elles sont faiblement discordantes sur le Rhétien-Hettangien et le Norien moyen. Ainsi, on interprète le banc microbréchiq ue et le niveau schisteux (respectivement niveau 4, fig. 28C, et niveau 3, fig. 28D) comme les premiers dépôts (peut être légèrement diachrones) de la "transgression" de la base du Lias moyen. On note que le niveau schisteux se situe là où l'érosion fut la plus active, c'est-à-dire à l'Ouest géographique (et paléogéographique d'après les données tectoniques). L'émersion s'est réalisée entre l'Hettangien et la base du Lias moyen. F. Ellenberger (1958, p. 278) a situé cette émersion au début du Lias moyen (par l'apparition de brèches et microbrèches à la base du Lias moyen), bien qu'il ait soupçonné, en se basant sur la présence d'oxydes de fer, la possibilité d'émersion précoce dans les niveaux du Lias inférieur (F. Ellenberger, 1958, p. 273).

3) Le passage du Lias aux premiers faciès à cachet Malm briançonnais.

a) Secteur de Pramecou.

La coupe de la figure 30, présentant un niveau métrique de quartzites attribués au Dogger, sert de référence. Les observations du bord sud de Pramecou (altitude 2730 m) montrent - 1 : des calcaires gris à passées siliceuses (Lias moyen et supérieur) - 2 : 7 à 8 m de calcaires gris noir à noirs parfois très schistosés (marno-calcaires), d'âge inconnu - 3 : 1,5 m d'un quartzite gris clair faiblement calcareux; c'est un niveau repère attribué au Dogger - 4 : 2 à 3 m de quartzite blanc puis gris vert (et alors charbonneux), schistosé. On passe ensuite à des calcaires gris clair attribués au "Malm".

Les mêmes observations se répètent sur les bords est et sud-est de Pramecou (altitudes : 2800 et 2840 m). Le niveau 2 précédemment décrit montre ici des calcaires noirs à cassure spathique, à horizons schistosés et micacés et des calcaires gris à gris noir à éléments figurés (fig. 31). Leur âge reste inconnu. Néanmoins, ces faciès et leur position stratigraphique dans la série conduisent à les corrél er avec le Lias prépiémontais réduit (?) décrit par F. Ellenberger (1958, p. 287) à la Pointe de la Réchasse (voir fig. 75, chapitre IV-V). En effet, ce dernier se compose de 20 m de calcaires très noirs, un peu zonés, massifs ou en plaquettes, siliceux vers la base. Dès lors, la réduction du Lias prépiémontais, justement observée par F. Ellenberger à la Pointe de la Réchasse, ne serait pas due à une condensation des séries mais plutôt à des lacunes sédimentaires sans que, ici comme ailleurs, on puisse exclure des laminages tectoniques.

b) Coupe à l'Ouest du point coté 2888 m (entre le flanc du Saint Esprit et la Crête des Vés).

La série en position normale montre de bas en haut : - 1 : 5 à 6 m de calcaires à bandes siliceuses (pouvant former de véritables bancs de quartzites blancs schistosés) - 2 : 2 m d'un niveau schisteux gris noir, parfois légèrement dolomitique, passant latéralement à des quartzites blancs à verts schistosés (Dogger présumé) - 3 : 1 m à 1,5 m d'un niveau calcareux jaunâtre, assez folié à cassure gris rouille. Ce niveau se rapproche de certains faciès de marbres chloriteux - 4 : calcaire gris clair, lité, passant progressivement aux calcaires gris blanc du Malm..

On notera également que le niveau 3, représenté par des calcaires jaunâtres, se retrouve sur la Crête des Vés et sous le Glacier du Rosolin à 2315 m où il prend localement, au contact avec les calcaires blancs du "Malm", un aspect caverneux et rouille, évoquant des cargneules.

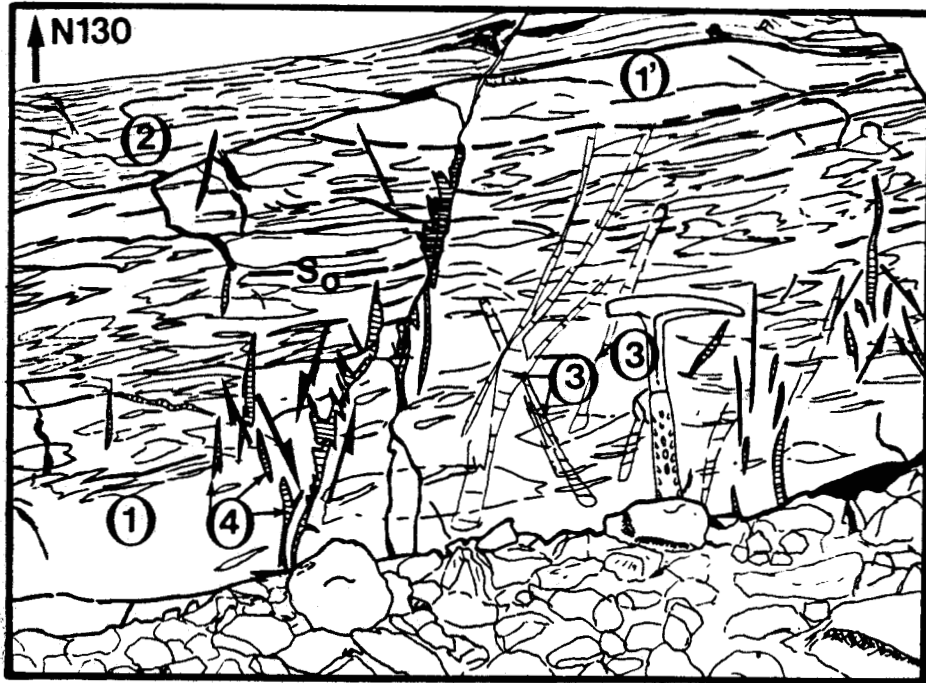
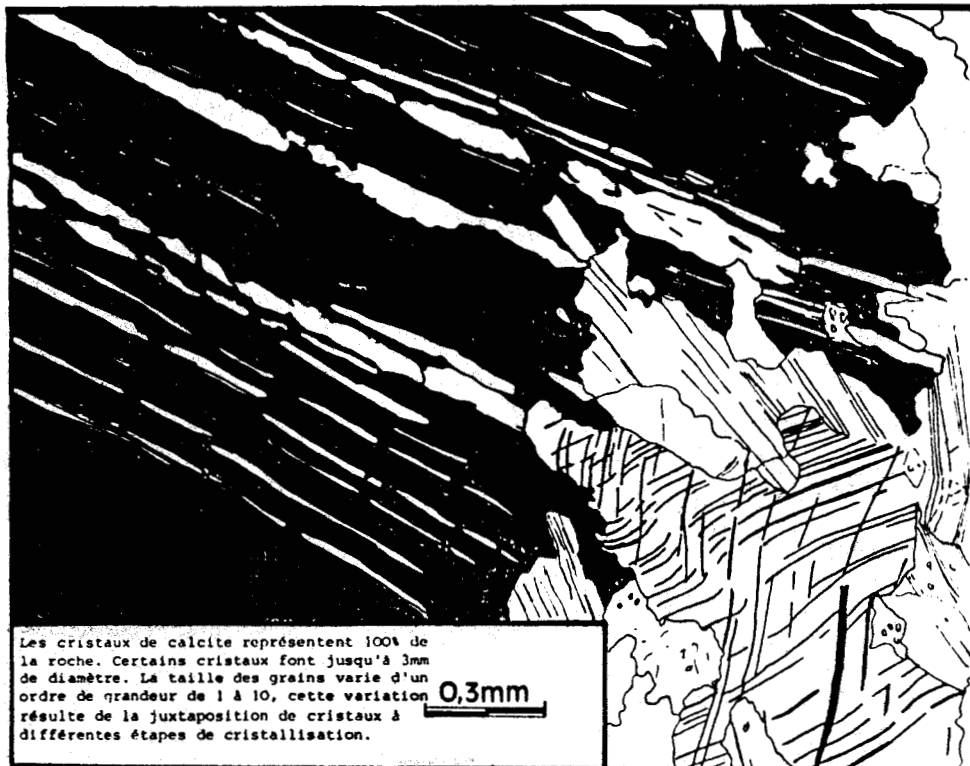


Fig. 31 - Détail d'un banc de calcaire gris à éléments figurés (rebord sud-est de Pramecou, altitude 2810 m). -

- 1 : calcaire gris à éléments figurés (galets ?), blanc gris, allongés (1' : passée gris jaune sans éléments) - 2 : calcaire noir légèrement schisteux - 3 : joints de tension à calcite blanc gris marquant un aplatissement maximal perpendiculaire au plan moyen de stratification (So) - 4 : ibid 3, plus récent, à calcite blanche. L'aplatissement maximal garde la même direction.

La figure dessinée d'après photographie montre l'existence de deux jeux principaux successifs d'ouverture des joints de tension. L'annulation des effets de l'aplatissement rend compte de la sphéricité initiale des éléments figurés.



Les cristaux de calcite représentent 100% de la roche. Certains cristaux font jusqu'à 3mm de diamètre. La taille des grains varie d'un ordre de grandeur de 1 à 10, cette variation résulte de la juxtaposition de cristaux à différentes étapes de cristallisation.

Fig 32 -Lame mince d'un marbre blanc très pur du "Malm"
(échantillon B83-191;Rochers de la Grande Balme,altitude 2770 m).

c) Conclusions.

Les variations lithologiques d'une coupe à l'autre, bien que minimes, sont sensibles et montrent des variations de faciès.

- Le banc de quartzites (parfois charbonneux), généralement présent (de 0 à 10 m d'épaisseur) est corrélé avec ceux des séries de Vanoise (par exemple au Col du Tambour) par F. Ellenberger (1958). Si ces dépôts, considérés comme étant limniques ou continentaux sont bien synchrones, on peut avancer un âge bathonien inférieur (d'après F. Ellenberger, 1958).

- Les calcaires gris (à éléments figurés) et les calcschistes noirs, sous-jacents au banc repère de quartzites du Dogger présumé (Bathonien inférieur ?), pourraient représenter les derniers termes de sédimentation marine d'un Lias terminal ou d'un Dogger basal.

- Les calcaires gris, gris noir, lités, surmontant le banc de quartzites du "Dogger", affleurent peu et ne dépassent jamais 5 m d'épaisseur. On peut leur attribuer un âge bathonien supérieur, callovien inférieur (?) en les corrélant avec des faciès semblables rencontrés en Vanoise (F. Ellenberger, 1958). Par contre, les calcaires jaunâtres rencontrés n'ont pas d'équivalent dans les séries carbonatées de Vanoise; ils pourraient cependant au vu de leur position dans la série, s'intercaler dans les mêmes tranches d'âge.

Enfin et surtout, des passages progressifs et concordants s'observent entre les niveaux à faciès prépiémontais et ceux à faciès typiques du "Malm" briançonnais de Vanoise. L'émersion du "Dogger basal" ne semble pas être généralisée à toute la zone briançonnaise.

4) Le "Malm".

Le "Malm" est défini par ses faciès : ce sont des calcaires gris, gris blanc à blancs, massifs, totalisant 40 à 60 m d'épaisseur. Il débiterait en Vanoise dans un Callovien moyen (?) selon F. Ellenberger (1958). Mais on ne peut en aucun cas affirmer le synchronisme de ces faciès.

Sa base, comme on l'a déjà noté, débute soit par des calcaires gris à bandes siliceuses (cf. fig. 30) soit par des calcaires gris à blancs, non saibleux. Aucun niveau noduleux de type Guillestre n'est connu.

Son sommet présente quelques particularités.

- Sur le poli glaciaire d'un affleurement sous le Glacier du Rosolin (altitude 2330 m), on observe une brèche monogénique massive à calcaire gris du "Malm" et rares joints de dolomie ocre, avec notamment des infiltrations d'un matériel évolué en marbre chloriteux schistosé (voir pl. III, p. 6). Les galets de calcaire gris peuvent atteindre le décimètre. En l'absence de hard-ground et de traces d'émersion, on pourrait interpréter cette brèche comme un micro-paléokarst sous-marin (voir L. Pastouret *et al.*, 1984). Les poches de remplissage, constituées en partie de galets du "Malm", sont comblées lors de la reprise de la sédimentation par le matériel qui va donner les marbres chloriteux.

Par ailleurs, le sommet du "Malm" est fréquemment le siège de bréchifications récentes, post-métamorphiques. C'est un niveau mécaniquement peu résistant, cassant.

Au microscope, les lames minces montrent presque toujours des plages cristallines très pures de calcite xénoblastique (fig. 32). Lorsqu'on se rapproche du sommet du "Malm", les cristaux diminuent sensiblement de taille (0,3 mm de diamètre moyen), et on rencontre un peu de pyrite légèrement oxydée et de très rares albites. Certains niveaux montrent de minces lisérés noirs (phyllites ?, oxydes ?, témoignant de résidus de dissolution ?) et de rares carbonates à pigments gris (carbonates légèrement ferrifères).

5) Les marbres chloriteux.

a) Le passage du "Malm" aux marbres chloriteux.

On a vu (paragraphe II-4), au Glacier du Rosolin, que les marbres chloriteux peuvent s'infiltrer dans le "Malm" et remplir des fractures ouvertes ou un paléokarst.

De même ces marbres chloriteux peuvent reposer directement, en contact franc sur le "Malm" (Crête des Vés, Plan du Saint Esprit). Au Plan du Saint Esprit ces marbres chloriteux présentent des petites taches blanches centimétriques de calcite pure correspondant probablement à des galets de "Malm" remaniés à la base des marno-calcaires et métamorphisés ultérieurement. On aurait ainsi un microconglomérat de base marquant une reprise de sédimentation.

Le passage peut aussi se faire avec présence de hard-ground (Nord du lac de la Glière, Rochers de la Grande Balme) :

- au Nord du Lac de la Glière, faisant suite aux marbres gris clair massifs du Malm, on observe un niveau de 0,55 m d'épaisseur constitué de marbre blanc à rares veinules verdâtres (chlorites) millimétriques espacées de centimètre en centimètre et d'âge inconnu (Crétacé supérieur ?). On trouve ensuite un hard-ground brun-violacé, épais de 2 - 3 cm, fortement replissé et non daté puis des marbres chloriteux gris vert dont la base, au contact du hard-ground est gris blanc.

Cette succession des faciès est analogue à celle des Rochers de la Loze à Pralognan (cf. F. Ellenberger et J.F. Raoult, 1979) où le hard-ground est daté d'un Paléocène - Eocène inférieur.

- aux Rochers de la Grande Balme, les marbres chloriteux sont représentés par des marbres gris à gris vert (faiblement chloriteux) qui reposent sur un hard-ground gris noir, riche en oxydes de fer et en phosphates épais de 15 cm. Le hard-ground bréchiq ue à la base (éléments centimétriques de "Malm" enrobés de cristaux de dolomie, et aplatis) se trouve en contact direct avec des marbres gris clair du "Malm". Une section oblique de Globotruncana a été reconnue par J.F. Raoult, cet hard-ground pourrait comprendre du Crétacé supérieur.

En lame mince, dans certains niveaux de marbre chloriteux, on observe une alternance de niveaux carbonatés de 0,3 à 0,75 mm d'épaisseur, à quelques grains de quartz isolés ou en petits agrégats et des niveaux chlorito-quartzeux de 0,3 mm. La texture est rubanée. D'autres marbres gris montrent des réductions d'épaisseur de moitié des niveaux carbonatés et chloritoquartzeux.

b) Lithologie.

Ces séries (25 m au plus) très déformées et plissées n'ont pas permis d'établir une lithostratigraphie détaillée. Les faciès rencontrés sont :

- des marbres gris à gris vert (par ex. : Rochers de la Grande Balme) ;
- des marbres jaunâtres à roses avec quelques joints de mica blanc (base des marbres chloriteux de la Crête des Vés) ;
- des marbres jaune ocre, à veines de calcite boudinées et étirées, et de quartz fumé ;
- des marbres chloriteux verts avec des lits noirs ferrugineux (niveau proche du hard-ground) et/ou très siliceux (sommet des marbres chloriteux de la Crête des Vés). L'origine de la silice est inconnue (détritique ?, passage sous le NCC).

Il reste que les marbres chloriteux ne sont pas datés dans l'unité de la Grande Motte, mais ils pourraient débiter au Crétacé supérieur (présence de *Globotruncana*). Ailleurs en Vanoise, les marbres chloriteux sont attribués au Crétacé supérieur (voire moyen) et au Paléocène s.l. voire à l'Eocène inférieur et moyen (?) (F. Ellenberger, 1958 ; F. Ellenberger et J.F. Raoult, 1979 ; E. Jaillard, 1984 ; voir compléments sur les travaux antérieurs dans chapitre IV, VI).

6) Les schistes de Pralognan.

Le passage des marbres chloriteux aux schistes de Pralognan est progressif et très rapide (1 m). Ce sont des schistes verts, très fissiles, sableux à passées calcareuses grises atteignant le décimètre. Vers la base, ces schistes sont riches en oxydes de fer, ailleurs ils peuvent avoir un débit en frites à la faveur d'un strain slip reprenant la foliation et la stratification. Ce sont les derniers termes représentés dans l'unité de la Grande Motte où ils sont très réduits (< 10 m). Ils sont supposés être d'âge éocène pour F. Ellenberger (1958, p. 332) sur la base de débris de lithothamniées probables. On discutera plus loin (chapitres IV, VII) leur âge.



III. CONCLUSIONS À L'ÉTUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Cette étude me conduit à proposer un essai de reconstitution paléogéographique à l'Eocène (fig. 33), mais la coupe est très interprétative. On a montré ou confirmé les points suivants :

- l'existence d'un Rhétien-Hettangien d'affinité prépiémontaise, présentant une réduction d'épaisseur d'Est en Ouest ;
- la discordance faible du Lias prépiémontais, sur le "Lias inférieur" et sur le Norien, dont la "transgression" s'effectue peut-être au début du Lias moyen ;
- l'absence de mise en évidence d'une émergence au Dogger ;
- la présence locale de "micropaléokarsts" apparemment sous-marins au sommet du "Malm" ;
- une reprise de la sédimentation au Crétacé supérieur (?) avec des marno-calcaires, remaniant peu le fond marin, cette sédimentation en milieu pélagique s'uniformisant très vite.

Mais le problème majeur, celui de la patrie d'origine de l'unité de la Grande Motte, reste posé : le bassin de la Grande Motte est-il intercalé entre le Briançonnais interne et le massif d'Ambin comme l'ont proposé J.M. Caron et M. Gay (1977) ? Ou ce bassin est-il situé sur le bord interne du massif d'Ambin en bordure du domaine piémontais ? Le contenu lithostratigraphique de la série montre que le "Lias inférieur" et le Lias prépiémontais ont un cachet prépiémontais indéniable qui les rapproche plus du domaine piémontais que du domaine briançonnais. Par contre dès le Dogger, la série prend un cachet nettement briançonnais. Ainsi J.M. Caron et M. Gay (1977, p. 663) ont noté : "au Dogger, l'ex-bassin de la Grande Motte est annexé au domaine briançonnais tandis que les produits du démantèlement du massif d'Ambin alimentent les séries piémontaises voisines".

Une des solutions consisterait peut être à considérer le bassin liasique de la Grande Motte en position externe p.r. au massif d'Ambin, ce bassin serait virtuellement raccordé, loin vers le Sud (ou le Nord ?) au Piémontais externe dans un dispositif en zones isopiques qui se relayent et s'estompent.

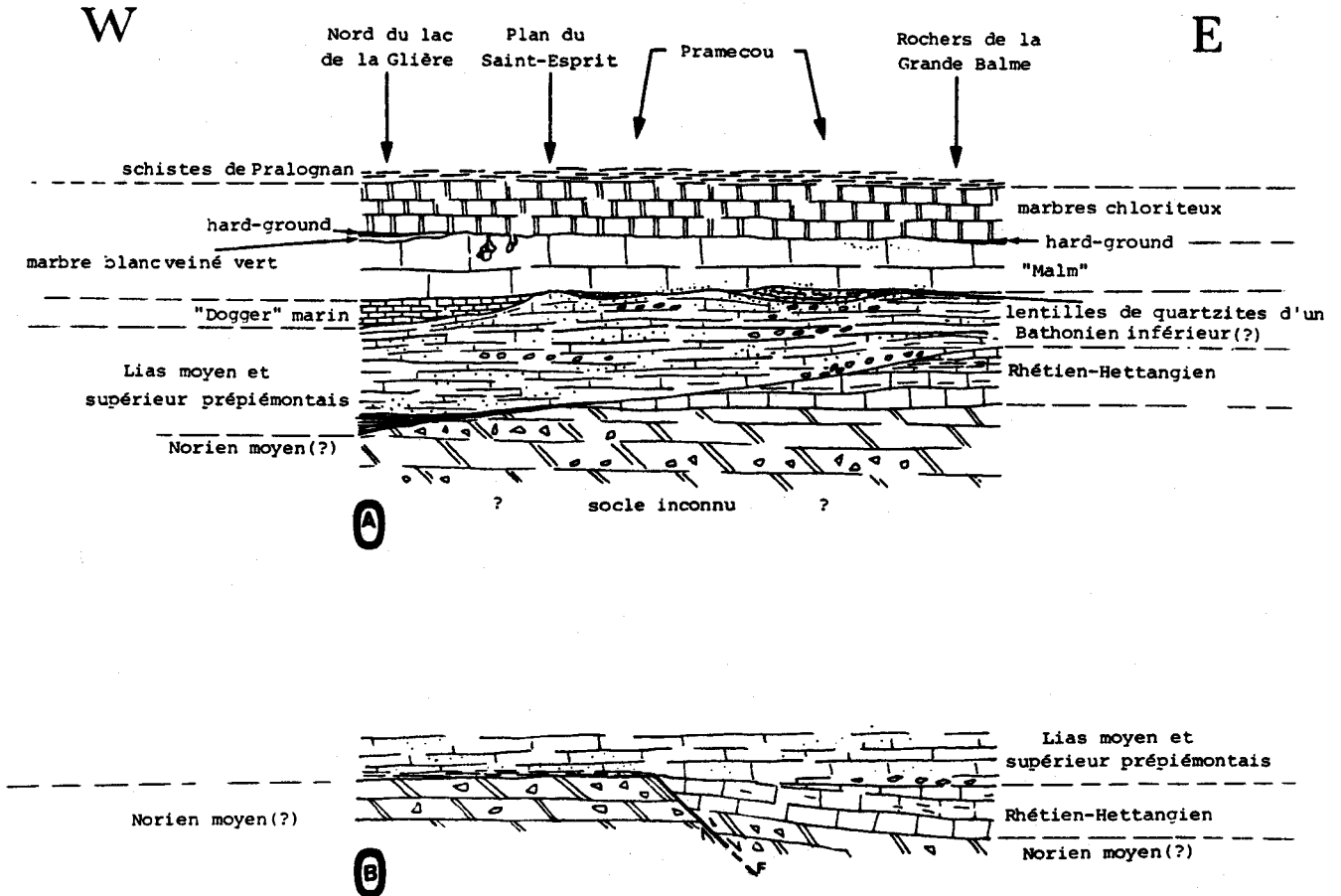


Fig. 33 - Essai de reconstitution à l'Eocène.

- A. Coupe du Norien à l'Eocène (Schistes de Pralognan) dans l'hypothèse d'une "transgression" ou ennoyage sous-marin du Lias prépiémontais, par phénomène de onlap (I.F.P., 1978) ou biseau transgressant, d'Ouest en Est.
- B. Coupe du Norien au Lias prépiémontais dans l'hypothèse d'une "transgression" d'Est en Ouest. La présence de brèches noriennes peut indiquer un petit abrupt de faille et l'existence d'un panneau basculé. Le panneau basculé composé de termes du Norien et du "Lias inférieur" serait penté vers l'Est et la transgression s'effectuerait d'Est en Ouest.

CHAPITRE IV. LES SÉRIES DE VANOISE SEPTENTRIONALE

I. LA SÉRIE SILICEUSE DU PERMO-CARBONIFÈRE ET DU WERFÉNIEN (= SCYTHIEN).

1. Bord nord du chaînon Bochor-Epéna.

a) Les terrains permo-carbonifères.

Ce secteur ne montre pas les micaschistes gris de l'Arpont qui, plus au Sud, constituent l'essentiel du Dôme de Chasseforêt. Ces micaschistes polymétamorphiques et très déformés sont considérés comme anténamuriens (J. Bocquet, 1974 ; B. Goffé, 1975 et 1982 et aussi M. Gay dès 1970 pour le massif d'Ambin). Le secteur étudié ici appartient à l'ensemble qui se développe plus au Nord et NE dans les massifs du Grand Bec et de Bellecôte-Mont Pourri. Faute de fossiles, ces termes ne sont pas datés objectivement, et j'admettrai ici comme la plupart des auteurs qu'il s'agit de niveaux carbonifères surmontés de termes permians et/ou permo-triasiques. Dans ce chaînon, les formations permo-carbonifères, affectées de plis à vergence sud constituent une bande allongée E-W quise divise en deux parties, l'une regroupant les pointes du Vallonnet et des Volnets, l'autre se situant en contrebas des glaciers de l'Epéna et du Rosolin, au Nord de ceux-ci.

Les pointes du Vallonnet et des Volnets.

Le panorama de la figure 34 offre une coupe naturelle des terrains permo-carbonifères et des quartzites werféniens. Pour le Carbonifère présumé et en accord avec les observations de O. Mériaux (1985) sur le flanc ouest de la ligne de crête Pointe à Col du Vallonnet (fig. 34), on peut délimiter trois formations (basale, médiane et supérieure) d'épaisseurs sensiblement comparables.

- La formation basale présente une alternance de barres gréseuses métriques vertes (quartzites albitiques) et de passées schisteuses noires avec de nombreux niveaux de prasinites et d'ovardites (d'origine volcano-sédimentaire et/ou éruptive) et de sills basiques maintenant transformés en prasinites mais dont les épontes observées prouvent la nature intrusive. Vers la base O. Mériaux (1985) a signalé des "microconglomérats" à galets millimétriques quartzeux, parfois noirs et alors contenant de l'albite à macles polysynthétiques, probablement héritée.

L'observation au microscope montre la prédominance des ovardites où l'épidote (zoisite et clinozoisite) disséminée en grains mono ou polycristallins et la chlorite représentent l'essentiel des cristaux de la roche. Certaines chlorites présentent des teintes bleues à bleu-violacé, ce qui indique une certaine richesse en magnésium ; elles proviennent probablement de la pseudomorphose d'amphiboles bleu-vert. L'albite poecilitique (cristaux de 2-3 mm) est fréquente mais peut se raréfier ou devenir très petite, se distinguant alors mal du quartz parfois présent. On trouve également du sphène, du leucoxène, de la calcite toujours xénoblastique, et des minéraux opaques (notamment l'hématite). A la différence des ovardites, les prasinites sont pauvres en chlorite mais contiennent de nombreuses amphiboles de la série trémolite-actinote.

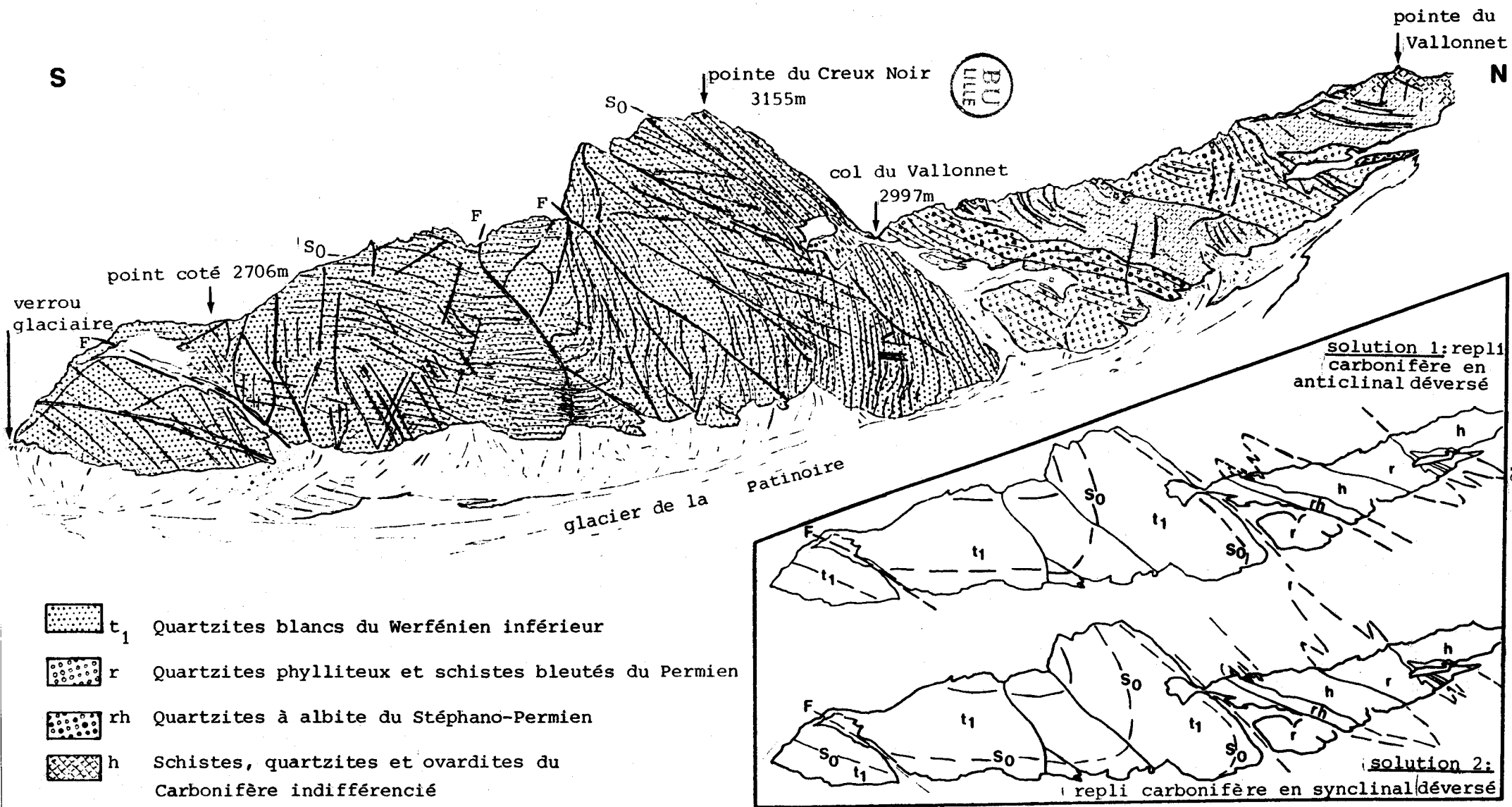


Fig. 34 - Panorama de l'arête nord-sud entre la Pointe du Creux Noir et la Pointe du Vallonnet depuis l'extrémité est du Glacier de la Patinoire à 2600 m d'altitude.

Dans les deux solutions proposées les plis affectant le Permien et le Carbonifère sont déversés au Sud et polyphasés. Les quartzites présentent un synclinal déversé et faillé. La solution 1 reste la plus simple, elle permet de relier le synclinal de t₁ à l'anticlinal de h en donnant une série en grand, normale : r et h viendraient s'enfiler sous le flanc aplati, horizontal du synclinal triasique.

Les niveaux quartzeux ont été peu étudiés. Outre le quartz, ils renferment des micas blancs, des chlorites, des albites poecilites (parfois séricitisées) en quantité très variable, et des matériaux opaques (hématite). La pumpellyite est soupçonnée dans une lame mince (B81-187, 3223 m Pointe des Volnets). L'ankérite est rare, la calcite exceptionnelle.

- La formation médiane se compose essentiellement d'ovardites et de prasinites souvent très schistosées et étirées (comme les autres niveaux) qui lui confèrent une teinte d'ensemble verte. A l'évidence, certaines d'entre elles proviennent de sills basiques. Les minéraux rencontrés sont les mêmes que ceux des ovardites et prasinites de la formation de base.

- La formation supérieure renferme de nombreuses passées schisteuses, avec parfois quelques horizons noirs riches en carbone, et des niveaux de type ovarditique. La teinte d'ensemble de cette formation est gris sombre, et le faciès des schistes montre de fines laminations noires et blanches. Près de la base de cette formation, O. Mériaux (1985) a signalé un banc repère métrique blanc qui évoque selon lui un quartzite conglomératique du "Permo-Carbonifère". Par contre, ni O. Mériaux plus à l'Ouest vers la Vuzelle et le Grand Bec, ni moi-même n'y avons trouvé des sills indubitables à l'inverse de F. Guillot (1982) dans la Vallée du Ponturin. Cette troisième formation se termine par des schistes gris à noirs (3 à 5 m d'épaisseur) qui surmontent des bancs quartzo-albitiques (arkoses vertes de F. Ellenberger, 1958, p. 114).










Le passage du Carbonifère au Permien se fait par l'intermédiaire d'un ensemble d'une quinzaine de mètres, constitué de quartzites arkosiques verts (voir fig. 35). Par commodité, on peut le désigner comme "permo-carbonifère". Vers l'Est, ce niveau disparaît rapidement. De même, il n'a pas été découvert à la limite Permien-Carbonifère dans les replis situés au Nord. Par contre vers l'Ouest (Col du Vallonet), O. Mériaux (1985) a décrit un assemblage de nature basique qu'il rattache par analogie de faciès au Carbonifère (niveau résultant de l'érosion du Carbonifère, notamment basique, sous-jacent ?) mais dont il a pensé un moment qu'il pouvait correspondre à certains niveaux volcaniques liés à la phase saaliennne existant dans la zone houillère (R. Barbier et al., 1963 ; J. Fabre et R. Feys, 1966).

Le passage du Carbonifère au Permien peut aussi se faire par l'intermédiaire de 10 m de schistes noirs, légèrement talqueux, contenant de grands micas blancs probablement détritiques et des ankérites, à bancs décimétriques boudinés de dolomie ocre (base du Permien). On peut aussi rencontrer des niveaux métriques de dolomie riches en phengites. Ainsi O. Mériaux (1985) et F. Guillot (thèse en cours) signalent des bancs métriques de calcaire et dolomie à la base du Permien briançonnais interne (région du Grand Bec et du massif de Bellecôte ; voir aussi F. Guillot et J.F. Raoult, 1985). J. Schade (1983b, p. 53) a décrit 2 m de calcaires à grandes oolites ou pisolites de 2 mm de diamètre près du Grand Col des Encombres (zone houillère briançonnaise) qu'il a attribué à un Eopermien. Ailleurs dans la zone houillère briançonnaise, Ch. Pussenot (1930), M. Lemoine (1952), J. Fabre (1961) et R. Feys (1963) ont déjà décrit de tels calcaires et dolomies qui peuvent être considérés comme des bancs repères.

Le Permien (voir coupe de la fig. 35) présente des alternances de quartzites et de schistes. Les bancs quartzitiques sont blancs à vert pâle (souvent de teinte pastel) avec ou sans filets phylliteux, à ankérite et galets millimétriques à centimétriques de quartz rose. Les passées schisteuses sont grises, gris bleuté à vert bouteille, parfois talqueuses, au moins quant à l'aspect. Aucun niveau volcano-sédimentaire ou basique, analogue à ceux du Carbonifère, n'a été reconnu. Par contre en plaque mince, on peut supposer l'existence de quelques quartz rhyolitiques aux formes automorphes ou subautomorphes plus ou moins arrondies, éparpillés dans la matrice quartzreuse. Des

Observations au microscope.

- lame B83-176 (2820 m) : quartzites verts arkosiques, au sommet du Carbonifère avec mica blanc + chlorite + quartz + albite (xénomorphe et poecilitique) ± opaques (hématite) ;
- lame B83-175 : ovardite étirée du Carbonifère avec épidote (dont les grains se regroupent en taches) et chlorite (biréfringence bleu sombre) comme minéraux dominants, + sphène + leucoxène + calcite (rare) + quartz + albite (microscopique).
- lame B83-174 : quartzites verts feldspathiques du "Permo-Carbonifère", à texture lépidoblastique, avec quartz + mica blanc + chlorite + minéraux opaques (hématite) + albite (de grande taille) + zircon ± sphène ± épidote (rare).

-  quartzites arkosiques
-  quartzites
-  schistes
-  dolomie
-  veine de quartz
-  filon d'hématite
-  prasinite
-  ankérite en taches et filonnets
-  galets de quartz

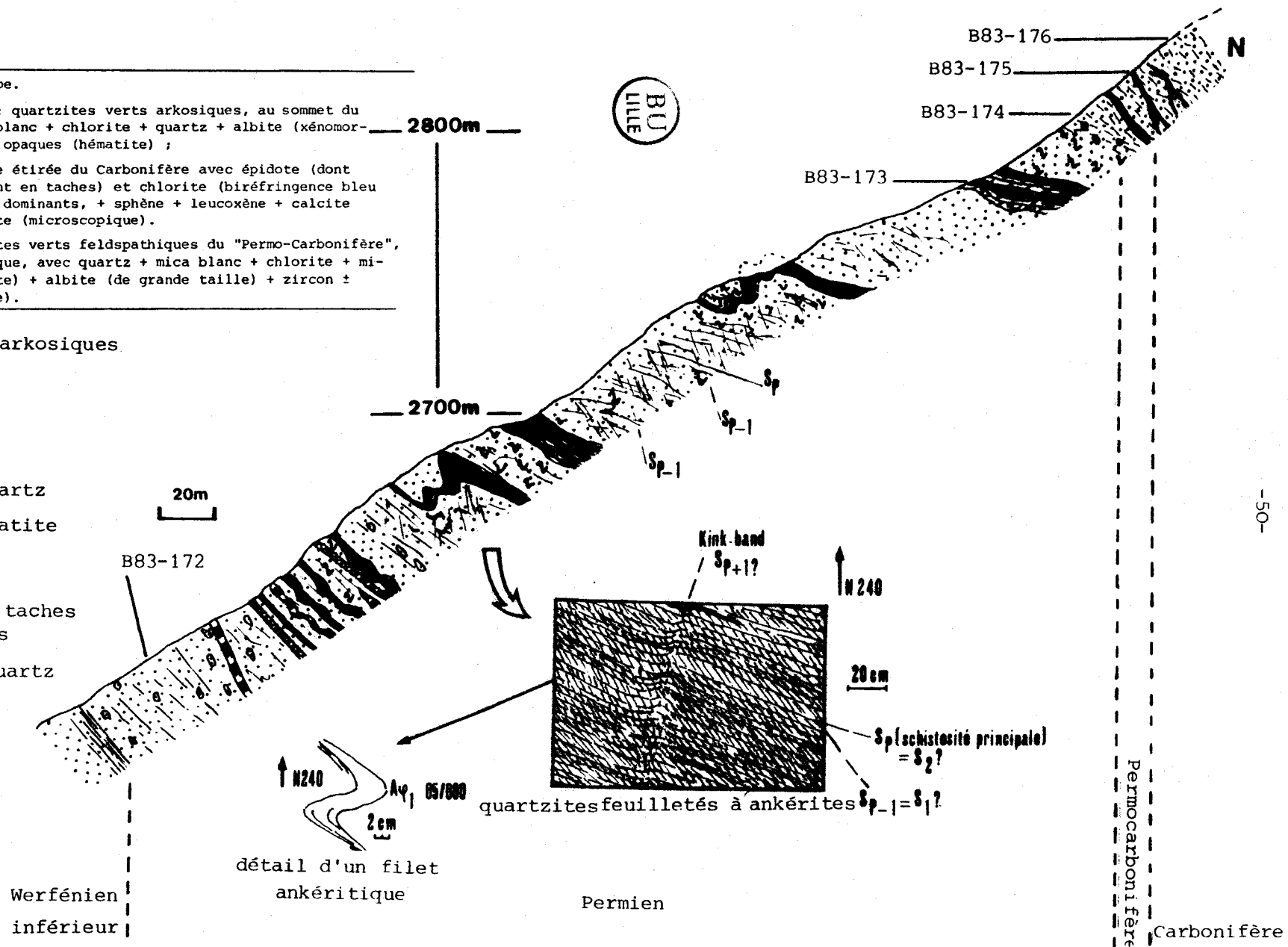


Fig. 35 - Coupe dans le Permien de la petite arête à l'Est du glacier de la Patinoire
Les formations permiennees peuvent être répétées par le jeu de la tectonique.

veines de quartz parfois légèrement calcitiques et des filons d'hématite traversent les bancs ; les plus anciens sont parallèles aux plans de stratification et de schistosité principale, d'autres plus récents et moins nombreux les recourent.

Le passage concordant et progressif sur environ 10 m du Permien aux quartzites blancs francs du Werfénien inférieur s'annonce par la présence de galets millimétriques à centimétriques (dragées) de quartz rose (caractéristique du Permo-Trias) dans des quartzites blancs à vert pâle, légèrement schistosés, à faciès déjà werféniens.

Les terrains en contrebas des glaciers de l'Epéna et du Rosolin.

Ils ont été décrits sous le terme de prasinites (amphibolites) par F. Ellenberger (1958, voir fig. 89, p. 441), et considérés comme étant directement surmontés par la nappe de la Grande Motte.

Les trois formations du Carbonifère précédemment définies ont été retrouvées en position normale. Ainsi la base de la série du Rosolin présente de nombreux quartzites verts arkosiques très schistosés avec d'assez fines passées schisteuses noires et des sills basiques (prasinites) de faible épaisseur (< 1 m). Mais ici, contrairement aux terrains du Vallonnet et des Volnets, la formation supérieure du Carbonifère montre (p. ex. au point coté 2798 m, à l'Ouest de la Pointe du Rosolin) des sills verts, métriques de nature basique à texture microgrenue de prasinite.

Le Permien, constitué de quartzites blancs ankéritiques et de schistes vert pastel, très fins, parfois d'aspect talqueux, apparaît en petits affleurements décamétriques sous le glacier du Rosolin, au SSW du point coté 2798 m.

b) Le Werfénien inférieur.

Généralement, il s'agit de quartzites blancs, francs, très purs, à bancs réguliers décimétriques à métriques. Ces quartzites à grain fin, homométriques, sont largement représentés en Vanoise et constituent souvent des reliefs imposants (fig. 36) : Pointe de la Grande Glière, Pointe du Creux Noir, Aiguille du Bochor. Leur épaisseur apparente totale a été estimée à 500-600 m par F. Ellenberger (1958) qui explique leur importance dans le paysage par des écaillages ou replis (fig. 37).

Des ripple marks ont été signalés dans la galerie E.D.F. de Pralognan (F. Ellenberger, 1958). On note localement des stratifications obliques (fig. 38). A partir de ces observations, on a interprété ces roches comme déposées en eau peu profonde (bassins côtiers avec dunes à proximité), après tri par transport éolien (F. Ellenberger, 1958 et 1963); le matériel détritique siliceux provenant de l'érosion de la chaîne hercynienne (sédimentation détritique épivarisque).

Au sommet de la série, les quartzites blancs sont couronnés par 5 à 6 m de quartzites versicolores riches en oxydes de fer, parfois ankéritiques puis par 1 à 2 m de pélites très schisteuses, rouge sombre, recouvertes par des cargneules rouille attribuées au Werfénien supérieur.

J. Debelmas (1955) a noté que ces quartzites triasiques étaient encadrés par des formations de type désertique à la base (c'est-à-dire le Permo-Trias) et lagunaire au sommet (les cargneules) d'où l'idée d'un contexte de bordure côtière en milieu chaud et sec, conception renforcée par la présence d'oxydes

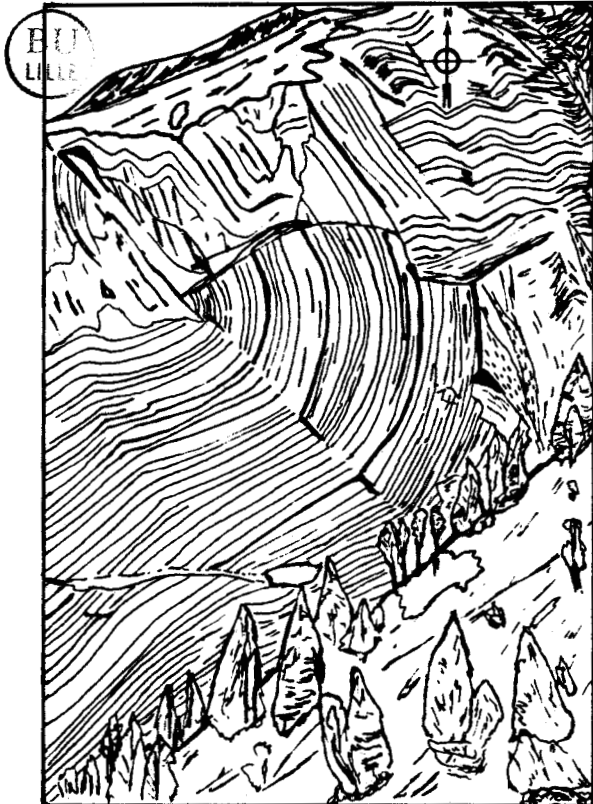
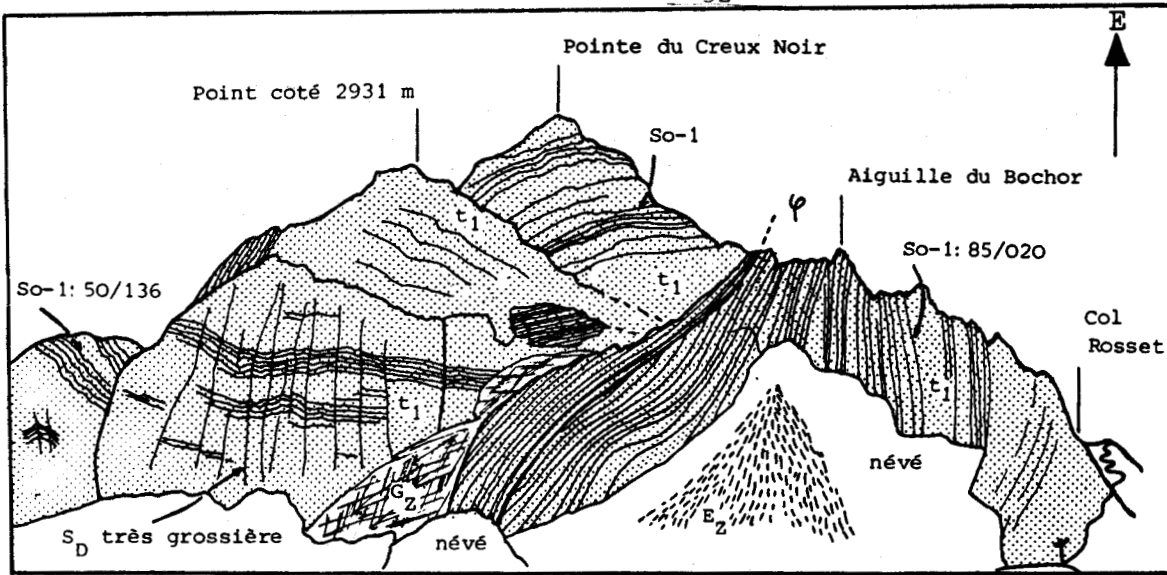


Fig. 36 - Panorama de la Pointe du Creux Noir et de l'Aiguille du Bochor, pris depuis le Col Leschaux.

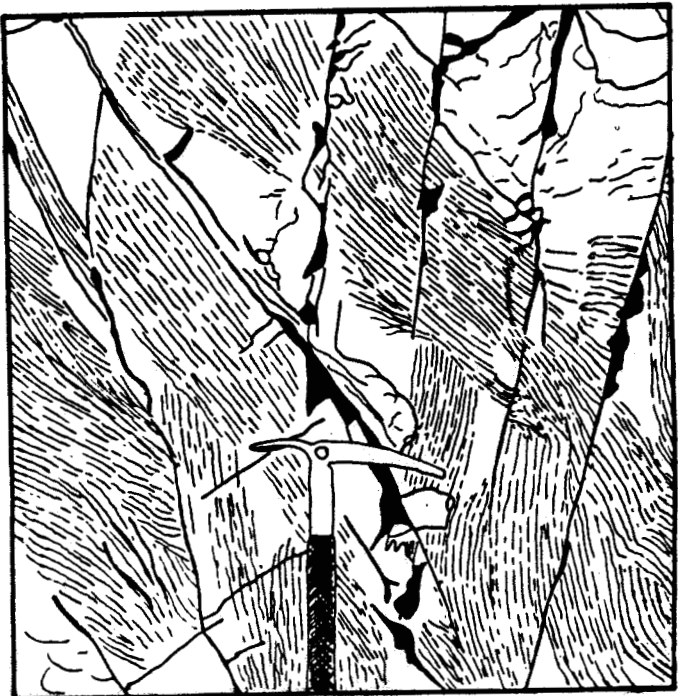
On note dans le paysage, l'importance du Trias siliceux (t_1 , Werfénien ou Scythien), écaillé et replissé.
 S_D = schistosité de fracture grossière, sub-verticale.

Fig. 37 - Pli hémicylindrique hectométrique dans le couloir Pernier (NE de Pralognan) affectant les quartzites triasiques.

Le plan axial de ce pli est souligné par une fracture. L'axe grossièrement horizontal est de direction N-S, il correspond probablement à la phase 2.

Fig. 38 - Observation de stratifications obliques vers le sommet des quartzites triasiques à la base ESE de l'Aiguille du Bochor.

La série, en bancs centimétriques à décimétriques, plonge vers le Sud et est normale comme le confirment les stratifications en cuillères (troughcross stratification) à droite du piolet. L'angle entre les différentes stratifications toujours peu incurvées n'excède jamais 30 à 45°. Ces structures peuvent faire penser à un régime fluvial ou côtier (?). La roche très homogène, apparemment non granoclassée est constituée de grains à granulométrie moyenne (1 mm) soudés entre eux, et de rares paillettes de séricite. Notons que des réseaux de diaclases à espacement métrique viennent perturber le litage.



de fer dans les 5 à 6 derniers mètres de la sédimentation. En lame mince, l'échantillon B81-21 (quartzite versicolore provenant du Col Noir à l'Est de Pralognan) montre de nombreux grains de quartz détritiques qui ont conservé, malgré certaines déformations et recristallisations, leurs auréoles de croissance. Quelques phyllites et micas blancs, parfois regroupés en granules sphériques, entourent les grains de quartz ; les oxydes de fer (dont l'hématite) sont abondants. Quelques quartz sont polycristallins et présentent des points triples (recristallisation).

Au Rosolin, seule une dizaine de mètres de quartzites blancs à patine jaune sale à ocre, affleurant sous le glacier du Rosolin, évoque les faciès du Werfénien inférieur.

2) Comparaison avec les séries permo-carbonifères de la retombée NE du Grand Bec, du massif de la Vallaisonnay et du Col de la Sache.

Personnellement j'ai rapidement parcouru ces séries, mais elles ont fait l'objet d'études approfondies dans la thèse de 3ème cycle de M.D. Peruccio-Parison dans la région de la haute vallée de Champagne (1984). Ces terrains sont actuellement examinés en détail par F. Guillot, en particulier dans les régions du massif de Bellecôte et du massif de la Vallaisonnay.

Dans la haute vallée de Champagne (voir pl. I h.t.), M.D. Peruccio-Parison (1984) a divisé le Carbonifère présumé en deux ensembles sédimentaires principaux. A la base, elle a décrit un ensemble détritique développé dans le secteur est de la Crête des Echines, avec des métagrauwackes qu'elle a attribuées à un Stéphanien inférieur (épaisseur actuellement visible 200 à 300 m) et au-dessus un ensemble schisteux noirâtre se chargeant localement en lits graphiteux (anciennes veines charbonneuses). Elle a donné, à ce dernier ensemble le nom de faciès des schistes cendrés et lui a attribué un âge stéphanien-autunien (épaisseur 400 à 500 m). Dans ces formations détritiques s'intercalent des filons couches à matériel basique souvent localisés dans les niveaux schisteux et des "intrusions" (métagabbros de la Sauvire et de la Pointe du Bonhomme, région du Laisonnay d'en Haut). Par contre sur le terrain étudié, les laccolites de métagabbros affleurent peu, principalement à l'Est du Cul du Nant et du refuge de Plaisance.

Mis à part l'importance des "intrusions" métagabbroïques antépermiennes, ce Carbonifère présumé reste comparable à celui du bord nord du chaînon Bochor-Epéna. C'est une puissante série détritique (1000 à 1800 m d'épaisseur au moins apparente) comportant d'assez nombreux corps basiques. Cependant les niveaux permiens et permohouillers, bien développés à Friburge (F. Ellenberger, 1958 et 1966) et au Nord du chaînon Bochor-Epéna n'apparaissent plus, ce qui peut s'expliquer selon diverses conceptions tectoniques (voir p. 56). Il en est de même pour les quartzites triasiques néanmoins présents au niveau de la retombée septentrionale de la pointe de la Vallaisonnay où ils atteignent 120 m d'épaisseur (fig. 39).

Néanmoins si le Permien et le Werfénien inférieur sont quasiment absents, on peut observer au contact des séries mésozoïques et surmontant le Carbonifère présumé, un niveau assez régulier de quartzites blancs à vert clair très schistosés (et mylonitisés ?) qui n'excède pas 20 m (notés h.q. sur la pl. I h.t.).

L'âge de ces quartzites pose problème : il peut s'agir soit de Carbonifère supérieur, soit de Permien, soit de Werfénien inférieur (fig. 40 et 41).

N

S

250m

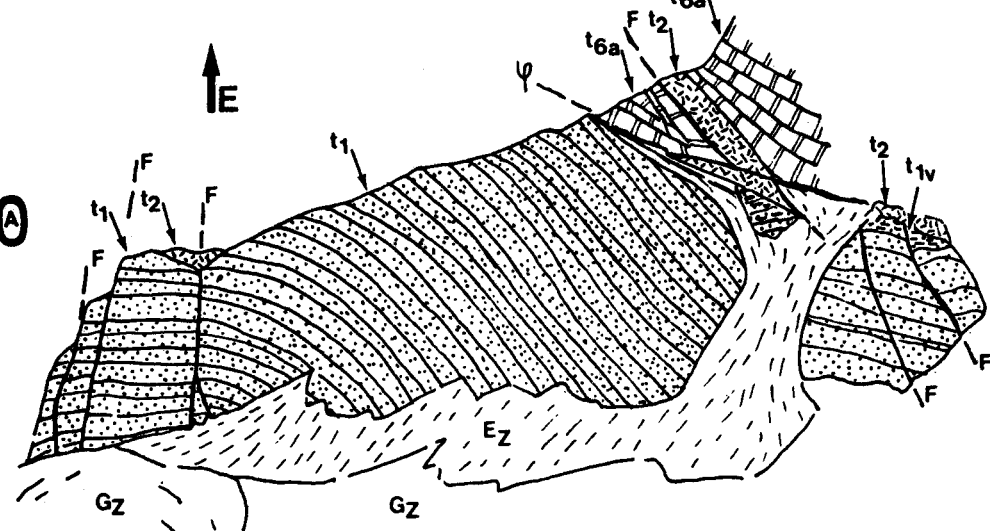


Fig. 39 - A. Panorama des quartzites triasiques de la retombée nord de la Pointe de la Vallaisonnay.

B. ibid. A. sur l'affleurement situé plus à l'Est et retourné à 180° afin d'avoir la même direction d'observation.

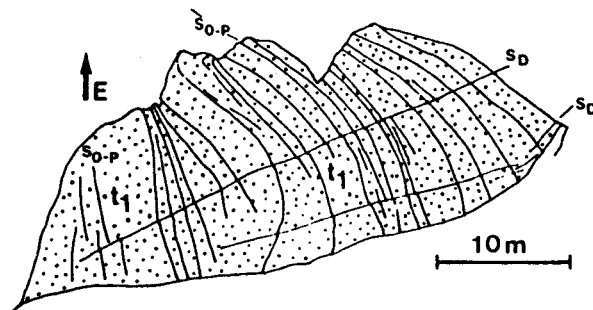
A et B sont localisés sur la carte à 1/25000.

Les quartzites sont blancs, francs, à grain généralement fin. Au sommet de la série, on trouve les niveaux caractéristiques des

quartzites versicolores (notés t_{1v}), à quartz, micas blancs, oxydes de fer en petits grains, avec de nombreuses tourmalines néoformées (dravite), du rutile et quelques zircons. La série est en grand, normale, ce que confirme l'observation de stratifications obliques. A leur contact avec les cargneules terreuses du Werfénien supérieur, les quartzites versicolores deviennent ankéritiques et légèrement dolomitiques. Ces cargneules peuvent reposer directement sur les quartzites blancs; dans ce cas les cargneules sont très indurées et peuvent même passer à des calcaires gris très schistosés à fins niveaux (2 - 3 mm) de cargneules parallèles au contact.

Le report stéréographique des pôles des plans de stratification mesurés sur l'ensemble du massif permettrait de dégager deux axes de plis, l'un plongeant vers le Sud, l'autre étant horizontal et de direction NNE-SSW (voir fig. 108). Les filons minéralisés très fréquents dans ces quartzites et certaines failles s'alignent préférentiellement suivant la direction de l'axe NNE. Ce dernier, tardif (il correspond probablement à la phase 3), est visualisé dans les panoramas par un pli hectométrique en genou.

B



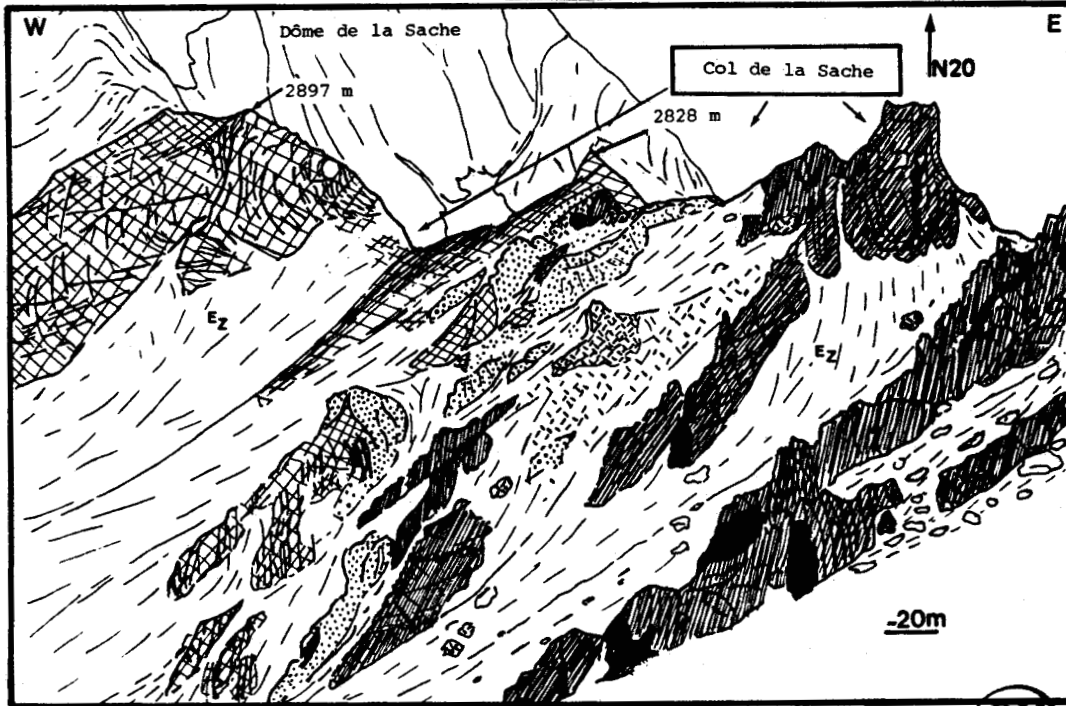


Fig. 40 - Vue générale du Col de la Sache.

- Formations calcaro-dolomitiques anisiennes
- Cargneules du Werfénien supérieur
- Quartzites d'attribution douteuse (Carbonifère ? Permien ? Werfénien ?)
- Schistes du Carbonifère
Carbonifère indifférencié

La barre quartzitique est intercalée entre le Carbonifère présumé et la couverture carbonatée mésozoïque.

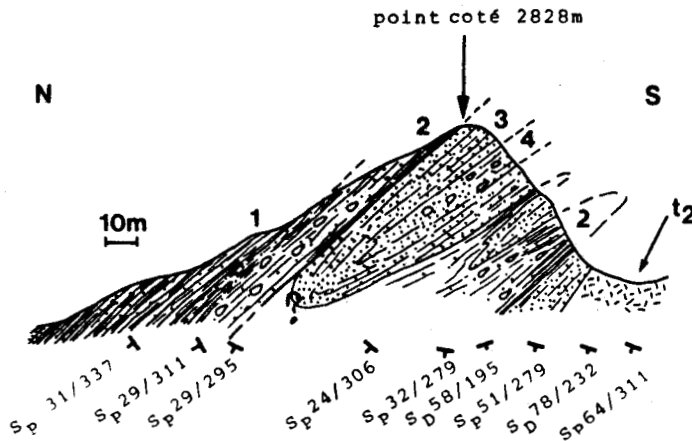


Fig. 41 - Coupe N-S au niveau du Col de la Sache (point coté 2828 m).

1 : niveaux quartzo-schisteux gris noir et schistes noirs - 2 : schistes siliceux gris noir passant à des quartzites gris vert à éléments centimétriques à décimétriques de quartz blanc ; entre 2 et 3, 10 cm de quartzites blanc gris très schistosés (bande de cisaillement ?) - 3 : quartzites blancs à gris schistosés - 4 : quartzites gris vert clair, schistosés à rares galets (?) millimétriques de quartz blanc.

Âges présumés : 1 et 2 : Carbonifère supérieur, Stéphanien
3 et 4 : Permien à Werfénien inférieur (?)
 t_2 : cargneules du Werfénien supérieur.

Cartographiquement les relations entre les cargneules et les quartzites blancs schistosés (niveaux 3 et 4) évoquent un contact stratigraphique, tectonisé bien sûr mais sans décollement majeur.

La granulométrie fine et la pureté du faciès évoquent des quartzites werféniens mais de tels faciès existent aussi localement dans des quartzites du Carbonifère. Il pourrait enfin s'agir d'un faciès permien non encore individualisé clairement en Vanoise (sans niveau schisteux, ni galet de quartz rose). Par ailleurs, au contact entre série siliceuse et série mésozoïque carbonatée, on peut aussi trouver des schistes noirs dont les faciès rappellent le Carbonifère supérieur (F. Guillot et J.F. Raoult, 1985, fig. 5). On notera que lorsque ces niveaux (quartzites blancs ou schistes noirs) manquent, la série carbonatée mésozoïque est manifestement décollée (ainsi à l'arête du Mollard et la crête des Echines) et montre un cisaillement basal tranchant les couches calcaires et dolomitiques.

3) Discussion.

La répartition du Permien et du Trias siliceux sur le terrain conduit à quelques remarques. Ces formations sont absentes ou très réduites au Nord et NE (retombée du massif de Bellecôte) de la Vanoise septentrionale, mais affleurent largement au Sud (secteur Mont Bochor - Epéna). Au moins deux solutions peuvent être avancées, elles seront discutées plus en détail ultérieurement.

Hypothèse 1 : la série siliceuse du massif de Bellecôte (Cul du Nant, arête du Mollard, crête des Echines et pourtour de la boutonnière de Friburge) est renversée (F. Ellenberger, 1958 ; F. Ellenberger et P. Saliot, 1967 ; F. Ellenberger in J. Debelmas, 1982, p. 104, fig. 75), et alors les quartzites triasiques de la Vallaisonnay (retombée nord) sont allochtones avec les masses carbonatées triasiques dont ils constituent la semelle.

Hypothèse 2 : cette même série est globalement normale. Il faut alors admettre la création d'un horst (synchrone des premiers dépôts dits permien) isolant en position haute, émergée, la région du massif de Bellecôte et de plus montrer que la série triasique (siliceuse et carbonatée) est la couverture autochtone ou peu déplacée du Permo-Carbonifère de ce même massif.

4) Conclusions.

Seuls quelques points ont été soulignés dans cette étude, à savoir :

- l'inexistence des terrains polymétamorphiques anténamuriens ;
- le caractère essentiellement détritique et volcanosédimentaire de la série carbonifère, épaisse de 1000 à 2000 m, et subdivisée en trois formations d'épaisseurs comparables ;
- les disparités de répartition des faciès permien et werféniens, toujours dépourvus d'intrusions basiques ;
- le passage progressif et continu du Permien au Werféniens.

Par contre, les différents contacts Carbonifère-Permien ont été peu étudiés (travaux en cours de F. Guillot), à l'inverse de ceux entre série siliceuse et série carbonatée que l'on va maintenant aborder.

II. LES RELATIONS ENTRE LA SÉRIE SILICEUSE ET LA SÉRIE CARBONATÉE.

1) Les problèmes.

De la nature actuelle des contacts observés dépendent :

- la notion de substitution généralisée de la couverture carbonatée proposée par F. Ellenberger (1958), c'est-à-dire le décollement et la translation de la couverture carbonatée en place lors de l'embryogénie à ciel ouvert des massifs paléozoïques ;
- le concept d'autochtonie au moins locale de la couverture carbonatée alors transgressive et discordante sur le substratum permo-carbonifère, proposé par J.F. Raoult (1980 a et b).

La coupe du Col Noir à l'ENE de Pralognan (fig. 42) illustre bien le double problème souvent posé et en ce lieu non résolu : quelle est la nature du contact ?

- 1: entre le sommet de la série siliceuse (ici les quartzites du Werfénien inférieur) et le niveau gypsifère inférieur généralement intercalé entre les deux séries (ce sont les cargneules attribuées au Werfénien supérieur) ;
- 2: entre le niveau gypsifère inférieur et la couverture carbonatée (ici les marbres anisiens).

Remarque : Compte tenu des ductilités variées des différents niveaux, les contacts ont subi des mouvements, mais cela s'appliquant à la quasi totalité des contacts ne peut suffire pour nier la continuité de la série, basée sur les polarités et/ou les âges des principaux niveaux. Ainsi, malgré l'absence de tout fossile, les cargneules peuvent être attribuées au Werfénien supérieur (ce qu'a fait aussi F. Ellenberger). Il n'en est pas moins vrai que des expressions comme Werfénien inférieur et Werfénien supérieur sont des commodités de langage.

2) Les observations.

a) La coupe du Couloir des Rossets (fig. 43).

Comme au bord est du chemin menant au Mont Chevrier (altitude 1980 m), on constate que les quartzites versicolores (ici niveau 4 de la fig. 43) sont lités et deviennent ankéritiques et phylliteux, puis passent progressivement sur 5 cm à une cargneule rouille, terreuse, litée (dans les cinquante premiers centimètres) avec des niveaux millimétriques phylliteux blancs, talqueux. Les cargneules contiennent à leur base des éléments millimétriques sub-arrondis de quartzites versicolores.

Discussion : Le contact paraît stratigraphique ; les cargneules témoignant d'un milieu lagunaire, remanieraient les quartzites versicolores sous forme d'un microconglomérat de base. De même les indices réducteurs des deux termes en contact les rapprochent. On ne peut pourtant écarter un contact tectonique, mais celui-ci n'aurait qu'une signification locale et ne remettrait pas en cause la polarité et la continuité de la série.

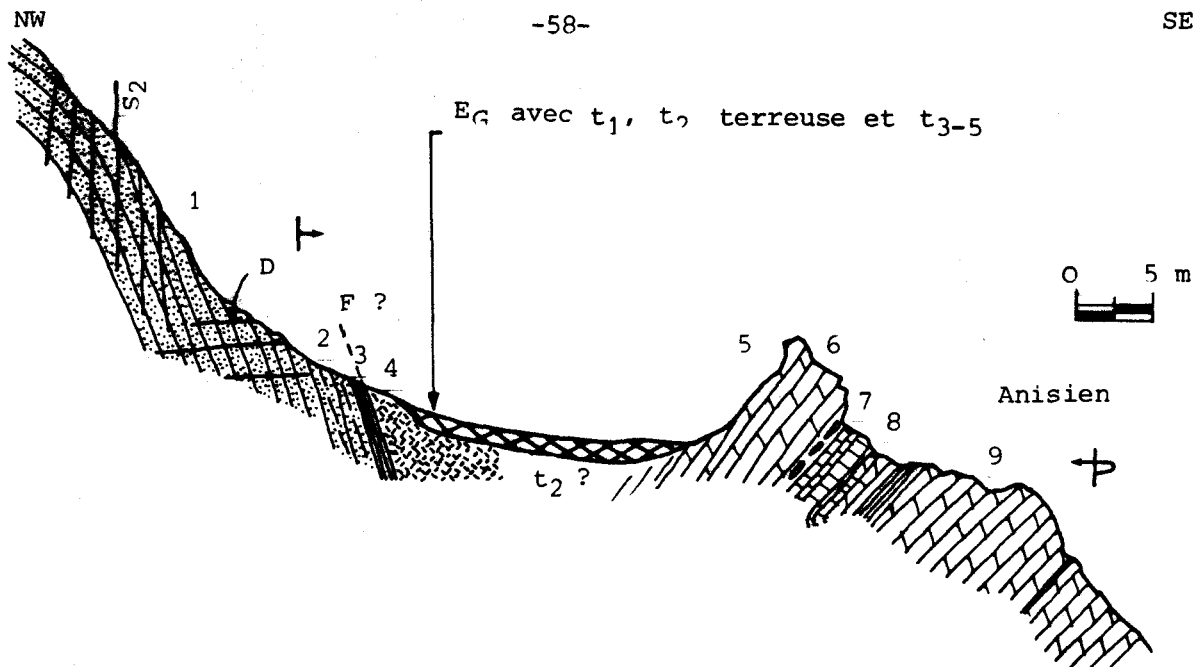


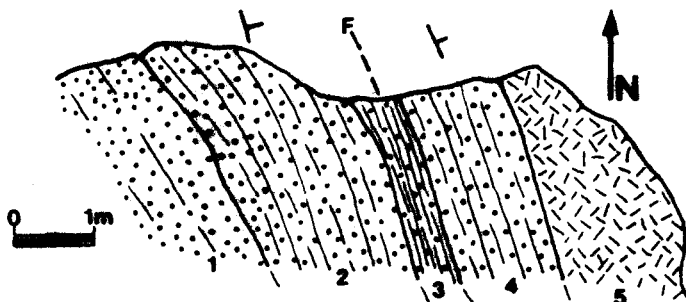
Fig. 42 - Coupe de détail du Col Noir à l'ENE de Pralognan d'après F. Ellenberger (1958, fig. 5, p. 157) reprise et complétée.

Du NW au SE, on a successivement - 1 : quartzites blancs en bancs décimétriques à métriques (Werfénien inférieur) - 2 : niveau quartzitique vert à rouge plus ou moins sombre à grains millimétriques (Werfénien supérieur, 5 à 6 m) - 3 : fin niveau de pélites rouge sombre, incompétentes et fortement schistosées - 4 : cargneule terreuse sombre (Werfénien supérieur) - 5 et 6 : 6 m de dolomie jaune orangé (5) à gris clair (6) d'un Anisien inférieur - 7 : niveau lenticulaire conglomératique à galets gris sombre et ciment dolomitique jaune clair (Anisien) - 8 : 1 m de calcaires vermiculés gris noir en lits décimétriques (Anisien) - 9 : dolomies litées (bancs décimétriques à métriques), patine jaune clair à gris jaune (Anisien) - D : diagenèse - S₂ : schistosité de phase 2.

Remarques. Le terrain étudié ne comporte jamais de gypse lié à t₂, c'est-à-dire d'âge werfénien supérieur. (F. Ellenberger, 1958, p. 159 avait écrit : nous n'avons pas trouvé de gypses sûrement werfénien).

- Entre les termes 3 et 4 de la figure 42, F. Ellenberger (1958) a mentionné 2 m de grès dolomitiques à membranes schisteuses. Ceux-ci sont effectivement présents 100 m plus à l'Est du Col Noir, sous le Col Rosset. Au microscope, on observe que les grains de quartz détritiques aux contours très découpés sont entourés d'un fin ciment dolomitique. Les micas blancs sont nombreux et les albites très rares.
- Pour F. Ellenberger, il existe un contact anormal majeur entre 4 et 5.
- Les termes anisiens (niveaux 5 à 9) correspondent aux séquences 1 et 2 du Cycle I dans la terminologie de A. Baud et J. Mégard-Galli (1975 et 1977).

Fig. 43 - Coupe du Couloir des Rossets NE de Pralognan, altitude 2295 m).



- 1 : quartzites blancs, francs du Werfénien inférieur - 2 : 2 à 3 m de quartzites versicolores avec recristallisation de quartz et hématite - 3 : 0,7 m de quartzites blancs très schistosés et mylonitisés constituant un couloir faillé - 4 : cargneules rouille du Werfénien supérieur. Le contact entre 4 et 5 paraît ici stratigraphique.

b) Le Nord de la Pointe de la Vallaisonnay (altitude 2810 m).

Le contact observé met en évidence les mêmes formations que sur la figure 43, à savoir des cargneules rouille et des quartzites verts à violet sombre caractéristiques du sommet du Werfénien inférieur. Les cargneules, finement vacuolaires, présentent des galets centimétriques à millimétriques de quartzites. Au contact du quartzite sur 2 à 3 mm d'épaisseur, on observe en lame mince une cargneule à granulométrie fine, homogène à horizons inframilimétriques détritiques (quartz et micas blancs) soulignant une surface de dépôt probable (d'après l'orientation de ses éléments) légèrement incurvée en son centre. En un endroit, la cargneule s'infiltré légèrement (filon de 5 mm sur 1 mm de large) dans le niveau quartzomicacé sous-jacent. Ces microfissures de remplissage sont affectées par la schistosité principale qui les décale. Cette schistosité principale, développée dans le niveau quartzomicacé et légèrement sécante sur la surface de contact des cargneules, est elle-même reprise par de légères ondulations. La cargneule révèle outre la dolomie prédominante, de rares micas blancs isolés dans la matrice, des galets de quartzites plus ou moins micacés et dont les quartz présentent différents stades de cristallisation, quelques albites atteintes par des phyllitisations, des plages de calcite et de rares chlorites néoformées (?). Chaque galet est entouré d'un liséré monogranulaire dolomitique.

Sous le niveau quartzomicacé sous-jacent, épais de 3 cm, on a des quartzites versicolores ankéritiques.

Discussion : cette série en position normale me paraît continue. Néanmoins le contact direct avec le Trias moyen carbonaté n'est pas visible ici.

c) La coupe au Nord du Col de la Séchette (fig. 44).

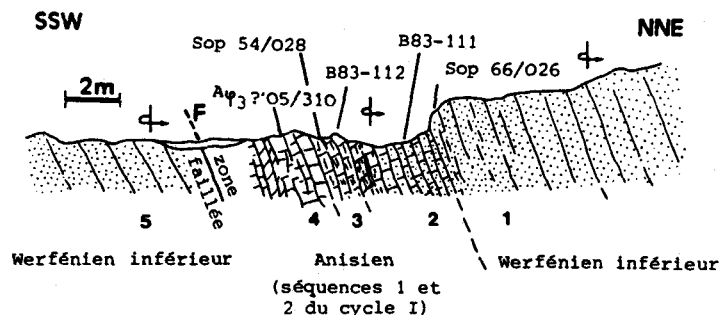


Fig. 44 - Bord est de la retombée quartzitique au Nord du Col de la Séchette (altitude 2610 m).

Faisant suite à la puissante masse de quartzites blancs on a :

- 1 : 5 à 6 m de quartzites gris vert, parfois hématitisés
- 2 : 3 à 4 m de calcaires sableux rouille à passées dolomitiques schistosées à patine ocre
- 3 : 1 à 1,5 m de calcaires gris noir schistosés faiblement sableux
- 4 : 1 à 2 m de calcaires vermiculés gris rosé passant à une dolomie grise à patine ocre
- 5 : zone d'éboulis plus ou moins stabilisés puis on retrouve les quartzites blancs werféniens.

On peut ici envisager une liaison stratigraphique, mais on peut aussi s'étonner de l'absence de poudingue de base à galets de quartzites et avancer que le contact est de nature tectonique et qu'il a été scellé ultérieurement par le métamorphisme (remarque qui vaut d'ailleurs pour la majorité des contacts). En faveur du contact stratigraphique, on ajoutera que les quartzites du Werfénien inférieur, derniers témoins de la pénéplation hercynienne, offrent au Trias transgressif une surface très plane ne devant guère permettre des remaniements importants, le passage d'une formation à l'autre pouvant alors se faire très rapidement. Ici ce sont les calcaires sableux qui remplaceraient les conglomérats de base, et auraient la même signification, le matériel remanié étant simplement plus fin.

d) La coupe de la Sauvire entre les points cotés 2657 et 2694 m (voir fig. 45).

La Sauvire est située environ 1,5 km au SE du Laisonnay d'en Haut, en dehors du secteur cartographié. La figure souligne l'absence de Werfénien inférieur et probablement d'une partie du Permien si tant est qu'il existe (?); le contact se faisant entre un calcaire anisien et des quartzites ankéritiques très schistosés du Permo-Trias (?). Ce contact déjà étudié (J.F. Raoult, 1980a et b; D. Obert et J.F. Raoult, travaux inédits, cités in M.D. Peruccio-Parison, 1984, p. 324) a été interprété comme une liaison d'apparence stratigraphique correspondant à l'échelle de la carte à une série normale.

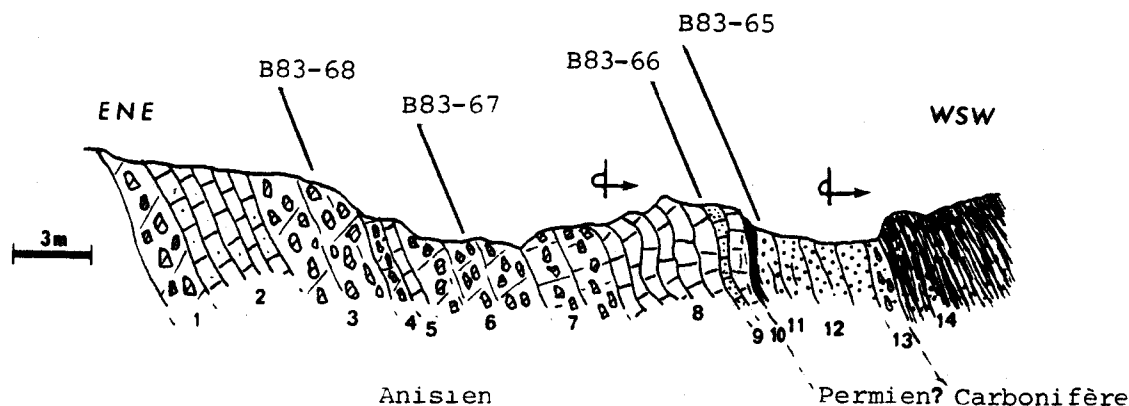


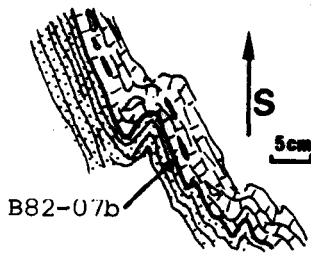
Fig. 45 - Coupe dans l'Anisien de la Sauvire entre les points cotés 2657 m et 2694 m.

On observe - 1 : brèche dolomitique grise, monogénique - 2 : calcaire gris clair lité avec quelques filonnets de quartz et phyllites - 3 : brèche dolomitique grise très microfracturée, essentiellement monogénique à rares accidents siliceux. Les éléments sont des bancs de dolomie rompus pouvant atteindre le mètre; on peut encore deviner le litage originel et il s'agit donc de brèches intraformationnelles - 4 : brèche calcaro-dolomitique gris foncé à microfractures de dolomie blanche - 5 : calcaire gris passant latéralement à une brèche calcaro-dolomitique puis dolomitique - 6 : petite combe avec blocs d'une brèche monogénique à rares éléments schisteux noirs; la patine est gris vert - 7 : brèche gris noir à éléments dolomitiques gris à noirs, plus ou moins repris par la stratification et à matrice calcaireuse gris noir puis calcaro-dolomitique; rares phyllites et cristaux de quartz - 8 : calcaire gris clair feuilleté - 9 : 10 à 25 cm d'un marbre chloriteux, légèrement sableux, gris à gris rosé avec exsudations de quartz - 10 : calcaire gris blanc, à fin litage stratigraphique; on observe de rares petits granules de dolomie ocre; la partie supérieure peut être schistosée - 11 : placage de quartzites blancs très schistosés et ankéritiques contre un calcaire gris clair - 12 : quartzites feuilletés avec passées de dolomie ocre très ankéritique et phylliteuse - 13 : passage sur 0,3 m à des schistes vert clair à galets de quartz - 14 : schistes gréseux du Carbonifère (latéralement des quartzites blancs et des masses de métagabbros viennent s'intercaler dans les schistes).

e) Les coupes du point coté 2796 m à l'Est du Cul du Nant (fig. 46), des falaises au SSW du Lac de la Plagne (fig. 47) et du Col de la Sache (voir fig. 41).

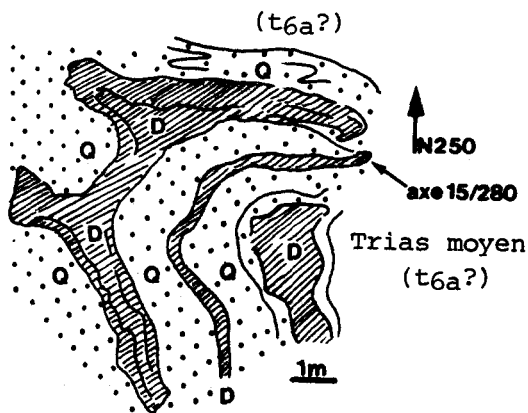
Ces coupes montrent toujours, à de petites variantes près, les successions suivantes : - 1 : schistes noirs ou prasinites vertes du Carbonifère élevé - 2 : 0 à 20 m de quartzites blancs (d'âge inconnu) assez schistosés et intimement replissés avec des dolomies ocre très phylliteuses (0,5 m d'épaisseur ou plus) - 3 : des calcaires gris lités anisoladiniens.

Fig. 46 - Détail du contact plissé quartzite-marbre gris (point côté 2796 m).



Latéralement les calcaires gris passent à des dolomies ocre, très phylliteuses, à débit feuilleté. En lame mince, l'échantillon B82-07b révèle des "galets" de quartzites millimétriques dans la matrice carbonatée. On soupçonne par endroit la stratification dans le marbre par l'alignement et la richesse des grains de quartz et des nombreux micas blancs. Cette surface S_0 est parallèle au contact quartzite-marbre

Fig. 47 - Replis métriques entre quartzites et dolomies au SSW du Lac de la Plagne (dessin d'après affleurement).



Au Sud de ces replis on observe du NW vers le SE -
1 : 2,5 m de quartzite blanc, franc schistosé -
2 : 2 à 3 cm d'une dolomie très phengitisée, silteuse -
3 : 0,5 m d'un calcaire sableux, très schisteux (échantillon B83-51) -
4 : 2 à 3 cm de calcaires gris à boudins dolomitiques qui passent à des dolomies grises à patine ocre et à lits centimétriques calcareux -
5 : des cargneules rouille donnant une pente qui s'écroule.

Q : quartzites blancs schistosés à quartzites versicolores évoquant le sommet du Werfénien inférieur.

D : dolomie ocre schistosée à nombreux filets noirs argileux (échantillons B83-52) du Trias moyen.

Ces observations rejoignent celles des coupes effectuées précédemment par M.D. Peruccio-Parison et J.F. Raoult *in* M.D. Peruccio-Parison (1984) au niveau du Grand Chalet (fig. 101, p. 316) et de la Roche Blamont (fig. 98, p. 311 à 313) pour le secteur d'étude concerné (j'ai personnellement vu ces coupes sans y noter d'autres points importants). Elles viennent s'ajouter aux observations de J.F. Raoult sur le Glacier de Bellecôte (1980a). La présomption d'un contact transgressif du Trias sur le Carbonifère reste intacte ; elle peut être renforcée, d'une part par l'âge différent selon les lieux des termes carbonatés transgressifs (lorsqu'on arrive à différencier les faciès), d'autre part par la répétitivité des faciès reconnus. Ainsi au contact du Trias moyen, la série siliceuse montre toujours des faciès du Carbonifère supérieur et permet à mes yeux d'interpréter comme une série globalement normale, les terrains essentiellement carbonifères du pourtour du massif de la Vallaisonnay (travaux en cours de F. Guillot). Ceci reste valable même si le contact avec le Trias carbonaté est plus ou moins tectonisé avec décollement (ou disharmonie) localisé.

f) La coupe à l'Est du lac glaciaire de la Séchette (fig. 48).

Discussion : le contact est ici clairement tectonique (mais cela ne permet pas de dire si c'est un contact anormal majeur ou mineur). Il en est de même en maints endroits de Vanoise. Ainsi l'Aliet et toute la base du Mont Blanc de Peisey montrent une surface de rabotage basal, signalée depuis longtemps.

Le Trias carbonaté y est charrié, à la faveur d'un niveau de cargneules du Werfénien supérieur (?), sur les terrains présumés carbonifères. Mais ce charriage est tardif, nettement postérieur aux premières foliations et déformations plicatives (F. Guillot, travaux en cours). La Pointe sud de la Crête du Mollard (déjà décrite par M.D. Peruccio-Parison, 1984, p. 315, fig. 100) présente également un contact tectonique évident entre les masses triasiques carbonatées cisailées à leur base et le Carbonifère présumé.

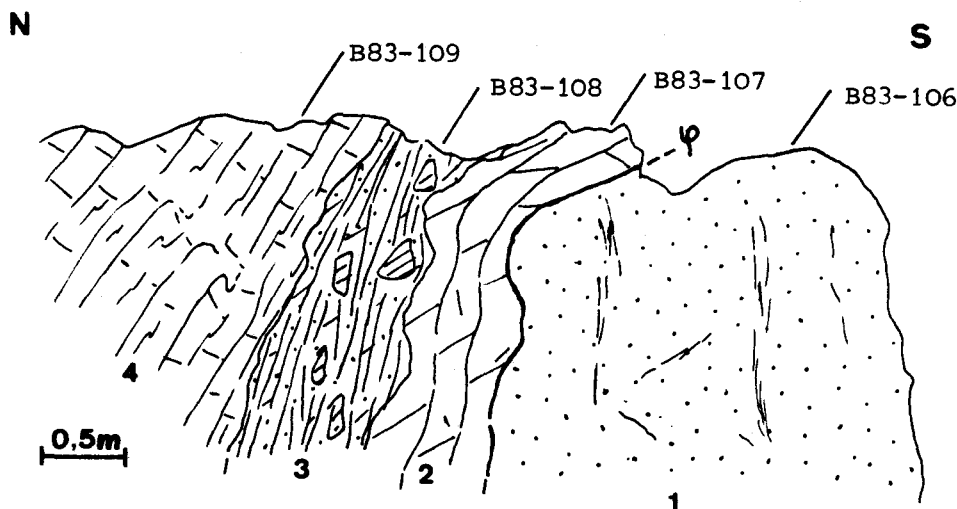


Fig. 48 - Coupe à l'Est du lac glaciaire de la Séchette.

1 : quartzite blanc à nombreuses passées schisteuses vert pâle (faciès permien ?) - 2 : dolomie ocre broyée, très fracturée, avec calcite blanchâtre recristallisée ; entre 1 et 2, contact anormal net - 3 : niveau schisto-gréseux vert, mylonitisé à passées dolomitiques ocre - 4 : calcaires vermiculés anisiens.

3) Conclusions.

D'évidence, les contacts tectoniques entre série carbonatée et série siliceuse existent (ainsi sous les calcaires du Mont Blanc de Peisey). Cependant, certaines coupes précédemment décrites suggèrent l'existence de contacts stratigraphiques, et je pencherai en faveur d'un contact stratigraphique, transgressif à la base du Trias carbonaté. Ceci expliquerait facilement les variations d'âge mais aussi de faciès des termes carbonatés transgressifs. La transgression s'effectuerait très approximativement du Sud vers le Nord, depuis le Mont Bochor (termes carbonatés de base anisiens) vers la Roche Blamont (termes de base rappelant des faciès ladinien). Ainsi on retiendrait l'hypothèse 2 du chapitre IV - I - 3), à savoir une série siliceuse (essentiellement carbonifère) en position normale comportant une couverture carbonatée triasique autochtone ou peu déplacée, même si localement elle est écaillée. Force est de reconnaître que l'on manque néanmoins d'argument décisif en faveur ou non de l'autochtonie de la couverture carbonatée mésozoïque sur son substratum siliceux.

Dans le chapitre IV - V, on étudiera les contacts observés (pied nord-est de l'Epéna et Plateau de la Réchasse) entre les marbres blancs du Malm et les quartzites triasiques, ce qui permettra d'aborder le problème sous un autre jour.

III. LES FORMATIONS CARBONATÉES DU TRIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR.

1) Introduction.

Le Trias de Vanoise est bien connu après les remarquables travaux de F. Ellenberger (1958), à qui l'on doit les principales découvertes faunistiques (voir fig. 49). Depuis, de nombreuses études sédimentologiques et stratigraphiques, ainsi que les travaux de synthèse effectués (A. Baud, 1972 ; A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975 et 1977), étendus à l'ensemble du Trias Briançonnais, ont prouvé la constance des formations triasiques. Les événements sédimentologiques et paléotectoniques caractérisant ce Trias moyen et supérieur ont permis, à A. Baud et J. Mégard-Galli, le découpage de la série en six cycles sédimentaires majeurs formant deux plates-formes carbonatées (fig. 50). Chaque cycle se compose de plusieurs séquences lithologiques voire de mégaséquences. Ce sont des unités cartographiables, pluri-décamétriques, corrélables sur tout ou partie du bassin et généralement limitées par des niveaux riches en tapis algaires. Les formations reconnues sur le terrain vont du cycle I (C_I) au cycle IVa (C_{IVa}), c'est-à-dire de l'Anisien inférieur au Carnien inférieur (avec peut être le Carnien supérieur ou C_{IVb} à l'Aiguille des Aimes).

Ces formations correspondent à l'établissement de la première plate-forme carbonatée (trois cycles carbonatés importants transgressifs-régressifs : C_I, C_{II} et C_{III}) laquelle se termine par des dépôts carbonatés, bréchiques, détritiques, siliceux et évaporitiques (C_{IV} : Carnien) considérés comme la marque d'une période tectoniquement instable. Les formations noriennes (C_V) et rhétiennes (C_{VI}) n'apparaissent que dans l'unité de la Grande Motte et ont été étudiées précédemment. Sur la carte à 1/25 000, j'ai utilisé des notations liées aux étages et sous-étages (p. ex. t₃₋₅ = Anisien, t_{6a} = Ladinien inférieur) ceux-ci se calquant plus ou moins bien aux quatre grands cycles sédimentologiques. Ainsi, on note (voir pl. I h.t.) qu'il existe des chaînons où seul l'Anisien est présent (Mont Bochor), des chaînons où le Trias se compose de formations allant de l'Anisien au Carnien (Aiguille Rouge et Grapillon des Merles, Aiguille des Aimes et Aiguille Noire, Mont Blanc de Peisey), et des chaînons où l'Anisien est soit absent, soit très réduit (massif de la Vallaisonnay et ses environs). Ces derniers chaînons comportent alors des termes ladinien et carniens.

J'ajouterai que, E. Jaillard qui a étudié des chaînons plus occidentaux (au Sud-Ouest de Pralognan) m'a aidé dans l'utilisation de la nomenclature en cycles et séquences. Je le remercie de sa précieuse collaboration sur les terrains que nous avons parcourus ensemble pour établir des corrélations fiables entre les séries de Vanoise occidentale et celles de Vanoise septentrionale et méridionale.

2) L'Anisien.

a) Affleurements.

L'Anisien correspond pour l'essentiel au cycle I, c'est-à-dire à la formation de Saint-Triphon (voir fig. 50) et comprend, lorsqu'il est complet cinq mégaséquences totalisant ici 150 m d'épaisseur. Dans le secteur Mont Bochor-Epéna (fig. 51), il n'excède jamais 100 m d'épaisseur et ne présente que les trois premières séquences, le reste ayant été érodé avant la transgression du Jurassique moyen-supérieur.

Dans le massif de la Vallaisonnay et les chaînons voisins, l'Anisien est peu représenté. On le trouve principalement au Tuf de la Grassaz et à l'Est et au SE de la Roche Noire où il ne comporte que la séquence 5 et l'extrême sommet de la séquence 4.

Zones paléontologiques (fossiles caractéristiques)		Niveaux stratigraphiques	
	Y. <i>Hordienia cf. sonyensis</i> .		Dolomites à <i>Hordienia cf. sonyensis</i> Stopp. (= <i>solitaria</i> ancl.) (Série de la Grande Molle, Plan des Nettes, etc.)
	IV. <i>Epinectum myriarium</i> H. EXER. (Surtout dans les gypses exotiques).		(Schistes et grès à <i>Epinectum</i>)
	III. Troisième zone de Diploporidées : (Pseudo- <i>Physoporella tubarogica</i> - <i>Diplopora cf. brianconensis</i> SCARREGAN (= <i>D. anierialis</i> V. PA.).		Dolomites caudées ou grises à <i>Myophoria goldfuzi</i> et Diploporas. Dolomites cratérées et calcaires gris avec <i>Enerina cf. liliiformis</i> .
	II. Deuxième zone de Diploporidées : (<i>Diplopora cf. anaticulata</i> V. PA. <i>Physoporella precipiosa</i> V. PA. <i>Physoporella minutula</i> GRAY.		Niveau local d'émission (schistes rotillants). (Équivalent de l'Anhydritegroup)
	I. Première zone de Diploporidées : (<i>Oligoporella (?)</i> an. sp. <i>Dialoceras</i> sp.)		C. Troisième faune de Mollusques : c. « Banc à racines » (luc de la Poche). d. Niveau à sites avec <i>Spiriferina fragilis</i> . e. Bancs à <i>Physoporellas</i> .
	Pas de fossiles.		R. Deuxième faune de Mollusques : Banc à Dentales avec <i>Hordienia Anzemsani</i> COLAV. sp. (luc de la Poche, Croix de Verdun.)
	Pas de fossiles.		A. Première faune de Mollusques : b. Niveau à Oligoporellas avec <i>Hordienia</i> sp. (var. sp. ?) c. Calcaires vermiculés.
			Niveau gypsifère inférieur.
			Quartzites francs.

Fig 49.

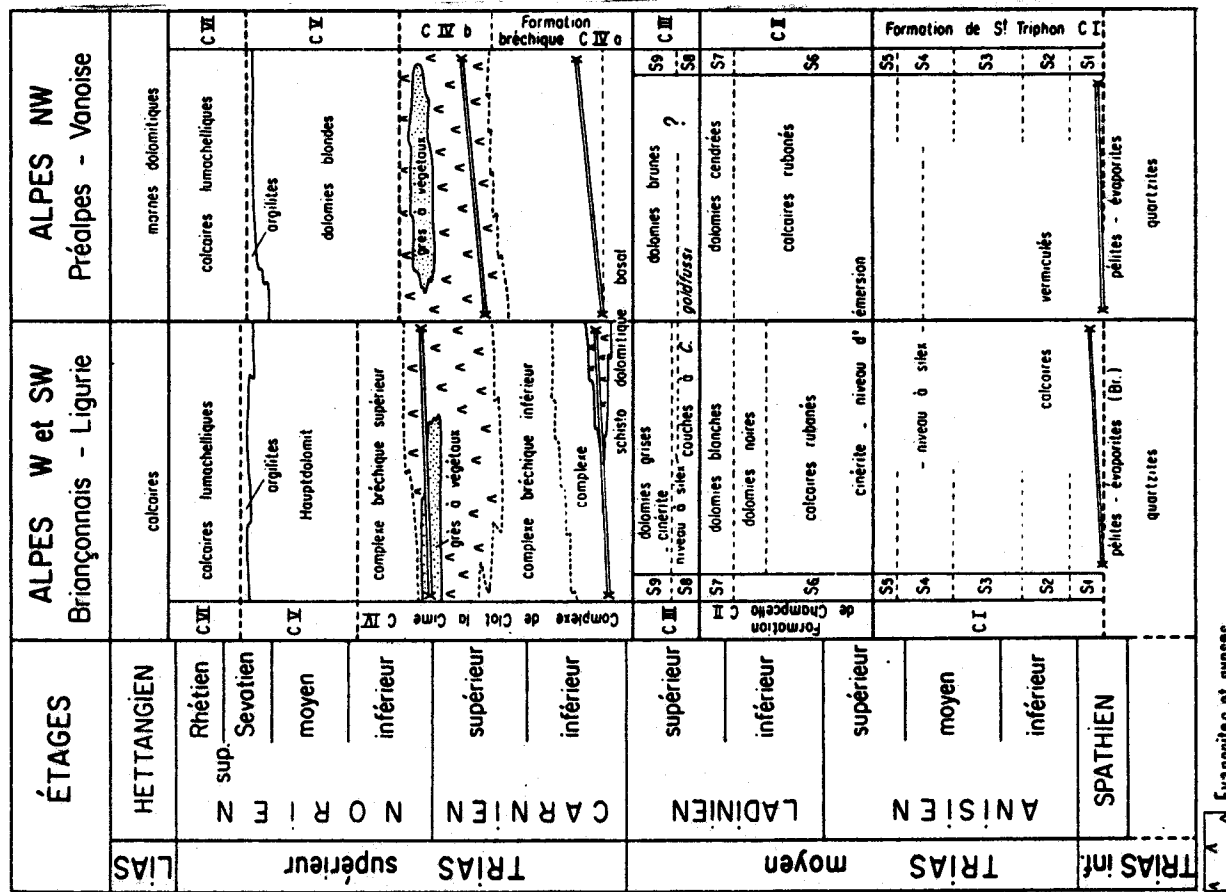


Fig 50.

Evaporites et gypses

Limites de formations fossilifères (âge approximativement connu)

Surface de base des nappes

Fig 50.

← Fig. 49 - Le Trias calcaire de Vanoise d'après F. Ellenberger (1958, p. 164).

- le Werfénien supérieur avec le "niveau gypsifère inférieur" est présenté par des cargneules terreuses dans lesquelles on ne trouve pas de gypse.
- On note l'absence de mention d'évaporites au Carnien-Norien, celles-ci étant pour F. Ellenberger allochtones dans le secteur étudié.

← Fig. 50 - Eléments de corrélation dans la série carbonatée briançonnaise du Trias moyen et supérieur (d'après J. Mégard-Galli et A. Baud (1977, p. 238, fig. 2).

Les âges sont donnés en m.a. (million d'années) d'après les données de G.S. Odin et coll. (1982, p. 529), la marge d'erreur moyenne est de ± 5 m.a.

L'Anisien de la Sauvire (1,5 km au SE de la Sauvire, voir fig. 45), dont les affleurements sont réduits à 9-10 ha, est essentiellement constitué de brèches dolomitiques qui surmontent un niveau basal, constitué de quelques bancs décimétriques chloriteux et légèrement gréseux. Bien que très carbonatées, ces formations semblent correspondre aux faciès de la séquence 1 (et 2 ?).

Le Mont Blanc de Peisey (fig. 52 et fig. 53) et le Nord de l'Aiguille des Aimes (fig. 54) présentent un Anisien puissant et complet ; il se retrouve au Col de la Sache et à l'Aiguille Percée où l'on note une fracturation intense des bancs. Dans ces deux derniers massifs, les formations anisiennes sont moins épaisses.

b) Lithologie.

- La séquence 1.

La séquence 1 comporte par définition les niveaux qui, d'une part surmontent les cargneules terreuses du Werfénien supérieur (Spathien) et qui, d'autre part sont surmontés par le premier ensemble de calcaires vermiculés.

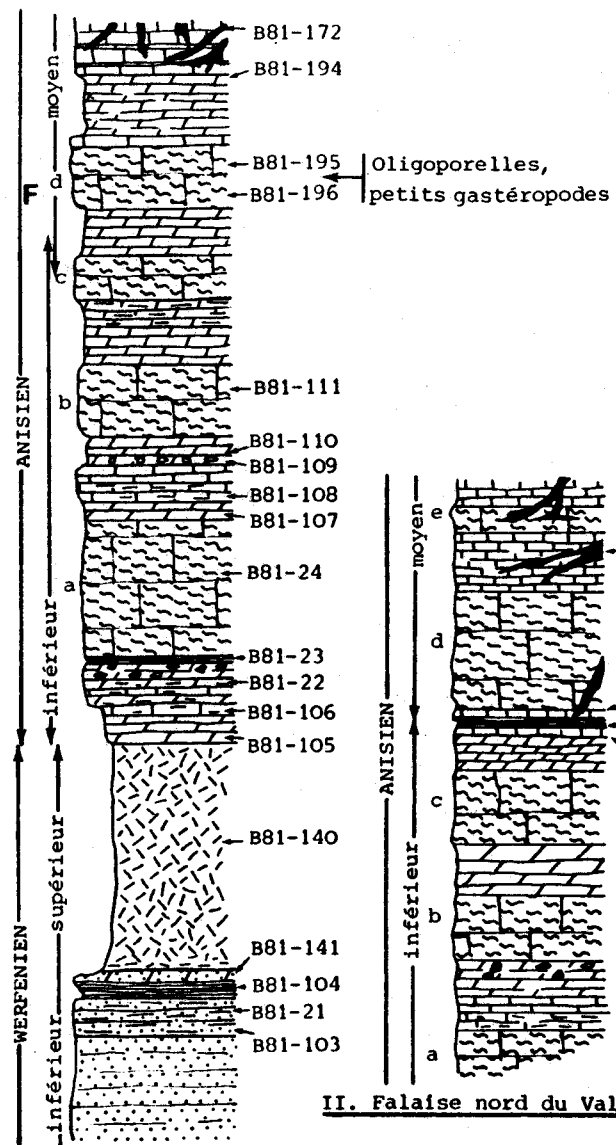
Au Col Noir et au Col Rosset (fig. 51, chaînon du Mont Bochor) la séquence 1 renferme, sur 8 à 10 m, des dolomies gris blanchâtre parfois sableuses, des calcaires gris schisteux, des dolomies gris rose à patine jaune pâle avec intercalations de filets argileux donnant des membranes phylliteuses, des dolomies bréchiques à éléments dolomitiques et calcaires, et des schistes noirs à petits cubes de pyrite.

Plus à l'Est, au Nord du Col de la Séchette (fig. 51, chaînon du Mont Bochor), il s'agit de calcaires sableux, parfois dolomitiques, de calcaires schisteux (environ 5-6 m) avec, vers le sommet, un fin niveau calcaro-dolomitique vermiculé qui appartient peut être à la base de la séquence 2.

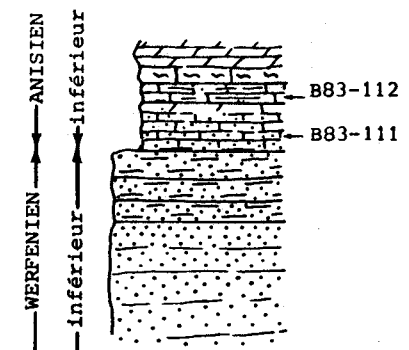
Idéalement cette séquence se termine par l'édification d'un premier tapis algaire (F. Ellenberger, 1958 ; A. Baud, 1972 ; J. Mégard-Galli et A. Baud, 1975 et 1977 ; E. Jaillard, 1984) non reconnu sur le terrain. Ces auteurs interprètent ces couches transgressives comme des dépôts de type paralytique sursalé-dessalé, parfois évaporitiques (ce qui n'apparaît pas ici), et, où le détritisme siliceux subsiste.

- La séquence 2.

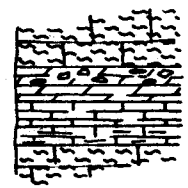
Cette séquence se compose de niveaux de calcaires vermiculés, c'est-à-dire de calcaires gris très bioturbés, où généralement les terriers ont été comblés par des vases dolomitiques. Ces calcaires vermiculés affleurent en



II. Falaise nord du Vallonet.

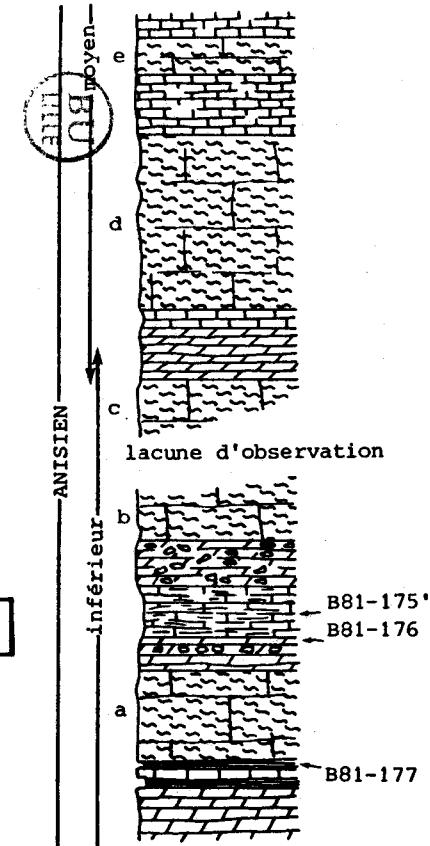


IV. Nord du Col de la Séchette.

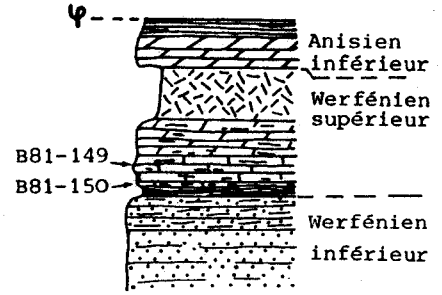


III. Ruisseau du Vallonet.
(Anisien inférieure)

5m environ



V. Falaise nord-ouest de la Séchette.



VI. Le Col des Schistes.

- Dolomie
- Calcaire
- Brèche à éléments
a:calcaires b:dolomitiques
- Calcaire vermiculé
- Calcaire schisteux
- Calcaire gréseux
- Grès dolomitique
- Schistes non calcaireux
- Schistes gréseux
- Quartzites
versicolores
- Quartzites blancs
- Infiltrations de matériel
bauxitique
- F:** Gîte fossilifère
- ψ:** Contact anormal majeur

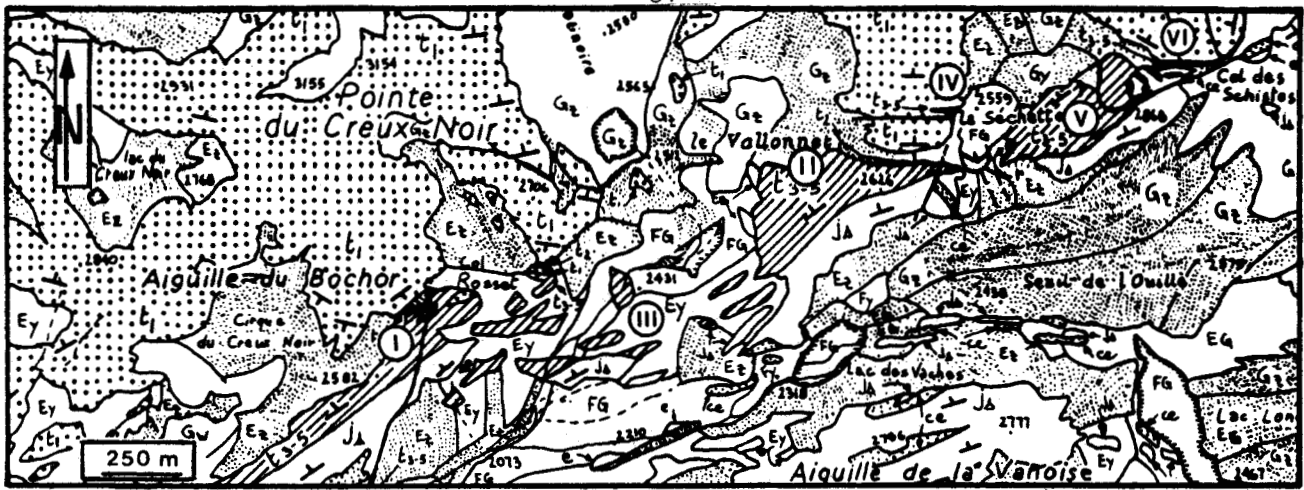


Fig 51b -

Fig. 51 - L'Anisien du chaînon Mont Bochor - Epéna.

- a) Colonnes lithostratigraphiques
- b) Carte de localisation des colonnes lithostratigraphiques.

Toutes les formations carbonatées sont marmorisées - a, b, c, d et e : niveaux repères de calcaires vermiculés. Les niveaux a, b et c se situeraient dans la séquence 2 et pourraient correspondre à l'Anisien inférieur. Les niveaux d et e appartiendraient à la séquence 3 et ne constitueraient que des récurrences. Il ressort que la limite entre séquence 2 et séquence 3 n'est pas nette sur le terrain mis à part la falaise nord du Vallonnet où elle est marquée par un niveau schisteux. L'Anisien du Mont Bochor est incomplet, il ne comprend que les séquences 1, 2 et 3.

B81-21 à B83-112 : liste des échantillons prélevés.

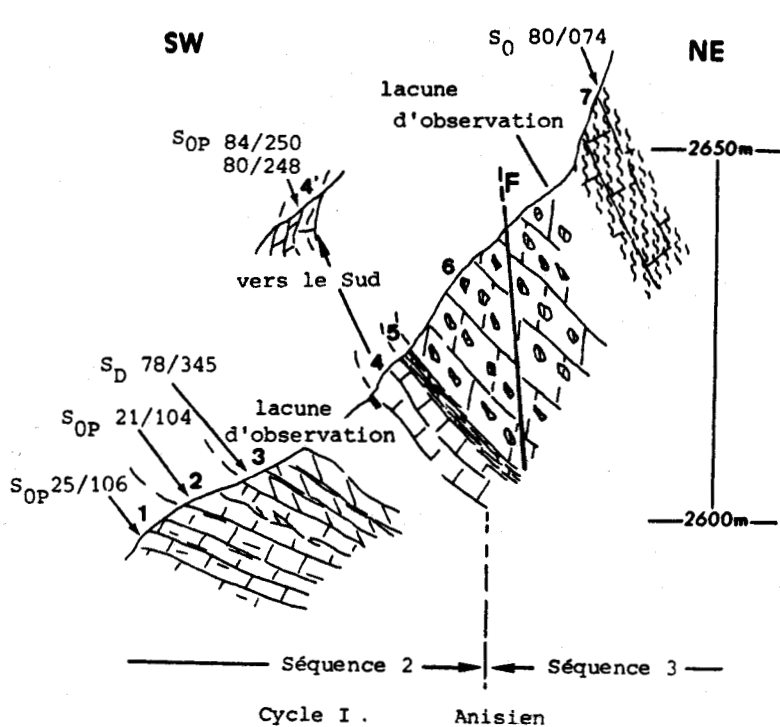


Fig. 52 - Coupe de détail dans l'Anisien du Mont Blanc de Peisey, versant ouest.

- 1 : calcaire gris noir à noir, cristallin, à rares lits phengitiques et petites traînées d'oxydes de fer - 2 : calcaire gris clair à fines trabécules dolomitiques ocre - 3 : dolomie gris clair à manchons de dasycladacées et à gastéropodes - 4 : calcaire gris noir à nombreuses trabécules dolomitiques - 5 : schistes dolomitiques gris noir - 6 : brèche dolomitique gris clair à blanche, monogénique à rares galets de calcaire gris clair - 7 : calcaire vermiculé très étiré passant latéralement à une alternance de dolomie gris clair et de calcaire gris à bandes dolomitisées, avec oligopores et traces de bioturbation.

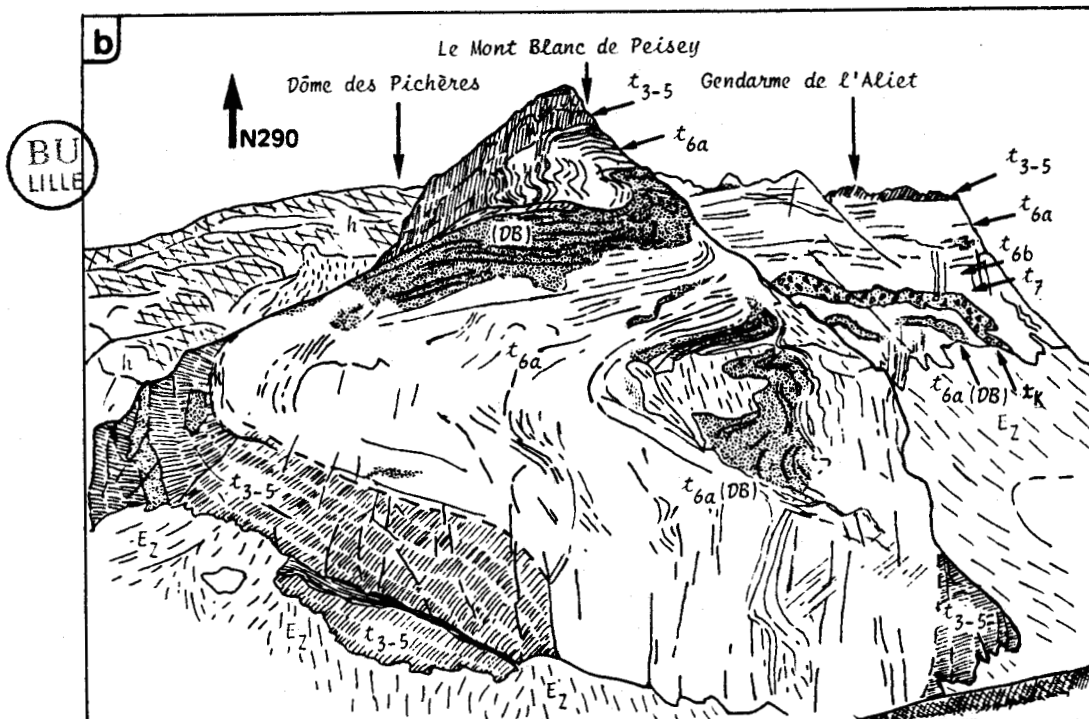
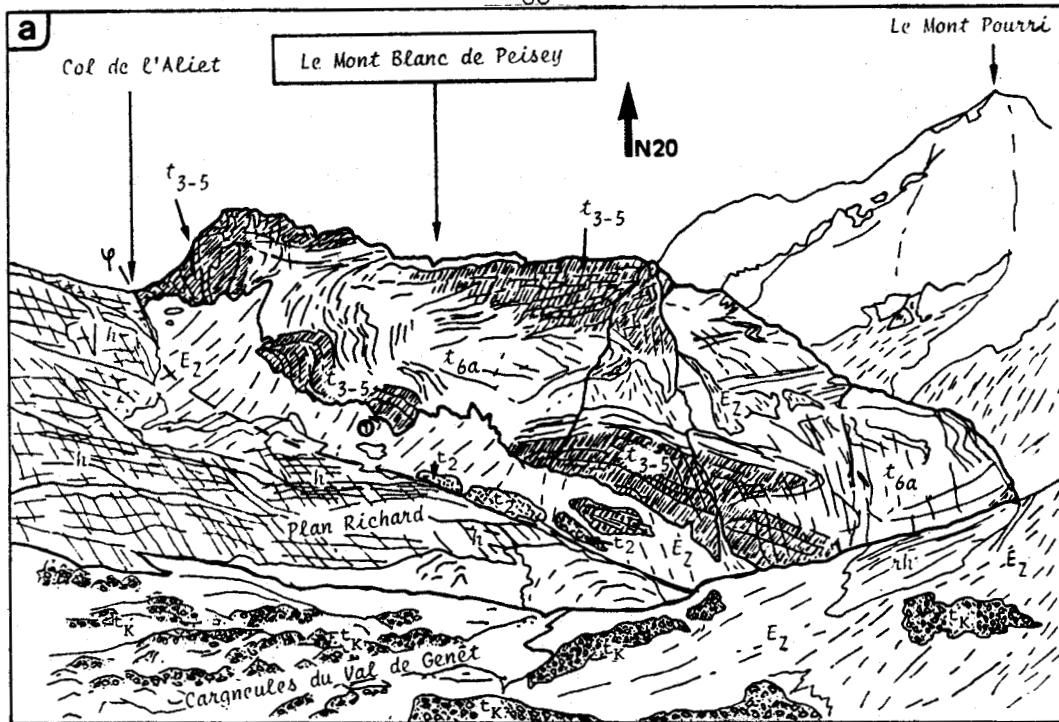


Fig. 53 - Vue d'ensemble du Mont Blanc de Peisey.

a : depuis l'Aiguille de Bacque ; b : depuis le lac du Plan de la Grassaz (retombée WNW des Rochers Rouges).

Légende : h (croisés) : Carbonifère indifférencié du Plan Richard et du Dôme des Pichères ; rh : Permocarbonifère ; t₂ : cagneules du Werfénien supérieur ; t₃₋₅ (hachures obliques) : Anisien (séquences 1 à 5) ; t_{6a} : Ladinien inférieur (séquences 6 et 7) ; t_{6b} : Ladinien supérieur (séquences 8 et 9) ; t₇ : Carnien ; t_K : cagneules d'âge présumé Keuper ; D_B : horizon repère de dolomies blanches formant généralement la séquence 7, régressive, du cycle II, c'est-à-dire le Ladinien inférieur (t_{6a}) ; E₂ : éboulis vifs ; G₂ : glaciaire récent ou historique. Toute la base du massif a été parcourue, mais non les sommets.

bancs métriques et plurimétriques, formant des ensembles de bancs séparés par des niveaux essentiellement dolomitiques à couleur dominante jaune.

Après les premiers bancs de calcaires vermiculés on observe toujours la succession suivante (sur 7 à 8 m), à de petits détails près : des dolomies grises à rares accidents calcareux, des marnocalcaires noirs schistosés, des calcaires noirs et des brèches dolomitiques grises à éléments décimétriques de marnocalcaires et de calcaires.

Au SW de Pralognan, sur le versant ouest de l'Aiguille du Fruit et le versant nord de la Roche Nue, E. Jaillard (1984) a remarqué que les dolomies jaunes sommitales de la séquence 2 renferment des niveaux schisteux verts, auxquels il attribue une origine lagunaire possible, et des niveaux de brèches de dessiccation. Seuls les niveaux schisteux verts sont présents au Nord du Vallonnet. Les dolomies sont rarement bréchiques.

L'interprétation classique (A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975 et 1977) que l'on peut ici reprendre est celle de dépôts en milieu lagunaire confiné, légèrement sursalé où les organismes fouisseurs et en particulier les crustacés décapodes ont causé les bioturbations.

- La séquence 3.

Séparée de la précédente par un niveau d'émersion généralisée ou supposé tel, cette séquence montre, outre quelques récurrences de calcaires vermiculés identiques à ceux de la séquence 2, des alternances de calcaires gris et de dolomies sombres parfois siliceuses (comme sur la falaise NW de la Séchette, fig. 51). Cette séquence contient probablement le niveau à *oligoporelles* et le niveau à *Worthenia hausmanni* dont des blocs ont été découverts au Cirque du Creux Noir (éboulis autour de 945,7 - 353,3) par F. Ellenberger (1958). Le niveau à *oligoporelles* (nombreuses dasycladacées et petits gastéropodes ?, échantillon B81-196) a été localisé dans les calcaires vermiculés de la coupe du Col Noir (fig. 51). Le type de dépôt est le même que précédemment (A. Baud et J. Mégard Galli, 1975 et 1977) avec intercalation de dépôts calcarénitiques qu'on interprète comme des dépôts de tempête.

L'échantillon B81-182 (falaise NW de la Séchette) provient d'une dolomie blanchâtre à patine jaune ocre à éléments ferrugineux noirs, qui en lame mince, révèle dans les niveaux noirs : chlorite + ankérite + amphibole bleue (glaucophane) + micas incolores + hématite + oxydes de fer divers (ilménite?). Cet apport ferromagnésien très localisé reste inexplicé. L'observation de l'ensemble des lames minces taillées dans l'Anisien s'est montrée décevante : aucune trace de microfaune n'a été découverte et la part réelle des minéraux synorogéniques, des minéraux originels ou diagénétiques n'a pu être clairement établie.

- La séquence 4.

La séquence 4 n'est bien visible que sur la retombée nord de l'Aiguille des Aimes et de l'Aiguille Noire (fig. 54). Elle se compose de calcaires francs gris clair à intercalations dolomitiques blanches, rares à la base puis fréquentes au sommet. Vers le sommet de la séquence, on trouve un horizon très constant à silex allongés, avec quelques figures de bioturbations (c'est le "banc à silex" de F. Ellenberger, 1958). Le milieu de dépôt envisagé est celui d'un estran (tidal flat) à influence marine d'assez forte énergie (A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975 et 1977 ; E. Jaillard, 1984).

Au niveau du chaînon du Mont Bochor, seuls quelques bancs de calcaires gris peuvent être attribués au début de la séquence 4 dont ce seraient les seuls témoins.

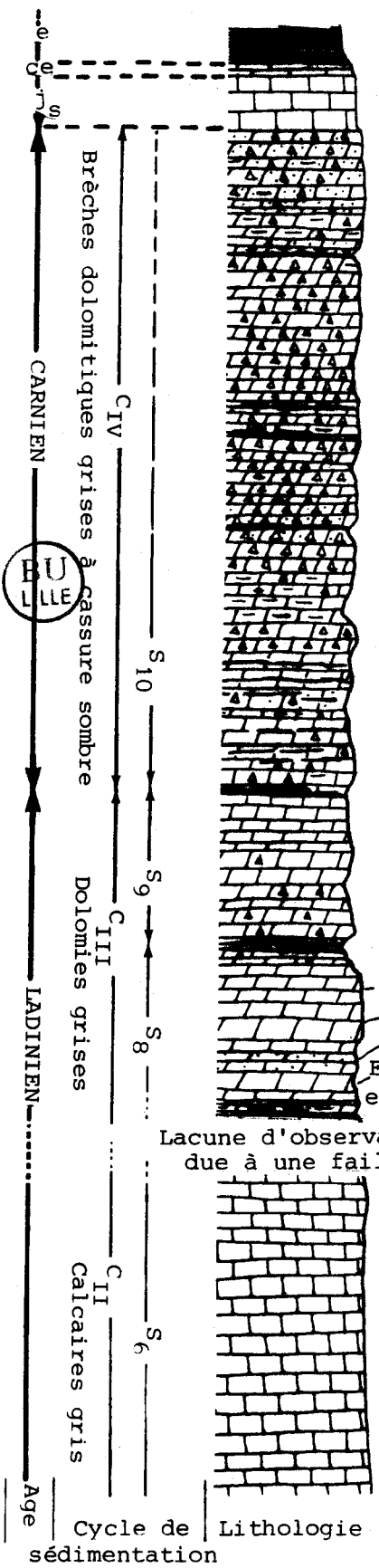


Fig. 54 - Colonne stratigraphique schématique du Trias de l'Aiguille des Aimes et de l'Aiguille Noire.

Les figurés sont les mêmes que ceux de la figure 51 avec en plus :

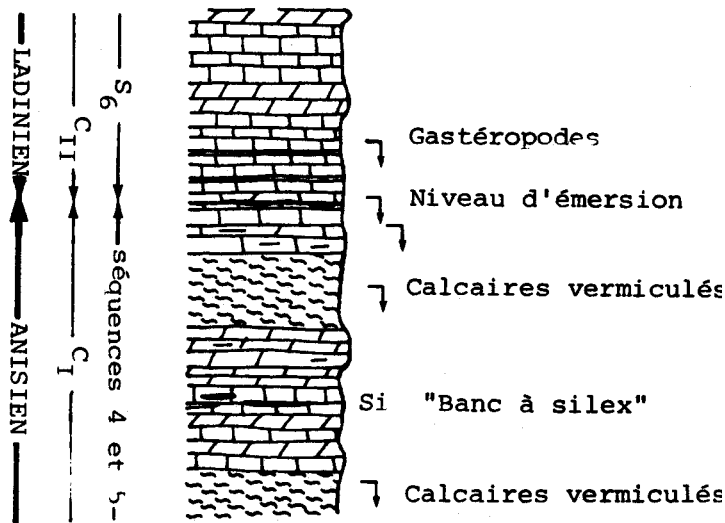
- Brèches dolomitiques principalement d'âge carnien .
- Si : silicifications, : bioturbations.

niveau d'emersion?

Remarque : au niveau de la coupe, la séquence 7 (du cycle II) constituée d'une barre de dolomies blanches n'affleure pas. Cette disparition n'est due qu'à des causes tectoniques. Latéralement, les dolomies blanches réapparaissent.

En crines
Si
Si
En crines bioclastes et lamellibranches.
Gastéropodes ?
Lacune d'observation due à une faille

environ 10m



E et NE de l'Aiguille des Aimes

NW de l'Aiguille Noire
(prés du Col de la Grassaz)

- La séquence 5.

Elle se compose de calcaires gris sombre bioturbés à faciès de calcaires vermiculés, et de fins niveaux dolomitiques avec quelques accidents argilo-dolomitiques. Une faune à encrines, petits brachiopodes et lamellibranches a été signalée au Mont Coua (SSW de Pralognan) par E. Jaillard (1984). Cette séquence est clôturée par un mince niveau de dolomies très argileuses, orangées à cassure gris clair (ce sont "les schistes orangés") qu'on interprète (F. Ellenberger, 1958 ; A. Baud et J. Megard-Galli, 1975 et 1977 ; E. Jaillard, 1984) comme un niveau d'émersion généralisée.

On rejoint l'interprétation des auteurs précités : le milieu de dépôt est une lagune confinée, riche en matière organique, à nombreux organismes fousseurs au SE de Roche Noire (voir pl. h.t. I), cette séquence présente à son sommet un tapis algaire épais (5 m environ), au sein de dolomies jaunes à orangées.

c) Particularités.

Au Col de la Sache (pl. III, p. 2), on observe une brèche de 5 à 8 m d'épaisseur, à ciment cargneulique et à éléments décimétriques à métriques de dolomie blanche. Cette brèche est interstratifiée dans l'Anisien calcarodolomitique lité (voir p. 27 où elle est considérée comme une cargneule).

Dans les secteurs du Vallon de la Sache et de la Sachette, le Trias subit une nette diminution d'épaisseur et une uniformisation des faciès. Ce Trias a été noté en Anisien car il présente les faciès caractéristiques des calcaires vermiculés et des brèches dolomitiques anisiennes. En un endroit, il pourrait monter dans le Ladinien car certains niveaux, bien que peu épais (5 à 6 m), évoquent la succession dolomie blanche - dolomie grise du Ladinien.

Enfin, sur le bord SW du Vallon de la Sache, l'Anisien est replissé avec des cargneules renfermant des blocs plurimétriques de quartzite blanc. De même, une lentille de quartzite de 5 - 6 m de long ressort des calcaires gris anisiens. Mais l'observation montre que cette lentille a valeur de repli tectonique, écaillé et les blocs de quartzite blanc doivent avoir la même signification tectonique.

3) Le Ladinien inférieur.

Il correspond à l'essentiel du cycle II (fig. 50) subdivisé en deux mégaséquences (séquence 6 et 7), et est nommé formation de Champcella dans toute la zone briançonnaise (A. Baud et J. Mégard-Galli, 1977).

a) Les affleurements.

Les termes ladinien sont absents dans le chaînon du Mont Bochor par le jeu de l'érosion, ainsi que sur la Sauvire. Par contre, sur l'ensemble du Massif de la Vallaisonnay affleurent les formations ladinien complètes ou non. Dans ce dernier cas, elles sont écaillées et se retrouvent souvent en contact avec des horizons de cargneules en apparence stratifiées (voir discussion p. 29). Le Ladinien se poursuit vers l'ENE dans le Mont Blanc de Peisey (voir fig. 53), les Rochers Rouges et le Grapillon des Merles.

b) Lithologie.

- La séquence 6.

Il s'agit de 150 à 200 m de calcaires gris clair, lités (voir fig. 55)

contenant quelques minces bancs de dolomie blanche et quelques accidents dolomitiques. On les désigne sous le terme général de "calcaires rubanés". Les dolomies noires ou brunes qui terminent la séquence idéale (cf. fig. 50) sont ici généralement absentes. Au niveau de la Roche Noire (versants nord et sud-est), elles apparaissent sous forme de dolomie gris brun, légèrement bréchique et de dolomie gris blanc à patine brun ocre ; leur puissance peut être estimée à une vingtaine de mètres. Parfois ces calcaires gris présentent en patine des mouchetures millimétriques blanchâtres qu'on retrouve également sur les éléments dolomitiques de certains niveaux de brèches dolomitiques gris noir du Ladinien supérieur (cycle III). Leur signification reste énigmatique (vestiges fossilifères ?, ex - "bird eyes" ? par exemple). Des minéralisations secondaires minimales de chalcocite (rens. oral, J. Terry), altérée en malachite et azurite, associées à de la calcite blanche ont été observées au SSW de la Roche des Chèvres (altitude 2700 m).

Cette séquence, lorsqu'elle est incomplète, peut être confondue avec les séquences 4 et 5 du cycle I (Anisien). Elle s'en distingue (voir notamment p. 29 in E. Jaillard, 1984) par :

- l'épaisseur et la monotonie de son faciès ;
- la couleur toujours blanche des niveaux dolomitiques rencontrés ;
- la fréquence des indices de haute énergie (par ex. calcarénite à stratifications obliques).

Ainsi que A. Baud et J. Mégard-Galli (1975), on peut interpréter ces sédiments comme des dépôts en milieu légèrement sursalé de zone intertidale s'étendant à l'ensemble du bassin.

- La séquence 7.

Elle se compose de 30 m de dolomies blanches ou cendrées bien litées qui forment la partie régressive du cycle II. Les bancs d'épaisseur décimétrique à métrique, présentent de nombreuses et fines laminations algaires soulignant la stratification, des figures de dessiccation (fentes et brèches à galets plats) ainsi que des pseudomorphoses de cristaux d'anhydrite surtout localisées vers le sommet de la séquence. Les niveaux déposés en milieu fréquemment émergé sont régulièrement envahis de vastes tapis algaires. Ces caractères sont bien ceux mis en évidence dans les autres secteurs Briançonnais (A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975).

4) Le Ladinien supérieur.

Il correspond au cycle III (avec deux mégaséquences S₈ et S₉) épais d'une cinquantaine de mètres, et affleure principalement sur l'ensemble du massif de la Vallaisonnay, le Mont Blanc de Peisey et les Rochers Rouges, et plus au SE dans le chaînon de l'Aiguille des Aimes et de l'Aiguille Noire.

a) Lithologie.

- La séquence 8 (voir fig. 54).

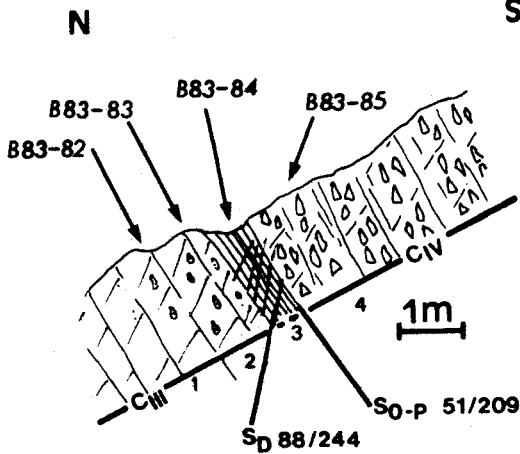
Stratigraphiquement, de bas en haut, on note dans des dolomies grises non bréchiques et souvent sableuses un niveau à silex gris et un niveau à grosses encrines. Ce dernier forme un banc repère de 15-20 cm d'épaisseur où les encrines peuvent être légèrement silicifiées. A la base de la séquence, on trouve un niveau à oncolites au sein de dolomies grises très sableuses. La séquence 8 se termine par deux niveaux argilitiques verts (repérés notamment sur la coupe de l'Aiguille des Aimes, fig. 54). Dans les éboulis au NE de l'Aiguille



Fig. 55 - Observation d'un échantillon de calcaire gris rubané du Ladinien inférieur (B 82-72, 2850 m à l'Est de la Pointe de la Vallaisonnay).

- 1 : calcilitute à calcarénite - 2 : calcaire gris recristallisé - 3 : dolomie à patine jaune sale et à cassure blanche - 4 : fente d'extension à calcite blanche spathique - 5 : stratifications obliques - 6 : microfaille inverse synsédimentaire de tassement.

remarque ; un léger glissement banc sur banc a pu intervenir à la faveur des fins niveaux dolomitiques dont seuls les plus importants ont été reportés.



S Fig. 56 - Coupe de détail du passage du cycle III (Ladinien supérieur) au cycle IV (Carnien inférieur) à la Pointe sud de la Vallaisonnay (altitude 2930 m).

On observe - 1 : dolomie gris noir saccharoïde, avec de rares filets discontinus de phyllites gris blanc - 2 : dolomie grise à encrines siliceuses et joints silicifiés - 3 : niveau schisto-dolomitique gris blanc à patine ocre pâle - 4 : brèche dolomitique grise, patine gris clair, monogénique à éléments anguleux à sub-anguleux avec cependant dans la matrice de rares filets phylliteux

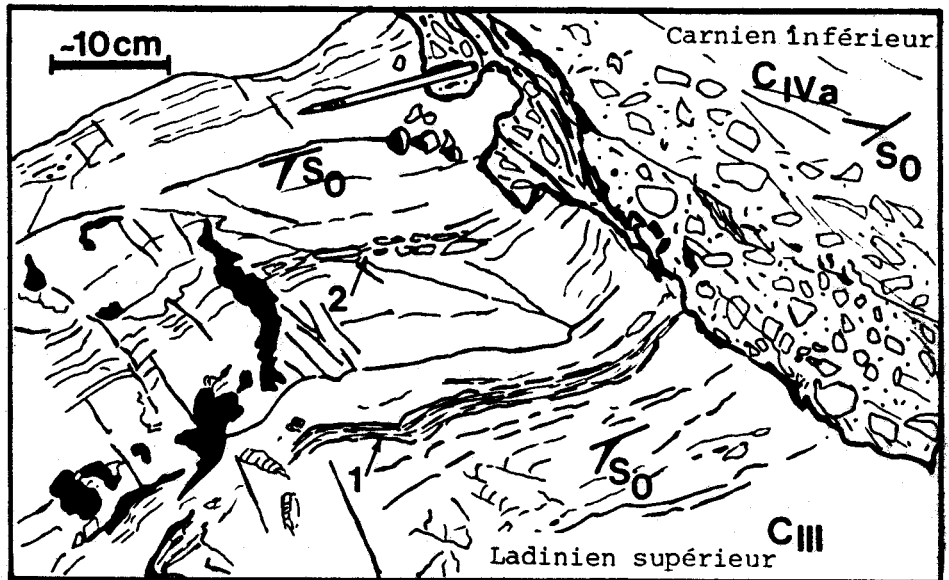


Fig. 57 - Discordance angulaire des brèches dolomitiques à cassure noire du Carnien inférieur (C_{IVa}) sur les dolomies grises litées du Ladinien supérieur (C_{III} , séquence 9).

- 1 : laminations algaires au sein des dolomies grises - 2 : horizon bréchique à galet mou.

Dans le Ladinien supérieur : So = 81/174 et So = 80/172

Dans le Carnien inférieur : So = 25/013

des Aimes, on trouve une dolomie grise à nombreux gastéropodes silicifiés blancs. Ce niveau n'a pu être retrouvé en place (échantillon B82-101).

- La séquence 9.

Au-dessous des niveaux argilitiques, les dolomies grises, litées, en bancs décimétriques, deviennent plus sombres et moins sableuses. Des passées bréchiques apparaissent, ces brèches ne doivent pas être toutes attribuées aux phénomènes de dessiccation. On note également, à proximité de brèches à galets mous, quelques laminations algaires ainsi que quelques microfailles syn-sédimentaires n'excédant pas 0,50 m de longueur et dont le rejet toujours normal, reste faible.

Pour A. Baud et J. Mégard-Galli (1975 et 1977), la mégaséquence 8 correspond à une ouverture sur le milieu ^{médian} avec diversification des faunes et flores fossiles (myophories, éponges, brachiopodes, crinoïdes et algues calcaires, tous retrouvés sur le terrain, mais non déterminables spécifiquement) dans des niveaux de moyenne à haute énergie. Et c'est par la mégaséquence 9 avec ses niveaux régressifs que s'achève la première grande plate-forme carbonatée du Trias briançonnais.

b) Le passage aux brèches dolomitiques carniennes.

Généralement, il se fait par l'intermédiaire d'un niveau argilo-dolomitique à patine orangée (fig. 54 et 56).

Au SE de l'Aiguille de Bacque, le Carnien présente une remarquable discordance stratigraphique (fig. 57) sur le Ladinien supérieur (cycle III terminal) constitué de lits décimétriques de dolomie grise. Le caractère stratigraphique du contact est marqué par le remplissage d'anfractuosités du Ladinien supérieur par les brèches du Carnien inférieur. La discordance angulaire atteint 60 à 75° et le niveau argilo-dolomitique qui marque le passage est ici absent. Sur le secteur étudié, c'est le seul indice de l'instabilité carnienne par ailleurs largement reconnue.

E. Jaillard (1984, p. 46) qui a travaillé sur les unités briançonnaises de la Vanoise occidentale au SW de Pralognan, a montré au Roc des Eaux Noires et au Mont Coua, l'existence d'une importante tectonique cassante distensive qu'il a dénommée "crise carnienne" (voir aussi Sud du Col de Chavières, G. Détraz, 1984). Comme E. Jaillard (1984, p. 46) l'a justement écrit, le caractère très localisé de la déformation (ici réduit au SE de l'Aiguille de Bacque) laisse supposer non pas une tectonique de couverture mais des jeux de blocs (panneaux basculés) à la limite desquels s'est concentrée la déformation. Dans ces conditions, les discordances sont tout à la fois marquées et localisées.

5) Le Carnien inférieur.

J. Mégard-Galli et A. Baud (tabl. III, p. 242, 1977) ont attribué l'essentiel des brèches dolomitiques de l'Aiguille des Aimes au cycle IV (CIVa) qu'ils assimilent à une période tectoniquement instable. Le cycle CIVa représente à peu près le Carnien inférieur. On peut étendre cet âge aux brèches dolomitiques du massif de la Vallaisonnay.

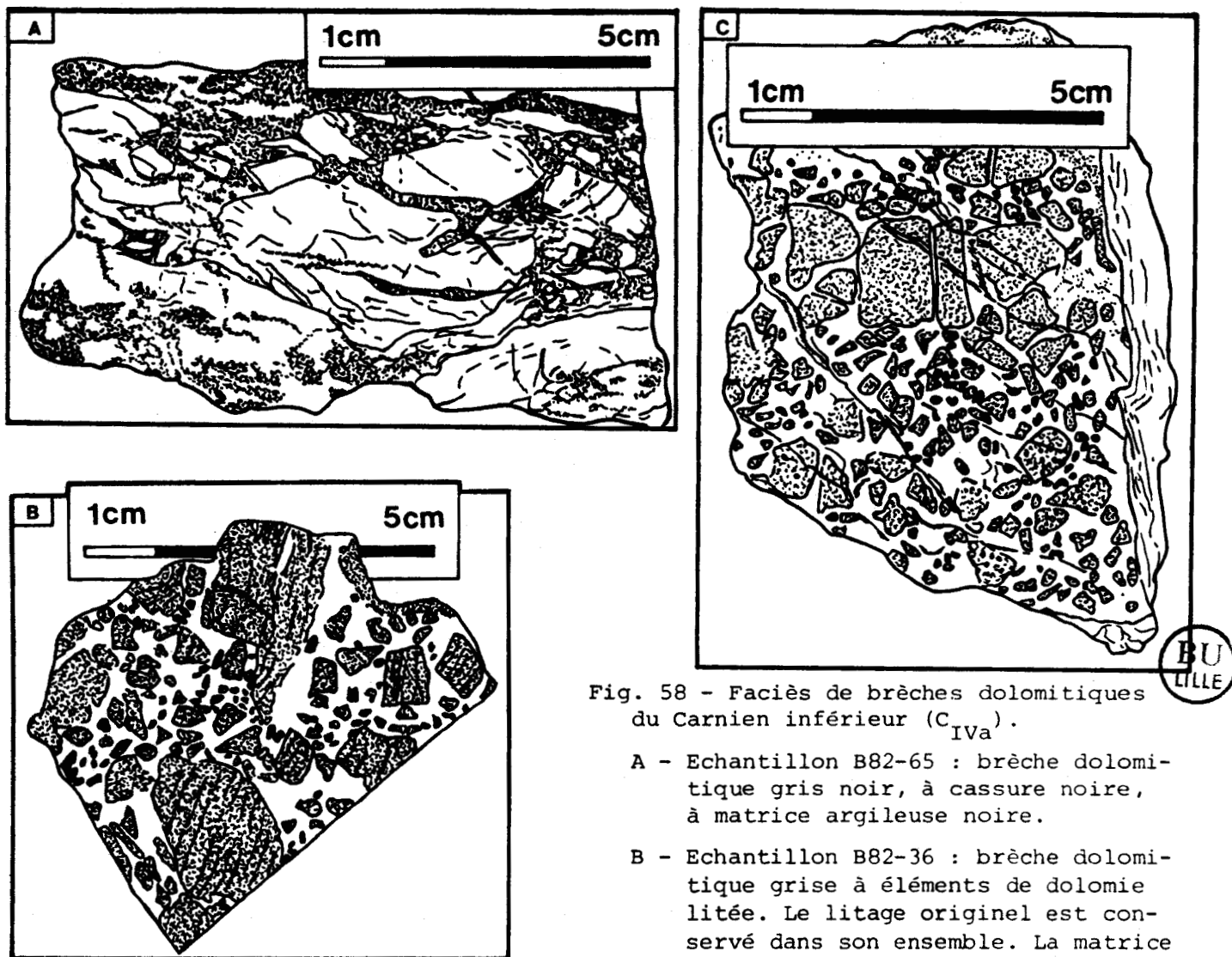


Fig. 58 - Faciès de brèches dolomitiques du Carnien inférieur (C_{IVa}).

A - Echantillon B82-65 : brèche dolomitique gris noir, à cassure noire, à matrice argileuse noire.

B - Echantillon B82-36 : brèche dolomitique grise à éléments de dolomie litée. Le litage originel est conservé dans son ensemble. La matrice gris clair est une dolomie micritique finement sableuse.

C - Echantillon B82-81 : brèche dolomitique à éléments angulaires, très purs de dolomie gris foncé. Sur les galets on observe quelques petits granules blancs millimétriques (bird eyes ?).

a) Lithologie.

Les faciès du Carnien inférieur (C_{IVa}) sont très monotones (voir fig. 54). Ce sont essentiellement des brèches dolomitiques à cassure noire souvent monogéniques (fig. 58), à patine claire, marquées par des venues détritiques sableuses et argileuses. Le dépôt se fait en milieu extrêmement confiné, à la limite de la sursalure comme en témoignent en divers points, des traces de cristaux d'anhydrite (A. Baud et J. Mégard-Galli, 1975).

A l'Aiguille des Aimes apparaissent sous formes de lentilles de 3 à 5 m d'épaisseur, des niveaux schisteux noirs à rouge sombre surmontant des grès feldspathiques blancs à gris, derniers témoins du Carnien supérieur - Norien basal ? (C_{IVb} probable ; cf. fig. 50) alors érodé. On peut envisager que ces dépôts azoïques ont même signification et même origine que les lentilles grésoschisteuses de la nappe des Gypses (voir p. 25).

Enfin les cargneules du Carnien supérieur correspondent aux cargneules du niveau gypsifère supérieur déjà étudié (voir chapitre II).

IV. LES SIGNES DE L'ÉMERSION ANTÉDOGGER DU DOMAINE BRIANÇONNAIS.

1) Introduction.

Cette émerision est marquée par la lacune des terrains liasiques, sauf série exceptionnelle, par la discordance des formations du Jurassique moyen et supérieur transgressives sur les termes triasiques sous-jacents ayant subi une érosion variable, par divers filons sédimentaires et karsts, et par les formations continentales de la base du Dogger.

F. Ellenberger (1958) attribua au début du Lias moyen voir même au Lias inférieur, l'âge de l'émerision. Plus récemment E. Jaillard (1984, p. 48 et 49) a proposé un âge du Lias moyen par comparaison avec d'autres régions : ce sont notamment les Préalpes (M. Septfontaine, 1979 ; A. Baud et M. Septfontaine, 1980) où l'émerision a lieu à la fin du Domérien et la région de Briançon (M. Bourbon et al., 1973 ; P.C. De Graciansky et al., 1979) où l'émerision s'effectue au Lias moyen ou (à) supérieur.

Les observations recueillies sur l'unité de Grande Motte (cf. chap. II, III) ne permettent pas de mieux préciser l'âge de l'émerision, néanmoins on peut admettre que les terrains de l'unité de la Grande Motte auraient émergé au moins localement, à la fin du Lias supérieur pour permettre le dépôt discontinu des quartzites considérés comme des dépôts détritiques continentaux par F. Ellenberger (1958) et attribués par lui à un Bathonien inférieur.

2) Les indices.

a) Lacune du Lias et les discordances.

Dans toute la Vanoise, hormis l'unité de la Grande Motte, seule la Pointe de la Réchasse montre 20 m environ de termes que l'on peut raisonnablement attribuer au Lias. En outre, la Pointe de la Réchasse correspond à une klippe tectonique dont la patrie est incertaine (voir discussion p. 179)

Enfin les derniers termes préservés de l'érosion montent à l'Aiguille des Aimes dans un Carnien inférieur (CIV_a) et localement supérieur ? (lentilles de schistes et grès du CIV_b). De même du Norien a été signalé au Roc du Bourget surmonté par le "Dogger" (J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977), celui-ci est daté du Callovien par des ammonites (F. Ellenberger, 1958, p. 225). Partout ailleurs, les termes de base du Jurassique reposent sur des niveaux ladinien ou anisien, voire werféniens (Roche de la Queua, Epéna).

Nulle part on n'observe de discordance angulaire très marquée liée à la lacune du Lias ; par contre les discordances cartographiques sont indubitables comme l'a souligné F. Ellenberger (1958). En Vanoise septentrionale, à l'intérieur d'un même chaînon, ces discordances cartographiques sont moins marquées. Ainsi du Mont Bochor jusqu'à la Séchette et au Col des Schistes, les formations transgressives du "Dogger-Malm" surmontent toujours environ 100 m de carbonates anisiens. Cependant dans le détail, on note une érosion plus active vers l'Est (donc ici vers la Séchette). Par ailleurs les Aiguilles de l'Epéna montrent une discordance cartographique du Jurassique supérieur sur l'Anisien et sur les quartzites blancs du Werféniens inférieur qu'il remanie. Les terrains du massif de la Vallaisonnay ne dépassent jamais (à l'exception de l'Aiguille des Aimes) le Carnien supérieur (représenté par des cargneules). Ils ne peuvent ainsi montrer de discordances cartographiques sauf au niveau de

l'Aiguille des Aimes. Là, lorsqu'il subsiste du Carnien supérieur (grès feldspathiques et schistes) on ne retrouve pas les termes apparentés au Dogger mais directement les calcaires ivoirins du Malm. On peut en déduire l'existence d'un relief à cette époque entraînant des retards dans la reprise de la sédimentation et/ou des différences dans la nature des dépôts. Les âges (Dogger et Malm) attribués à des faciès précis sont alors arbitraires. A l'Aiguille des Aimes, J. Mégard-Galli et A. Baud (1977, tabl. III, fig. 242) réduisent localement l'ensemble du Carnien inférieur (CIVa) à 20 m d'épaisseur. D'après mes observations, il subsiste cependant toujours de 10 à 60 m de Carnien inférieur ; l'érosion des terrains augmentant à la fois vers l'Est et vers l'Ouest en épargnant relativement le centre du chaînon.

En Vanoise méridionale, les discordances cartographiques sont plus nettes. Elles ont déjà été décrites par F. Ellenberger (1958) puis par E. Jaillard (1984, p. 49) qui a souligné que pour le chaînon Roc de la Vallette - Petit Marchet la différence d'érosion du Nord au Sud atteint 300 m et qui a écrit que "du Grand Marchet (partie est) à l'Arcelin (en allant donc vers l'Est), l'érosion augmente d'environ 150 m (ce qui implique un pendage moyen vers l'Ouest des formations triasiques avant la transgression du Dogger)".

b) Estimation des érosions.

Pour apprécier l'importance des termes érodés, il faut admettre que les dépôts triasiques ont eu des épaisseurs relativement constantes sur l'ensemble des séries étudiées. Ceci n'est pas nécessairement exact.

On peut avancer qu'il y eut pour l'ensemble de la région, des dépôts quasi-certains de l'Anisien au Carnien inférieur, et d'autres dépôts dont l'extension générale est moins assurée du Carnien supérieur (ainsi à l'Aiguille des Aimes) et du Norien moyen et supérieur (visible dans l'unité de la Grande Motte et au Roc du Bourget selon F. Ellenberger, 1958 ; J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977). Cela donne environ 1000 m de séries carbonatées triasiques (900 m si l'on ne prend pas en compte les faciès noriens).

En partant de 1000 m du Trias carbonaté, les terrains enlevés, et les surrections subies au moins égales aux épaisseurs de ceux-ci, peuvent être évalués à :

- 850 à 900 m du Mont Bochor au Col de la Séchette ;
- 1000 m au moins sur la retombée nord des Aiguilles de l'Epéna ;
- 100 m ou moins pour le massif de la Vallaisonnay et ses prolongements ;
- 100 à 650 m pour l'ensemble de la Vanoise méridionale, selon les séries considérées. Pour la Roche de la Queua et le Plateau de la Réchasse, ce sont plus de 1000 m de terrains enlevés (absence totale du Trias carbonaté).

En Vanoise méridionale, les discordances angulaires sont notables à l'intérieur d'un même chaînon (10° au sommet est du Grand Marchet selon E. Jaillard, 1984). Le dépliage des structures plicatives (relativement conforme à ce qu'a proposé E. Jaillard, 1984) montrerait une augmentation initiale de l'érosion vers le Sud et le SE (c'est-à-dire actuellement vers le Nord et le NE).

En Vanoise septentrionale, les variations du degré d'érosion, presque nulles à l'intérieur d'un même chaînon, sont fortes et brutales lorsqu'on passe d'un chaînon à un autre, et les flexures ou structures plicatives anté-Dogger s.l. n'existent pas. Comme l'a noté E. Jaillard (1984, p. 49 et 51) cela milite en faveur d'une disposition en vastes panneaux basculés et séparés par des failles selon des modèles bien mis en évidence ailleurs (J.C. Barféty et al., 1979 ; M. Lemoine et al., 1981 ; T. Dumont, 1983). Les failles anté-bathonniennes ne sont plus directement observables mais déduites des observations précédentes.

Au niveau du Col des Schistes, une faille reprise ultérieurement par la tectonique alpine, a pu jouer en remontant de plus de 100 m les terrains triasiques situés à l'Est (Epéna, Pointe de la Glière) par rapport à ceux plus occidentaux (La Séchette, Le Vallonnet) (voir problème tectonique de ce secteur, p. 175).

Tout le long de la haute vallée de Champagny, une ancienne faille latitudinale a pu rejouer, préservant de l'érosion tout le massif de la Vallaisonnay à l'inverse du chaînon Mont Bochor-Epéna. Dans ce cas il faut admettre préalablement que les séries triasiques de la Vallaisonnay n'ont subi que des déplacements modérés. La même explication pourrait être avancée pour la limite Vanoise septentrionale - Vanoise méridionale.

Enfin, au Grand Marchet (versant nord) E. Jaillard (1984, p. 50) a signalé : "une faille probable, mais masquée par les éboulis aurait produit un décalage d'environ 300 m, entre la partie ouest où ne subsiste sous le "Dogger" qu'une trentaine de mètres de CII (Ladinien inférieur) et la partie est où le Carnien inférieur est préservé".

c) Les filons sédimentaires.

1. Les affleurements en Vanoise septentrionale.

Ils se localisent principalement dans le secteur du Mont Bochor où l'on trouve dans les séquences anisiennes de nombreux filons "karstiques" à éléments phylliteux et metabauxitiques. Leur composition aluminosilicatée, reconnue (F. Ellenberger, 1958 et B. Goffé, 1977) a été vérifiée par l'analyse géochimique de deux échantillons (voir fig. 59) prélevés au SE du Mont Bochor (altitude 1925 m).

A l'affleurement, les deux échantillons analysés se présentent sous la forme d'un niveau noir, parfois schisteux, plissé isoclinalement (?) et pouvant atteindre 20 cm d'épaisseur au sein d'un calcaire spathique gris à gris foncé. Entre les deux, on peut trouver un niveau bréchique millimétrique, riche en oxydes de fer, rouille à gris.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Sr	V	Rb	Total
BS1-28a	36,05	27,24	11,34	0,02	0,8	7,04	2,00	5,61	1,23	0,06	9,09	241	122	111	<10	158	236	209	158	100,48
BS1-28b	32,42	25,06	9,9	0,03	0,7	10,01	1,82	5,16	1,25	0,78	12,16	225	24	108	<10	122	263	214	127	99,89

Fig. 59 - Analyse géochimique de deux échantillons provenant d'un filon sédimentaire infiltré dans l'Anisien.

On note la grande importance de la phase aluminosilicatée potassique, qui dans les autres échantillons du Trias ou du Jurassique a des valeurs beaucoup plus faibles (SiO₂ compris entre 0 et 7% ; Al₂O₃ entre 0 et 3,4% ; K₂O entre 0 et 0,65%)

En lame mince l'encaissant calcitique présente au niveau des épontes de nombreuses phyllites, mais aussi des chlorites ainsi qu'un mince filet d'oxydes. Des galets millimétriques constitués de calcite et carbonates brunissants sont disséminés dans le filon. Ceux-ci peuvent provenir d'un simple remplissage de fissure ouverte (lors de la transgression jurassique) ou avoir été arrachés aux épontes calcaires. Pour l'essentiel, la matrice du filon est à grain très fin, rendant les minéraux aluminosilicatés indéterminables au microscope optique. Cette matrice finement phylliteuse est affectée par une légère foliation oblique aux épontes. Dans certaines lames, cette foliation est très marquée et est reprise par une schistosité qui évolue en strain slip

irrégulier. Par ailleurs, les seuls minéraux reconnus sont du chloritoïde en rosettes et bâtonnets avec des auréoles décolorées, des taches diffuses d'épidote (clinozoïsite notamment), quelques quartz microscopiques, des plages très riches en tourmaline et des nuages diffus d'oxydes de fer aux contours hématitisés.

Vers le Nord et le NW du Mont Bochor, ces filons sédimentaires se présentent sous la forme de véritables passées schisteuses vertes, épaisses de 50 à 70 cm. Il en est ainsi à la fenêtre EDF des Darbelays (1520 m d'altitude) où les lames minces ne font ressortir de la matrice aluminosilicatée que quelques tourmalines, des rosettes et gerbes effacées (pseudomorphoses ?) de chloritoïde et des taches d'épidote. La lame mince B81-36 dans un niveau schisteux similaire est plus complexe. Dans l'encaissant alternent de grandes plages monocristallines de calcite et de petits cristaux très déformés de calcite. L'éponte montre un fin matériel phylliteux à cubes de pyrite aux contours hématitisés, des petits bâtonnets de chloritoïde et de clinozoïsite (rare), puis on passe à une véritable chloritoïdite homogène, totalement cristallisée. Entre la chloritoïdite et les niveaux phylliteux schistosés, on note parfois des fissures n'excédant pas 0,2 mm d'épaisseur (constituées de plages monominérales de cookéite à allongement cristallin perpendiculaire à la fente (fig. 60).

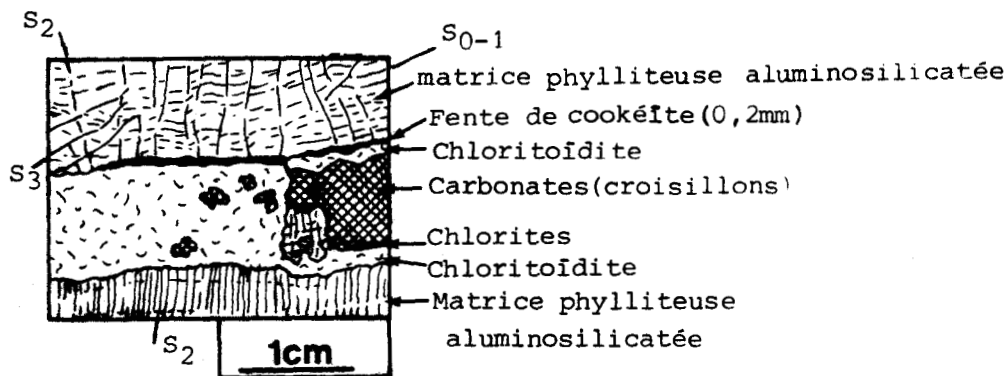
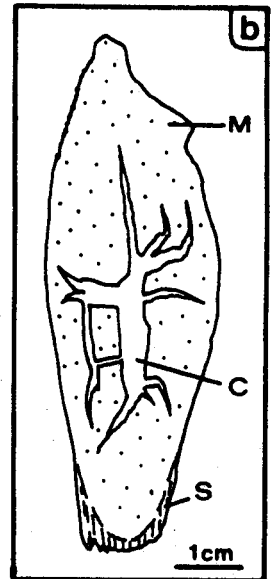
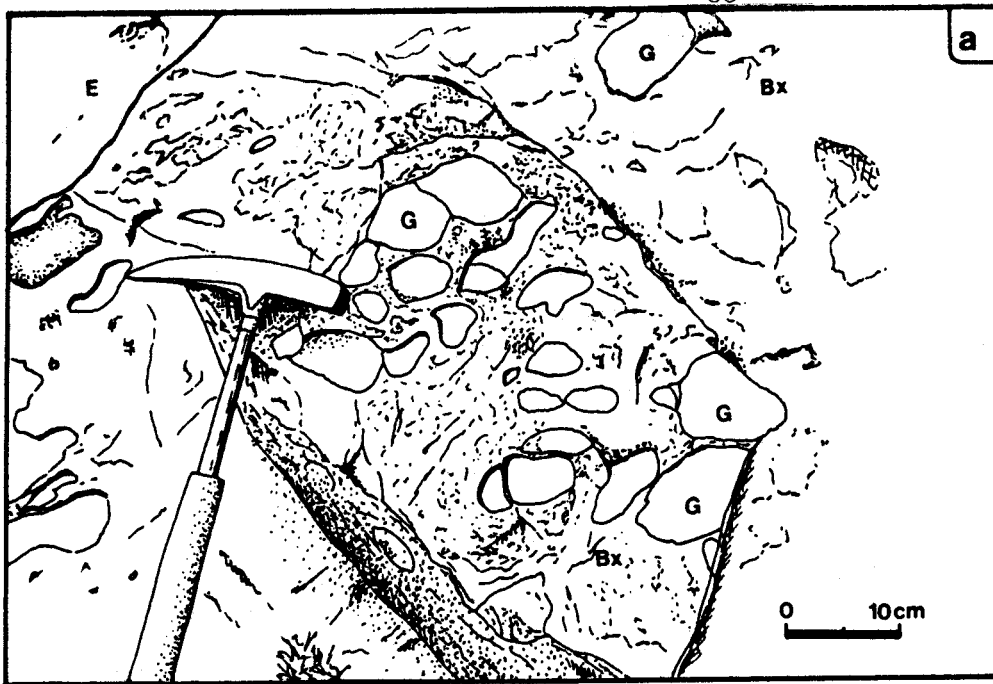


Fig. 60 -Détail de lame mince de l'échantillon B81-36.

Vers l'Est, c'est-à-dire au Vallonnet et à la Séchette, les filons sédimentaires sont moins schisteux, à matériel metabasaltique plus évolué ou à matériel finement quartzomiacé. Les filons traversent indifféremment les dolomies et calcaires anisiens mais ils se parallélisent le plus souvent à la stratification dans les dolomies. Par contre dans les calcaires se développent des réseaux denses de fractures pouvant affecter ou non les joints de stratification dans les calcaires, mais pas dans les dolomies (?). Ce sont les pseudobrèches karstiques dans la terminologie de A. Baud, H. Masson et M. Septfontaine (1979). De même on note que les niveaux filoniens schisteux se localisent préférentiellement dans les dolomies.

2. Les autres affleurements de filons sédimentaires connus.

Ils sont étendus à l'ensemble de la couverture carbonatée de Vanoise. En Vanoise occidentale, ils apparaissent dans le Massif de la Portetta (voir fig. 61 sur un secteur étudié par B. Datcharry, 1982) et dans les chaînons situés plus au Sud, principalement dans les massifs du Roc des Eaux Noires, de l'Aiguille du Fruit, du Rateau, du Sécheron et du Roc Merlet, décrits par F. Ellenberger (1958) et plus récemment par E. Jaillard (1984).



Ech. BDy 134

Fig. 61 - Galets dans le niveau bauxitique au pied nord de l'Aiguille d'Août (a) et détail d'un galet (b) in B. Datcharry (1982, p. 13).

a - Bx : metabauxite (sédiment hyperalumineux) très schistosée, de couleur lie de vin - G : galet calcaire peu schistosé - E : éponte triasique (calcaires gris rubanés du Ladinien inférieur). Ces bauxites constituent le remplissage d'une poche karstique dont les épontes triasiques ont été colorées en rose et vert pâle, sur une épaisseur de 10 cm, par diffusion et imprégnation.

b - galet isolé - C : calcite spathique - M : marbre de couleur lie de vin - S : metabauxite schistosée de couleur rouge lie de vin marquant la schistosité So-1.

Les craquelures diagénétiques sont remplies de calcite blanche recristallisée.

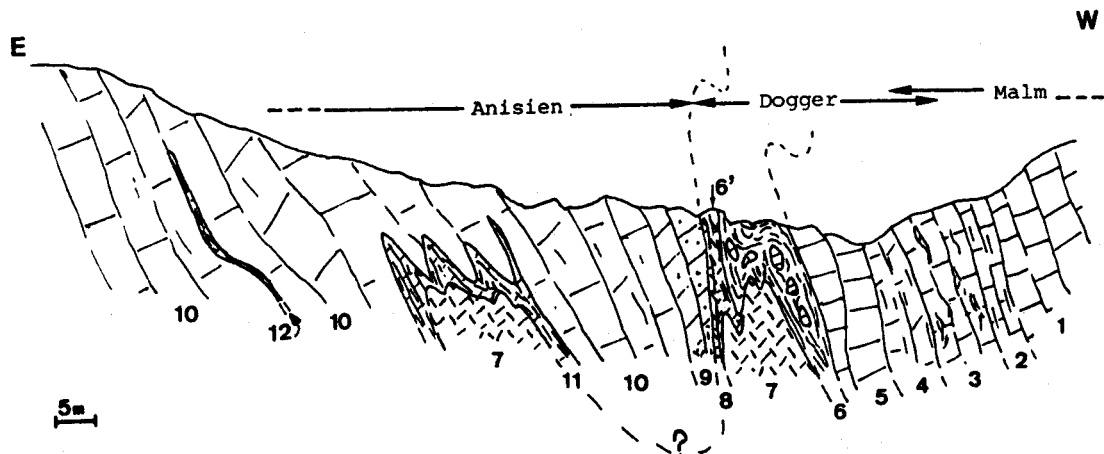


Fig. 62 - Coupe de détail de l'Anisien au Malm, levée au ressaut nord limitant la Combe des Flars (Pas de l'Ane, altitude 2200 m).

- 1 : calcaire gris blanc (20 m plus à l'Ouest on trouve les marbres gris clair siliceux du Malm) - 2 : calcaire gris, légèrement schistosé - 3 : calcaire gris à veinules anastomosées de dolomie jaune sale - 4 : calcaire dolomitique gris, assez schistosé - 5 : calcaire gris clair, massif, peu dolomitique - 6 : galets de calcaire gris sombre, allongés et aplatis, noyés dans une fine matrice phylliteuse à chloritoïde - 6' : calcaire gris avec filets anastomosés d'un matériel de type bauxite ; par endroit on soupçonne l'existence d'une brèche de remaniement - 7 : poche de metabauxite verdâtre - 8 : départ possible depuis 7 d'un filon à matériel bauxitique - 9 : dolomie blanche, patine grise à nombreux petits joints de dolomie jaune, siliceuse. Cette dolomie s'effile vers le bas et l'on trouve de nombreux joints chloritoïdiques verts - 10 : calcaire gris, faiblement phylliteux et dolomitique aux joints - 11 : calcaire gris à gris brun avec filet rouge vif et vert, chloritoïdique - 12 : même niveau à chloritoïdes dispersés. C'est plutôt un filon sédimentaire infiltré qu'un pli très laminé, car les calcaires anisiens ne paraissent pas affectés par une tectonique en plis laminaires.

En Vanoise méridionale, les phénomènes sont comparables comme l'indique la coupe de la figure 62 levée au pied nord du Roc de la Vallette. Dans la nomenclature établie par A. Baud, H. Masson et M. Septfontaine (1979) on peut assimiler le niveau 12 à un sillon karstique ou filon-couche, les niveaux 7 et 11 associés dans la partie est de la coupe, à des poches simples (provenant de dissolutions à partir de fractures souvent mal visibles) et les niveaux 6, 6', 7 et 8 regroupés à l'Ouest de la coupe, à des poches complexes (effets conjugués importants de la tectonique et de la dissolution).

3. Discussion.

On peut répertorier l'ensemble de nos observations selon la nomenclature établie par A. Baud, H. Masson et M. Septfontaine (1979). On trouve dans tous les affleurements de Vanoise et notamment pour le secteur du Mont Bochor :

- 1 : des fissures karstifiées provenant de fractures d'extension faiblement élargies par la dissolution, traversant profondément les sédiments anisiens, avec remplissage par du matériel aluminosilicaté précédé par des encroûtements ferrifères, minces et discontinus ;
- 2 : des pseudobrèches karstiques se localisant préférentiellement dans les calcaires, issues d'un réseau dense de fractures et d'ouverture de joints de stratifications avec dissolution faible ;
- 3 : des sillons karstiques ou filons-couches (parallèles à la stratification) dont l'origine est à rechercher dans une dissolution et une fragmentation des parois.

Ainsi un léger flambage des couches en conditions superficielles va provoquer des fissures et fentes ouvertes, ainsi que des décollements localisés avec ouverture le long des joints de stratification qui sont des plans d'anisotropie constants. Les eaux météoriques vont ensuite provoquer un agrandissement de ces fentes par dissolution. Par ailleurs, on rencontre en Vanoise occidentale (B. Datcharry, 1982 ; E. Jaillard, 1984) mais aussi en Vanoise méridionale (cf. fig. 62) des conduits phréatiques avec surcreusement d'eau vadose (?) ainsi que des poches à tous les stades d'évolution (tectoniques, simples ou complexes).

La composition du remplissage des karsts est assez homogène. Elle se compose d'un mince encroûtement ferrifère discontinu suivi d'un apport de matériel aluminosilicaté assez évolué, notamment à l'Est du Mont Bochor là où l'érosion a été plus intense. Des galets millimétriques (Mont Bochor) à centimétriques (Vanoise occidentale) de calcaire peuvent être enrobés dans la matrice, ils ne sont jamais dolomités.

d) Les dépôts continentaux.

1. Introduction.

Preuve matérielle de l'émersion du domaine, ils correspondent à une partie des couches continentales aériennes ou limniques décrites par F. Ellenberger (1958, p. 283, 294 et 295) notamment les bancs argilitiques verts, les bancs argilo-bauxitiques rouges et les schistes noirs à carpholite. Leur attribution à d'anciennes bauxites est classique (F. Ellenberger, 1958 ; Y.F. Bloch, 1963 ; B. Goffé, 1982). Par ailleurs ces niveaux s'accompagnent à leur base (F. Ellenberger, 1958 ; E. Jaillard, 1984, p. 56) de carbonates continentaux subdivisés en calcrêtes, conglomérats calcaires et paléosols hydromorphes par E. Jaillard (1984, p. 58 à 63) qui y a vu un milieu lacustre confiné de reprise de sédimentation. Ces derniers niveaux n'affleurent pas ou n'ont pas été discernés en Vanoise septentrionale.

2. Affleurements.

La coupe la plus complète est située à 500 m à l'ESE du Col Rosset (au niveau de la cascade du torrent de la Glière, altitude 2180 m). Elle montre de haut en bas en série renversée : - 1 : 1,5 à 2 m d'une dolomie verte à patine grise (Anisien) - 2 : 1 m d'un marbre vert à rose dolomitique à plages micacées rappelant les faciès des calcaires vermiculés anisiens - 3 : 50 à 60 cm de schistes verts à noirs à chloritoïde, passant latéralement à une "chloritoïdite" - 4 : calcaires ankéritiques, à fines veinules de dolomie, et à rares accidents dolomitiques avec des cubes de pyrite et des nodules à structure rayonnante (que l'on pourrait corréliser d'après leur faciès avec les plaquettes calcaréo-dolomitiques du Bathonien moyen de F. Ellenberger) - 5 : passage aux calcaires gris et blancs du Jurassique supérieur.

Au Sud du Mont Bochor d'en Haut (altitude 2130 m), on observe à peu près la même succession, avec notamment des brèches carbonatées synsédimentaires apparemment contemporaines des dépôts aluminosilicatés.

L'épaisseur maximale de ces formations continentales n'excède jamais 1 m.

3. Description lithologique.

On peut reprendre les subdivisions de F. Ellenberger (1958).

- Le banc argilitique vert (ou "banc vert à chloritoïde") n'a été découvert qu'en éboulis au Nord du Lac des Vaches où il se présente, sous l'aspect d'une roche très massive, dure, de couleur verte à gris noir. C'est une fine pâte phylliteuse contenant du chloritoïde en rosettes ou bâtonnets et des galets orientés millimétriques (3 à 5 mm) à inframillimétriques de dolomie et de calcaire (remaniés à partir de l'Anisien ?, sédimentation synchrone des dépôts aluminosilicatés ?). Les "chloritoïdites" rencontrées sur le terrain (Sud du Mont Bochor d'en Haut, cascade du torrent de la Glière) peuvent être incluses dans le banc argilitique vert.

- Les bancs metabauxitiques n'excèdent jamais 0,7 à 0,80 m (plutôt réduits à 0,5 m), et ils sont souvent absents. De couleur vert pâle, rouge sombre à lie-de-vin, ils ne se présentent que rarement sous forme de "chloritoïdites" assez impures. Les principales associations minéralogiques rencontrées dans ces niveaux hyperalumineux ont été définies par B. Goffé et P. Saliot (1977) et analysées en grand détail par B. Goffé (1980, 1982) ; ce sont :

pyrophyllite + diaspore + magnésiocarpholite ± chloritoïde ± paragonite
± chlorite ± muscovite ;

chloritoïde + muscovite + paragonite ± chlorite.

Ces minéraux apparaissent soit dans la masse "bauxitique" sous forme de petits cristaux, soit dans des microfentes en tant que cristaux formés à partir des résidus de lessivage des bauxites (ainsi pour la magnésiocarpholite, la coo-kéite, la pyrophyllite, et le chloritoïde). Les metabauxites peuvent renfermer des brèches carbonatées et des éléments dolomitiques ocre (comme au SW du Vallonnet à 2480 m d'altitude).

- les schistes noirs à minéraux ne dépassent jamais le mètre et n'ont pas de continuité latérale importante. Ces niveaux gris vert à noirs, très friables contiennent une importante matrice phylliteuse aluminosilicatée orientée où les quartz bien que microscopiques apparaissent avec quelques gerbes éparpillées de chloritoïde. On note parfois des cristaux incolores, trapus, brisés par des clivages suborthogonaux correspondant à de la magnésiocarpholite (détermination aux R.X).

4. Discussion.

Ces dépôts continentaux restent très minces en Vanoise septentrionale et s'excluent mutuellement.

On doit envisager :

- une émerision en bloc de l'ensemble sans grandes déformations tectoniques mais avec, d'une part de simples gauchissements (d'où les fissures et fentes que présente le Trias), et d'autre part des basculements de panneaux, liés à des failles dont les traces exactes ne se retrouvent pas ;
- une érosion importante pouvant enlever jusqu'à 900 à 1000 m de série essentiellement carbonatée. On n'a pas de dépôts conglomératiques correspondants, et on doit plutôt envisager une érosion par dissolution ;
- sur la surface d'érosion, localement encroûtée de très minces dépôts ferrifères on a une arrivée brutale de matériel aluminosilicaté qui remplit les fentes ouvertes et les petites dépressions de la surface. Cette conception est liée aux faits suivants :

1- uniformité du dispositif tant pour sa géométrie que pour sa composition ;

2- impossibilité, d'après les analyses géochimiques publiées par B. Goffé (1982), que ce matériel aluminosilicaté soit un produit résiduel de la dissolution des carbonates ;

Le mode réel de mise en place de ces sédiments reste inconnu. Pour F. Ellenberger, ce fut par ruissellement. On pourrait ainsi concevoir l'action conjuguée d'une phase tectonique et d'une crise climatique accompagnées de précipitations importantes en climat hydrolysant (chaud ?) créant des dépôts de sols latéritiques, issus des régions proches. B. Goffé (1982) qui a étudié en détail la géochimie de ces niveaux a considéré les bauxites "comme des sédiments allochtones provenant du remaniement de l'altération d'un socle acide de composition granitique ou périgranitique émergé après le Trias et situé à quelques dizaines de kilomètres des lieux de dépôt", et a avancé la zone d'Acceglio comme aire possible d'alimentation.

Par ailleurs, E. Jaillard (1984) sur la base d'analyses géochimiques effectuées par B. Goffé sur l'ensemble de la Vanoise, a montré un parallélisme entre l'évolution vers le pôle bauxitique du sédiment et l'âge tardif de la transgression jurassique. Ici on ne peut que confirmer la justesse de l'observation.

Le détritisme quartzeux est absent en Vanoise septentrionale. Mais les observations effectuées en Vanoise occidentale sur les quartz de ces niveaux détritiques par E. Jaillard (1984, p. 71 et 72) lui ont suggéré qu'ils étaient issus de la resédimentation d'arènes d'altération sous climat chaud et humide, de formations essentiellement (exclusivement ?) siliceuses non (ou peu) tectonisées et il a proposé la zone d'Acceglio (comme B. Goffé, 1982) comme terme d'alimentation possible.

5. Les minéraux spécifiques des roches hyperalumineuses.

La reconnaissance de ces minéraux sur le terrain n'a été possible que grâce aux conseils et à l'aide de B. Goffé avec qui j'ai recueilli des échantillons comportant de grandes plages centimétriques de magnésiocarpholite en éboulis près des chalets de la Glière).

Echantillon de référence : éch. A. Chan 782 magnésiocarpholite à 80% de Mg (B. Goffé, 1980)		Echantillon B ₁	
I/I_0	dhkl observé en Å	dhkl observé en Å	I/I_0
100	5,66	5,63	100
56	5,02	5,00	60
32	3,429	3,40	40
14	3,243	3,12	30
16	3,005	3,01	60
12	2,829	2,81	40
18	2,738	2,72	20
42	2,598	2,58	40
12	2,395	2,38	20
13	2,141	2,13	10
12	2,042	2,03	10
12	2,009	1,99	30
16	1,929	1,91	20
21	1,847	1,84	20
28	1,688	1,68	20
22	1,673	1,67	20
16	1,664	1,66	15
12	1,639	1,63	10
12	1,626	1,62	10
11	1,609	1,61	10
14	1,508	1,50	20
18	1,456	1,45	10
20	1,435	1,43	15

- . I/I_0 est le rapport de l'intensité de la raie la plus grande
- . dhkl représente la distance interréticulaire calculée à partir de chaque pic

Fig. 63- Données comparatives de la diffractométrie des RX sur 2 échantillons de magnésiocarpholite.

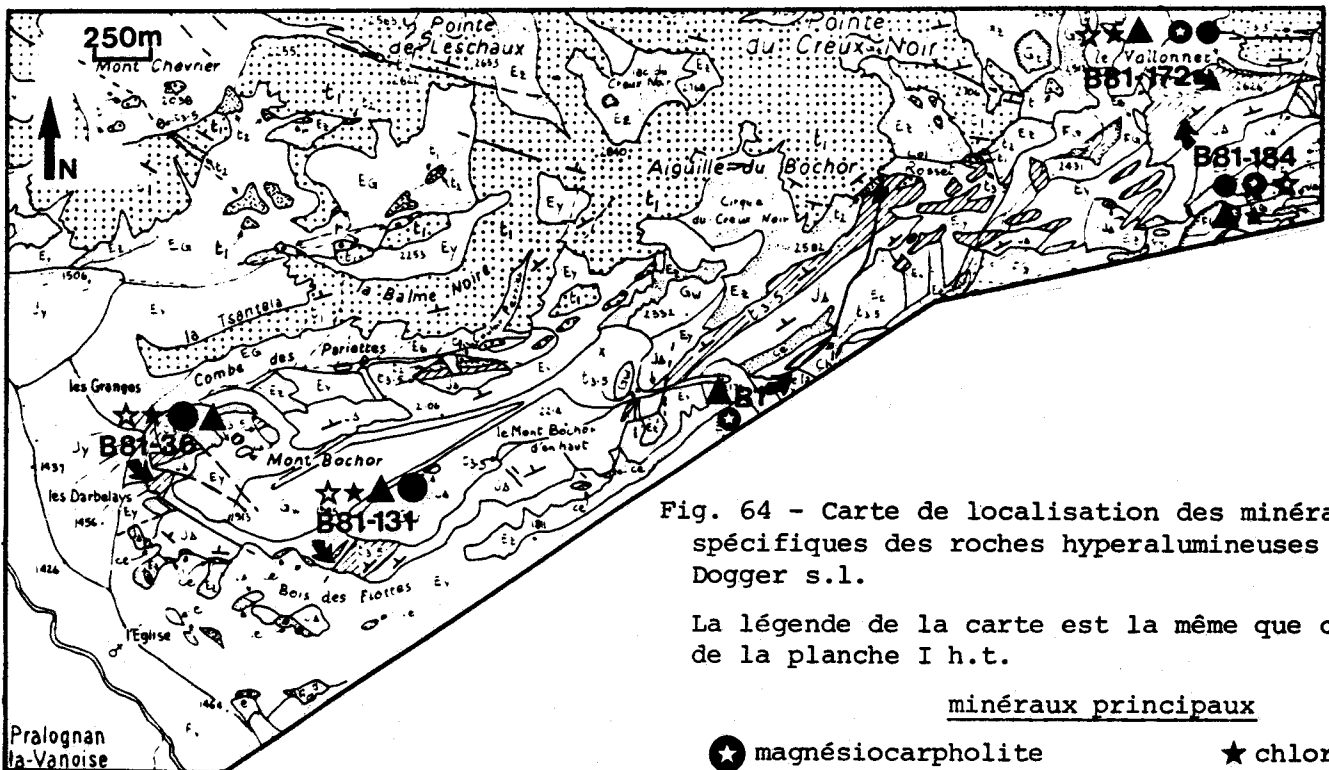


Fig. 64 - Carte de localisation des minéraux spécifiques des roches hyperalumineuses du Dogger s.l.

La légende de la carte est la même que celle de la planche I h.t.

minéraux principaux

- ★ magnésiocarpholite
- ▲ cookéite
- mica blanc
- ★ chlorite
- ☆ chloritoïde

a) Méthodes d'analyses.

La détermination des différents minéraux a été effectuée à partir d'observations microscopiques sur lames minces et au moyen de diffractogrammes de poudre enregistrés sur un diffractomètre C.G.R. (défilement du goniomètre 1 degré en 2 minutes, inertie 5, sensibilité 3.10^2 à 10^3 cp/s, intensité 10 mA, tension 45 KV, anticathode de Cu avec $K\alpha_{Cu} = 1,540 \text{ \AA}$, sans étalon interne). Cette dernière analyse a été menée au laboratoire de cristallographie de Lille I. Pour l'indexation des raies du diffractogramme et le calcul des paramètres, on s'est contenté ici de mesurer les pics pour chaque diffractogramme.

b) Caractéristiques des minéraux.

La magnésiocarpholite ($MgSi_2Al_2O_6(OH)_4$), définie par B. Goffé en Vanoise, est le terme le moins répandu de la série des carpholites de formule $Si_2(Al, Fe^{3+})_2(Mg, Fe^{2+}, Mn)O_6(OH)_4$. C'est la première mention de ce minéral en Vanoise septentrionale. Il se présente (échantillon B₁) en veines correspondant aux anciennes infiltrations des produits bauxitiques dans les fissures, en fibres de 5 à 7 cm de longueur sur quelques micromètres de section, associées par paquets (échantillons B81-172 et B81-184) et fréquemment remplacées par des agrégats phylliteux. L'observation en lames minces s'est révélée difficile, car on n'arrive pas toujours à différencier rigoureusement les micas blancs de la magnésiocarpholite ; j'ai donc axé l'étude sur l'analyse aux R.X. Ainsi la magnésiocarpholite de l'échantillon B₁, provenant des éboulis près des chalets de la Glière d'altitude 2050 m (ces éboulis proviennent de la grande paroi verticale qui remonte jusqu'au Col Rosset; cette paroi présente à sa base un pli couché du Trias d'où vient certainement l'échantillon B₁) a été comparée (fig. 63) à l'échantillon A chan 782 de l'arête est de l'Aiguille de Chanrossa au SSW de Pralognan (B. Goffé, 1980). Les paramètres de ces deux magnésiocarpholites sont très semblables et permettent de conclure à une poudre de magnésiocarpholite à 80% de Mg. La confirmation de l'existence de magnésiocarpholite dans les échantillons B81-172 et B81-184 s'est aussi faite aux R.X, les pics et leurs intensités sont équivalents à ceux de l'échantillon B₁.

La cookeïte, largement répandue en Vanoise (voir B. Goffé, 1977) se présente en remplissage de fente dans les metabauxites du Dogger (échantillon B81-131 du Mont Bochor) ainsi que dans les filons sédimentaires (échantillon 881-36) sous forme de lamelles flexueuses pouvant atteindre 1 cm. Elle correspond (d'après les analyses à la microsonde électronique, effectuées par B. Goffé, 1982) à une chlorite di-trioctaédrique lithinifère de formule $(LiAl_4)(AlSiO_3)_8(OH)_8$. Les paramètres cristallographiques des échantillons analysés varient sensiblement d'une poudre à l'autre, probablement du fait de variations géochimiques comme l'ont déjà souligné B.E. Brown et S.W. Bailey (1962).

Le chloritoïde est l'un des minéraux les plus fréquents des metabauxites. Le chloritoïde est aussi présent dans les filons infiltrés dans le Trias sous-jacent (ex.: éch. B81-36 et B81-172). De formule $(Si_2Al_3)Al(Fe, Mg)(OH)_4$, le chloritoïde se présente généralement en cristaux prismatiques groupés, donnant des gerbes en plaques minces.

Au Mont Bochor, B. Goffé (1982, p. 44), qui a noté une substitution de Al par Fe^{3+} atteignant 7%, a distingué deux groupes de chloritoïde, l'un ayant une substitution nulle, l'autre ayant une substitution maximale.

Parmi les autres minéraux rencontrés, le diaspore est un constituant essentiel des metabauxites, mais la petite taille de ses cristaux en rend difficile l'observation en lames minces. Aux R.X, les pics du diaspore n'ont pu

être reconnus. Les autres minéraux observés dans ce Dogger sont la muscovite, la chlorite, la paragonite, la pyrophyllite, le quartz et des oxydes (B. Goffé, 1977). Il est possible que la lame B81-184 (500 m à l'Est du Chalet des Gardes) présente de rares cristaux de pumpellyite (d'après les observations de J. Terry).

En conclusion, la figure 64 permet de localiser les principaux minéraux caractéristiques des échantillons analysés.

3) Conclusions.

On peut concevoir une émergence quasi générale du domaine étudié au cours du Lias, émergence qui s'est peut-être réalisée et généralisée par étapes successives entre le Lias inférieur et le Lias supérieur selon les secteurs. C'est ce que suggèrent les événements tectoniques successifs ayant eu lieu dans l'unité de la Grande Motte.

Les épaisseurs enlevées par l'érosion varient de 100 à 1000 m environ et nécessitent, en l'absence de structures plicatives, une tectonique cassante en vastes panneaux basculés, soulevés ou effondrés (structure en horsts et grabens). Dans ce dispositif, l'unité de la Grande Motte doit être considérée comme un vaste panneau effondré, situé sous le niveau marin lors du Lias moyen et supérieur.

On n'a pas de dépôts conglomératiques correspondants, et on doit plutôt envisager une érosion par dissolution. Puis le matériel aluminosilicaté est arrivé brutalement en une seule fois, remplissant les fentes ouvertes et les petites dépressions superficielles.

En Vanoise septentrionale le détritisme quartzeux est absent. Selon F. Ellenberger (1958) ces sédiments proviennent d'une zone située à l'Est. B. Goffé (1982) et E. Jaillard (1984) les font venir peut-être de la zone d'Acceglio. L'âge exact de ces dépôts azoïques est mal déterminé (Bathonien inférieur ?).

V. LE DOGGER ET LE MALM. MODALITÉS DE LA TRANSGRESSION JURASSIQUE.

1) Introduction.

C'est M. Gignoux qui admit, à partir de 1923, l'existence du Dogger à Mytilus en Vanoise. Mais ce sont les découvertes fossilifères de F. Ellenberger (1950, 1953, 1958) qui permirent d'établir une échelle lithostratigraphique relativement détaillée du Jurassique moyen et supérieur. F. Ellenberger (1958, p. 283 et 291, repris in E. Jaillard, 1984, p. 56) a distingué les successions suivantes avec de bas en haut :

- 1 : des couches continentales aériennes ou limniques de base, des bancs à chloritoïde (métabauxites) et des schistes noirs à minéraux (attribués au Bathonien inférieur) ;

- 2 : des schistes dolomitiques à pectens et échinides et des lits calcaro-dolomitiques (attribués au Bathonien moyen). Ce sont les faciès typiques du Dogger à Mytilus ;

- 3 : des calcaires noirs fétides (Bathonien supérieur et Callovien inférieur ?)

- 4 : des calcaires clairs massifs du "Malm" (qui débuteraient au Callovien moyen ?).

Plus récemment E. Jaillard (1984) a noté que les termes "Dogger" et "Malm" désignent encore en Vanoise, à la fois des faciès et des étages qui ne sont pas constants dans toute la zone briançonnaise. Il est alors amené à proposer un découpage du Jurassique en quatre mégaséquences sédimentaires (p. 91) qui sont pour la Vanoise occidentale :

- la séquence 0 qui correspond à des dépôts carbonatés continentaux autochtones (Bajocien supérieur ?) ;

- la séquence 1 qui reflète un événement tectonique, mais surtout climatique provoquant la brusque arrivée d'un détritisme quartzeux et/ou alumineux déposé en milieu deltaïque ou aérien ;

- la séquence 2 où un léger événement tectonique a provoqué le retour de la mer sur une partie du domaine. Pour E. Jaillard (1984, p. 91), la séquence transgressive présente des faciès de rivage à la base, et évolue vers un milieu de plus en plus ouvert et profond de plate-forme interne, ce mot étant pris ici dans un sens océanographique et non tectonique (Bathonien moyen à supérieur).

- la séquence 3 où une légère discontinuité sédimentaire enregistre l'ennoyage du domaine avec passage en milieu de plate-forme externe plus ou moins arbritée (sommet du Bathonien ?, Callovien supérieur ?) ;

- enfin le passage à un régime pélagique vraisemblablement peu profond s'effectue (post-Callovien supérieur ?).

En Vanoise septentrionale la séquence 0 n'a pas été retrouvée, ce qui serait à mettre en relation avec l'importance de l'érosion donc de la surrection empêchant tout dépôt sédimentaire précoce. Seuls les termes continentaux alumineux les plus évolués de la séquence 1 (étudiés dans le chapitre précédent) se sont déposés dans le secteur. La séquence 2 est aussi restreinte, la mer n'ayant pas (ou peu) atteint les domaines étudiés. Seule la séquence 3 que E. Jaillard (1984) subdivise en faciès à gastéropodes, oncolites et échinides est bien exprimée. Mais en regard de la faiblesse des informations paléontologiques recueillies, je me montrerai plus prudent quant aux âges exacts des successions observées et par suite, quant aux images paléogéographiques que l'on peut proposer.

2) Le secteur du Mont Bochor.

a) Limite inférieure.

Elle peut être marquée par des dépôts alumineux que surmontent de minces niveaux (2 à 3 m) de calcaires gris, parfois très dolomitiques et pyritisés (la dolomie témoigne peut être de l'interaction eau de mer - sédiment alumineux). Sinon les calcaires gris et gris blanc du "Malm" reposent directement sur le Trias composé lui aussi de calcaires gris, mais plus foncés ou gris noir. La limite est alors difficile à placer.

En fait, l'ensemble des faciès jurassiques de base représente la séquence 3 de E. Jaillard (1984). Les seuls niveaux que l'on peut rattacher à la séquence 2 sont des brèches calcareuses à matrice dolomitique ocre qui affleurent bien dans les polis glaciaires sur les falaises du Mont Bochor d'en Haut. Mais F. Ellenberger (1958, p. 301) avait déjà noté au Mont Bochor "quelques mètres ou décimètres d'une roche composite formée de mailles d'argilite rouge ou de calcaire hématitisé, englobant des lentilles calcaires. L'ensemble évoque

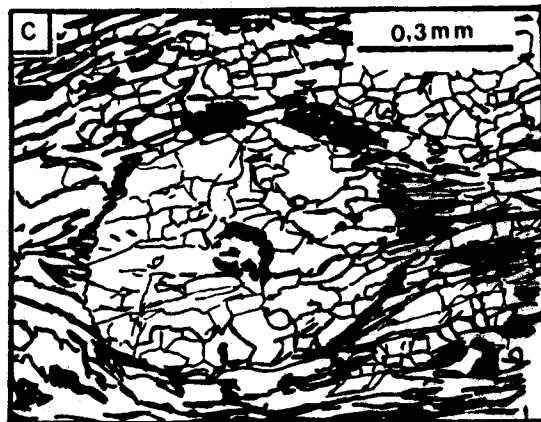


Fig. 65 - Aspects des calcaires jurassiques à éléments figurés du Mont Bochor.

A - Faciès à gastéropodes (Mont Bochor, surface sciée) : 1 : gastéropodes (Nérinées ?) - 2 : crinoïdes in E. Jaillard (1984, p. 83, fig. 23a).

B - Vestiges fossilifères de polypiers et nérinées dans un marbre gris du Malm (Bochor, 1945 m, chemin du Col de la Vanoise).

C - Dessin d'une lame mince (échantillon B 81-64) montrant une section transversale fossilifère (petit rostre de bélemnite) dans un calcaire blanc sparitique à lits d'oxydes diffus, sommet du Malm (NW du Mont Bochor).



BU
LILLE

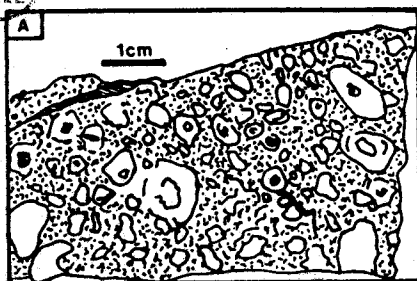


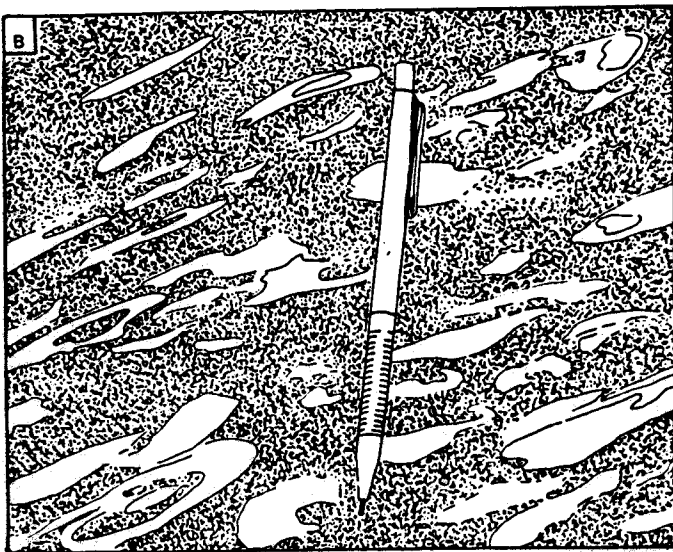
Fig. 66 - Faciès des calcaires jurassiques des Aiguilles de l'Epéna.

A - Faciès à oncolites (?) (échantillon B 81-152 sur surface sciée).

B - Vestiges fossilifères de calcite blanche pouvant évoquer des nérinées très étirées dans un calcaire gris homogène (éboulis au pied nord des Aiguilles de l'Epéna).

C - Base du Malm au NE de l'Epéna (altitude 2745 m)

1 : galet de quartzite - 2 : marbre sableux gris.



un remaniement de l'argilite continentale de base par le calcaire transgressif". On pourrait ainsi imaginer un ennoyage brutal du domaine.

b) Lithologie.

Les faciès de calcaires gris et blancs rencontrés et attribués au "Malm" par F. Ellenberger ne sont pas datés précisément et ne peuvent être corrélés avec le faciès Guillestre (noduleux, rosé à rouge) connu plus au Sud. De plus aucun levé méthodique de détail n'a été effectué dans ces faciès monotones, ce qui empêche l'établissement de colonnes lithostratigraphiques. On a cependant noté une évolution de la teinte qui, de grise à la base, avec parfois de rares veinules dolomitiques ocre d'épaisseur centimétrique, devient blanche vers le sommet

Des niveaux faiblement siliceux (d'origine détritique et/ou chimique) ont été retrouvés comme au Nord du Lac des Vaches où ils se situent 5 m sous les premiers marbres chloriteux du Crétacé - Paléocène.

Les observations de lames minces ont montré de grandes plages d'une calcite largement cristallisée avec de très rares quartz et albites, le tout sans orientation préférentielle. Quelques phénomènes de micritisation au niveau de certains éléments figurés, et plus rarement de dolomitisation secondaire en petits cristaux losangiques se sont produits. F. Ellenberger (1958, p. 300) avait retrouvé vers la base du "Malm", des restes de fossiles, vestiges d'une faune coralligène, 100 m à l'Est du Mont Bochor ($x = 944,83 - y = 352,65$) et avait noté la présence de petits accidents dolomitiques, mais aussi d'accidents siliceux.

Les éléments figurés non jointifs que l'on a reconnus, surtout dans les faciès de base, sont (voir fig. 65) des gastéropodes (dont de grosses nérinées) parfois très nombreux, des polypiers branchus, quelques gros lamellibranches, de petits rostrés de bélemnites, des débris d'oursins et articles de crinoïdes (notamment une jolie tige ronde d'enchrine de 7 mm de diamètre au Mont Bochor malheureusement non déterminable) ainsi que quelques lithoclastes. En deux endroits, 1 km à l'ENE des chalets de la Glière et au Col des Schistes, on a rencontré des granules subarrondis millimétriques de calcite très claire (blanc, blanc rosé) évoquant des oolites (?).

c) Discussion.

L'épaisseur approchée de ce Malm est estimée à 50-60 m. Les faciès du sommet, purs et massifs, sont dépourvus d'éléments figurés. Ils marqueraient l'approfondissement du domaine, lié à un ennoyage progressif car on n'a pas de discontinuité sédimentaire. On aurait le passage d'une sédimentation de plate-forme (confinée ?) à celle d'un milieu pélagique ouvert, mais apparemment assez peu profond (voir troisième chapitre).

3) Le secteur des Aiguilles de l'Epéna (et de la Pointe de la Petite Glière).

Les observations sont assez réduites, au pied de hautes parois.

a) La limite inférieure.

Au NE de l'Epéna, au pied de la paroi verticale, les quartzites blancs du Werfénien inférieur (avec localement au contact supérieur des niveaux quartzomiacés blanc vert de 0,5 m) se trouvent au contact soit des marbres siliceux gris ocre, soit des marbres sableux à galets de quartz arrondis centimétriques (fig. 66c) à décimétriques (probable conglomérat carbonaté à galets de quartzites). En certains points le contact quartzite-marbre reste franc, il

est affecté de plis décimétriques très ouverts d'axe NW. Le marbre gris blanc à gris du "Malm" peut être lité à sa base en bancs décimétriques mal exprimés.

De plus, 750 m à l'Est du lieu précédent, on observe (à 15 m de distance), affleurant sous le glacier du Rosolin, un contact (non touché car inaccessible) entre les deux séries selon la succession suivante : - 1 : quartzite blanc à gris vert, ankéritique, du Permien - 2 : quartzite à patine jaune sale à ocre (Werfénien inférieur ?) - 3 : calcaire gris dont la base paraît sableuse et dolomitique, de 0,5 à 1 m - 4 : calcaire gris à nombreuses bandes siliceuses jaune sale. Les niveaux 3 et 4 sont peut-être du Malm. Les niveaux de cette coupe ont été rattachés à la série de l'Epéna.

Discussion : on ne peut que rapprocher les observations de la base NE de l'Epéna de celles effectuées sur le Plateau de la Réchasse et la Roche de la Queua par P. Langlet, 1983 et J.F. Raoult et al., 1984) et admettre une série de type Acceglio avec les calcaires du Malm directement discordants et transgressifs sur les quartzites werfénien. Ainsi les calcaires noirs et dolomies jaunes, très bréchiques, de l'Encorgnelu (secteur d'accès très délicat au NW de l'Epéna) peuvent tout aussi bien être attribués au Jurassique moyen qu'à l'Anisien. Au vu d'échantillons en éboulis, il semblerait que l'on ait plutôt affaire à la séquence 1 de l'Anisien. Ceci serait renforcé par l'observation à 2925 m au pied sud de la falaise de l'Epéna (sous la rimaye) de marbres blanc-gris comportant des accidents dolomitiques jaunes et d'un niveau dolomitique jaune pâle, des marbres rose vert noduleux d'aspect vermiculé de 0,5 m d'épaisseur ainsi que des schistes verts disparaissant sous le glacier, le tout marquant un probable contact stratigraphique (?) entre des faciès anisiens et des faciès du Malm.

b) Les divers faciès du Malm de l'Epéna.

Ce sont essentiellement des calcaires gris à éléments figurés blancs et des calcaires blancs. Ainsi a-t-on trouvé en éboulis certains vestiges fossilifères (fig. 66B) évoquant des nérinées très étirées (c'est le faciès à gastéropodes du Mont Bochor décrit par F. Ellenberger, 1958 et E. Jaillard, 1984). D'autres formes rappellent des polypiers et certains faciès doivent correspondre à des niveaux noduleux ou à oncolites (?).

Les calcaires massifs, noirs et fétides, décrits à l'Epéna par E. Jaillard (1984, p. 82) et situés selon lui vers la base du Jurassique n'ont pas été retrouvés. Pourtant la limite inférieure du Malm a été touchée en plusieurs endroits. Par contre des faciès à oncolites probables ont été observés (fig. 66A). Ils se présentent sous forme d'éléments de calcite blanche, ronds à ovoïdes, n'excédant pas le centimètre, noyés dans une fine matrice carbonatée grise abondante.

Au sommet de la série très replissée, les faciès s'éclaircissent et deviennent blancs, massifs, non stratifiés, avec parfois de légères passées ankéritiques légèrement roussâtres, notamment au contact des marbres chloriteux.

c) Discussion.

Somme toute, ces faciès restent comparables à ceux du Mont Bochor et la discussion rejoint celle effectuée pour le secteur précédent. Néanmoins un point est à souligner : la transgression du Malm se marque par un remaniement plus intense (présence de galets de quartzites) que la transgression du Trias moyen sur la série siliceuse. Cela s'expliquerait facilement par les phases tectoniques cassantes (carniennes et relatives aux émergences du domaine étudé) créatrices de reliefs et petits abrupts, alors que la topographie à l'aube

du Trias moyen était beaucoup plus aplanie. Par ailleurs, à l'Epéna, les faciès de base du Malm semblent d'âge plus récent (la transgression serait tardive) que ceux du Mont Bochor, l'érosion et donc la surrection subie ayant été plus intenses.

4) Le Massif de la Vallaisonnay.

Ce massif est presque totalement dépourvu de séries post-triasiques, soit qu'elles aient été décollées à la faveur des cargneules supracarniennes comme on peut le concevoir dans le dispositif en écaïlle observé, soit qu'elles ne se soient pas déposées partout. Mais c'est là un problème que l'on discutera ultérieurement. Les seuls affleurements existants sont localisés à l'Aiguille des Aimes où le Malm prend un cachet très réduit "ultrabriançonnais" et où la série est de type Val d'Isère - Ambin selon F. Ellenberger (1958). Avec B. Datcharry a été levée une coupe de détail à la Cascade du Manchet, au Sud de Val d'Isère dans une série elle aussi à caractère Val d'Isère - Ambin (encore appelée série parautochtone de Vanoise interne par F. Ellenberger, 1958).

a) La coupe de l'Aiguille des Aimes.

1. Historique.

Découverte par E. Raguin (1930), cette coupe a été réétudiée en détail par F. Ellenberger (1958, p. 228 à 231). Schématiquement elle montre un Malm composé de 8 à 10 m de marbre ivoirin. A la base, le Malm est dolomitique et gréseux, parfois bréchiq ue sur 1 - 2 m, et il débute par une croûte phosphatée basale contenant quelques foraminifères mal conservés. Il a fourni des bélemnites (E. Raguin) et des ammonites lisses indéterminables (*Phylloceras* ?) découvertes par F. Ellenberger, R. Barbier et M. Lemoine. E. Raguin (1930) a décrit un "Crétacé" reposant directement sur le Malm, mais ces niveaux sont en fait du Paléocène - Eocène pour F. Ellenberger (1958, p. 229) d'après la présence de *Globigérines* et de *Globorotalia* aff. *aragonensis* (espèce yprésienne).

2. Coupes de détail.

Les coupes levées (fig. 67) sont localisées en figure 68.

Les fossiles reconnus macroscopiquement dans le Malm sont une ammonite indéterminable (fig. 69) et des rostrés de bélemnites. Mais les points majeurs à souligner, proviennent de l'observation des lames minces (pour la localisation des échantillons voir fig. 67) ; ce sont :

- des microstratifications obliques (série normale) dans la lame B82-93 qui représente les schistes du Carnien supérieur ? (moyen ?) ou du Norien ?. Les niveaux phylliteux n'excèdent pas 100 μ m ; on distingue du quartz, de la pyrite, de fins micas blancs, de l'albite, et de rares chlorites et limonites.
- des albites dans les grès feldspathiques du niveau 3 de la figure 67, accompagnées de quartz, chlorite, micas blancs et épidote exceptionnelle.
- des galets, à éléments figurés ronds (gravelles), de dolomie finement cristalline et carbonates ferrifères, à joints quartzophylliteux très fins, ainsi que des galets millimétriques de grès ou quartzites, et des quartz isolés subautomorphes par places dans la lame B82-34 (Dogger s.l. ??). On observe aussi quelques traces de débris coquilliers. Par contre il n'y a aucun grain ou ciment phosphaté.

NW

SE

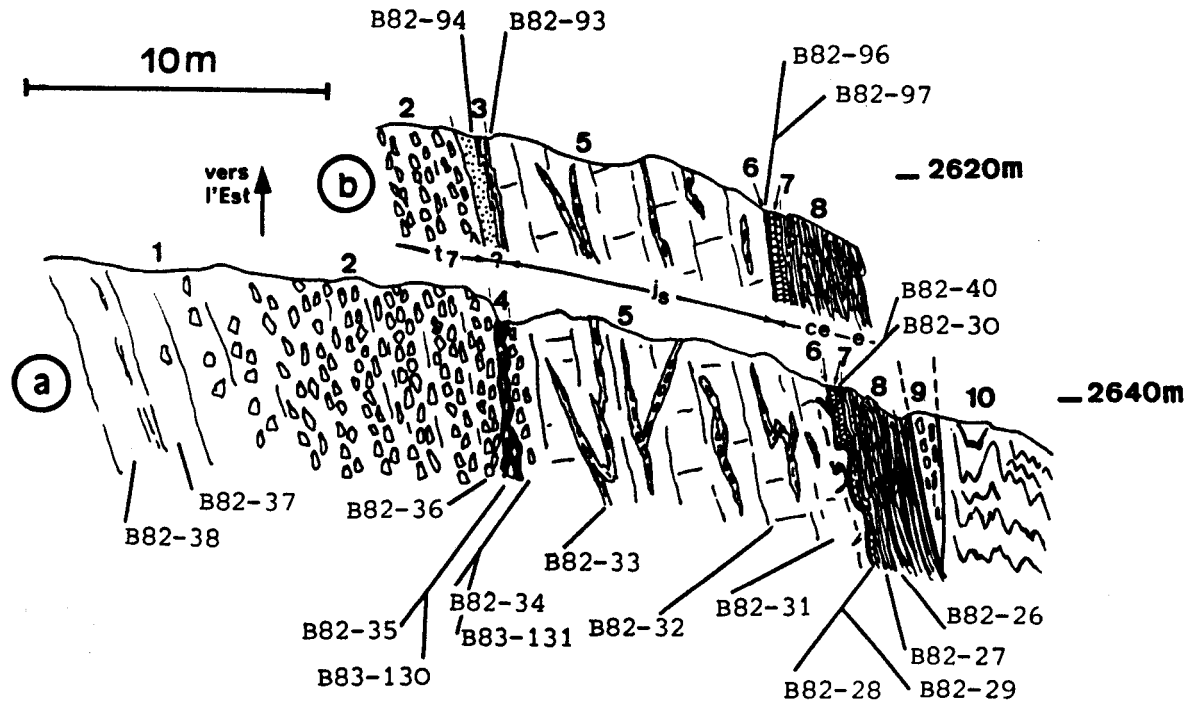


Fig. 67 - Coupes de détail dans les termes post-triasiques de l'Aiguille des Aimes.

1 : dolomie grise à noire du Carnien inférieur - 2 : brèche dolomitique syn-sédimentaire grise puis gris-blanc du Carnien inférieur. Dans la coupe (a) de référence, ce niveau 2 montre - à la base une dolomie bien litée, bréchique sans granoclassement avec des laminites et de nombreuses microfractures (fentes de dessiccation) remplies de dolomie ocre - de 0,7 m à 0,15 m avant le sommet, le litage des éléments dolomitiques centimétriques à millimétriques (cf. fig.58B, échantillon B 82-36), litage qui s'estompe rapidement - de 0,15 m au sommet, une brèche dolomitique ocre à éléments anguleux de dolomie ocre - 3 : niveau lenticulaire de 2 m d'épaisseur d'un grès feldspathique blanc à gris rosé passant à 1 m tout au plus de schistes noirs à rouge sombre (Carnien supérieur ?, Norien ?) - 4 : niveau noir de 20 à 30 cm d'épaisseur, comparable à un hard-ground, rempli aux 2/3 d'une brèche dolomitique gris rougeâtre à éléments centimétriques assez anguleux du côté du Malm sus-jacent, à éléments dolomitiques clairs, millimétriques et ronds vers le Trias. C'est la "croûte phosphatée basale" de F. Ellenberger (1958), d'âge inconnu (Dogger ??) - 5 : marbre blanc à clair légèrement rosé (teinte ivoirine) du Malm dont la base est une brèche à éléments centimétriques. Ce Malm comporte des brèches calcareuses de teinte vieux rose et de fines passées rougeâtres bréchiques, légèrement phylliteuses, il est rubéfié à son toit au niveau du hard-ground. - 6 : hard-ground du Crétacé supérieur . De couleur rouge lie-de-vin à violet sombre, il renferme de petits galets centimétriques d'une dolomie ocre et remanie d'autres éléments comme de petites concrétions ferrugineuses et des galets centimétriques calcaires. Ce hard-ground diminue latéralement et semble passer à un horizon de marbre vieux rose de 10 à 20 cm d'épaisseur. Enfin ce hard-ground semble s'infiltrer sur 10 à 15 cm dans des fissures du Malm - 7 : 1 m de marbres chloriteux du Crétacé supérieur ? ou Paléocène ? Ce sont des marbres vieux rose phylliteux passant progressivement à des calcschistes gris sombre - 8 : schistes de Pralognan d'âge éocène (?) composé de calcschistes ou de schistes calcareux gris sombre - 9 : écaille pincée d'une brèche dolomitique du Carnien inférieur - 10 : Schistes Lustrés d'âge inconnu.

B 82-26 à B 83-131 : localisation des principaux échantillons prélevés.

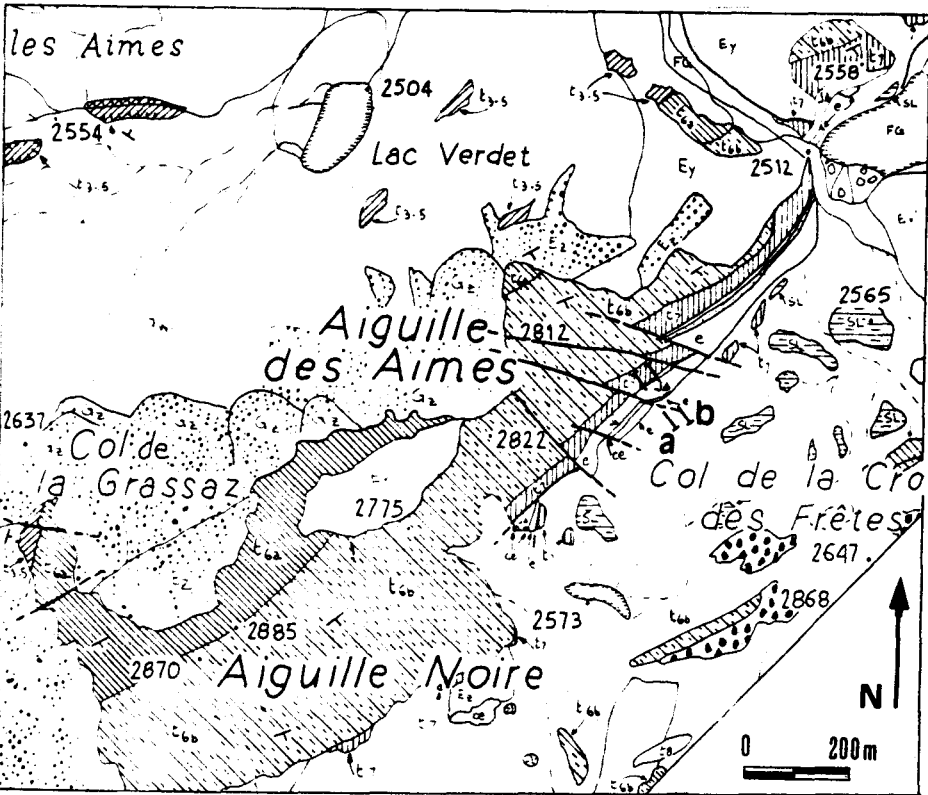


Fig. 68 - Carte de localisation des coupes de détail a et b de la figure 67 et des affleurements post-triasiques de l'Aiguille des Aimes et de l'Aiguille Noire.

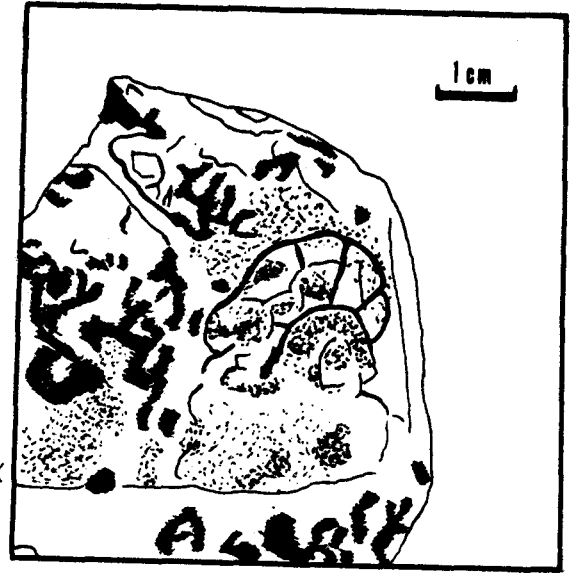


Fig. 69 -

← Fig. 68 -



Fig. 69 - Dessin d'après photographie d'une ammonite indéterminable dans un marbre (niveau 5 de la figure 67).

- des microfaciès carbonatés (calcite, dolomie, voire ankérite) en amandes avec des débris d'échinodermes plus ou moins déformés et des fantômes de foraminifères (évoquant des *Globotruncana*?) dans les passées bréchiques calcaireuses du Malm.

- des microfaunes déterminables dans les niveaux de hard-ground. Cette étude de la microfaune a été effectuée tant à l'Aiguille des Aimes que sur les autres hard-grounds de Vanoise par J.F. Raoult. La lame B82-40, la plus riche, se divise en trois zones, une zone très métallifère (à figures stromatolitiques et rares débris) fortement déformée, une zone assez riche en calcite microcristalline à nombreux débris de microfaune, mais fortement déformés et une zone riche en phosphates (fond isotrope avec de petits cristaux d'apatite) à microfaune abondante et non déformée. Dans cette dernière zone J.F. Raoult a déterminé des débris de *Globotruncana bicarénéed* du groupe *concovata* ou *elevata*, des formes du groupe *linneiana* ou plutôt du groupe *coronata* (il y en a 2 ou 3), une forme bicarénée trapue et arquée du groupe *angusticarinata* ? ou *arca* petite ? , une loge de forme monocarénée assez plate du groupe *sigali-schneegansi* et une Gumbéline ? une section de "litolidé" s.l. ainsi que des sections d'hedbergelles et quelques prismes d'inocérames. Ceci indiquerait plutôt un Sénonien inférieur, mais s'il s'agit bien de *Globotruncana* gr. *arca* et compte tenu de sections évoquant *Globotruncana* gr. *elevata* on aurait un mélange d'espèces de divers niveaux sénoniens.

Les deux lames taillées dans l'échantillon B82-28 montrent, pour l'une, des fragments d'hedbergelles et des *Globotruncana* bicarénées sûres dans les zones très phosphatées et pour l'autre lame des *Globotruncana* gr. *linneiana* ainsi que de nombreux fragments de bicarénées assez plates (*coronata* ?) et des sections de petites monocarénées (*sigali* ?). Dans les autres lames minces, J.F. Raoult a discerné d'anciens horizons stromatolitiques et des débris très déformés de foraminifères pélagiques ou benthiques. L'ensemble des observations reste cohérent et conduit à donner un âge crétacé supérieur (Sénonien inférieur et/ou supérieur ?) pour le niveau de hard-ground.

3. Discussion.

Latéralement le sommet du Carnien inférieur est cargneulisé et comporte quelques niveaux centimétriques quartzeux.

Les grès feldspathiques (niveau 3 de la fig. 67) ne renferment pas de microcline contrairement aux niveaux gréseux de la nappe des Gypses. La comparaison s'arrête là. On interprète ces niveaux comme des brefs épandages détritiques continentaux.

Les niveaux 3 et 4 de la figure 67 s'excluent; le niveau 4 est assimilé à un niveau transgressif remaniant légèrement le Trias carbonaté sous-jacent. Les galets et grains de quartz qu'il contient pourraient provenir du niveau 3 ou de niveaux plus anciens siliceux. Son âge serait du "Dogger" s.l. Il faut noter que les échantillons ne montrent pas de phosphates (l'appellation croûte phosphatée, proposée auparavant et valable macroscopiquement, ne peut être retenue).

Le Malm est bréchique, ainsi à sa base il semble remanier le "Dogger". De plus, le hard-ground est directement collé sur le Malm qu'il ravine légèrement et dans lequel il s'infiltré (10 à 15 cm). On pourrait dès lors imaginer des érosions sous-marines au sommet du Malm ainsi que l'existence de "microkarsts" ou de simples fentes sous-marines de faible importance (n'atteignant pas le Trias sous-jacent) dont témoigneraient les passées bréchiques (filons sédimentaires remplis de carbonates notamment ferrifères, mais aussi de mica blanc, chlorite, phyllites, oxydes diffus et de quartz, ce qui n'est pas le cas de l'encaissant).

Le hard-ground est daté du Crétacé supérieur.

Les marbres chloriteux sont très réduits (1 m tout au plus).

Enfin on ne peut que confirmer le caractère très condensé de la série post-triasique de l'Aiguille des Aimes.

b) La coupe de la Cascade du Manchet (Sud de Val d'Isère).

Cette coupe a déjà été localisée et décrite par F. Ellenberger (1958, p. 230) qui avait, entre autre, noté la stupéfiante condensation de la sédimentation post-ladienne et le "Trias régénéré" à la base du Malm.

Discussion.

La coupe lithostratigraphique (fig. 70 et fig. 71) montre les points suivants (déjà soulignés pour l'essentiel par F. Ellenberger, 1958, mais non figurés dans une coupe) :

- L'existence de conglomérats à galets arrondis à subanguleux centimétriques à décimétriques de quartzites blancs au sein des quartzites werféniens (fig. 71A) avec notamment des horizons arkosiques.
- Un contact Trias calcaire - Trias quartzitique peut-être stratigraphique. L'observation des lames minces n'a pas fourni d'arguments clairs et probants sur la valeur de ce contact.
- Une série carbonatée triasique extrêmement réduite . Elle n'excède pas 100 m d'épaisseur et reste non datée. On pourrait, au vu des faciès, proposer un âge allant du Ladinien supérieur au Norien moyen et supérieur.
- La présence au sein d'une brèche dolomitique triasique d'un galet de 20 cm, subanguleux d'un quartzite vert faiblement calcaireux. Ce galet pourrait provenir soit du Trias inférieur siliceux sous-jacent alors remanié, soit simplement des niveaux gréseux du Carnien moyen (?) connus ailleurs.
- Le passage progressif et rapide d'une brèche dolomitique d'un Trias supérieur (?) au calcaire gris clair du Malm (fig. 71C) que surmontent les minces marbres chloriteux du Sénonien supérieur (cf. F. Ellenberger, 1958, p. 230).

L'observation de la microfaune effectuée par J.F. Raoult a fourni :

- lame B83-147 ; passée rougeâtre dans un calcaire blanc rosé du Malm (probablement matériel de type hard-ground infiltré). C'est une micrite peu recristallisée à quartz, albite et phyllites. On rencontre des hedbergelles, des formes de *Globotruncana* du groupe *sigali* et cf., du groupe *linneiana* ou *coronata* et du groupe *angusticarinata* ainsi que quelques hedbergelles ;
- lame B83-148; hard-ground massif. Dans la partie calcaire on trouve des débris de *Globotruncana* bicarénées et monocarénées (dont des bicarénées à carènes proches), des foraminifères benthiques et des hedbergelles. Dans la partie bréchique très phosphatée et siliceuse (à galets anguleux) on note une forme du groupe *angusticarinata*, une autre du groupe *linneiana* ou *coronata*, un petit rotalidé s.l. et des fragments d'inocérames ;

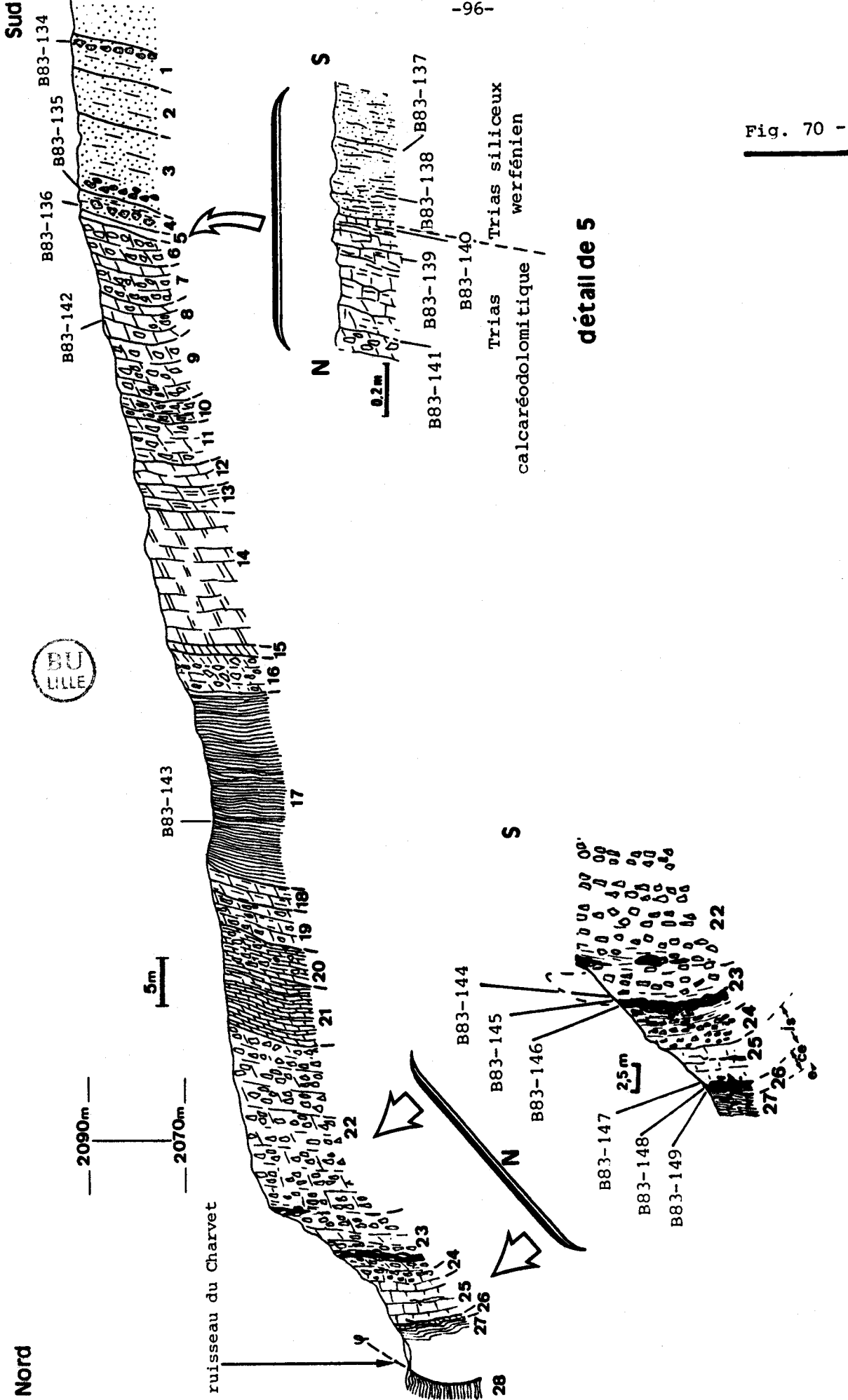


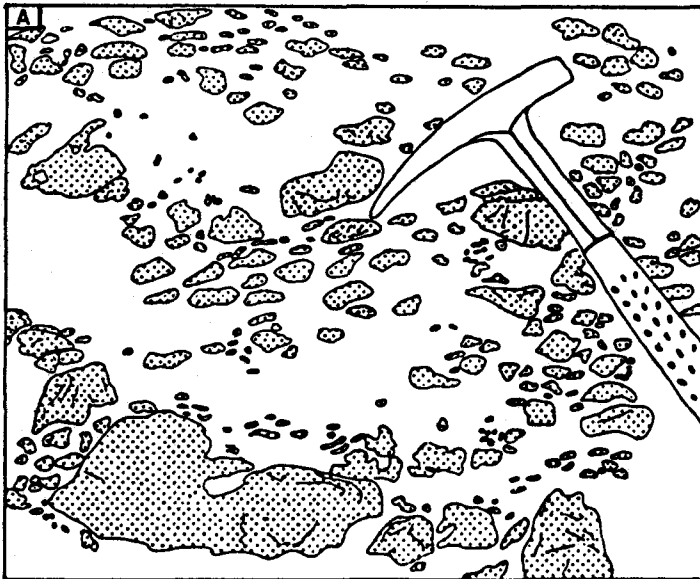
Fig. 70 -

Fig. 70- Coupe Nord-Sud de la Cascade du Manchet, d'affinité Val d'Isère-Ambin, du Trias quartzitique aux schistes éocènes, levée avec B. Datcharry.

Références F. Ellenberger (1958, p. 230)	
I. Quartzites triasiques <u>niveaux 1 à 4</u>	1 : quartzites blancs werféniens ; localement horizons à galets subanguleux centimétriques à décimétriques de quartz blanc noyés dans une fine matrice essentiellement siliceuse avec quelques phyllites. 2 : 4 à 5 m de quartzites blancs massifs, passant progressivement à 3 : 7 à 8 m de quartzites vert clair à patine rosée ; on note un conglomérat exclusivement siliceux. 4 : niveau quartzitique plus schistosé avec quelques phyllites et horizons à galets de quartz. Ce niveau de 2-3 m est très schistosé au sommet avec quelques galets. 5 : contact quartzite werfékien - calcaire triasique (voir coupe de détail).
II. Dolomie gris bleu foncé du Trias élevé (20 m) <u>niveaux 6 à 16</u>	6 : 2,5 m de dolomie gris blanc. C'est une brèche monogénique à éléments centimétriques. 7 : 3 m d'un niveau bréchoïde dolomitique gris sombre à gris bleu. 8 : 3 m de ce même niveau moins foncé et bréchiq. par endroits. 9 : 4 m d'une brèche dolomitique gris noir. 10 : 1,5 m de dolomies bréchiq. assez schistosées. 11 : 3 à 4 m de dolomies gris noir à patine jaune pâle. C'est une brèche à éléments dolomitiques, faiblement schistosée. 12 : 2 m de dolomies noires. 13 : 3 à 4 m d'un niveau plus schistosé gris noir. 14 : environ 12 m de dolomies noires. 15 : 1 m de dolomies compactes, gris clair. 16 : 3 à 4 m d'une alternance de niveaux schistosés bréchiq. plus ou moins sombres.
III. Schistes noirs Faciès du Keuper (15-18 m) <u>niveau 17</u>	17 : 15 à 18 m de schistes noirs à gris noir. Dans ce niveau F. Ellenberger a découvert des vestiges d'empreintes végétales.
IV. Dolomie gris noir Faciès du Rhétien ultra-réduit <u>niveaux 18 à 21</u>	18 : 2,5 m de dolomies grises schistosées, à patine blanc beige à petits joints dolomitiques jaunes. 19 : 9,5 m de ce même niveau, noir et bréchiq. 20 : 5 m idem, patine jaune pâle avec niveau de schistes noirs en placage. 21 : 6 à 7 m d'un niveau schisto-dolomitique bréchiq. noir.
V. Brèche dolomitique (au moins 20 m) "Trias régénéré" <u>niveaux 22 à 24</u>	22 : 20 m de brèches dolomitiques massives qui s'éclaircissent vers leur toit. Au sommet de la formation quelques joints phylliteux noirs forment la matrice autour des éléments bréchiq., on note aussi quelques joints siliceux puis de nouveau une dolomie gris clair bréchiq. essentiellement monogénique. 23 : sur 2-3 m la brèche semble disparaître puis 3-4 m de brèches avec réapparition du niveau noir phylliteux de 0,5 à 0,7 m d'épaisseur englobant des éléments de dolomie ocre, c'est un niveau assimilable à la "croûte phosphatée basale" de l'Aiguille des Aimes. 24 : en 1,5 m passage progressif d'une dolomie bréchiq. à un calcaire du Malm. Les galets de dolomie deviennent plus rares et petits puis finissent par disparaître pour laisser place à la sédimentation calcaire.
VI. Faciès du Malm à l'Eocène <u>niveaux 25 à 27</u>	25 : 4 m d'un marbre gris blanc à passées rougeâtres du Jurassique supérieur, directement dessus apparaît le hard-ground assez épais qui s'y infiltre par endroits. 26 : 0,5 à 1 m de marbres verts chloriteux à patines claires. 27 : 3 à 4 m de calcschistes à schistes gris clairs éocènes.
	28 : Permohouiller métamorphique non différencié.

Fig. 71 - Dessins d'après photographies de différents niveaux de la coupe de la figure 70.

- A. Conglomérat werfénien siliceux (niveau 3 de la figure 70). L'observation au microscope de l'échantillon B 83-135 montre une texture granoblastique à rubanée, siliceuse. Les minéraux rencontrés sont : quartz probablement tous recristallisés, feldspath peut-être d'origine détritique, calcite xénoblastique, ankérite subautomorphe, micas blancs, oxydes et apatite. C'est en fait un conglomérat arkosique. La distinction entre galets et matrice reste malaisée, on note cependant un accroissement des carbonates dans la matrice. F. Guillot (communication orale) retrouve ces mêmes faciès au Creux Noir (Sud de Bellecôte) dans une série où le Permien est absent et le Werfénien est extrêmement réduit.
- B. Niveau noir phylliteux enrobant des éléments de dolomie ocre (niveau 23 de la figure 70). Latéralement il renferme un galet décimétrique de quartzite calcareux et présente quelques joints siliceux. Ce niveau semble comparable à la "croûte phosphatée basale" de l'Aiguille des Aimes.
- C. Détail du passage progressif en série inverse d'une brèche dolomitique à un calcaire du Malm (niveau 24 de la figure 70). On observe une diminution du nombre et de la taille des galets de dolomie vers le bas. C'est le terme sommital du "Trias régénéré" défini par F. Ellenberger (le piolet donne l'échelle).



- lame B83-149, hard-ground collé sur marbre chloriteux. C'est un calcaire à minces lits silteux et quelques points phosphatés. Dans la microfaune très abondante, mais aussi très abîmée, on discerne des sections globuleuses de *Globotruncana bicarénées* probables.

- lame JFR 83-39, hard-ground (fig. 72).

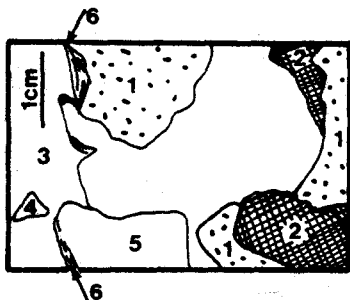


Fig. 72 - Dessin schématique de la lame mince JFR 83-39, grandeur réelle.



On distingue :

- 1 : faciès légèrement silteux à ciment phosphaté (micronodule) à nombreux foraminifères benthiques (*Lituolidés* ?, *Textularidés* ? et *Nodosariés*), à *Globotruncana bicarénées* (*G. gr. linneiana*, *G. cf. coronata*), à formes bicarénées à bandeau carénel étroit. D'autres formes apparemment épigénisées en SiO_2 sont probablement des *Globigerinelloides* sp. Ce faciès présente des galets peu nombreux, plus ou moins anguleux de calcite ou dolomie microcristalline, de calcite pseudo-oolitique et de calcaire finement graveleux - 2 : faciès de calcite recristallisée en fine mosaïque (sparite) à microfaune pélagique assez abondante. On trouve *Globotruncana* sp., *Globorotalia* sp. à loges rondes largement perforées et un *Truncorotalia* sp. anguleux. Les tests recristallisés restent calcaires - 3 : faciès de calcaire silteux, riche en chlorite avec une *Globotruncana bicarénée* plate très probable - 4 : galet à fins grains de dolomie - 5 : "galets" ou nodules plus ou moins phosphatés de microfaciès différents (calcaire finement graveleux, débris d'échinodermes silicifiés, ciment phosphaté, ...) - 6 : niveau évoquant des formes stromatolitiques.

Le même échantillon, sur quelques centimètres d'épaisseur, montre ainsi des microfaunes du Sénonien inférieur, du Sénonien supérieur, et du Paléocène. Les remaniements et le caractère ultracondensé de cette sédimentation sont évidents. On peut envisager que le hard-ground est du Sénonien et que ses anfractuosités ont été remplies de dépôts paléocènes. On peut aussi envisager que ce hard-ground est en réalité du Paléocène remaniant des éléments sénoniens (la sédimentation sénonienne ayant de toute manière été très réduite).

Enfin on rappellera les très belles plaques minces photographiées in F. Ellenberger (1958, pl. 29) et montrant une riche association de *Globotruncana* du Sénonien supérieur avec, en particulier *Globotruncana cf. stuartiformis*, *Globotruncana cf. arca*.

Comparaison avec la coupe de l'Aiguille des Aimes.

Les termes triasiques sont totalement différents ; le Trias de la Cascade du Manchet n'a pas le caractère typiquement briançonnais du Trias de Vanoise et de celui de l'Aiguille des Aimes.

Le niveau noir phylliteux à galets de dolomie (niveau 23, fig. 70), non daté pourrait correspondre au niveau 4 de la figure 67 (argilite remaniant le Trias sous-jacent) de la coupe de l'Aiguille des Aimes. Il pourrait ainsi se voir attribuer un âge "Dogger" s.l.. Si tel était le cas, les brèches dolomitiques qui le surmontent, débuteraient dans un Dogger ou un Malm et marqueraient la transgression marine jurassique, caractérisée par un important remaniement du Trias (donnant du Trias reconstitué).

La série post-triasique est encore plus condensée; ainsi les marbres ivoirins du Malm, qui présentent quelques débris de crinoïdes, sont réduits à 5 ou 10 m.

Le hard-ground de la Cascade du Manchet comporte des espèces paléocènes.

Comme à l'Aiguille des Aimes, le sommet du Malm présente des surfaces de ravinement (signes d'érosions sous-marines ?). De tels phénomènes sont connus dans le Briançonnais de la région de Briançon où M. Bourbon (1980) a noté de possibles dépôts de matériel détritique par érosion en milieu sous-marin, des reliefs de faille. Ce pourrait être une des origines des galets et microgalets de différents faciès (calcaire, dolomie, calcaire graveleux, ...) observés généralement dans les hard-grounds et à leur base ; ce phénomène perdurerait au moins jusqu'au Crétacé supérieur.

Conclusions.

Il est important de souligner le caractère très condensé et très lacuneux de cette série. Les éléments du "Trias régénéré" de F. Ellenberger (1958) sont à interpréter comme les produits du démantèlement de la plate-forme carbonatée triasique du bord interne du Briançonnais (cf. M. Lemoine, 1961 et 1967 ; M. Bourbon, 1980). B. Allenbach (1982, p. 31) qui a étudié des séries à brèches comparables dans le secteur d'Ambin, a repris le modèle de "carbonates de pentes" de type "By Pass margins" (I.A. Mc Ilreath et N.P. James, 1979), modèle dans lequel la marge est formée par des sommets de falaises sous-marines ou d'escarpements de faille et où les pentes sont fortes.

5) Les autres secteurs : la Vanoise méridionale.

a) Le Plateau de la Réchasse.

Les coupes 1 et 2 de la figure 73 (situées fig. 74), tirées de J.F. Raoult et al. (1984) ont permis, à la suite de P. Langlet (1983), de montrer la transgressivité très probable des calcaires du Dogger ou du Malm sur les quartzites werféniens qu'ils remanient, et ainsi de définir une série de type Acceglio. Le Trias carbonaté ayant complètement disparu, il faut admettre l'ablation de plus de 1000 m de terrains (cf. p. 77). Seul le niveau 4 de la coupe 2 de la figure 73 pourrait être considéré comme issu d'un Trias probablement reconstitué. Les dépôts continentaux hyperalumineux du "Dogger" basal sont absents, mais à l'inverse les niveaux quartzeux sont abondants.

b) La Pointe de la Réchasse (fig. 75).

Elle est encore appelée "écaille supérieure de la Réchasse" par F. Ellenberger (1958) où affleure selon lui un Lias prépiémontais réduit. D'après mes observations sur l'Unité de la Grande Motte (notamment le secteur de Pramecou), les formations de la Réchasse, apparentées à un Lias prépiémontais réduit, correspondraient à des niveaux intercalés entre les faciès classiques du Lias supérieur et les quartzites du Dogger (Bathonien inférieur ?).

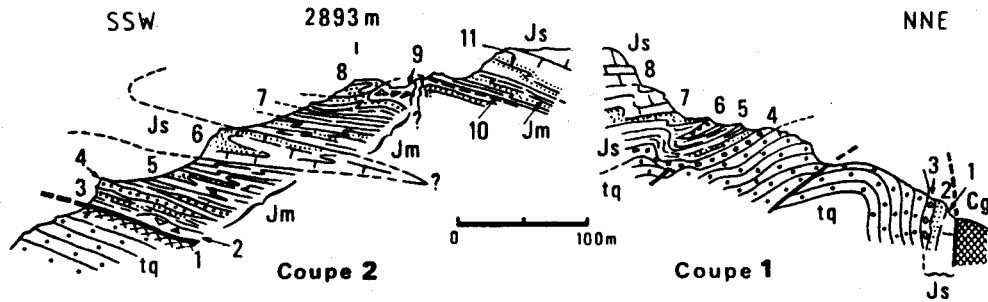


Fig. 73 - Coupes du Plateau de la Réchasse (situées fig. 74) d'après J.F. Raoult et al. (1984). Cg, cargneules triasiques; tq, Werfénien (quartzites lités); Jm, Dogger; Js, Malm. *Coupe 1* : 1, calcaire gris clair; 2, calcaire sableux à stratifications obliques (base au Sud); 3, conglomérat à ciment calcaire et galets de quartzites; 4, *ibid.* 3, à galets épars; 5, calcaires clairs en plaquettes; 6, lentille quartzreuse dans des calcaires sableux; 7, calcaires à lits sableux centimétriques; 8, calcaire gris clair (*ibid.* 1). *Coupe 2* : 1, zone de broyage (disharmonie); 2, copeau (?) de brèche calcaréo-dolomitique de type carnien; 3, calcaires lités, bruns, sableux; 4, lentilles de quartzite clair, localement un peu calcaireux; 5, calcaires en plaquettes, noirâtres, à passées sableuses et lentilles quartzitiques; 6, calcaires gris clair finement sableux; 7, *ibid.* 5; 8, calcaires sombres à lits sableux et bancs quartzitiques; 9, brèche de type carnien (klippe?, lentille à faciès triasique reconstitué?, cœur de pli coupé de ses racines?); 10, calcaires sombres ou clairs en alternance; 11, calcaires gris clair à lits sableux centimétriques.

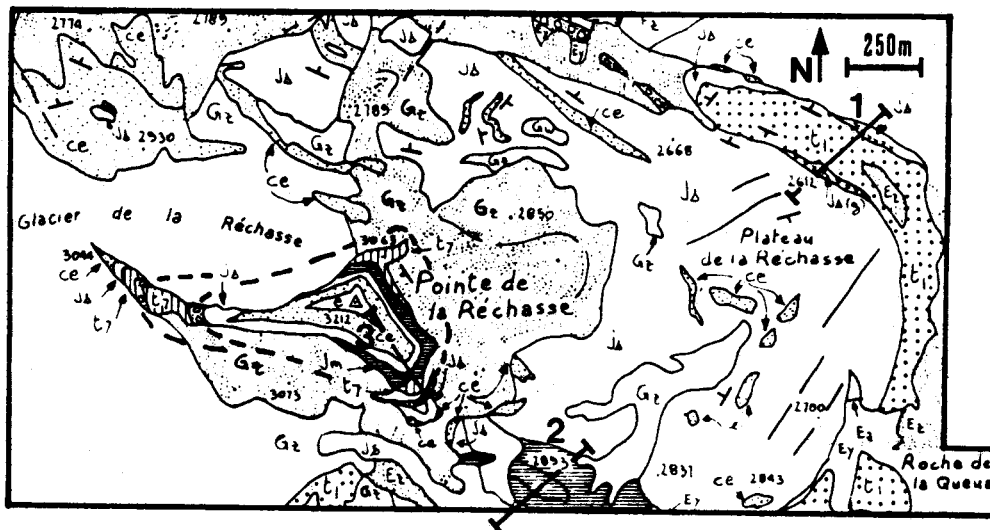


Fig. 74 - Carte géologique de la Pointe et du Plateau de la Réchasse aidant à la localisation des coupes 1 et 2 de la figure 73 et de la coupe 3.

La coupe 3 correspond à un levé de la colonne lithostratigraphique de la figure 75 b. La légende est celle de la planche I h.t.

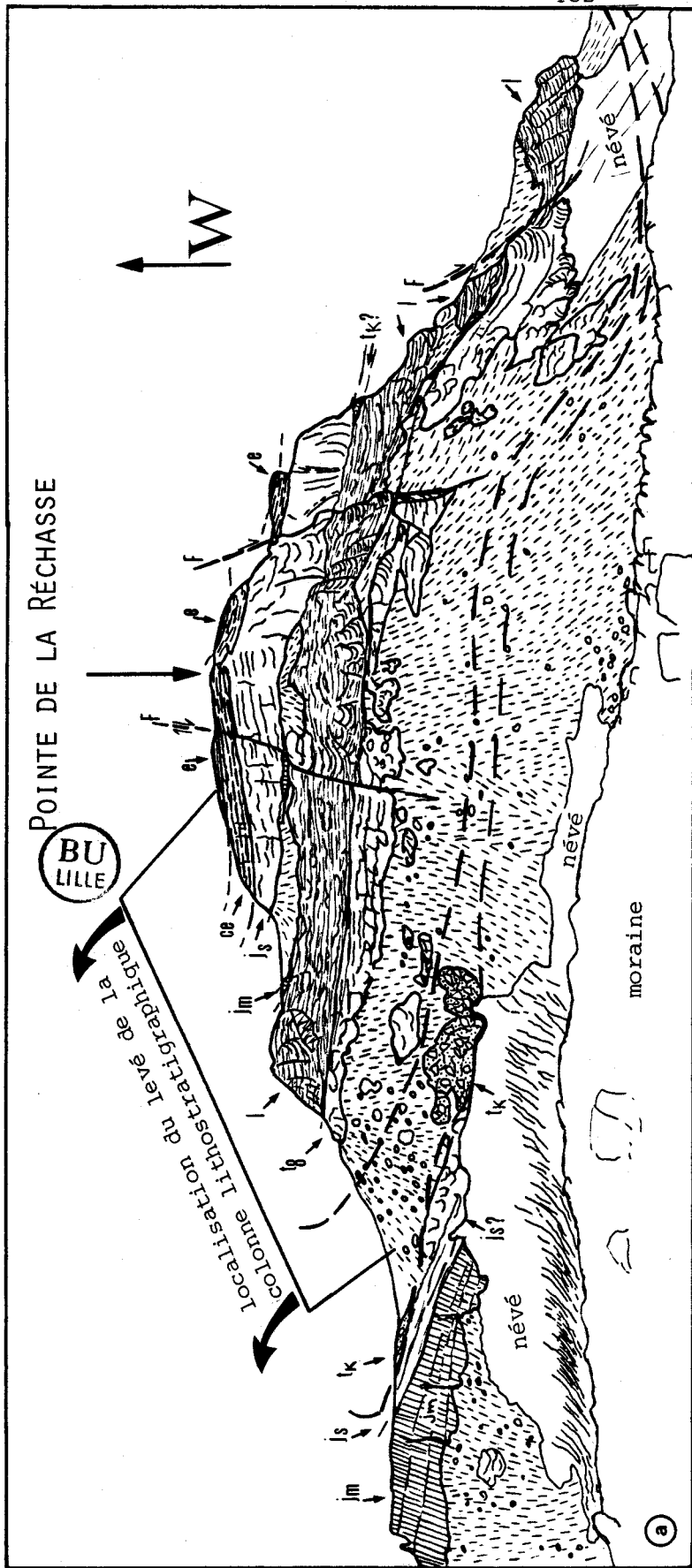


Fig. 75 a - Panorama de la Pointe de la Réchasse depuis le plateau de la Réchasse.

b - Colonne lithostratigraphique de la Pointe de la Réchasse.

Légende : - 1 : cargneules à éléments de calcaires gris, et de quartzites blancs parfois schistosés. Ces cargneules sont d'âge inconnu (Keuper ?) - 2 : 20 m de brèches calcaires noires à éléments dolomitiques beiges à vert foncé et à cassure noire. D'après les travaux de A. Baud et J. Mégard-Galli (1975 et 1977) on peut attribuer à ces faciès un âge Norien moyen (à supérieur ?) - 3 : 4 à 5 m de calcaire rosé avec quelques accidents dolomitiques gris beige dont les blocs peuvent dépasser le mètre. On observe quelques formes figurées (bioturbations ?) rappelant le faciès des calcaires vermiculés. Ces calcaires ne sont pas datés - 4 : 20 m de calcaires noirs à passées très schisteuses (Lias ?) - 5 : 5 à 6 m de calcaires noirs charbonneux (Lias ?, Dogger continental ?) - 6 : 1,5 à 3 m de quartzites blancs à noirs (Bathonien inférieur ?) - 7 : 15 m de calcaires blanc rosé à la base, puis gris blanc et blancs (Callovien moyen ? à Malm) - 8 : 10 m de marbres chloriteux gris et verts et de calcaires jaunâtres très phylliteux (Crétacé supérieur - Eocène ?) - 9 : schistes verts à passées gréseuses, ankéritiques d'un Eocène s.l. (Eocène moyen-supérieur).

Ces terrains pourraient être attribués à un Lias terminal ou à la base du Dogger continental mais ne peuvent être réellement parallélisés avec les 200 à 300 m de calcschistes à zones siliceuses du Lias dit prépiémontais de la nappe de la Grande Motte. Par ailleurs, cette écaïlle, justement notée par F. Ellenberger présente des termes en série normale, allant du Norien moyen aux schistes éocènes. Elle repose par l'intermédiaire de cargneules et d'écaïlles sur une autre série carbonatée (série du Plateau de la Réchasse), elle aussi en position, en grand, normale (mais affectée de plis isoclinaux couchés). Bien que cette série de la Pointe de la Réchasse soit peu érodée et non affectée de filons karstiques, la transgression marine semble assez tardive et surmonte directement ou presque les niveaux quartzitiques (Bathonien inférieur ?). Enfin l'absence de détritisme hyperalumineux indiquerait une position haute du domaine à l'aube de la transgression marine.

c) La coupe du Mont de la Crépéna (SW du Moriond).

Elle montre (fig. 76) des filons sédimentaires (parallèles aux joints de stratification) à matériel de remplissage aluminosiliceux peu évolué, infiltré dans l'Anisien sous-jacent et un "Dogger" s.l. marin assez développé, qui passe progressivement et insensiblement, sans discontinuité sédimentaire à des faciès du Malm.

d) La coupe du Dogger s.l. à proximité NW du Refuge du Col de la Vallette.

Le fin horizon (niveau 2 de la fig. 77) argilo-siliceux à minéraux (chloritoïde notamment) correspondrait aux dépôts du Bathonien inférieur déjà marins. Les calcaires et brèches dolomitiques (niveaux 3 à 8 de la fig. 77) représenteraient des faciès du Dogger à *Mytilus* d'âge Bathonien moyen (F. Ellenberger, 1958 qui a donné p. 286, fig. 17 une coupe très détaillée au Col du Tambour).

Par ailleurs, les faciès "Dogger" et "Malm" du Roc de la Vallette ont été étudiés par H. Accarie (1983, p. 12 à 16) à la suite des travaux de F. Ellenberger (1958). Ces auteurs ont mis en évidence :

- à la base du Jurassique un détritisme quartziteux et hyperalumineux du Bathonien inférieur (?) ; l'origine du détritisme quartziteux est peut être à rechercher dans l'érosion des quartzites werféniens du Plateau de la Réchasse et de l'Epéna. H. Accarie (1983, coupe 5, p.15) a soupçonné l'existence du remaniement de terres bauxitiques développées en amont (c'est-à-dire à l'Est) et B. Datcharry (1982, coupe 3, p. 12) sur le Massif de la Portetta en Vanoise occidentale, a observé sur une même série 2 niveaux bauxitiques d'âge et de faciès différents. On peut conclure soit à des arrivées localisées et différées dans le temps (décharges brutales), de bauxites issues d'une même aire d'alimentation, soit à un remaniement du premier niveau à la faveur d'escarpements de failles. La deuxième solution implique une tectonique cassante, postérieure aux premiers dépôts bauxitiques en milieu sous-marin (on observe des dépôts carbonatés intercalés).

- des faciès carbonatés riches en matière organique (teinte noire) d'un Bathonien moyen à supérieur (?) dont la faune présente essentiellement des gastéropodes et lamellibranches (ce sont les beaux faciès à Nérinées signalés par F. Ellenberger 1958). On envisagera un milieu marin confiné de faible profondeur. Dans les Préalpes médianes, A. Baud et M. Septfontaine (1980) avaient retenu, pour des faciès analogues, une sédimentation de lagon.

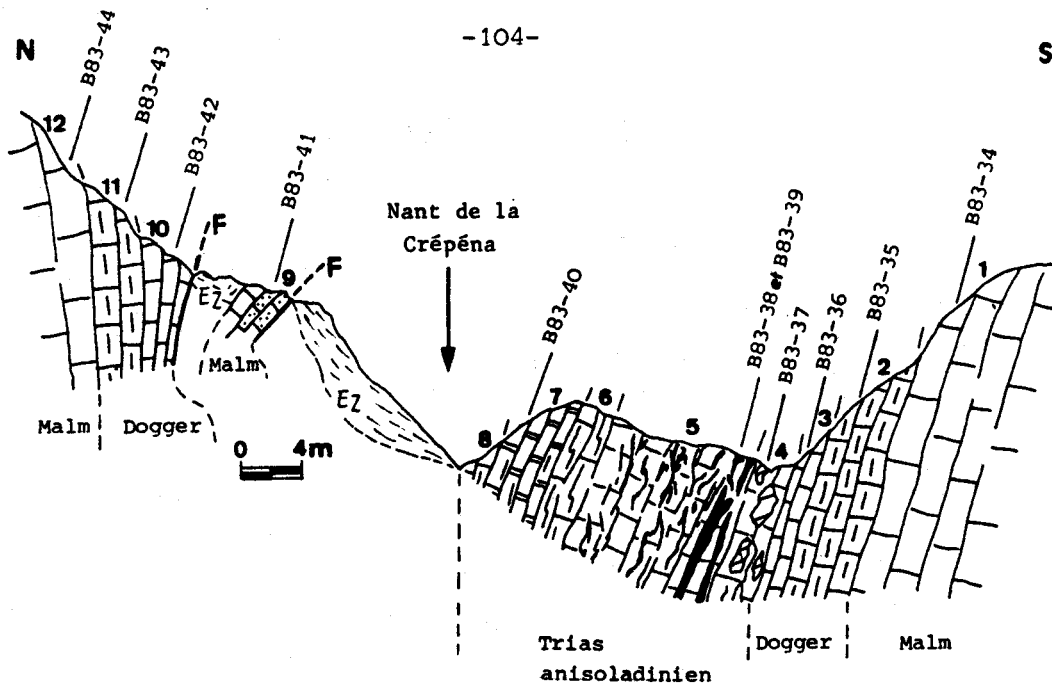


Fig. 76 - Coupe du Nant de la Crépéna au SW du Moriond (altitude 1870 m).

On note : - 1 : calcaire gris clair à la limite Dogger-Malm - 2 : 3 à 5 m d'un calcaire gris noir spathique du Dogger (?) - 3 : 2 m de calcaire noir non spathique du Dogger (?) - 4 : 3-4 m de calcaire gris clair, avec boudins dolomitiques gris à ocre et trabécules dolomitiques gris sombre, Anisoladinien (?) - 5 : 10 m de calcaire gris clair à quelques trabécules dolomitiques gris ocre; dans les 2-3 premiers mètres, on note un niveau schisteux à chloritoides infiltré parallèlement aux joints de stratification, (Anisien) et des passées à blocs anguleux enrobés de metabauxites rougeâtres - 6 : 2-3 m de calcaire gris blanc assez spathique, légères traces de bioturbation, Anisien - 7 : 4-5 m de calcaire gris noir légèrement lité - 8 : 2 m de calcaire gris blanc - 9 : calcaire blanc du Malm, siliceux à la base - 10 à 12 : passage progressif des calcaires gris sombre d'un "Dogger" s.l. aux calcaires gris clair puis blancs du Malm - Ez : zone d'éboulis non stabilisés à éléments triasiques dominants - F : failles.

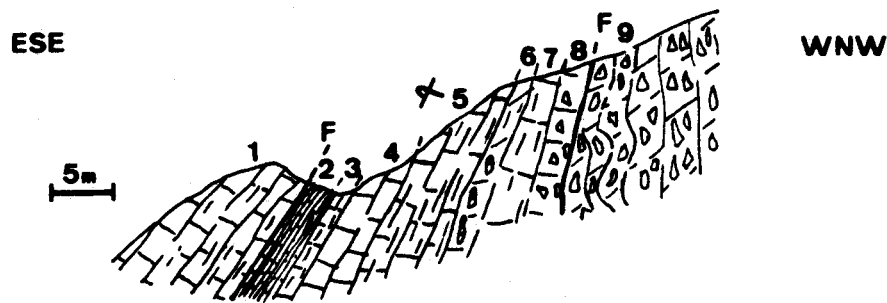


Fig. 77 - Coupe de détail à proximité NW du refuge du Roc de la Vallette (altitude 2565 m).

On observe : -1 : calcaires gris clair faiblement schistosés anisoladiniens -2 : schistes siliceux gris clair à minéraux dont des chloritoides, puis calcaires très phylliteux -3 : calcschistes noirs à calcaires noirs schistosés -4 : calcaires gris noir -5 : calcschistes noirs -6 : calcaires à joints dolomitiques gris sombre, patine beige et à éléments étirés de calcite et dolomie -7 : calcaires gris lités -8 : calcaires noirs, spathiques, à galets de calcite centimétriques subanguleux -F : failles -9 : brèche calcarodolomitique noire du Carnien inférieur.

- des faciès du Malm avec un ensemble inférieur constitué de bancs calcaires à patine gris clair et un ensemble supérieur formé de bancs calcaires à patine gris foncé, baptisé "faux" Malm par opposition au Malm typique clair. Dans la combe du Rocher des Flars, ces auteurs ont mentionné à la base du Malm un niveau siliceux de 10 cm, soulignant la stratification. Outre des débris d'oursins et des entroques, des grains ovoïdes inframillimétriques de calcite sombre à noire (péloïdes ??) ont été signalés par E. Jaillard (1984, p. 82). Enfin des ammonites indéterminables et des lamelibranches (?) ont été trouvés par J.F. Raoult et P. Langlet (1983) dans le secteur de l'Arcelin à l'Est du Roc de la Vallette.

6) Conclusions.

La reprise de la sédimentation vers le sommet du Bathonien et le Callovien paraît d'autant plus tardive que l'érosion est importante, à l'exception peut être du Plateau de la Réchasse. Cette transgression marine s'effectue globalement d'Ouest en Est pour les petits secteurs considérés ici, le bord interne oriental étant resté immergé.

L'envoyage marin s'effectue en plusieurs étapes, donnant des séquences lithologiques que l'on a comparées à celles données par E. Jaillard (1984, p. 91) en Vanoise occidentale (avec cependant l'absence de la séquence O).

Cette transgression marine uniformise et scelle des secteurs sensiblement différents; il en est ainsi de l'unité de la Grande Motte.

VI. LES MARBRES CHLORITEUX (SÉDIMENTATION PÉLAGIQUE).

Cette étude pose essentiellement le double problème de la lacune du Crétacé inférieur, et de l'image paléogéographique à la fin du Malm.

1) Historique.

Il a été longuement retracé par E. Jaillard (1984, p. 97). En Vanoise, "les marbres phylliteux supérieurs" ont été datés paléontologiquement du Crétacé pour la première fois par E. Raguin (1925) au Vallon du Pâquier. F. Ellenberger (1958) précisa, grâce à une étude micropaléontologique faite avec J. Sigal, l'âge crétacé supérieur à paléocène des formations de marbres chloriteux et montra qu'après une lacune généralisée du Crétacé inférieur, la sédimentation reprit soit lors du Crétacé moyen (?) - supérieur, soit lors du Paléocène. Plus récemment, F. Ellenberger et J.F. Raoult (1979) montrèrent l'existence du Crétacé supérieur suivi du Paléocène supérieur/Eocène inférieur (à Lutétien ?), et en déduisirent la lacune au moins locale du Crétacé terminal probable et du Paléocène inférieur et moyen.

Enfin les derniers travaux plus localisés (B. Broudoux, 1982 ; B. Datcharry, 1982 ; H. Accarie, 1983 ; P. Langlet, 1983 ; E. Jaillard, 1984) confirment la succession de deux ensembles de marbres chloriteux d'âge et de faciès légèrement différents. E. Jaillard (1984, p. 97 et p. 100) nota des marbres chloriteux directement posés sur du Callovien présumé au Sud de Tête Noire (Vanoise occidentale), et signala en outre la présence d'un "galet" de roche cristalline à structure équante de granite (érosion d'un socle au Paléocène ?).

2) Les faciès des marbres chloriteux.

Pouvant atteindre jusqu'à 80 m d'épaisseur, les marbres chloriteux présentent, de bas en haut de la série, les faciès de marbres blancs veinés verts, de marbres vieux rose, et de marbres chloriteux s.s. à patine verdâtre.

Les marbres blancs veinés verts ne dépassent jamais 1 à 3 (ou 5 ?) m d'épaisseur et présentent de fins lits millimétriques verdâtres de micas blancs, chlorites et oxydes métalliques diffus. La distance entre deux lits varie de 1 à 10 cm. Les vagues débris rencontrés restent indéterminables (tests fibroradiés, fragments coquilliers).

Les marbres vieux rose peuvent présenter des faciès noduleux plus ou moins fossilifères et des faciès clairs à points roses. Ils tirent leur coloration d'un pigment diffus hématitique, largement présent dans la matrice calcitique cristalline.

Les marbres gris vert à brun chocolaté des lentilles décamétriques de couleur brun noir des Aiguilles de l'Epéna présentent en lames minces des alternances de lits calcareux à calcite + albite + mica + oxydes, et des lits de moindre importance, très minces et riches en mica + chlorite + oxydes. De vagues fragments fossilifères évoquent des *Globotruncana* d'où l'âge crétacé supérieur présumé d'au moins une partie de ces faciès.

Les marbres chloriteux s.s. à patine verdâtre, présentent dans une matrice calcitique, de nombreux cristaux de quartz recristallisés, des albites automorphes ou subautomorphes et des lits riches en mica blanc, chlorite, oxydes métalliques (parfois en taches diffuses) et, à un degré moindre, en tourmaline. Ces niveaux sont généralement fissiles; ils proviennent d'anciens calcaires argileux ou de marno-calcaires maintenant métamorphisés.

Enfin, dans ces niveaux (ainsi à l'Eglise de Pralognan) G. Dunoyer de Segonzac (1969) étudia les recristallisations métamorphiques des minéraux argileux et mit en évidence une chlorite enrichie en aluminium et en magnésium de type $Mg_{1,9} Fe_{2,5} Al_{1,6} (Si_{2,4} Al_{1,6}) O_{10} (OH)_8$, une paragonite et une muscovite phengitique partiellement sodique.

3) Coupes et affleurements.

a) Le Mont Bochor.

Les passages du Jurassique aux marbres chloriteux observés sont très variables, aussi bien à l'échelle métrique de l'affleurement (fig. 78), que kilométrique du massif (fig. 79, coupes 1, 2 et 3).

Sur les marbres gris blanc et blancs du Malm, les marbres chloriteux s.s. peuvent reposer, soit directement (le contact étant alors généralement net et brutal), soit par l'intermédiaire de niveaux d'ordre métrique de marbre blanc veiné vert, de marbre vieux rose (lesquels font partie de la formation des marbres chloriteux) et/ou de dolomie jaune sale. Bien que discontinus (lenticulaires), les niveaux dolomitiques représentent fréquemment la première formation observée. Ils sont parfois bréchiques (F. Ellenberger, 1958) et s'infiltrèrent légèrement dans les faciès du Malm sous-jacents (H. Accarie, 1983 ; P. Langlet, 1983). Les formations de marbre blanc veiné vert et de marbre vieux rose peuvent alterner ou s'exclure.

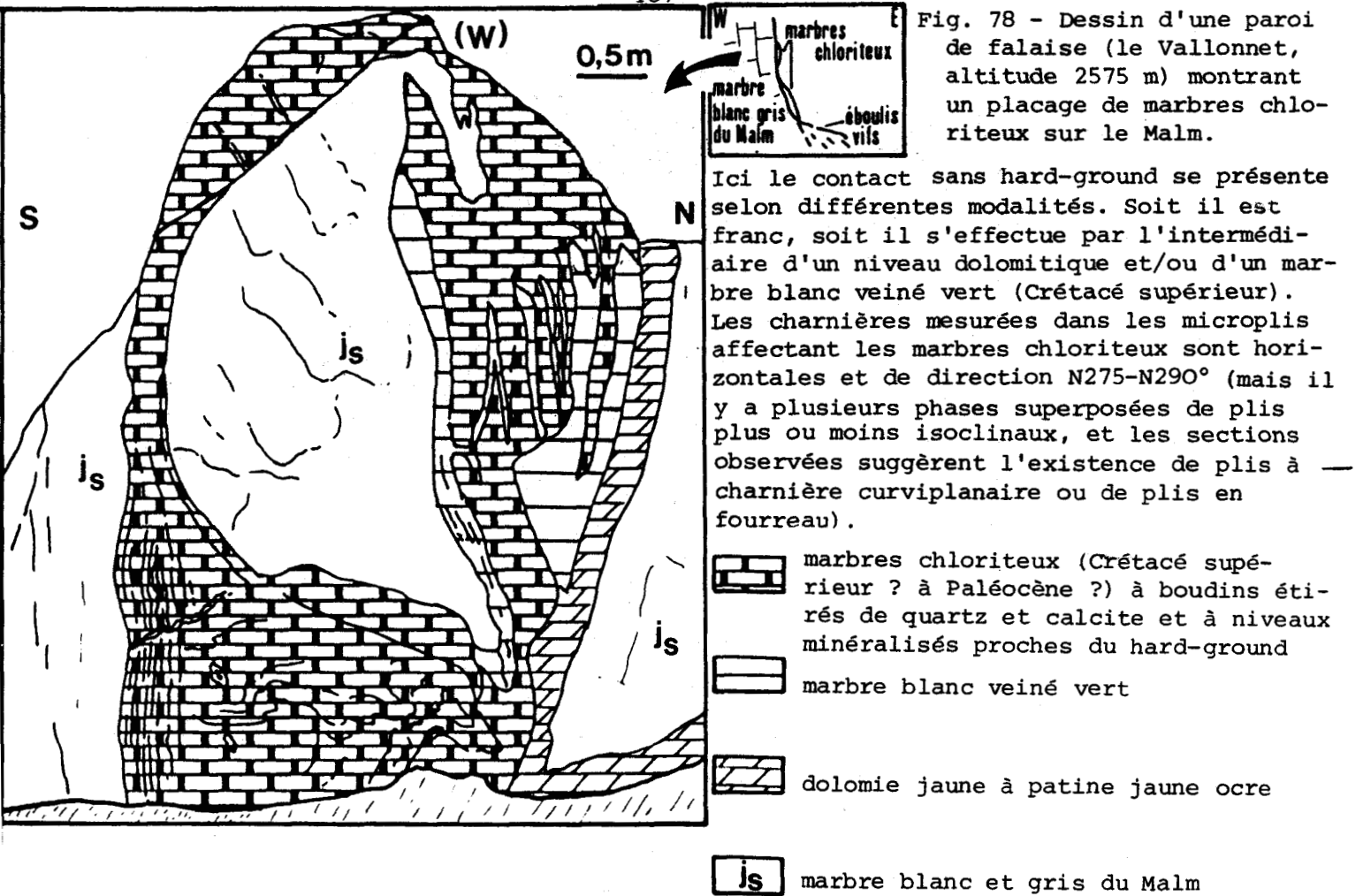






Fig. 78 - Dessin d'une paroi de falaise (le Vallonnet, altitude 2575 m) montrant un placage de marbres chloriteux sur le Malm.

Ici le contact sans hard-ground se présente selon différentes modalités. Soit il est franc, soit il s'effectue par l'intermédiaire d'un niveau dolomitique et/ou d'un marbre blanc veiné vert (Crétacé supérieur). Les charnières mesurées dans les microplis affectant les marbres chloriteux sont horizontales et de direction N275-N290° (mais il y a plusieurs phases superposées de plis plus ou moins isoclinaux, et les sections observées suggèrent l'existence de plis à charnière curviplanaire ou de plis en fourreau).

-  marbres chloriteux (Crétacé supérieur ? à Paléocène ?) à boudins étirés de quartz et calcite et à niveaux minéralisés proches du hard-ground
-  marbre blanc veiné vert
-  dolomie jaune à patine jaune ocre
-  marbre blanc et gris du Malm

A cela, peuvent s'ajouter des niveaux de hard-grounds ou encroûtements métallifères, situés soit au sein des marbres chloriteux, soit directement sur le Malm.

Ces rapides variations latérales de faciès (malgré tous les problèmes de laminage tectonique) attestent d'une reprise de sédimentation, différée suivant les secteurs, sur le fond marin.

b) L'Epéna.

Le contact, observé en trois points différents, reste franc et brutal. De plus, il ne présente jamais de hard-ground.

Il se résume à la succession suivante : - 1 : marbre blanc, massif du Malm. Au sommet du Malm, on peut trouver des niveaux de marbre rouge-violacé, ankéritique (d'un Crétacé supérieur ??) - 2 : 1 à 2 m d'un marbre gris à gris rose, puis d'un marbre blanc à gris vert, noduleux passant rapidement aux faciès de marbres chloriteux s.s.

c) Les autres secteurs.

Les modalités de passage des autres secteurs ont déjà été discutées (unité de Grande Motte, Cascade du Manchet, Aiguille des Aimes, Pointe de la Réchasse). On peut toutefois noter (tout en sachant que cela peut être le résultat de laminages tectoniques), qu'au Sud du Lac des Assiettes en Vanoise méridionale, les marbres chloriteux s'effilent et semblent passer à un hard-ground (la même observation a été faite sur le Plateau de la Réchasse). Latéralement, des schistes calcareux (de Pralognan) reposent directement sur le Malm, le tout étant en série inverse. Si le contact est stratigraphique (ce qui n'est pas prouvé), il faudrait admettre la lacune de tout le Crétacé et le Paléocène.

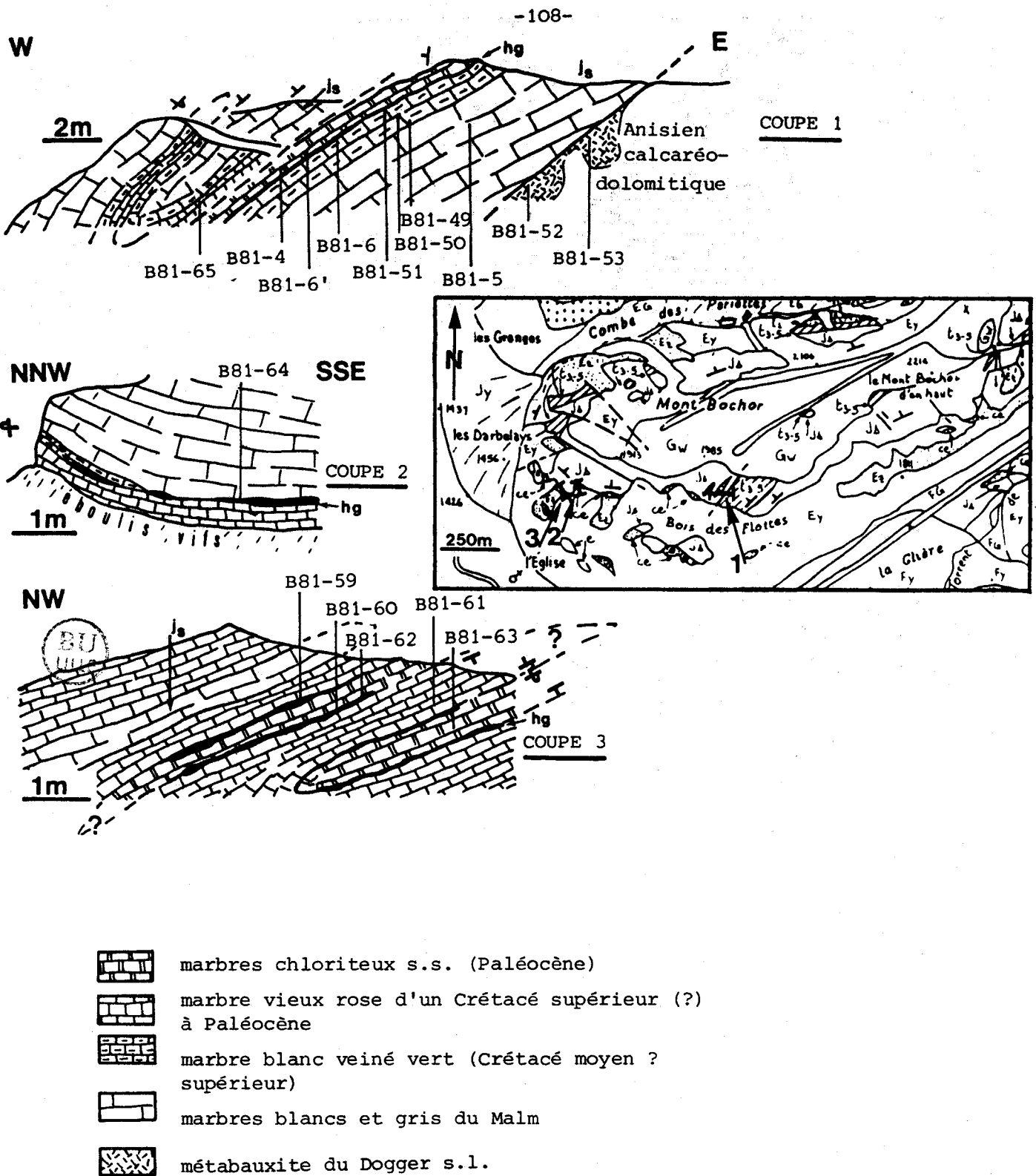


Fig. 79 - Carte de localisation et coupes lithologiques du Mont Bochor.

Le passage entre le Malm et le Crétacé supérieur-Paléocène (marbres chloriteux) se présente de manière variable, on peut avoir soit :

Coupe 1 : Malm blanc, marbre blanc veiné vert (Crétacé supérieur ?), hard-ground (Paléocène ?), marbres chloriteux (Paléocène ?) ;

Coupe 2 : Malm blanc, hard-ground du Crétacé supérieur (?), marbre vieux rose (Crétacé supérieur ?) ;

Coupe 3 : Malm blanc, marbre vieux rose du Crétacé supérieur (?) hard-ground (Paléocène ?), marbres chloriteux (Paléocène ?).

La légende de la carte est la même que la planche I h.t.

B81-4 à B81-65 : localisation des échantillons prélevés (pour la plupart analysés géochimiquement).

4) Les hard-grounds.

Ce sont des niveaux repères métallifères très minces, de 1 à 5 cm d'épaisseur (pouvant atteindre 15 cm dans l'unité de la Grande Motte), brun violacé (couleur typique due au Mn), très peu fissiles et dont la base remanie parfois des microgalets de calcite et de dolomie. Un hard-ground à concrétions noduleuses composites aplaties a été trouvé par J.F. Raoult sur le bord sud du Moriond (altitude 1955 m) où il surmonte un mètre de marbre, d'abord vieux rose puis blanc veiné vert, ce dernier reposant directement sur le Malm. Ce niveau à nodules de 3 à 10 cm rappelle tout à fait les photographies des champs de nodules océaniques (p. ex. G. Pautot et M. Hoffert, 1984). Exceptionnellement, des nodules centimétriques se retrouvent dans les marbres chloriteux (échantillon B81-118 à l'Est du Lac des Vaches). Ces hard-grounds renferment des foraminifères dont des nubéculaires (foraminifères encroûtants).

Des figures stromatolitiques et des laminites se rencontrent, exprimées principalement sous forme de "choux fleurs" et de simples microalternances de couches sombres et claires (laminations). Les formes en "colonnettes" sont plus rares mais présentes (en échantillon B81-59, voir pl. II, p. 5 et p. 6, M. Bourbon (1980, p. 88) en fit principalement des encroûtements diagénétiques chimiques. L'une des origines généralement admises des figures stromatolitiques (C.L. Monty, 1973 ; M. Bourbon, 1980 ; M. Delamette, 1981 ; M.C. Janin, 1982) est biologique car on note la présence de matière organique, de nature bactérienne ou algairé (cyanophycées). Enfin des fractures radiales et des fractures concentriques (?) ont été observées (ainsi échantillon JFR 83-2); elles correspondraient d'après les travaux de M. Bourbon (1980, pl. XXVI, 1, p. 322) à des fentes de retrait lors de la diagenèse.

Minéralogie.

- L'observation des lames minces montre de nombreux oxydes de fer, amorphes ou non (dont de l'hématite), des oxydes de manganèse indéterminés mais qui ailleurs en Vanoise se sont révélés être de la bixbyite, riche en fer, de formule $(Mn, Fe)_2O_3$ d'après F. Ellenberger et J.F. Raoult (1979, pl. I), des phosphates, de la chlorite, du quartz microcristallin (détritique ?), de l'albite (assez rare), des carbonates (calcite, dolomite et carbonates ferrifères divers) et exceptionnellement de l'épidote et du sphène (?).

- Les analyses aux R.X (mêmes modalités techniques d'analyses que pour les roches hyperalumineuses du "Dogger") sur poudres totales ont mis particulièrement en évidence les phosphates (fig. 80). Les teneurs en phosphates sont très variables à l'intérieur d'un même niveau comme le montrent les échantillons du Rocher de la Louza (Pralongnan) ; leur répartition n'est ni uniforme, ni planaire. Les principaux phosphates rencontrés sont la fluoroapatite $Ca_5F(PO_4)_3$ avec les raies majeures caractéristiques à 2,80 Å ; 2,77 Å ; 2,70 Å et 3,44 Å et l'hydroxylapatite $Ca_5(PO_4)_3(OH)$ (raies à 2,81 Å ; 2,78 Å ; 2,72 Å et 3,44 Å), avec probablement des minéraux intermédiaires. La Wilkeite $Ca_5(P, Si, S)_3O_{12}(O, OH, F)$ pourrait être présente. Enfin, certaines chlorites s'apparentent à de la ripidolite (chlorite ferromagnésienne). Les autres minéraux ne sont pas assez concentrés pour s'individualiser sur un diagramme de poudre composite.

Echantillons	localisation	Age présumé	quartz	phosphate	chlorite	calcite	hématite
BDY 03	Rocher des Fattes Vo	Crétacé supérieur ?	x	xxx	x		
BDY 37	Est du Rocher de Bertou Vo	Paléocène supérieur	xx	xxx	x		x
BDY 113	Dent de la Portetta Vo	Crétacé supérieur		xxx	x		
B81-06	Mont Bochor Vs	Paléocène (supérieur?)	x	xxx	x	x	
B81-67	Mont Bochor Vs	Paléocène supérieur	x	xxx		?	x
B82-28	Aiguille des Aimes Vs	Crétacé supérieur	x	xxx	x		x
B82-91	Aiguille des Aimes Vs		xx		x		xx
JFR78-149	Rocher de la Louza Pralognan	Paléocène supérieur	x			x	x?
JFR78-150	Rocher de la Louza Pralognan	Paléocène supérieur		xxx			x
JFR78-157	Rocher de la Louza Pralognan	Paléocène supérieur			x	x	x
JFR79-69	Col du Mone Vo	Paléocène supérieur	x	xx		x	
JFR80-18	Rocher des Fattes Vo	Crétacé supérieur?	x	xxx	x	x	
JFR80-53	Nord du Lac de la Glière Vs	Paléocène		xxx	-	x	
JFR81-68	Roc de la Vallette Vm	Paléocène	x	xxx		x	x

Fig 80 - Principaux minéraux reconnus par diffractométrie de RX sur des poudres de hard-grounds

- minéraux prédominants : xxx
- minéraux dominants : xx
- minéraux présents : x
- Vo : Vanoise occidentale - Vs : Vanoise septentrionale - Vm : Vanoise méridionale.

Microfaune.

L'étude de la microfaune, faite par J.F. Raoult, a permis de préciser quelques âges. Les lames minces les plus riches des affleurements du Mont Bochor ont révélé :

- lame B81-06 (localisation fig. 79, coupe 1) : *Globotruncana* bicarénées et de rares formes globuleuses, assez grandes, représentant des globigérines s.l.. L'impression est que les formes du Crétacé supérieur pourraient être remaniées, la majeure partie du hard-ground étant paléocène.
- lame B81-56 (pl. II, p. 2, 3 et 4) : *Globotruncana* gr. *linneiana*, *Globotruncana* cf. *arca* (??) et grandes monocarénées en débris, "Globigérines" et hedbergelles dans la zone phosphatée. Formes paléocènes avec grandes globigérines et globorotalidés anguleux dans la partie plus carbonatée pigmentée d'oxydes de fer. On aurait un âge paléocène s.l. avec des formes crétacées remaniées dans les zones phosphatées.
- lame B81-59 (localisation fig. 79, coupe 3 et pl. II, p. 5 et 6) : mêmes observations que dans la lame B81-56 avec notamment de belles figures "stromatolitiques" en "choux fleurs" ou "champignons" mais aussi en "colonnettes".
- lames B81-64 (localisation fig. 79, coupe 2) : sections de petites belemnites, *Pithonella sphaerica* et/ou *elliptica*, petites hedbergelles, ticinelles et/ou rotalipores (formes monocarénées) et des *Praeglobotruncana* s.p. (petites formes bicarénées à deux carènes proches). On a vraisemblablement un hard-ground crétacé dont l'âge possible est Albien supérieur à Cénomaniens.

Discussion.

Les associations de la microfaune présente dans les hard-grounds, montrent des formes du Crétacé moyen (?), d'autres du Crétacé supérieur et enfin des formes du Paléocène s.l.. Dans la plupart des hard-grounds, on retrouve des formes des deux âges, les faunes crétacées (généralement sénoniennes) se regroupant préférentiellement dans les nodules phosphatés, nettement remaniés pour certains. Rares sont les hard-grounds qui ne présentent que des faunes crétacées; ils se résument à l'échantillon B81-64 du Mont Bochor (âge albien supérieur-cénomancien ?), au hard-ground sénonien de l'Aiguille des Aimes, à celui des Rochers du Chatel (F. Ellenberger, 1958, p. 317) et peut-être à celui du Chalet supérieur de l'Arcelin (Vanoise méridionale) selon P. Langlet (1983, p. 22).

- l'échantillon B81-64 (Mont Bochor) présente, à son contact avec le marbre blanc du Malm, quelques rares cristaux de chloritoïde et de quartz (fig. 81 et pl. III, p. 1). Or, H. Accarie (1983, p. 18) a trouvé, dans la même position lithostratigraphique, un niveau de 2-3 cm à microfaciès proche de celui des metabauxites du Dogger au Rocher des Flars (Roc de la Vallette, Vanoise méridionale) et avait conclu à un faciès reconstitué du Dogger dont les éléments proviendraient d'érosions sous-marines à mettre en corrélation avec des crises tectoniques. On peut reprendre son interprétation, mais un nouvel échantillonnage n'a pas permis de confirmer ses observations.

5) Discussion.

- La lacune du Crétacé inférieur s'accompagne :

- de microravinements ;
- de fissures à remplissages divers (dolomie bréchique, marbre chloriteux, ...) pouvant conduire comme sur l'unité de la Grance Motte ou à l'ENE de l'Arcelin, à un aspect de "microkarst" sous marin ;
- de remaniements de petits galets de calcaires jurassiques, voire de calcaires et dolomies triasiques (?) à la base des hard-grounds ou des marbres chloriteux ;
- d'hypothétiques apports détritiques alumino-quartzeux issus de couches du Jurassique moyen.

L'importance des érosions (s'il y en a eues) reste inconnue. Le fait que la plupart des hard-grounds soient paléocènes, restreint fortement les épaisseurs des formations de marbres chloriteux crétacés. Ainsi ces marbres chloriteux dépassent rarement les deux mètres et n'excèdent jamais la dizaine de mètres. Dans l'ensemble, les marbres chloriteux s.s. du Paléocène sont plus fissiles que ceux du Crétacé supérieur.

Le remaniement de galets à faunes crétacées (sénoniennes), dont des "galets" apparemment riches en phosphates, dans les hard-grounds paléocènes, confirme l'existence d'une deuxième lacune importante d'âge imprécis, et d'érosions sans doute faibles.

Enfin, les hard-grounds sont connus pour représenter une sédimentation extrêmement condensée, et les observations citées précédemment confirment parfaitement ce point de vue. Leur signification paléogéographique et leurs caractéristiques (richesse en phosphates, figures stromatolitiques) seront discutées à la suite de l'étude géochimique.

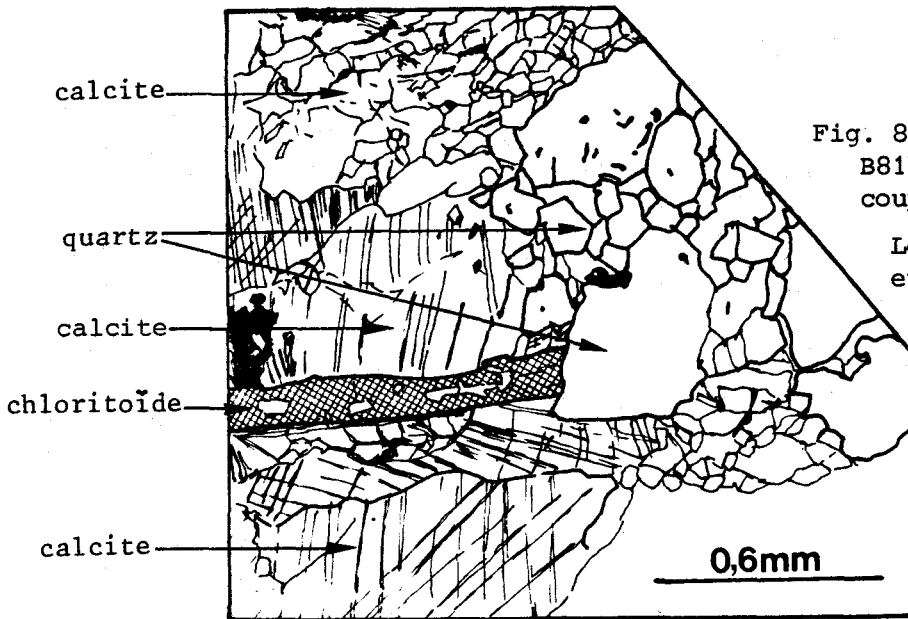


Fig. 81 - Détail de la lame mince B81-64 (localisation fig. 79, coupe 2).

Les quartz sont recristallisés et de taille variable.

6) Conclusions.

La reprise de la sédimentation s'effectue de façon variée après la lacune du Crétacé inférieur, généralisée à l'ensemble de la Vanoise : on aurait soit un hard-ground d'âge cénomanien ou sénonien, soit des calcaires argileux pélagiques du Crétacé supérieur.

Une deuxième lacune, à valeur peut être plus locale, représente tout ou partie du Crétacé terminal au Paléocène inférieur et moyen (F. Ellenberger et J.F. Raoult, 1979). La totalité de la sédimentation peut être représentée par un hard-ground du Paléocène (supérieur). On peut envisager que très localement ce hard-ground pourrait débiter dès le Crétacé supérieur. Puis viennent les dépôts très uniformes de calcaires argileux et marno-calcaires dont l'âge probable s'étale du Paléocène (supérieur ?) à l'Eocène inférieur et moyen (?).

VII. LES SCHISTES DE PRALOGNAN.

Equivalents du flysch noir du Briançonnais classique, ce sont les derniers sédiments déposés avant l'orogénèse alpine. Par effet de tectoniques superposées, ces schistes sont souvent en contact avec des cargneules (ou des gypses) d'âge inconnu (Keuper probable). F. Ellenberger, 1958, p. 332) avait supposé un âge éocène sur la base de débris de lithothamniées. Ils pourraient ne débiter qu'à l'Eocène moyen selon F. Ellenberger et J.F. Raoult (1979). D'après A. Baud et M. Septfontaine (1980) le flysch, dans les Préalpes, serait priabonien, au moins en partie.

Le passage des marbres chloriteux aux schistes de Pralognan est rapide mais progressif, sur un à deux mètres, comme l'ont déjà souligné F. Ellenberger (1958) puis E. Jaillard (1984, p. 104). Ce sont des schistes gris à noirs constitués de lits pélitiques très schistosés et de microlits silteux (quartz + micas). La fréquence de ces lits et microlits est très variable, ainsi que la granulométrie. On note de nombreux lits calcaires et/ou gréseux. Malgré la pauvreté des affleurements, une coupe lithostratigraphique a pu être levée au Col des Schistes (fig. 82). Des globigérinidés s.l. qui sont probablement des *Globorotalia* et *Globigerina* (assez nombreuses formes pélagiques à loges

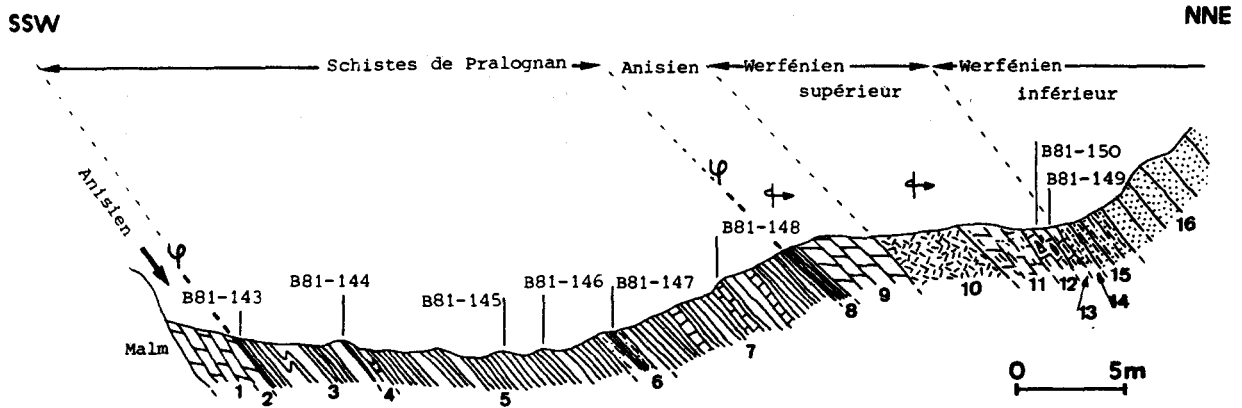


Fig. 82 - Le Col des Schistes.

1 et 2 : niveaux dolomitiques jaune vif d'âge triasique probable (Anisien ?) - 3 : schistes de Pralognan de l'Eocène - 4 : filonnet de quartz et de calcite très microplissé - entre 3 et 4 : on note un niveau gréseux ferrugineux - 5 : schistes de Pralognan gris sombre, avec plis isoclinaux (axe moyen 20/350) - 6 : intercalation gréso-calcaireuse plus ou moins schisteuse - 7 : schistes à niveaux gréso-calcaireux - 8 : schistes verts d'âge probablement anisien - 9 : dolomie grise monogénique anisienne - 10 : cargneules du Werfénien supérieur - 11 : dolomie plus ou moins schisteuse légèrement micacée - 12 : calcaires bruns schisteux à patine ocre et à boudins étirés de calcite - 13 : marnocalcaires noirs anisiens - 14 : niveau schistogréseux werfénien - 15 : quartzites versicolores werfénien - 16 : quartzites francs, blancs, werfénien - Ψ : contacts anormaux majeurs (on discutera ultérieurement de la valeur de ces accidents).

rondes et d'autres à loges plus ou moins anguleuses) et des rotalidés s.l. possibles, soit des formes benthiques, ont été reconnus dans la lame B81-144 (localisation fig. 82) par J.F. Raoult. On peut envisager une sédimentation hémipélagique où les apports détritiques fins ont une source d'alimentation lointaine.

Enfin la puissance de cette formation est faible (environ 40 m tout au plus) et reste difficile à apprécier compte tenu des nombreux plis isoclinaux qui se sont développés aisément dans cette formation.

TROISIEME CHAPITRE - GEOCHIMIE

I. Introduction

II. Techniques d'études

III. Analyse des données et des corrélations

I. Diagramme Al_2O_3 - Fe_2O_3 (fig. 86)

II. Diagrammes Al_2O_3 - MgO et Fe_2O_3 - MgO (fig. 87 et 88)

III. Diagramme CaO - MgO (fig. 89)

IV. Diagramme Al_2O_3 - TiO_2 , Li, Ni, Cr, V (fig. 90)

V. Diagrammes ternaires MgO - K_2O - Na_2O (fig. 92) et MgO - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (fig. 93)

VI. Diagrammes Al_2O_3 - K_2O , Fe_2O_3 - K_2O et SiO_2 - K_2O (fig. 94)

IV. Interprétation - Evolution de la série

I. Les calcaires du Malm

II. Les marbres chloriteux du Crétacé supérieur

III. Les marbres chloriteux du Paléocène-Yprésien (?)

IV. Les niveaux de hard-grounds

V. Eléments de comparaison des différents termes de la série

1. Le strontium

2. Le cobalt

V. Conclusions.

TROISIEME CHAPITRE - GEOCHIMIE

I. INTRODUCTION.

Cinq grands sites de Vanoise (fig. 83) ont été étudiés, présentant chacun des faciès jurassiques à paléocènes relativement constants, même si les séries se différencient par leurs termes plus anciens (Lias présent dans l'unité de la Grande Motte, absent dans les autres ; transgression du Dogger ou du Malm s'effectuant selon des modalités variées ; caractéristiques du Trias calcaréo-dolomitique ..., voir deuxième chapitre).

On s'est uniquement intéressé ici au sommet visible des calcaires blancs massifs du Malm et aux divers marbres chloriteux du Crétacé supérieur au Paléocène (Eocène ?) au sein desquels se trouvent des hard-grounds, ou encroûtements ferrifères et phosphatés, parfois noduleux (fig. 84). Les marbres chloriteux sont équivalents aux calcaires planctoniques en plaquettes connus plus au Sud dans la région de Briançon, où ils surmontent alors en divers points des calcaires lités à silex du Crétacé inférieur et des argilites et jaspes du Vracono-Cénomaniens (voir p. ex. J. Debelmas, 1955 ; M. Bourbon, 1980). Dans cette même région de Briançon, le Malm débute fréquemment par des niveaux radiolaritiques et des faciès noduleux dont les équivalents n'existent pas en Vanoise. Ces séries ont fait récemment l'objet d'analyses géochimiques visant à mieux caractériser les domaines sédimentaires et leurs paléoenvironnements (M. Bourbon, 1980 ; E. Brosse, 1982). Il semblait donc utile de tenter une approche similaire dans les séries briançonnaises de Vanoise, en se limitant aux faciès pélagiques, c'est-à-dire aux calcaires sommitaux du Malm et aux marbres chloriteux. L'essentiel des résultats qui suivent ont fait l'objet d'une note (B. Broudoux, P. Debrabant et J.F. Raoult) déposée à la Société géologique du Nord.

II. TECHNIQUES D'ÉTUDES.

Si 21 échantillons de hard ground ont été analysés au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.) de Nancy, 100 autres échantillons (dont 7 de hard-ground) ont été dosés au laboratoire de Géochimie de Lille par absorption moléculaire et absorption atomique (M. Pinta, 1971). Pour ceux-ci Ba, Rb et la perte au feu (PF) n'ont pu être dosés ; à l'inverse Zn, Li et Pb n'apparaissent pas dans les données fournies par le C.R.P.G.. Les analyses faites à Lille ont été effectuées par H. Accarie, B. Datcharry, P. Langlet et moi-même, avec l'aide précieuse de P. Récourt. Les résultats analytiques sont rassemblés en figure 85 ainsi que les expressions de divers paramètres calculés (voir p. ex. H. Maillot, 1980, et 1983, p. 37 à 43).

- Mn^* caractérise les variations relatives des teneurs en Fe et Mn par rapport à celle des shales de référence (K.H. Wedepohl, 1978). Pour $Mn^* \approx 0$, on a un milieu normal de mer ouverte. Très schématiquement, après enrichissement en Mn et Fe, $Mn^* < 0$ indique une sédimentation en milieu réducteur et/ou à fort taux de dépôt, et $Mn^* > 0$ un milieu oxydant ; Mn^* est alors d'autant plus élevé que le taux de sédimentation est plus faible. $Mn^* \gg 0$ indique le voisinage de venues volcaniques sous-marines (cf. P. Debrabant et J. Foulon, 1979).

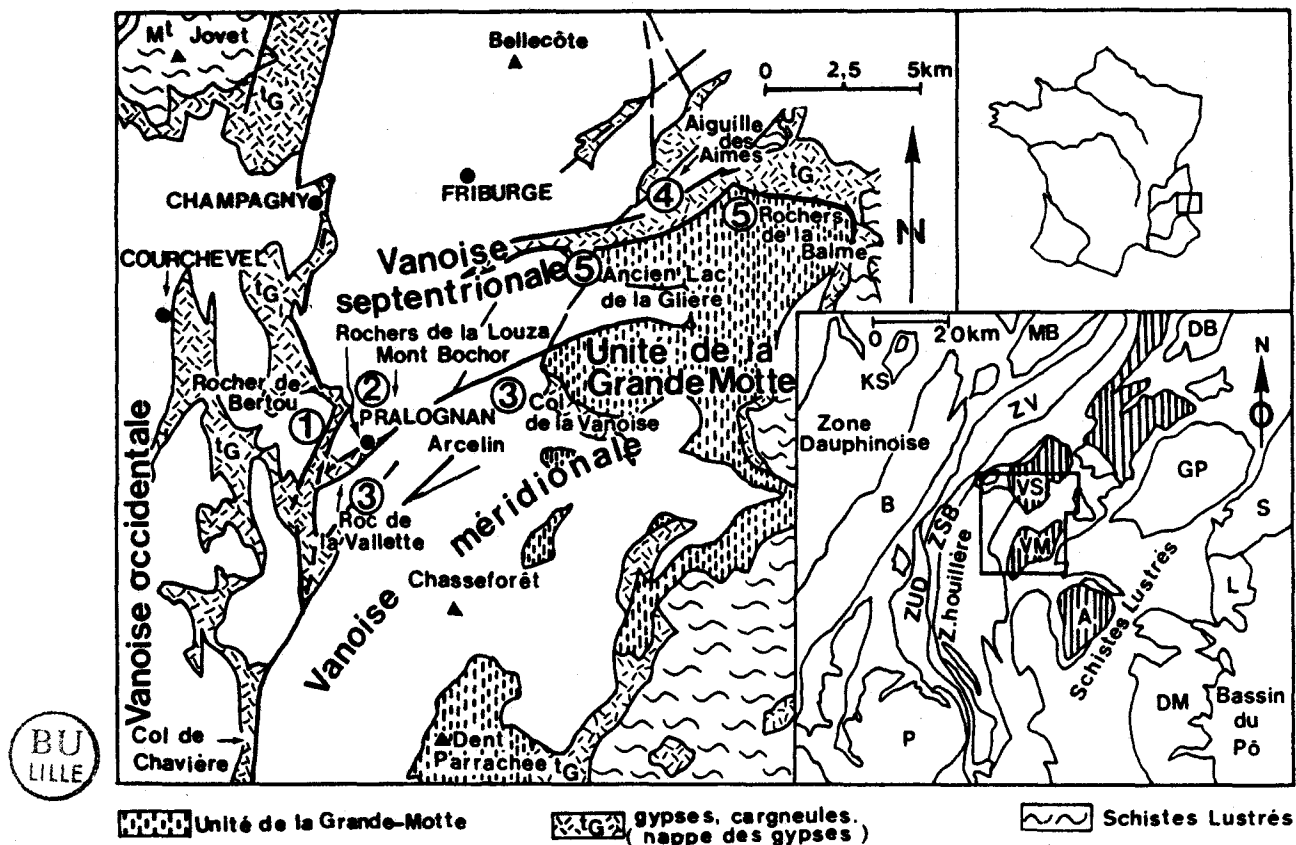


Fig. 83 - Schéma géologique et localisation des sites étudiés.

En cartouche, situation générale - En barré vertical socles paléozoïques d'Ambin (A), de Vanoise (VM : Vanoise méridionale, Vs : Vanoise septentrionale), et au NE du Ruitor.

A : Ambin - B : Belledone - DM : Dora-Maira - DB : Dent Blanche - GP : Grand Paradis - KS : klippe de Sulens - L : Lanzo - MB : Mont Blanc - P : Pelvoux - S : Sezia - VM : Vanoise méridionale - VS : Vanoise septentrionale - ZSB - Zone subbriançonnaise - ZUD : Zone ultra-dauphinoise - ZV : Zone valaisanne.

En carte. Les cinq sites de Vanoise étudiés correspondent chacun à une entité structurale.

1 : Rocher de Bertou, au Nord du massif de la Portetta (Vanoise occidentale) -
 2 : Rochers de la Louza au Nord immédiat de Pralognan, et Mont Bochor plus à l'Est (Vanoise septentrionale) - 3 : chaînon du Roc de la Vallette (Vanoise méridionale) et ses prolongements vers l'Est (Arcelin et Rocher du Génepy) - 4 : Aiguille des Aimes, partie orientale de la Vanoise septentrionale (série de Val d'Isère-Ambin ?) - 5 : Unité de la Grande Motte (tiretés verticaux) avec un site au NW (ancien Lac de la Glière) et un au NE (Rochers de la Grande Balme) - tg : gypses et cargneules soulignant certains contacts majeurs et constituant en particulier la "nappe des Gypses", semelle des Schistes Lustrés alloctones du Mont Jovet (angle NW).

Remarque : par commodité d'étude, les Rochers de la Louza sont rattachés au secteur 2 de Vanoise septentrionale, puisque représentant probablement le prolongement occidental de la série du Mt Bochor.

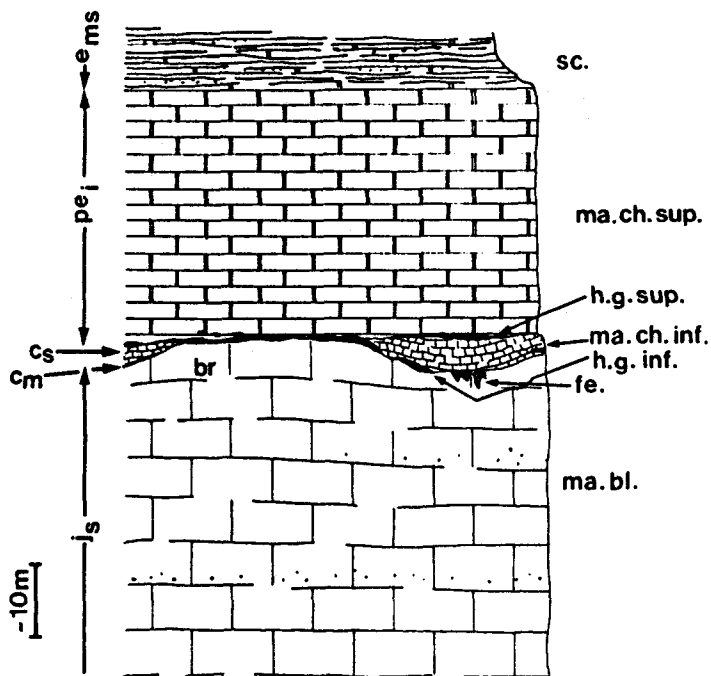


Fig. 84 - Colonne lithostratigraphique synthétique.

Les âges attribués sont e_{ms} : Eocène moyen-supérieur(?) - pe_l : Paléocène à Yprésien (?) - C_s : Crétacé supérieur - C_m : Crétacé "moyen" (?) (Albien-Cénomaniens-Turonien ?) - J_s : Malm.

De bas en haut, on a la succession suivante - $ma.bl.$: marbres massifs, blancs, gris clair, parfois rosés ; la base livre des débris de bélemnites, de nérinées, d'encries ; le sommet visible contient quelques ammonites indéterminables. Les apports détritiques se marqueraient par des horizons sableux (pointillés) et au toit du Malm par des niveaux discontinus finement bréchiques (br), à éléments de dolomies (Trias remanié ?), en particulier dans le site 1. Ailleurs (Arcelin, site 3), le toit montre des fentes métriques (fe), remplies de marbres chloriteux à galets de Malm - $h.g.inf.$: hard-ground inférieur, centimétrique, collé sur le Malm, à vestiges de foraminifères pélagiques (Cénomaniens ??) - $ma.ch.inf.$: marbres chloriteux inférieurs, blanc verdâtre, rouges ou vieux rose (pigment hématitique diffus), relativement pauvres en phyllites, à rares *Globotruncana* du Sénonien - $h.g.sup.$: hard-ground supérieur, relativement constant, épais de 1 à 15 cm, souvent noduleux, à microfaune parfois riche avec des *Globotruncana* remaniées, des *Globigerina* et *Globorotalia* du Paléocène et/ou de l'Yprésien (?) - $ma.ch.sup.$: marbres chloriteux supérieurs, riches en chlorites et phyllites, finement foliés et fissiles, à patine rousâtre et à cassure vert clair - $sc.$: schistes de Pralognan, avec pélites sombres, calcaires sableux et grès, équivalant au "flysch noir".

- D^* (K. Boström et al., 1969) caractérise l'intensité des influences détritiques par rapport aux précipitations métallifères d'origine océanique. Dans un "shale" type, D^* avoisine 0,63 ; des valeurs supérieures traduisent une augmentation des apports terrigènes, et des valeurs inférieures une diminution de ces derniers au détriment d'influences métallifères plus marquées dues par exemple à la proximité d'un volcanisme océanique, ou à un ralentissement de la sédimentation.

- Mg^* avoisine 0,2 dans un "shale" banal. Des valeurs supérieures s'observent généralement dans les carbonates du fait de leur enrichissement en Mg^{2+} ; ainsi la présence de carbonates magnésiens peut être suspectée si Mg^* est important.

- Si^* enfin varie de 3 à 4 dans les argiles ; et des valeurs supérieures traduisent en général l'existence de silice libre (détritique ou biogénique).

Des 121 échantillons analysés : 31 proviennent du sommet du Malm briançonnais, et 6 de la série dauphinoise interne, moins métamorphique, échantillons prélevés à titre de comparaison ; 29 de marbres chloriteux crétacés ou supposés tels ; 27 de marbres chloriteux et calcschistes du Paléocène - Yprésien (?) ; 28 de hard-grounds. La colonne lithologique donnée, figure 84, n'est qu'une vue de la succession des couches, synthétique et idéalisée, du fait des déformations symmétamorphiques (foliations et schistosités superposées), de l'acquisition d'un litage tectonique, de la destruction quasi générale des microfaunes. On ne peut donc placer de manière rigoureuse les échantillons du tableau de la figure 85 en regard d'une telle colonne, ni corrélérer avec précision les diverses coupes levées sur le terrain (correspondant toutes à des séries condensées et lacuneuses).

L'étude présentée est donc préliminaire, et par certains côtés, relève d'abord d'un inventaire. Les données recueillies doivent néanmoins être versées au dossier des connaissances sur les faciès pélagiques du Briançonnais. On pourra en apprécier l'intérêt pour préciser les paléoenvironnements malgré la forte empreinte du métamorphisme alpin. D'ailleurs, comme l'a souligné M. Bourbon (1980, p. 112) : "Il faudra donc, au moment d'interpréter ces résultats, nous souvenir de ce phénomène (le métamorphisme) et ne prendre en considération que les variations de compositions les plus significatives".

III. ANALYSE DES DONNÉES ET DES CORRÉLATIONS.

I. Diagramme $Al_2O_3 - Fe_2O_3$ (fig. 86).

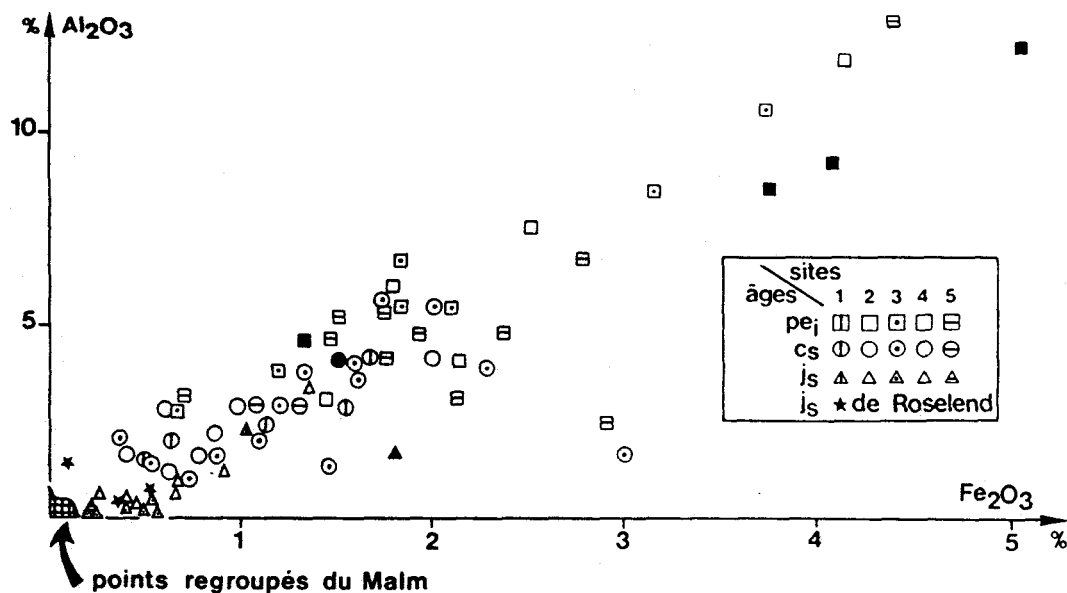


Fig. 86 - Diagramme $Al_2O_3 - Fe_2O_3$

Les corrélations sont les suivantes (hard-ground exclus) :

Pej (27 éch.) : $Al_2O_3 = 3,10 Fe_2O_3 - 1,33$ avec $r (Fe_2O_3, Al_2O_3) = 0,858$, risque 11.

Cs (29 éch.) : $Al_2O_3 = 1,03 Fe_2O_3 + 1,43$ avec $r (Fe_2O_3, Al_2O_3) = 0,533$, risque 15.

Js (31 éch.) : $Al_2O_3 = 1,49 Fe_2O_3 + 0,05$ avec $r (Fe_2O_3, Al_2O_3) = 0,81$, risque 11.

Dans cette dernière relation les échantillons de Roselend ne sont pas pris en compte. Pour ceux-ci, seuls quelques symboles (étoiles) sont figurés, les autres se superposant à ceux du Briançonnais proches de l'origine.

Les valeurs très faibles pour le Malm sont aux limites du dosage ou des erreurs analytiques. La corrélation d'apparence bonne, serait en partie artificielle et renforcée car les éléments sont concentrés dans les impuretés des carbonates (cf. M. Bourbon, 1980), ceux-ci représentant 90% ou plus de la roche. Pour les marbres chloriteux du Paléocène - Yprésien, la corrélation est bonne, et la majorité du Fe doit être liée aux apports argileux détritiques (Al_2O_3 et Fe_2O_3 étant associés, au moins pour l'essentiel, dans la phase aluminosilicatée). Néanmoins une partie du Fe, présent sous forme d'oxydes diffus (même lorsque les argiles tendent vers 0), peut être d'origine océanique ou détritique. Pour le Crétacé supérieur, la corrélation est moins bonne et l'on peut envisager qu'une partie du Fe soit d'origine océanique. Cependant on n'observe pas de relation nette entre les anomalies en Fe et celles en Mn, excepté pour l'échantillon PL 35.

II. Diagrammes Al_2O_3 -MgO et Fe_2O_3 -MgO (fig. 87 et 88).

Pour les marbres chloriteux s.l., les corrélations sont celles d'une phase argileuse détritique classique, avec des liaisons plus significatives dans le Paléocène-Yprésien plus riche en phyllites. Ces phengites et chlorites auraient un caractère légèrement magnésien souligné par ailleurs (G. Dunoyer de Segonzac, 1969).

Pour le Malm, la plupart des échantillons sont trop pauvres pour donner des corrélations significatives. Des valeurs fortes en MgO marquent quelques échantillons du Malm et du Crétacé supérieur (site 1 ; Rochers de la Louza ; Roc de la Vallette). Sur le terrain, on note que le toit du Malm présente par places de fins niveaux dolomitiques et bréchiqes, et on pourrait avoir là un remaniement de dolomies triasiques (aucun échantillonnage n'a été effectué dans ces niveaux). Les plaques minces des autres échantillons riches en MgO contiennent des rhomboédres de dolomite. On notera que Mg^* a des valeurs fortes pour la majeure partie des échantillons du Malm briançonnais (mais non pour ceux du Malm dauphinois de Roselend, voir fig. 85) et outre le remaniement localisé de dolomies, il a pu se produire une légère dolomitisation (lors du dépôt des sédiments ? ou par diagenèse ?). Aucun argument ne permet de trancher sur un éventuel paléoenvironnement ou une diagenèse précoce ou profonde (cependant Si^* n'augmente pas à l'instar de Mg^* , ce qui pourrait se présenter dans le cas d'une diagenèse profonde ; comm. orale de P. Debrabant).

A l'inverse au Paléocène, Mg^* avoisine 0,2, ce qui est la valeur banale caractéristique des "shales" ; il semblerait ainsi que, initialement, les argiles détritiques paléocènes n'étaient pas riches en Mg. Sur le diagramme Fe_2O_3 -MgO (fig. 88), on retrouve des résultats analogues avec des corrélations un peu moins bonnes, l'origine du Fe étant plus ubiquiste (océanique ou continentale) que celle de Al (essentiellement détritique).

III. Diagramme CaO-MgO (fig. 89).

Le Malm et le Crétacé supérieur ne montrent aucune corrélation. Au Paléocène-Yprésien la corrélation négative claire traduit l'enrichissement en phyllites (qui vont principalement donner des chlorites) au détriment de la phase carbonatée.

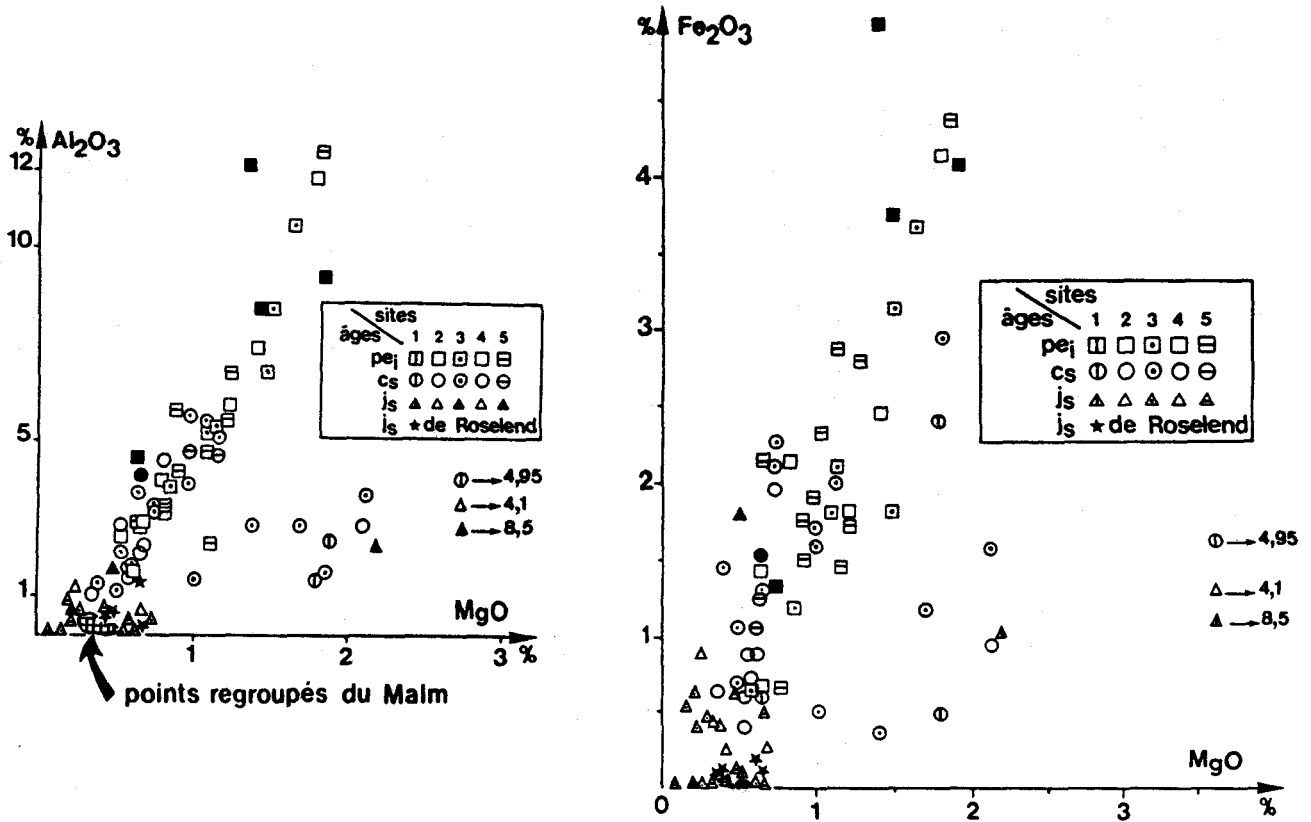


Fig. 87 - Diagramme Al_2O_3 -MgO

La corrélation significative concerne les calcaires du Pe_i , avec $Al_2O_3 = 6,92 MgO - 1,845$ avec $r (MgO, Al_2O_3) = 0,870$, risque 1%.
 Pour le Malm de nombreux points se superposent et n'ont pu être tous notés.
 Le lot A d'échantillons correspond à du Mg carbonaté.



Fig. 88 - Diagramme Fe_2O_3 -MgO

La corrélation significative concerne les calcaires du Pe_i , avec $Fe_2O_3 = 2,532 MgO - 0,559$, avec $r (MgO, Fe_2O_3) = 0,814$, risque 1%.
 Pour le Malm de nombreux points se superposent et n'ont pu être tous notés.

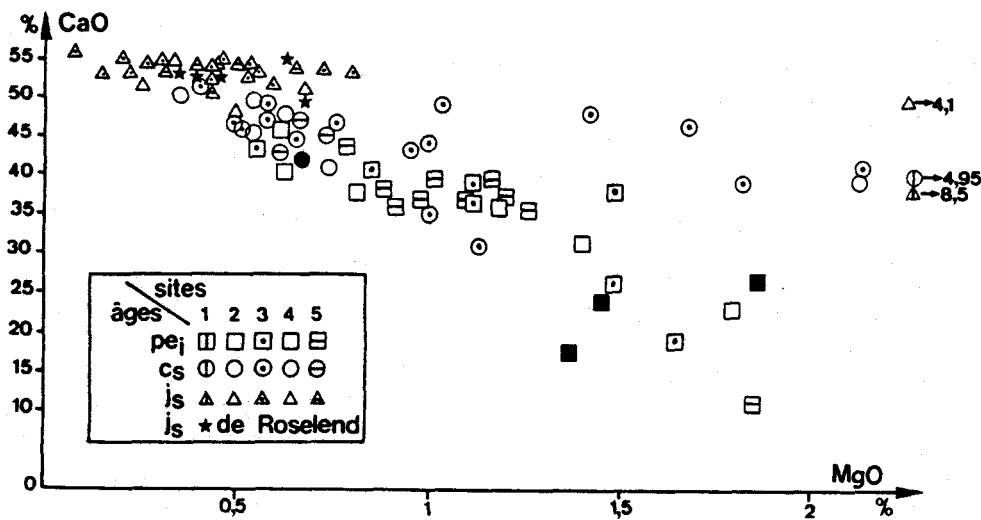


Fig. 89 - Diagramme CaO-MgO

La seule corrélation significative concerne les calcaires du Pe_i avec : $CaO = -20,25 MgO + 57,35$, avec $r (MgO, CaO) = 0,846$, risque 1%.
 Au Jurassique supérieur CaO et MgO sont indépendants car CaO reste constant, ce qui n'est pas le cas au Cs et au Pe_i .
 On peut noter que la droite de régression linéaire du Cs se trouve en position intermédiaire entre celle du Js et celle du Pe_i .
 Pour le Malm divers points se superposent et n'ont pu être notés.

IV. Diagramme Al_2O_3 - TiO_2 , Li, Ni, Cr, V (fig. 90).

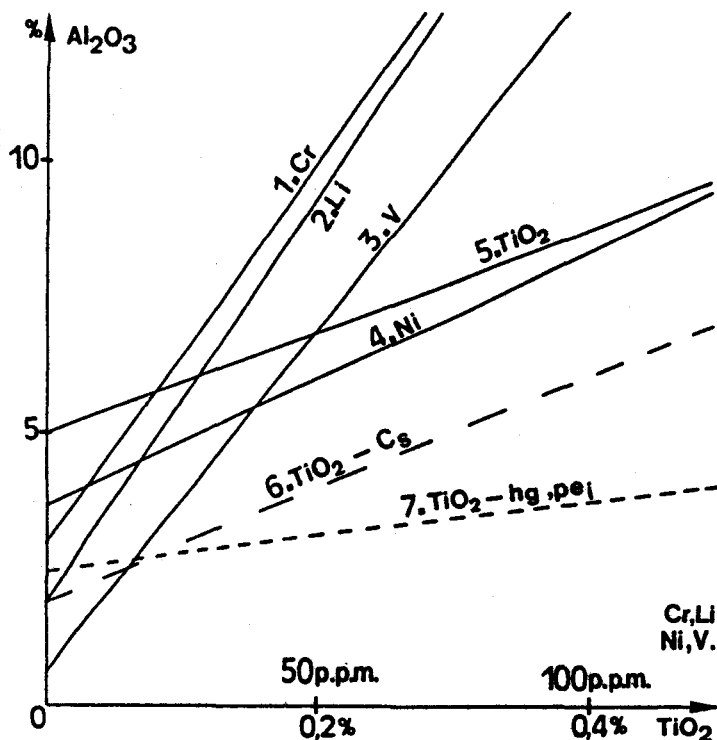


Fig. 90 - Droites de régression indiquant la liaison de Cr, Li, Ni, V et TiO_2 avec la phase aluminosilicatée.

1 à 5 calcaires du Pei, au nombre de 27 sauf pour 5 où les échantillons provenant des Rochers de la Grande Balme ont été enlevés (site 5, nappe de la Grande Motte).

1 $Al_2O_3 = 0,14 Cr + 3,02$ avec $r (Cr, Al_2O_3) = 0,715$, risque 1%.

2 $Al_2O_3 = 0,15 Li + 1,93$ avec $r (Li, Al_2O_3) = 0,93$, risque 1%.

3 $Al_2O_3 = 0,125 V + 0,665$ avec $r (V, Al_2O_3) = 0,91$, risque 1%.

4 $Al_2O_3 = 0,047 Ni + 3,67$ avec $r (Ni, Al_2O_3) = 0,40$, risque 5%.

5 $Al_2O_3 = 9,45 TiO_2 + 5,04$ avec $r (TiO_2, Al_2O_3) = 0,52$, risque 2%.

6 $Al_2O_3 = 10,25 TiO_2 + 1,93$ avec $r (TiO_2, Al_2O_3) = 0,63$, risque 1% pour les calcaires du Cs (29 échantillons).

7 $Al_2O_3 = 3,18 TiO_2 + 2,51$ avec $r (TiO_2, Al_2O_3) = 0,904$, risque 1% pour les hard-grounds du Paléocène (16 échantillons).

Les droites figurées ne concernent que les échantillons du Paléocène-Yprésien, les seuls dont les teneurs sont significatives. Elles montrent par leur bon coefficient de corrélation que les éléments traces sont pour l'essentiel liés à la phase aluminosilicatée détritique. La corrélation moins bonne entre Al_2O_3 et Ni peut s'expliquer par le fait que la série est condensée et ce de manière variable selon les sites : plus la série est condensée et plus le taux de Ni (mais aussi de Mn) croît (E. Brosse, 1982). L'influence océanique est donc plus marquée. Cette variabilité du Ni s'observe surtout au Paléocène-Yprésien (voir diagrammes Al_2O_3/Ni et Fe_2O_3/Ni , fig. 91), mais aussi au Crétacé supérieur pour certains échantillons du site 3 (Roc de la Vallette). Pour le Malm le Ni semble varier très sensiblement et irrégulièrement d'un site à l'autre (cf. fig. 91).

Pour Al_2O_3/TiO_2 la corrélation est mauvaise si l'on prend en compte tous les échantillons. Elle s'améliore nettement si l'on enlève les échantillons des Rochers de la Grande Balme (une des deux coupes du site 5, fig. 83) qui sont un peu enrichis en TiO_2 (cf. fig. 85). TiO_2 ne semble pas lié davantage à Fe qu'à Al ; en effet $r (TiO_2, Fe_2O_3) = 0,433$ au Paléocène-Yprésien, en enlevant les échantillons des Rochers de la Grande Balme. Un apport d'ilménite détritique est donc probable.

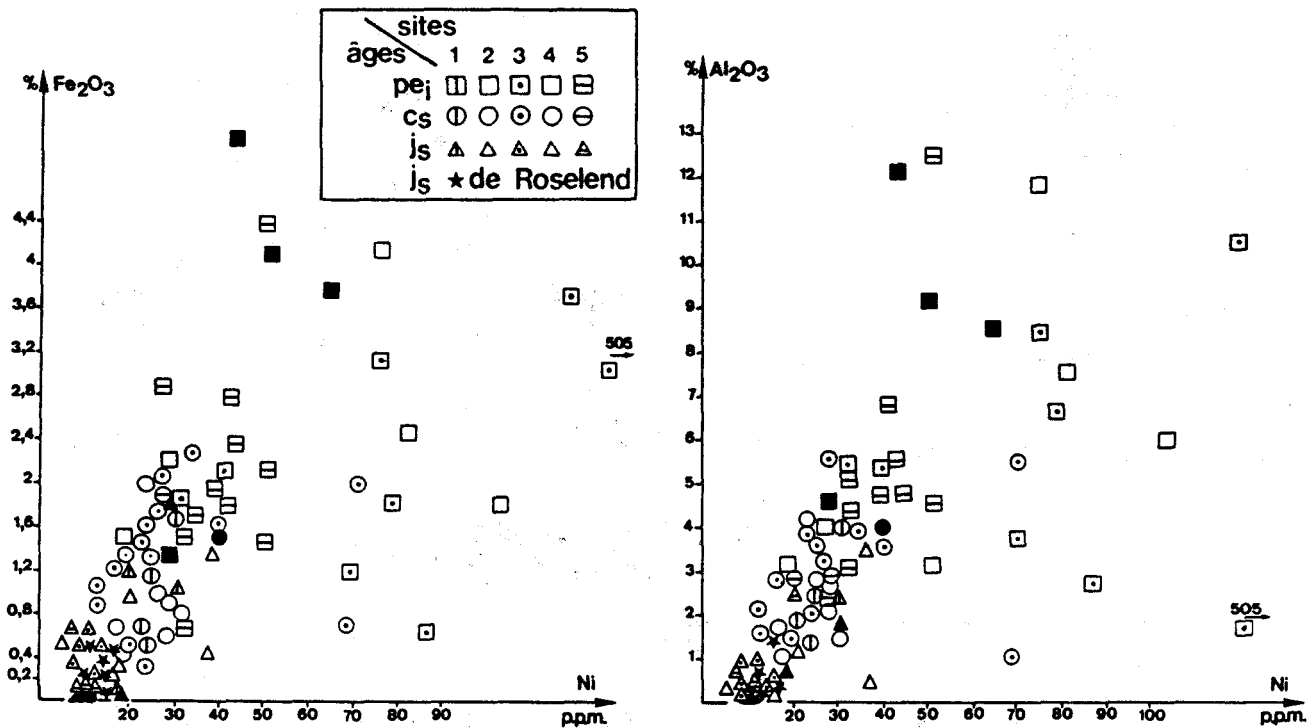


Fig. 91 - Diagrammes Al_2O_3/Ni et Fe_2O_3/Ni

Pour le Malm quelques points se superposent et n'ont pu être notés.

Pour tous les sites, les corrélations calculées pour le Crétacé supérieur sont comparables aux précédentes, mais nettement moins bonnes. On a indiqué les deux droites de corrélation $Al_2O_3-TiO_2$ pour les échantillons du Crétacé supérieur et pour ceux des hard grounds paléocènes (fig. 90). Ces deux droites sont voisines et on note ainsi que la modification essentielle quant aux apports détritiques se produit au-dessous du hard ground supérieur, ce qui s'accorde bien avec l'évolution générale des faciès.

V. Diagrammes ternaires $MgO-K_2O-Na_2O$ (fig. 92) et $MgO-Al_2O_3-Fe_2O_3$ (fig. 93).

Sur la figure 92, les échantillons du Paléocène-Yprésien se distribuent en deux groupes, ceux de l'Aiguille des Aimes (site 4, fig. 83) étant enrichis en Na_2O sans modification du rapport MgO/K_2O (d'autre part on n'observe pas d'enrichissement silicaté). On ne peut expliquer ce fait par une sédimentation en milieu confiné car, en effet, le calcul montre que Mg n'augmente pas. L'augmentation locale du Na_2O peut alors s'expliquer :

- soit par diffusion à partir d'une lentille salifère (maintenant non visible) incluse dans la nappe des Gypses directement en contact avec les marbres chloriteux de l'Aiguille des Aimes ;
- soit par un apport localisé de montmorillonites, dont l'origine reste inconnue, issues de l'altération aérienne de basaltes alcalins ? (renseignement de P. Debrabant), ce qui s'accorderait avec l'augmentation relative du Sr et plus encore du Mn (voir figure 85).

En plaques minces, les minéraux à composants sodiques rencontrés sont l'albite assez nombreuse. Quant à la paragonite, elle ne peut être déterminée optiquement mais est classiquement reconnue en Vanoise (dans les marbres chloriteux, G. Dunoyer de Segonzac, 1969 ; J. Bocquet, 1974, p. 364 ; P. Saliot, 1978 ; dans les niveaux continentaux du Dogger, B. Goffé, 1982).

Sur la figure 93, les échantillons de l'Aiguille des Aimes ne sont plus individualisés, et les points du Paléocène-Yprésien sont au contraire remarquablement bien groupés. L'enrichissement en MgO de plusieurs échantillons jurassiques est par ailleurs confirmé.

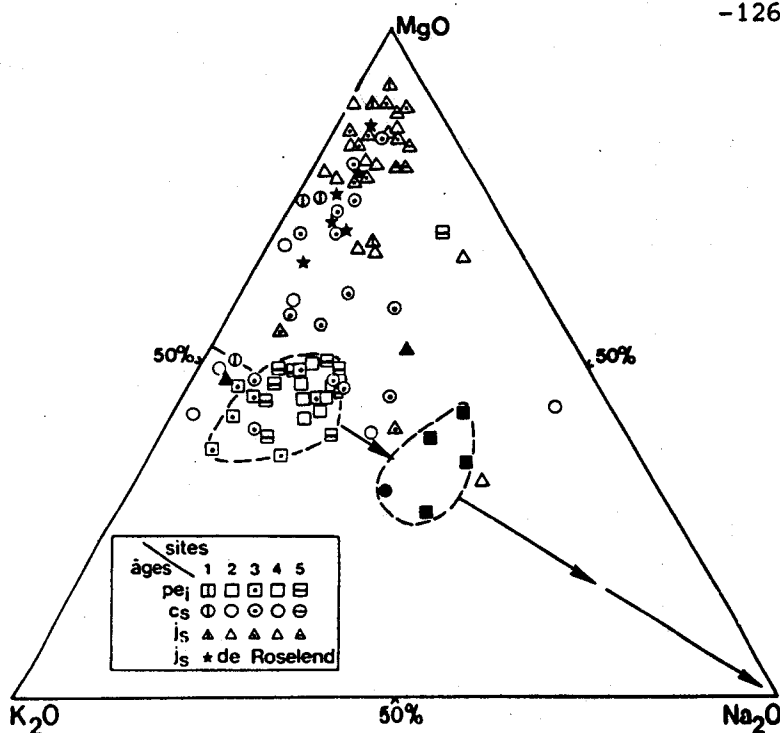


Fig. 92 - Diagramme MgO-K₂O-Na₂O

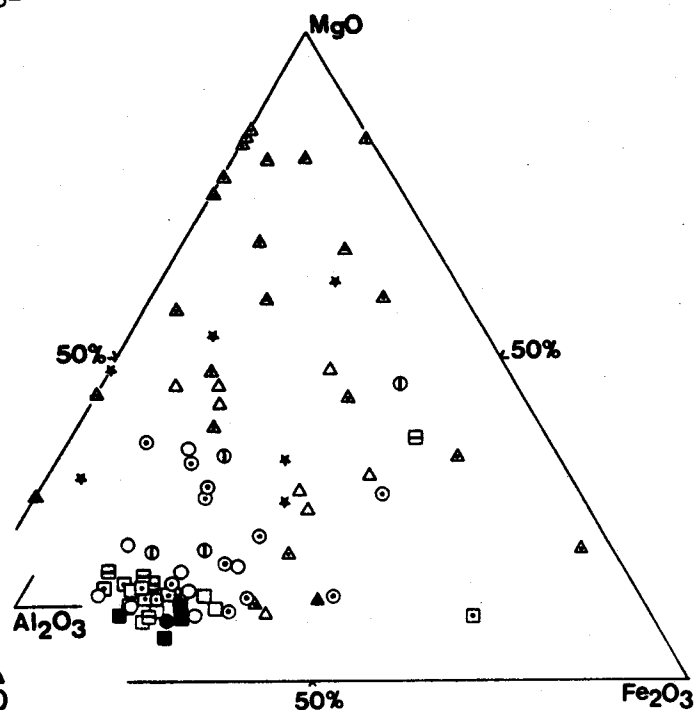


Fig. 93 - Diagramme MgO-Al₂O₃-Fe₂O₃



VI. Diagrammes Al₂O₃-K₂O, Fe₂O₃-K₂O et SiO₂-K₂O (fig. 94).

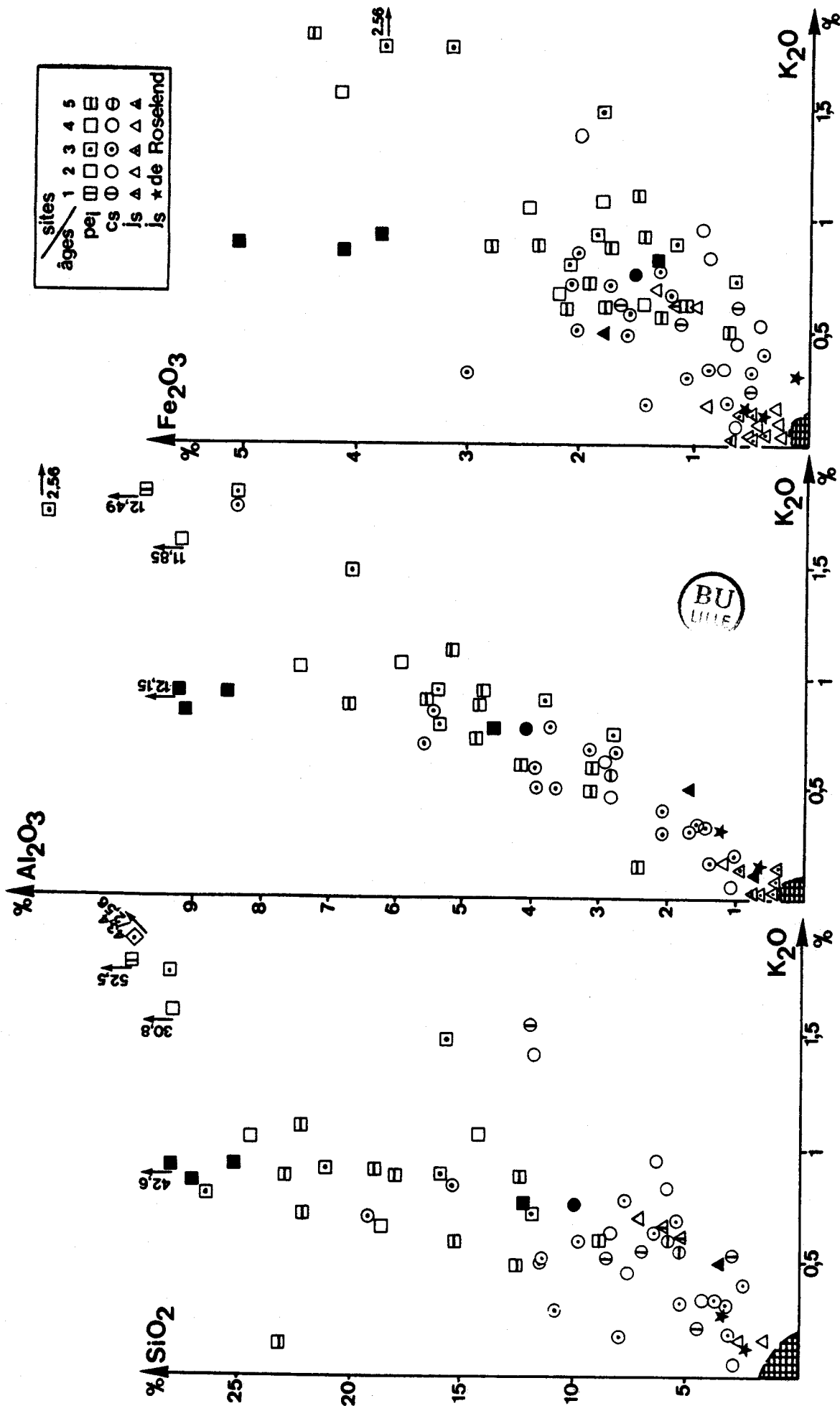
Le fait à souligner est le suivant : pour des variations relatives identiques en Al₂O₃ (ou Fe₂O₃, ou SiO₂), les teneurs en K₂O augmentent moins vite au Paléocène-Yprésien qu'au Crétacé supérieur. Le K₂O étant lié à la phase aluminosilicatée (voir coefficients de corrélations), les argiles du Crétacé supérieur semblent moins évoluées que celles du Paléocène-Yprésien pourtant beaucoup plus abondantes. A cette dernière époque, outre une érosion plus active donc attaque de roches nouvelles, il faut sans doute envisager en outre des variations climatiques modifiant les altérations subies par les roches (?).

Fig. 94 - Diagrammes SiO₂-K₂O, Al₂O₃-K₂O et Fe₂O₃-K₂O.

Les calcaires du Pej : SiO₂ = 13,97 K₂O + 8,46 avec r (K₂O, SiO₂) = 0,66, risque 1%
 Al₂O₃ = 4,72 K₂O + 2,07 avec r (K₂O, Al₂O₃) = 0,72, risque 1%
 Fe₂O₃ = 1,02 K₂O + 1,39 avec r (K₂O, Fe₂O₃) = 0,444, risque 5%

Les calcaires du Cs : SiO₂ = 6,01 K₂O + 4,03 avec r (K₂O, SiO₂) = 0,494, risque 1%
 Al₂O₃ = 2,73 K₂O + 1,11 avec r (K₂O, Al₂O₃) = 0,72, risque 1%
 Fe₂O₃ = 0,65 K₂O + 0,863 avec r (K₂O, Fe₂O₃) = 0,344, risque 1%

Fig. 94 -



IV. INTERPRÉTATION. ÉVOLUTION DE LA SÉRIE.

Les diagrammes précédents, parmi d'autres non donnés ici car moins significatifs, montrent des corrélations comparables à celles connues dans des séries sédimentaires banales. Le métamorphisme qui a considérablement modifié l'aspect des roches, ne paraît pas en avoir modifié, de manière notable, les compositions géochimiques globales. Cela admis en première approximation, on peut tenter de préciser certains traits de l'évolution sédimentaire de ce secteur briançonnais, du Malm au Paléocène-Yprésien.

I. Les calcaires du Malm.

Le Dogger (cf. deuxième chapitre, IV-4 et IV-5) montre des faciès continentaux à marins peu profonds (bauxites, niveaux charbonneux, calcaires à *Mytilus* ou à nérinées). La base des calcaires massifs clairs attribués au Malm contient encore quelques nérinées, et il s'agit donc de sédimentation sur une plate-forme peu profonde. Le sommet du Malm sous forme de marbres blancs ou ivoirins, très purs (rares phyllites), est constitué d'anciens calcaires fins pélagiques, à rares ammonites. Une nette subsidence s'est donc produite au cours du Malm, mais contrairement à la zone de référence du secteur de Briançon (voir M. Bourbon, 1980) l'absence totale de jaspes et de radiolarites ne permet pas d'envisager ici un passage sous le niveau de compensation des carbonates (NCC ou CCD).

Si* est très variable et souvent faible. La base du Malm montre des apports détritiques sableux (E. Jaillard, 1984 ; J.F. Raoult et al., 1984) mais non son sommet. Pour Si* dépassant 3 ou 4, on doit envisager l'existence de silice libre (biogénique ou détritique) qui, dans les niveaux étudiés n'a pas conduit à l'individualisation d'accidents siliceux (connus cependant en quelques points. F. Ellenberger, 1958, p. 300). Les six échantillons jurassiques du Cormet de Roselend sont très semblables à ceux de Vanoise. Néanmoins ils montrent une très faible augmentation de la phase aluminosilicatée vers le sommet et un Si* assez élevé compris entre 2,45 et 5,55 (silice d'origine biogénique ? voire détritique ?). Pour le Mn, les teneurs relativement élevées peuvent se justifier par un ralentissement de la sédimentation. Par contre des influences volcaniques proches sont à exclure du fait des faibles teneurs en Fe, ou encore en Cu, Ni, Pb, V. Si des influences volcaniques sont intervenues, elles sont lointaines (issues par exemple du domaine liguro-piémontais plus interne). Mn* est variable, mais dans l'unité de la Grande Motte (fig. 83) les valeurs sont en général plus fortes ce qui s'accorderait bien avec la position paléogéographique de cette unité replacée en bordure de l'océan piémontais.

Quatre échantillons (B 81-64, Mont Bochor ; Pl 34 et B 83-26, Arcelin ; B 83-195, Grande Balme) ont des teneurs élevées en Mn, avec augmentation de Sr, mais non de Fe (0 à 1,8 % de Fe₂O₃, moyenne 0,35%). Il s'agit de points où le Malm est directement surmonté par un encroûtement (hard-ground) ; l'explication à retenir paraît être celle d'une diffusion locale per descencum du Mn et du Sr (en donnant des précipités manganostrontianiques) à partir du

hard-ground. Ce phénomène, très localisé, pourrait être simplement diagénétique.

Dans le détail, un échantillon de la coupe des Rochers de la Louza (site 2, fig. 83) dépasse 3% de P_2O_5 (échantillon JFR 78-300). Il est surmonté par un niveau silicaté et magnésien, peu phosphaté. La même situation se reproduit dans la coupe du Rocher de Bertou où l'échantillon BDY 60, carbonate très pur se trouve néanmoins enrichi en P_2O_5 (1,15%) et est également surmonté d'un niveau silicaté et magnésien (échantillon BDY 59). Des marqueurs géochimiques peuvent donc se retrouver d'une coupe à l'autre et servir comme marqueur chiostratigraphique même si, pour l'instant, on ne sait pas les interpréter clairement en termes d'environnement sédimentaire.

Par comparaison avec des carbonates de plate-forme continentales (P. Debrabant, 1970), les teneurs en Mn, Ni, Pb entre autres, impliquent que l'on est ici en milieu plus profond, et donc certainement au-delà de 200 m.

L'image générale pour les calcaires du Malm est donc celle d'une sédimentation pélagique liée à une subsidence conduisant à un milieu pas très profond (500 - 1000 m ?) ; les conditions de sédimentation ne pourront être précisées que lorsque l'on connaîtra l'origine précise du MgO. Les apports détritiques sont très faibles et localisés dans le temps : microbrèches dolomitiques basales très localisées, fines passées sableuses à divers niveaux. Il n'y a pas eu d'influences volcaniques autres que lointaines. Comme l'avait noté F. Ellenberger (1958), le Malm de Vanoise se distingue ainsi clairement de celui de Briançon où d'après M. Bourbon (1980) on passe au moins temporairement sous la CCD (présence de jaspes et radiolarites).

II. Les marbres chloriteux du Crétacé supérieur.

Ces calcaires, souvent colorés en rouge ou rose (hématite), contiennent des micas blancs (phengites) et, malgré leur nom, assez peu de chlorite. Par rapport aux calcaires du Malm, il y a diminution (10% environ) de la phase carbonatée au profit de la phase aluminosilicatée. D^* est statistiquement plus régulier et un peu plus élevé (0,6 à 0,7) qu'au Malm). Si^* , également plus régulier, reste faible.

Comme au Malm, les teneurs en MgO sont variables, et dans les secteurs occidentaux (fig. 83) MgO prédomine sur K_2O (formation de calcite magnésienne ? apport d'argiles magnésiennes ? ou influences volcaniques distales, d'origine externe ?).

Le rapport $Al_2O_3-Fe_2O_3$ (fig. 86) est très fluctuant et au fer de la fraction argileuse aluminosilicatée s'est probablement ajouté du fer océanique (ou détritique ?) ayant conduit à la précipitation d'oxydes, assez nombreux en plaques minces (avec Mn^* positif, voir P. Debrabant et J. Foulon, 1979).

Le caractère localement très condensé de la sédimentation (qui ne peut être prouvé par des datations faute de foraminifères conservés) apparaît dans la géochimie. Par exemple, l'échantillon PL 35 (Arcelin, site 3, fig. 83) contient 2,66% de Mn et est enrichi en Zn, Ni, Co, Cu, V (nombreux oxydes en plaque mince). Ceci ne peut s'expliquer par les dissolutions-recristallisations liées au métamorphisme (car alors le phénomène serait général) et peut s'interpréter comme la marque d'un hard-ground avorté, sans encroûtement exprimé.

III. Les marbres chloriteux du Paléocène-Yprésien (?).

Ce sont les faciès les plus constants et les plus typiques des marbres chloriteux. Avec 50 à 65% environ de CaCO_3 , ils sont plus riches en phengites et chlorites (voir p. 106, formule structurale d'une chlorite enrichie en aluminium et en magnésium d'après G. Dunoyer de Segonzac, 1969). Cela traduit un net accroissement des apports d'argiles détritiques, mais sans apports sableux significatifs (voir valeurs de Si^*). On notera que les valeurs de D^* ne sont pas supérieures à celles du Crétacé supérieur.

Les caractères géochimiques de ces sédiments sont analogues à ceux des milieux océaniques actuels, ce qui n'était pas le cas auparavant. CaO relève essentiellement de la phase carbonatée (fig. 89) et les diagrammes (fig. 86, 87, 88, 90 et 94) montrent de bonnes corrélations permettant de regrouper Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , TiO_2 et des éléments traces (Cr, Li, Ni, V) dans la même phase détritique aluminosilicatée.

Les diagrammes montrent que la coupure importante tant pour les faciès que pour la géochimie se place surtout au Paléocène et non entre Malm et Crétacé supérieur. Dans les coupes sans microfaune et sans niveau repère de hard ground, la géochimie pourra assez souvent servir à différencier le Sénonien du Paléocène par comparaison directe des teneurs des majeurs et des traces, et aussi par utilisation des diagrammes ternaires $\text{MgO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ (fig. 92) et $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (fig. 93).

Rappelons enfin que l'autre rupture quant aux apports détritiques se produit au toit des marbres chloriteux avec le dépôt de la formation des schistes de Pralognan, série pélitique à bancs gréseux, équivalant au flysch noir du Lutétien-Priabonien.

IV. Les niveaux de hard-grounds

Sous ce terme consacré par l'usage (F. Ellenberger, 1958) on désigne des encroûtements métallifères dont certains montrent de beaux nodules, et notamment des nodules phosphatés. Ces horizons nécessiteraient une étude spécifique (en particulier par analyse à la microsonde des divers niveaux métallifères), et ici nous ne verrons que la géochimie sur roche totale.

Sur le terrain, ils sont généralement intercalés au sein des marbres chloriteux s.l. présentant des microfaunes paléocènes (F. Ellenberger, 1958 ; F. Ellenberger et J.F. Raoult, 1979) et parfois des microfaunes sénoniennes (cf. deuxième chapitre, IV-6 et IV-7). Mais ils peuvent aussi être au contact direct du Malm et révéler exceptionnellement en plaques minces (cf. p. 111) des fantômes de foraminifères évoquant le Crétacé "moyen", âge qui est bien établi dans le Briançonnais plus au Sud (ainsi G. Royant, 1971 ; M. Bourbon, 1980). Compte tenu des lacunes de sédimentation et des laminages tectoniques, il est néanmoins impossible, faute de microfaune, d'affirmer a priori que tout encroûtement collé sur le Malm est bien du Crétacé "moyen".

La géochimie des hard-grounds (28 échantillons) montre, par rapport aux calcaires, leur enrichissement en métaux (Fe en priorité avec 3 à 32% de Fe_2O_3) et en phosphore. P_2O_5 doit fréquemment avoisiner les 10% mais n'a pu être dosé avec précision (analyses du C.R.P.G. donnant simplement $\text{P}_2\text{O}_5 > 1,5\%$ et bouclant alors à moins de 85%). Tous les hard-grounds montrent également une richesse en SiO_2 (8 à 41%) qui doit être pour l'essentiel d'origine biogénique (liée à P_2O_5 ?) ; elle ne peut être détritique dans ces horizons à sédimentation très lente. On note également l'absence de corrélation entre Fe_2O_3 et Al_2O_3 et le faible pourcentage d'alcalins, tout ceci indiquant

la pauvreté des apports détritiques. Les valeurs de CaO sont très variables et souvent trop fortes car dépendant du prélèvement des calcaires environnants, avec lesquels les hard-grounds d'épaisseur centimétrique peuvent être fortement remplissés. De plus, des dépôts calcaires ont rempli les fissures des encroûtements et se sont déposés entre les nodules. On note que CaO et Sr sont liés (r (Sr, CaO) = 0,91) contrairement aux calcaires. Ceci est normal, les hard-grounds sont déjà indurés lorsque les roches encadrantes se lithifient et ils constituent alors des zones de moindre perméabilité.

Si l'on sépare les échantillons selon qu'il s'agissait d'encroûtements collés sur le Malm, et d'âge présumé crétacé, ou d'horizons interstratifiés dans les marbres chloriteux et d'âge paléocène, on note qu'il s'agit de deux groupes chimiquement distincts (fig. 95). Malgré l'absence de microfaunes dans la plupart des cas, on est donc cependant fondé à distinguer des hard-grounds du Crétacé (moyen) et d'autres du Paléocène (c'est à dire dont l'achèvement est paléocène, même si le début de leur formation est du Sénonien).

	MnO	Na ₂ O	Ba*	Ni	Rb*	p.p.m.
Paléocène (16 éch.)	0,26	0,66	922	507	48	
Crétacé (12 éch.)	1,195	0,07	326	627	25	

Fig. 95 - Pourcentages moyens de quelques éléments chimiques de hard-grounds.

(Ba et Rb sur les échantillons (6 du Crétacé, 5 du Paléocène) analysés au C.R.P.G. Nancy).

Les encroûtements crétacés seraient ainsi marqués par une certaine influence volcanique (manifestations connues à cette époque dans le domaine valaisan, P. Antoine et al., 1973 ; et dans le domaine piémontais, J.C. Maurin et R. Caby, 1982). Si Fe et V paraissent liés entre eux au Paléocène avec r (V, Fe₂O₃) = 0,71, ce l'est beaucoup moins au Crétacé (r = 0,53).

Néanmoins d'après les corrélations Al₂O₃-TiO₂ (fig. 90, les hard-grounds paléocènes sont plus proches des marbres chloriteux sous-jacents du Crétacé que des marbres chloriteux du Paléocène-Yprésien.

Pour les hard-grounds paléocènes, la concentration des éléments traces est décroissante selon l'ordre Ba, Ni, Co, V, Cr, Cu ou Pb. Ainsi pour l'ensemble des échantillons, le cuivre est rarement décelable. Il apparaît cependant (fig. 96, diagramme Ni-Cu-Co) dans le site 3 (Roc de la Vallette, fig. 83) et dans le site 5 (Rochers de la Grande Balme (fig. 83)).

Enfin on n'a pu démontrer si le phosphore est plus développé dans les hard-grounds du Crétacé moyen (?); cependant P₂O₅ est souvent présent sous forme de nodules remaniés, à microfaune crétacée, dans les hard-grounds paléocènes (cf. p. 110, 111). On pourrait donc le supposer.

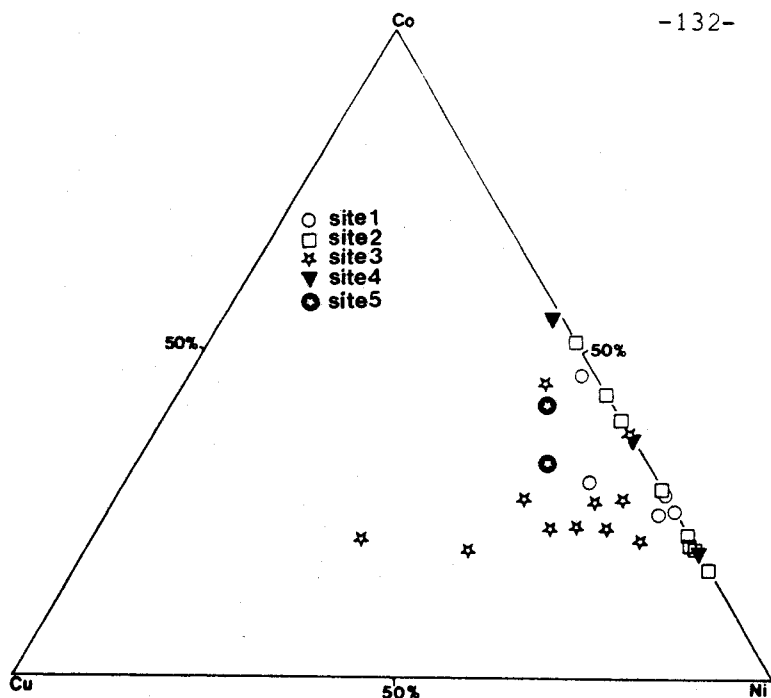


Fig. 96 - Diagramme Ni, Cu, Co, hard- grounds.

V. ÉLÉMENTS DE COMPARAISON DES TERMES DE LA SÉRIE.

I. Le strontium.

Lorsqu'on monte dans la série, du Jurassique supérieur au Paléocène-Yprésien (?), les concentrations en CaCO_3 diminuent alors que celles en Sr augmentent. Ces variations pourraient résulter d'un effet diagénétique et ce malgré le caractère condensé des séries de Vanoise, sans avoir à faire intervenir une quelconque action du métamorphisme. Le piégeage du Sr ne serait en fait qu'une migration très localisée depuis la phase carbonatée initiale vers la phase aluminosilicatée.

Au Jurassique supérieur, pour les coupes du Rocher de Bertou (site 1, fig. 83) et des Rochers de la Louze (site 2, fig. 83) la diminution du Sr s'accompagne d'un accroissement du Mg (substitution ??) ainsi que du K ; ces sites pourraient représenter un milieu marin confiné ou un apport de dolomies triasiques pauvres en Sr (cf. ce même chapitre III-2).

Par ailleurs Sr augmente sensiblement dans l'unité de la Grande Motte (site 5, fig. 83) et en Vanoise méridionale (site 3, fig. 83). Ceci reste inexpliqué.

II. Le cobalt.

Les teneurs importantes, du Jurassique supérieur au Paléocène, (de l'ordre de 100 ppm) restent inexplicées. L'idée première d'une pollution par le broyeur à anneaux est à écarter, les concentrations en Co n'étant pas proportionnelles aux indices de dureté des roches (estimés par le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$). Par comparaison avec les données du Briançonnais situé plus au Sud, on ne retrouve de valeurs équivalentes que dans le secteur de la Grande Aréa (E. Brosse, 1982) que M. Bourbon (1980) a rattaché par l'Aire de Queyrellin-Tête Noire à la couverture externe de la zone houillère briançonnaise. Une telle conclusion ne peut ici s'appliquer et les teneurs en cobalt ne permettent pas, actuellement, de différencier valablement des secteurs externes par rapport à des secteurs internes.

VI. CONCLUSIONS.

Le métamorphisme n'a pas effacé la géochimie initiale des sédiments même si, évidemment, il l'a modifiée. C'est un point essentiel de notre étude et cela devrait permettre des corrélations futures avec d'autres analyses. Les premiers résultats obtenus peuvent être résumés par les données portées sur la figure 97 et par les notations suivantes :

- la mise en évidence d'un ralentissement de sédimentation, pouvant s'accompagner d'une influence volcanogénique distale au sommet du Jurassique supérieur ;
- des débuts de corrélations chiostratigraphiques ;
- l'individualisation (non expliquée) du site de l'Aiguille des Aimes ;
- la différenciation chimique nette de deux types de hard-grounds d'âges différents ;
- des indices de condensation variable selon les points, ce que l'absence de microfaune ne permet pas d'apprécier.
- le hard-ground du Crétacé moyen (supérieur ?) a une influence volcanogénique plus marquée ; selon les teneurs réelles en phosphates, il pourrait résulter de courants de "upwelling".

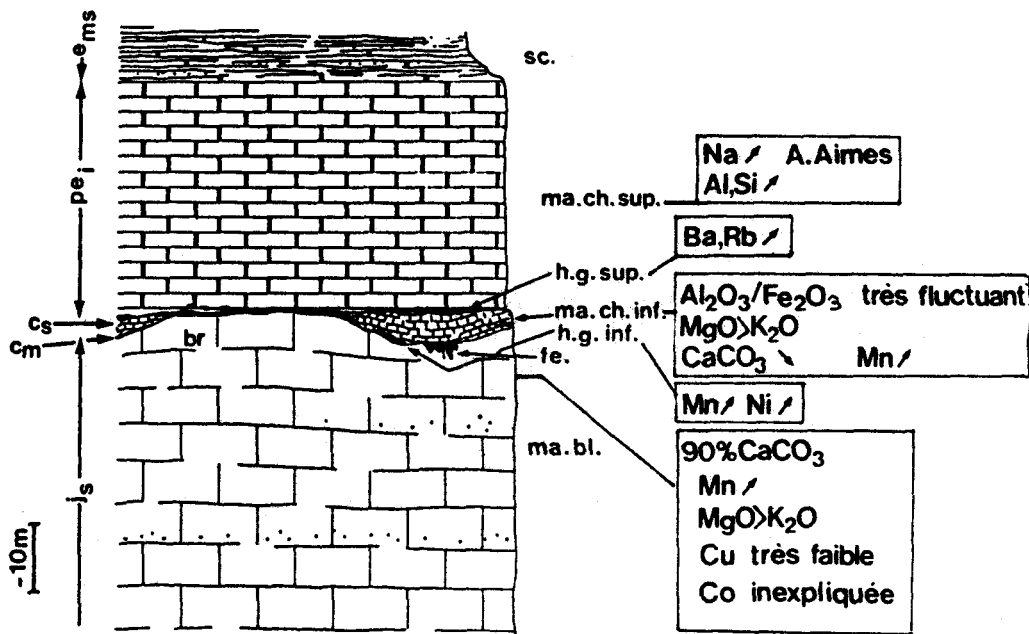


Fig. 97 - Caractérisation chimique des sédiments étudiés en fonction de leur âge.

Ces études géochimiques et lithostratigraphiques seront utilisées après l'analyse tectonique, Lors des reconstitutions paléogéographiques.

QUATRIEME CHAPITRE - ETUDE TECTONIQUE

I. Préliminaires

II. Historique

III. Discussion de l'éventualité d'un charriage initial D_0

IV. Etudes tectoniques des divers chaînons

I. Démarche suivie

II. Les unités de Vanoise septentrionale et méridionale

1. Le massif de la Vallaisonnay

a. Grands traits

b. Les phases plicatives

2. L'Aiguille de Bacque

3. Le Mont Blanc de Peisey

4. Les secteurs des Rochers Rouges, de l'Aiguille Percée et des Cols de la Sache et de la Sachette

a. Lecture cartographique

b. données des panoramas

c. Données des affleurements

5. L'Aiguille des Aimes, l'Aiguille Noire et le Grapillon des Merles

6. Le chaînon Mont Bochor-Epéna et son bord nord

7. Les massifs septentrionaux de Vanoise méridionale

8. Discussion sur la vergence de D_1

9. Rôle des grands accidents

III. La nappe de la Grande Motte

1. Les affleurements possibles de l'unité de la Grande Motte

a. Les affleurements de la Sauvire et de la Mande

b. Les affleurements du point coté 1947 m (1000 m à l'Ouest de l'ancien Lac de la Glière)

2. Etude tectonique de la Grande Motte

IV. La nappe des Schistes Lustrés

V. Conclusions

I. Récapitulation des événements tectoniques

II. Corrélations

III. Modèle d'évolution structurale

QUATRIEME CHAPITRE - ETUDE TECTONIQUE

I. PRÉLIMINAIRES.

L'analyse structurale du secteur cartographié fut effectuée à des échelles très variables, aussi bien à l'échelle des cartes géologiques examinées qu'à celle des affleurements. Mais l'analyse structurale et donc, en partie, l'évolution tectonique alpine qui doit en résulter sont ici incomplètes pour deux raisons :

- d'une part les relations entre tectonique et métamorphisme n'ont été abordées que de façon sommaire ;
- d'autre part les mesures microstructurales n'ont pas été faites de manière systématique sur l'ensemble du terrain étudié.

Dès lors, il ressort que cette étude est une approche partielle qui devra s'accompagner ultérieurement de précisions d'ordre microtectonique et tectonométamorphique.

De même, l'analyse de la structuration antéalpine (en pratique anté-permo-triasique) n'a pas été abordée compte tenu du but de ce travail consacré aux séries mésozoïques et cénozoïques. Pour l'analyse du substratum paléozoïque on se reportera aux travaux de thèse de G. Détraz (1984), de M. D. Peruccio-Parison (1984), et à ceux en cours de F. Guillot.

II. HISTORIQUE.

Les principaux travaux concernant la tectonique alpine en Vanoise ont été rappelés dans le premier chapitre en introduction (voir p. 3 à 8). Ce sont pour l'essentiel les travaux de F. Ellenberger (1958), J. Fabre (1961), F. Ellenberger et P. Saliot (1967), J. Bocquet (1974), B. Goffé (1975 et 1982), J. Platt et G. Lister (1978), F. Ellenberger et J.F. Raoult (1979), J.F. Raoult (1980 a et b), G. Détraz (1984), E. Jaillard (1984), et M.D. Peruccio-Parison (1984) ; ainsi que les travaux plus généraux et non appelés ici de R. Barbier et al. (1963), de P. Saliot (1978) sur le métamorphisme et ceux de P. Dambrine et C. Langaney (1979).

On peut ajouter les conclusions du travail de thèse de R. Marion (1984) dans le massif de la Grande Sassièrè et la région de Tignes - Val d'Isère. Durant l'Eocène supérieur - Oligocène, R. Marion (1984, p. 150 à 153) a distingué trois phases tectoniques majeures. La première est une phase de chevauchements cisailants précoces. La deuxième correspond à une phase de déformation de ces chevauchements et développe des plis couchés asymétriques ou subisoclinaux de direction moyenne E-W à WNW-ESE. Selon R. Marion, cette deuxième phase rend compte des serrages post-nappes et donne des plis en fourreaux de nappes. Enfin, il a noté une troisième phase de chevauchements cisailants tardifs à laquelle succède une phase de bombement (soulèvement du Grand Paradis).

Enfin, sur la base d'une étude de roches métamorphiques de haute pression, effectuée principalement dans les schistes de l'Arpont en Vanoise méridionale, J. Platt et G. Lister (1985) ont relié paragenèses et événements tectoniques alpins. Leurs résultats sont donnés en figure 98.

Déformation	Métamorphisme	Signification tectonique	Structures associées
gauchissements post- D ₃ et zones de cisaillement	altération de faible degré	soulèvement différentiel	
D ₃ et phase d'extension	faciès le plus faible des schistes verts pic thermique : milieu des faciès des schistes verts	plissement en retour et rétrocharriage rééquilibrage thermique	plis et crénulation à vergence S à SE. contrainte cisailante subhorizontale de direction ESE
D ₂	base du faciès des schistes verts	mise en place finale des nappes	plis d'axe WNW, non cylindriques, à vergence nord
D ₁	faciès des schistes à glaucophane - épidote	déformation ductile, déplacements majeurs des nappes ?	foliation plate direction d'élongation finie NW-SE
pré D ₁	pic de haute pression	sous charriage : subduction ou collision formation des nappes ?	

Fig. 98 - Relations entre déformations, métamorphisme et tectonique dans les schistes de l'Arpont (J. Platt et G. Lister, 1985).

III. DISCUSSION DE L'ÉVENTUALITÉ D'UN CHARRIAGE INITIAL D₀

A ce charriage initial présumé, sont principalement associés les notions de décollement et de substitution de la couverture carbonatée. En Vanoise, le dispositif observé répondrait classiquement, selon les auteurs, à l'un ou à l'autre des deux schémas suivants :

- soit la couverture carbonatée peut être décollée mais n'avoir subi qu'un déplacement faible par rapport à son substratum. Dans ce cas, il y a décollement banal (ce qui peut d'ailleurs ne pas être systématique) et non substitution de couverture ;
- soit le décollement peut s'accompagner d'un déplacement important de la couverture par rapport aux substratums originaux. Dans ce cas une série paléozoïque et permotriasique donnée peut avoir tectoniquement perdu sa couverture mésozoïque originelle mais supporter une couverture allochtone d'origine plus interne. C'est cette évolution tectonique qui définit une substitution de couverture et F. Ellenberger (1958) a considéré que c'était la règle pour tout le massif de la Vanoise. Ce phénomène est pour lui antérieur aux phases synschisteuses.

L'étude des relations entre série siliceuse et série carbonatée (troisième chapitre, IV-2, p. 57 à 62 ; troisième chapitre, IV-5, p. 89-90 et p. 100-102) a reposé la question de la généralisation d'un décollement majeur, certaines portions de couverture pouvant être restées solidaires de leur substratum (voir aussi J.F. Raoult, 1980 a et b ; J.F. Raoult et al., 1984 ; M.D. Peruccio-Parison, 1984). En l'état actuel des connaissances, il est difficile de proposer une véritable démonstration et l'on peut rappeler la remarque de J. Aubouin (1965) : "il faut tenir compte du fait qu'une zone dénudée tectoniquement a pu être recouverte tectoniquement par une autre couverture sédimentaire provenant de zones situées plus à l'arrière ; telle est la notion de "substitution de couverture" de F. Ellenberger (1958) qui dans la plupart des cas demeure une hypothèse au second degré, dans la mesure où il est pratiquement impossible d'avoir une preuve de ce phénomène". Dès lors il apparaît qu'une substitution de couverture parfaitement réussie devient indémontrable. La difficulté majeure est de reconnaître les véritables contacts stratigraphiques originels malgré les déformations synmétamorphiques, dont l'importance est telle que l'on peut poser à priori que, sauf exceptions, tous les contacts ont été plus ou moins transposés.

Par ailleurs, P. Tricart et al. (1985) ont écrit pour la nappe prépiémontaise de Rochebrune dans les Alpes occidentales (entre les vallées de la Doire et de l'Ubaye) : "l'empreinte mégastructurale de la phase primitive de charriage reste hypothétique et, de toute façon, remarquablement discrète (tout comme dans les nappes briançonnaises "en dalles")".

Pour leur part E. Jaillard (1984), puis G. Détraz (1984) ont proposé, plus au Sud, en Vanoise occidentale, un épisode tectonique tangentiel (D_0 ?) responsable de l'empilement de deux unités à matériel carbonaté mésozoïque et d'une unité à matériel évaporitique sur deux unités à matériel paléozoïque et werfénien (G. Détraz, 1984, p. 98). Ces contacts majeurs sont déformés par toutes les autres structures. G. Détraz décrit aussi deux marqueurs attribuables à ce premier épisode tectonique :

- une schistosité, sécante de 20 à 30° sur les plans de stratification, antérieure à la première phase plicative synmétamorphique, dans les sédiments stéphano-permiens. Mais il ne peut exclure qu'elle soit anté-alpine ;
- un litage tectonique ou interprété comme tel, composé d'une alternance de niveaux d'épaisseur millimétrique à centimétrique chloriteux et calcitique, présent dans les marbres chloriteux du Crétacé supérieur - Paléocène.

Enfin E. Jaillard (1984) qui nota cette phase D_0 n'a cependant observé ni schistosité, ni plis associés à cette phase mais des contacts anormaux majeurs déformés ultérieurement. La géométrie (séries normales pouvant se chevaucher) et la vergence (externe) lui font comparer cet événement au décollement initial des Préalpes, qu'on place généralement à l'Eocène moyen et supérieur (P. Homewood et al., 1981).

Sur le terrain étudié, aucun indice probant de D_0 n'a été observé, les litages tectoniques rencontrés dans les marbres chloriteux du Mont Bochor (alternance de lits chloriteux et calcitiques comme ceux décrits par G. Détraz, 1984) ne pouvant être rattachés à un événement tectonique déterminé. Seuls peuvent être invoqués des contacts tectoniques majeurs, intra-Trias carbonaté, initialement plats, situés dans le massif de la Vallaisonnay et à un moindre degré dans les Rochers Rouges. Ces contacts anormaux sont repris par les plis méridiens P_2 couchés à vergence est, et par les plis P_3 . Ces accidents, délimitant des écailles carbonatées, apparaissent de même type que ceux décrits par E. Jaillard (1984) ; mais ils pourraient ici être simplement rattachés à la phase D_1 , sans avoir besoin de créer D_0 . On ne peut pourtant écarter définitivement l'éventualité d'un événement D_0 (c'est à dire tangentiel mais antérieur à l'acquisition de la foliation générale), l'inexistence des marqueurs de déformation rattachés à D_0 pourrait s'expliquer par des conditions de mise en place tangentielle, très superficielles. Dans ce cas D_0 pourrait correspondre à la période de montée en pression et température, c'est-à-dire au passage du niveau superficiel avec couverture en place non déformée au niveau structural profond où se créent la foliation donnant $S_1 // S_0$ et les plis synschisteux P_1 . D_0 serait une pré- D_1 . L'origine des surcharges, les modalités de montée en pression et température, serait à discuter: arrivée de la nappe des Gypses et de la nappe des Schistes Lustrés, et d'autres unités supérieures actuellement disparues? (car la surcharge due aux Schistes Lustrés ne peut suffire à expliquer les paragenèses HP-BT).

IV. ÉTUDES TECTONIQUES DES DIVERS CHAÎNONS.

I. Démarche suivie.

A partir des données bibliographiques, et malgré des divergences parfois importantes, certains événements tectoniques alpins se corrélaient bien d'une étude à l'autre. Tous les auteurs sont d'accord pour souligner la complexité structurale de cette région dont l'architecture actuelle résulte des superpositions de plusieurs phases tectoniques, synmétamorphiques ou non. Pour souligner cette complexité F. Ellenberger (1958) a souvent utilisé l'expression de "chaos structural".

La première lecture cartographique (voir pl. I h.t. et cartes structurales insérées dans ce chapitre) et l'examen des coupes tectoniques (voir p. ex. pl. h.t. II et III) montrent de même des corrélations évidentes pour certains secteurs du terrain d'étude. En particulier, on soulignera l'existence de trois grandes phases de déformations plicatives synschisteuses. La première phase tectonique plicative montre de grands plis couchés synschisteux grosso-modo d'axes E-W ou ESE-WNW et apparemment à vergence sud (voir les travaux de H. Accarie, 1983). Ce problème de vergence sud, point capital à discuter, est probablement un phénomène local, antithétique de charriages plus généraux vers le N ou le NW, ou l'W (ainsi dans les secteurs étudiés par G. Détraz, 1984 ; E. Jaillard, 1984 ; J. Platt et Gr. Lister, 1985).

Dans ces grands déplacements de matériel, on peut également noter l'opposition entre les concepts de charriages "simples" où les directions de transport sont parallèles aux axes de plis (M. Mattauer et P. Tapponnier, 1978 ; J. Malavieille et al., 1984), et ceux des grands décrochements senestres subméridiens (L.E. Ricou, 1980 ; P. Maury et L.E. Ricou, 1983 ; L.E. Ricou, 1984).

Reprenant l'ensemble, la deuxième phase montre de grands plis déversés, parfois couchés, d'axes N-S principalement à vergence est (plus rarement à vergence ouest) et de probables chevauchements. Il s'agit des classiques mouvements de plissements en retour et de rétrocharriages. Enfin la troisième phase présente des plis droits d'axe NE à E (voire ESE) parfois déversés à l'ESE. Ces trois phases sont, au moins pour partie, reconnues dans les terrains de Vanoise méridionale, de Vanoise septentrionale, et des massifs de la Vallaisonnay et des Rochers Rouges. Par contre l'évolution structurale de la nappe des Schistes Lustrés du Chardonnet et celle de l'unité de la Grande Motte diffèrent de celles des secteurs précités. Elles seront étudiées dans ce chapitre (voir III-2 et III-3). A ces phases plicatives se superposent enfin des déformations tardives avec une fracturation plus ou moins marquée et de vastes bombements qui sont à l'origine des dômes de socle, tels celui de Chasseforêt en Vanoise méridionale.

Enfin dans les paragraphes qui suivront, par souci de simplification on a arrêté la nomenclature suivante :

D : déformation, correspondant à une phase bien définie par des critères structuraux précis tels les plis et les schistosités ;

P : pli ;

S : schistosité. Ainsi Sp représentera la schistosité principale, c'est-à-dire la schistosité prépondérante, la mieux exprimée. Selon les points et le matériel considéré, Sp peut être de première phase (S₁), ou de deuxième phase (S₂), ou autre (ainsi S₁₋₂ lorsque S₁ et S₂ sont bien développées et parallèles entre elles). Sp est une schistosité de fracture (ou de diaclase) et Sc une schistosité de crénulation (ou encore de strain slip) ;

I : linéation.

Un indice chiffré accompagnera ou non les initiales précitées, selon la détermination de l'appartenance ou non du marqueur structural à une phase tectonique. La première grande phase plicative est notée D₁.

II. Les unités de Vanoise septentrionale et méridionale.

1. Le massif de la Vallaisonnay.

On y regroupera la Roche des Chèvres, la Roche de Blamont, la Pointe de la Vallaisonnay et les affleurements carbonatés de la Plagne (au Sud) et des Creux Noirs (à l'Ouest du Grand Tuf du Plan Séry).

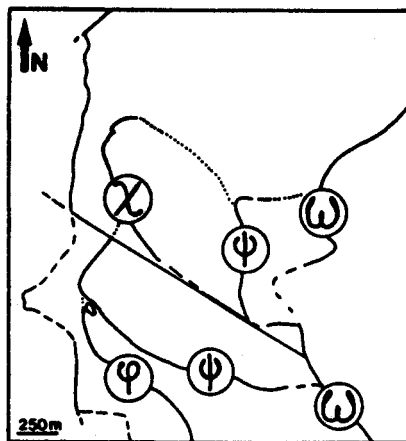
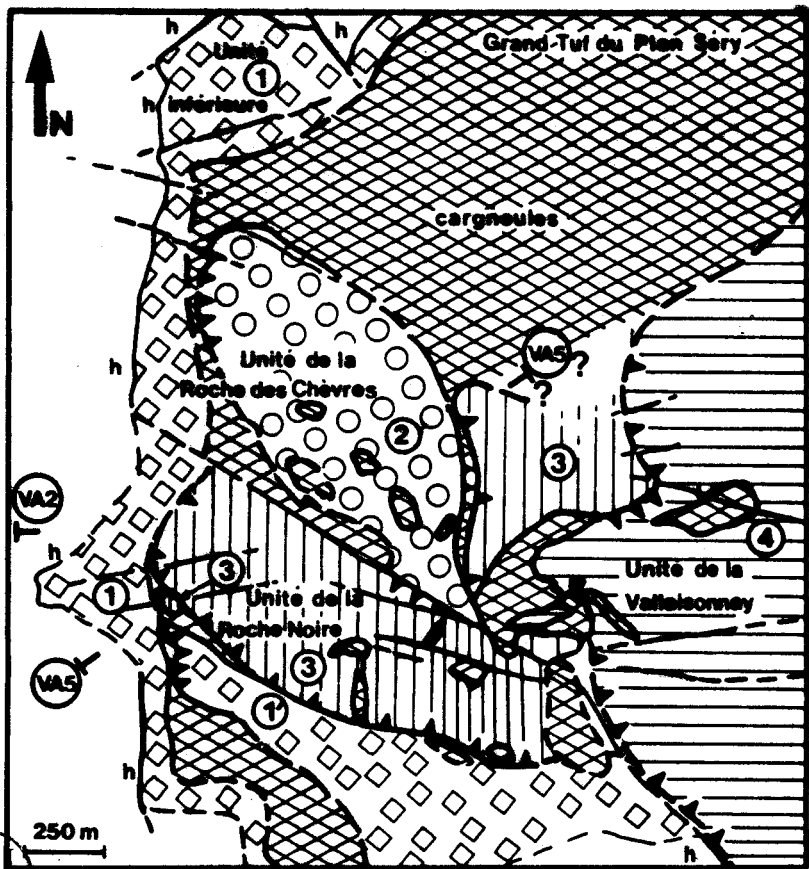
a. Grands traits.

La carte structurale proposée figure 99A et les coupes sérieées à 1/25 000 (fig. 99B et 100) montrent une structure polyphasée complexe affectant un matériel essentiellement cargneulique et calcaro-dolomitique ne se prêtant guère à la création de schistosités pénétratives. Le trait majeur reste le découpage en quatre petites écaillés ou unités carbonatées, séparées ou non par des cargneules auxquelles on peut assigner un âge keuper (Carnien supérieur ?). Ces unités sont, de bas en haut :

- 1 : l'unité inférieure comprenant les masses carbonatées des Creux Noirs, du Petit Plan Séry, des Essérieux et de la partie occidentale de la Roche de Blamont qui jouxte l'Arête du Mollard ; on admet qu'elle adhère au moins localement au socle (cf. infra et J.F. Raoult, 1980b, p. 306 ; M.D. Peruccio-Parison, 1984) ;
- 2 : l'unité de la Roche des Chèvres ;
- 3 : l'unité de la Roche Noire ;
- 4 : l'unité de la Vallaisonnay ou unité supérieure intéressant la Pointe de la Vallaisonnay et ses prolongements méridionaux et orientaux.

Les écaillés 1 et 4 contiennent un peu d'Anisien, et comme les autres, montent dans le Carnien inférieur, voire supérieur si l'on considère qu'une partie des cargneules est restée adhérente aux calcaires et dolomies.

Les écaillés 2-3-4 forment un ensemble imbriqué, compris entre deux décollements majeurs. Le contact anormal de base est placé entre couverture carbonatée et substratum siliceux (virtuellement au niveau des cargneules werféniennes) ; le contact supérieur à la base des cargneules carniennes. Les quartzites werféniens de la Pointe nord de la Vallaisonnay pourraient représenter soit un lambeau traîné de la base de l'unité 4, soit un bloc résistant et relevé du substratum siliceux sub en place. Les observations faites (cf. p. 59) ne permettent pas de conclure. L'ampleur maximale du déplacement des écaillés carbonatées ne paraît pas excéder 5 à 8 km (par estimation du recouvrement). On peut envisager qu'il s'agisse d'un duplex et non d'une grande phase en plis isoclinaux couchés car l'essentiel des séries est à polarité normale, et l'empilement de ces séries les unes sur les autres est très net (par exemple fig. 101). Les panoramas (fig. 102, 103 et 104) montrent les relations entre les différentes écaillés carbonatées.



BU LILLE SW

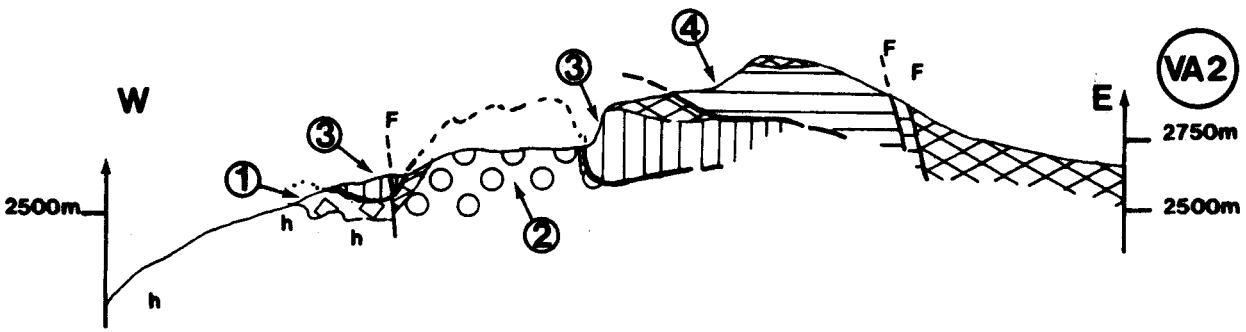
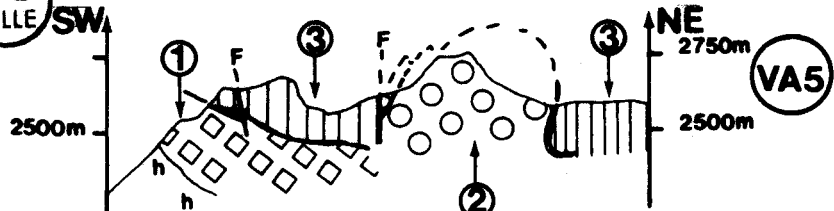


Fig. 99 -

Légende - croisillons : cargneules s.l. (sans distinction d'âge et de faciès)

- ④ : écaille de la Vallaisonnay (écaille supérieure)
- ③ : écaille de la Roche Noire
- ② : écaille de la Roche des Chèvres
- ① : écaille inférieure (en partie adhérente sur le substratum) avec ① : écaillage interne n'intéressant que des calcaires gris ladiniens et des cargneules - h : Carbonifère présumé.

chevauchement ou charriage - a : observé ; b : supposé

faille - a : observée; b : supposée

ψ, λ, φ et ω : accidents majeurs interécailles.

← Fig. 99 - Individualisation des écaïlles du massif de la Vallaisonnay.

A- Schéma structural. On passe, du SE vers l'Ouest ou vers le Nord, des écaïlles supérieures aux écaïlles inférieures.

B- Coupes schématiques montrant l'empilement des écaïlles et le redressement des contacts à la faveur de phases plicatives plus récentes.

NB : Toutes les cargneules ont été regroupées sous un même figuré (croisillons). Ces cargneules jouent un rôle de bourrage ou de lubrifiant tectonique indéniable. Selon leur appartenance ou non, même partielle, à la nappe des Gypses, ces cargneules impliquées dans les accidents, soulèvent le problème de la chronologie de la mise en place de la nappe des Gypses (que doit surmonter la nappe des Schistes Lustrés) vis à vis des écaïlles carbonatées du Massif de la Vallaisonnay.

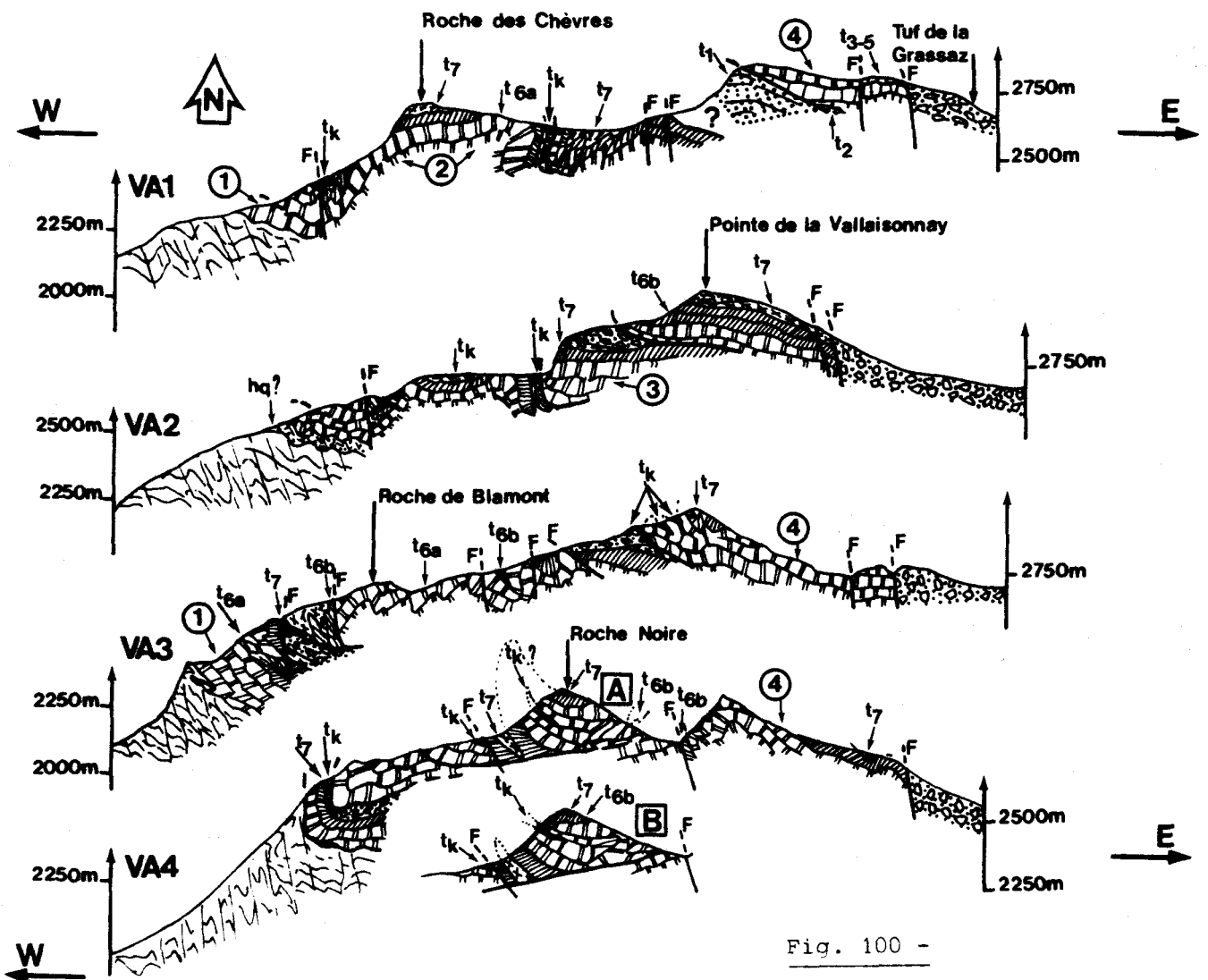


Fig. 100 -

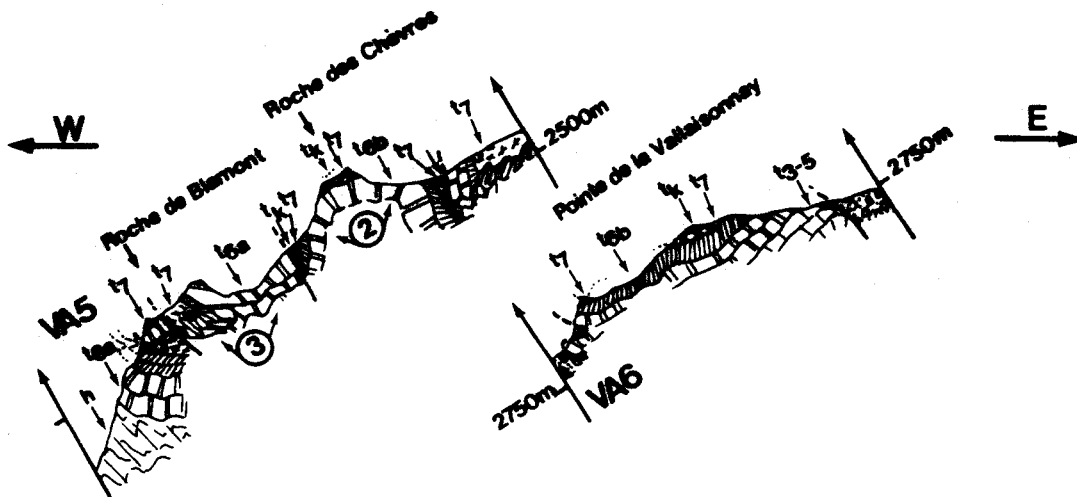


Fig. 100 - Coupes s riees à 1/25 000 du secteur de la Vallaisonnay.

Les figurés sont les mêmes que ceux de la planche II h.t.. Les problèmes et les commentaires relatifs à l'établissement des coupes sont discutés dans le texte.

Pour la coupe VA4, deux solutions sont proposées. Dans la solution A, la série, avant plissement était en grand normale alors que c'est l'inverse dans la solution B. La solution A semble la plus plausible.

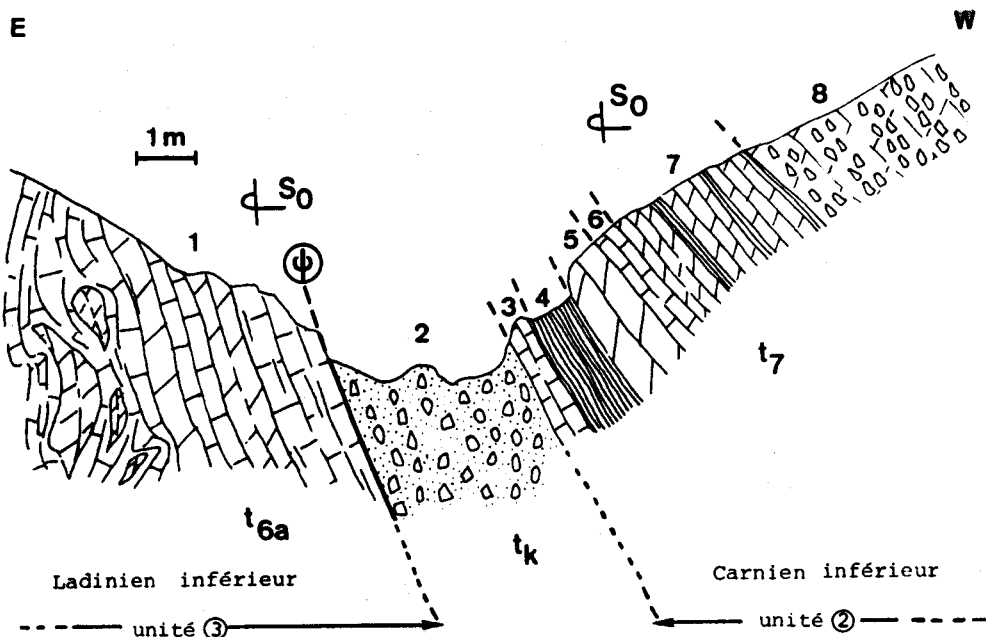


Fig. 101 - Coupe de détail à l'Est de la Roche des Chèvres, altitude 2540 m.

1 : calcaire gris lité à joints schistoss s, très dolomitique. On note des zones dolomitiques lenticulaires jaune sale, complètement boudinées et dilacérées, très plissot es, dans le calcaire gris clair - 2 : cargneules rouille - 3 : calcaire gris clair - 4 : niveau schisteux rosé - 5 : dolomie grise - 6 : calcaire rosé - 7 : dolomie schisteuse noire - 8 : brèche dolomitique massive, noirâtre.

ψ : contact anormal majeur, redressé et déversé vers l'Est lors de la phase 2. Si on annule les effets de cette phase, l'unité à (de la Roche Noire)   polarité normale chevauche tangentiellement l'unité à (de la Roche des Chèvres) elle aussi en série normale. Pourtant au niveau de ψ aucune trace de friction n'est visible ; les cargneules étant collées sur les calcaires avec un contact de même aspect qu'entre 2 et 3. L'existence même d'un contact stratigraphique entre 2 et 3 peut, elle aussi, être remise en question. On l'a cependant admis car on monte stratigraphiquement dans la série (de 8   3 et à 2) depuis les termes du Carnien inférieur jusqu'aux cargneules d'un Carnien plus élevé.

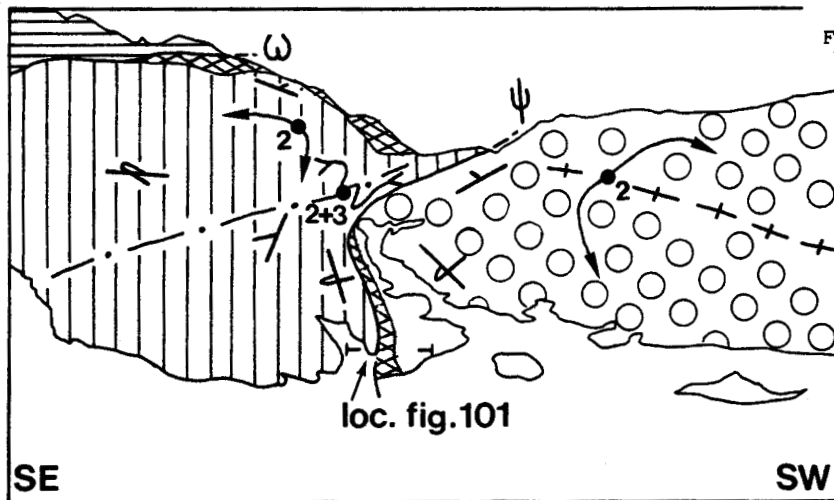
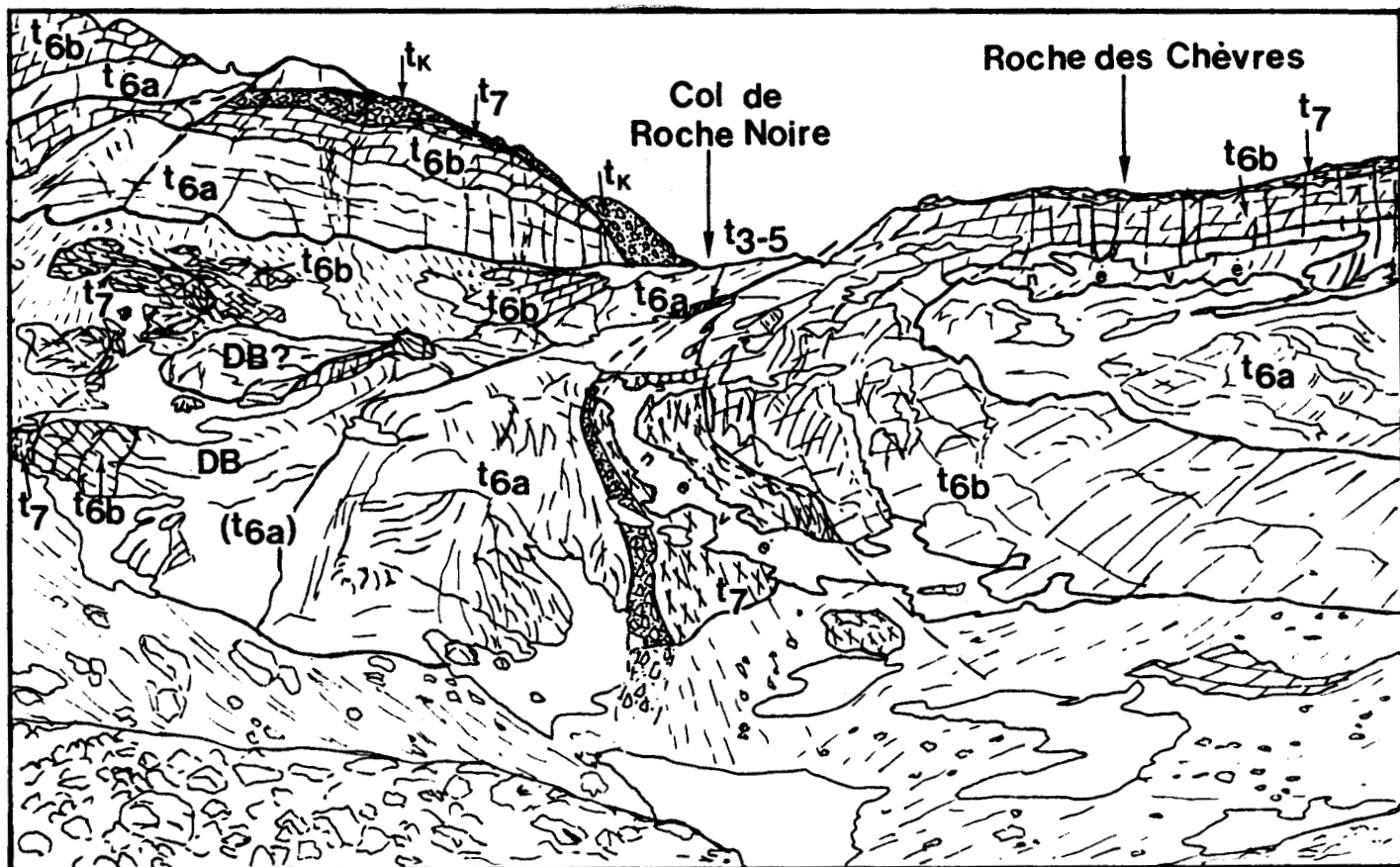


Fig. 102 - Le Col de Roche Noire, la falaise nord-ouest de la Pointe de la Vallaisonnay et le rebord est de la Roche des Chèvres depuis le Plan Séry.





Les accidents ω et ψ séparent les unités 4 et 3 d'une part, les écailles 3 et 2 d'autre part.

L'accident ω reste ici à plat (il est redressé dans les coupes de la fig. 99B et 100), l'accident ψ est lui redressé et déversé à l'Est (voir fig. 101, coupe de détail). ω et ψ sont relatifs à la phase 1.

Les grands plis visibles sont de la phase 2, légèrement affectée de replis P_3 . La coupe de la fig. 101 est localisée sur le schéma interprétatif.








Pour les schémas interprétatifs des figures 102, 103 et 104, la légende est la même que pour le schéma structural de la figure 99.

à savoir :

-  cargneules (indifférenciées)
-  unité de la Vallaisonnay (unité 4)
-  unité de Roche Noire (unité 3)
-  unité de la Roche des Chèvres (unité 2)

ω, ψ : chevauchements ou contacts entre unités

F : failles

-  antiforme de phase 1
-  synforme de phase 1
-  antiforme de phase 2
-  synforme de phase 2
-  pendage de série normale
-  pendage de série inverse
-  pendage nul

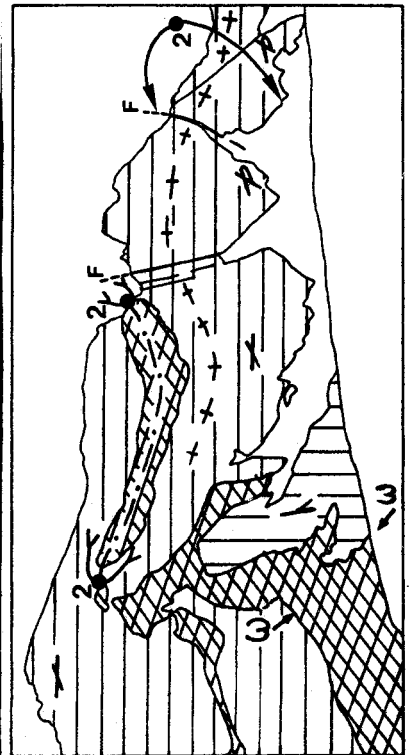
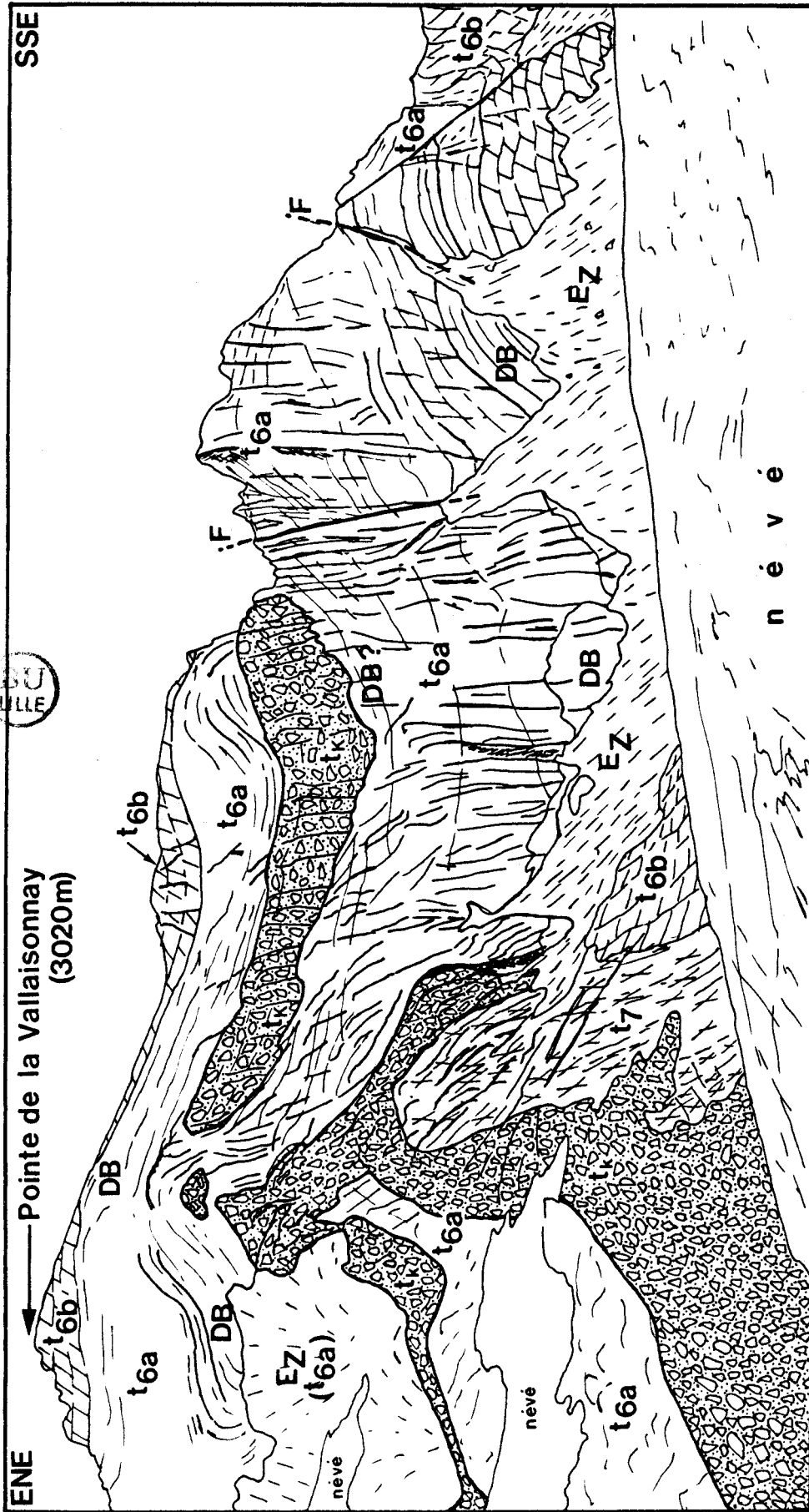


Fig 103 - La Pointe de la Vallaisonnay et le flanc sud de la Vallaisonnay, depuis le Col de Roche Noire.
 DB : dolomies blanches, sommet stratigraphique du t_{6a}.
 Le schéma interprétatif montre la prédominance de la phase d'axe N-S et le contact anormal (W) entre cargneules et séries carbonatées.

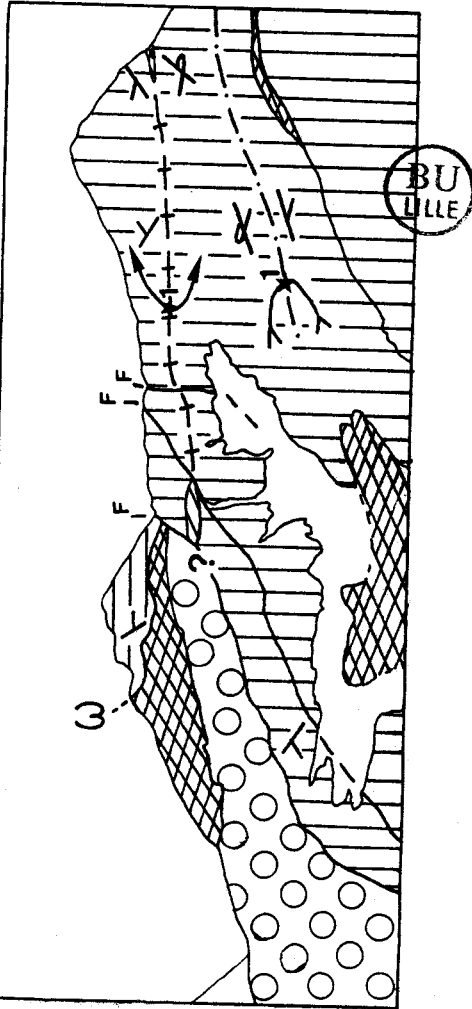
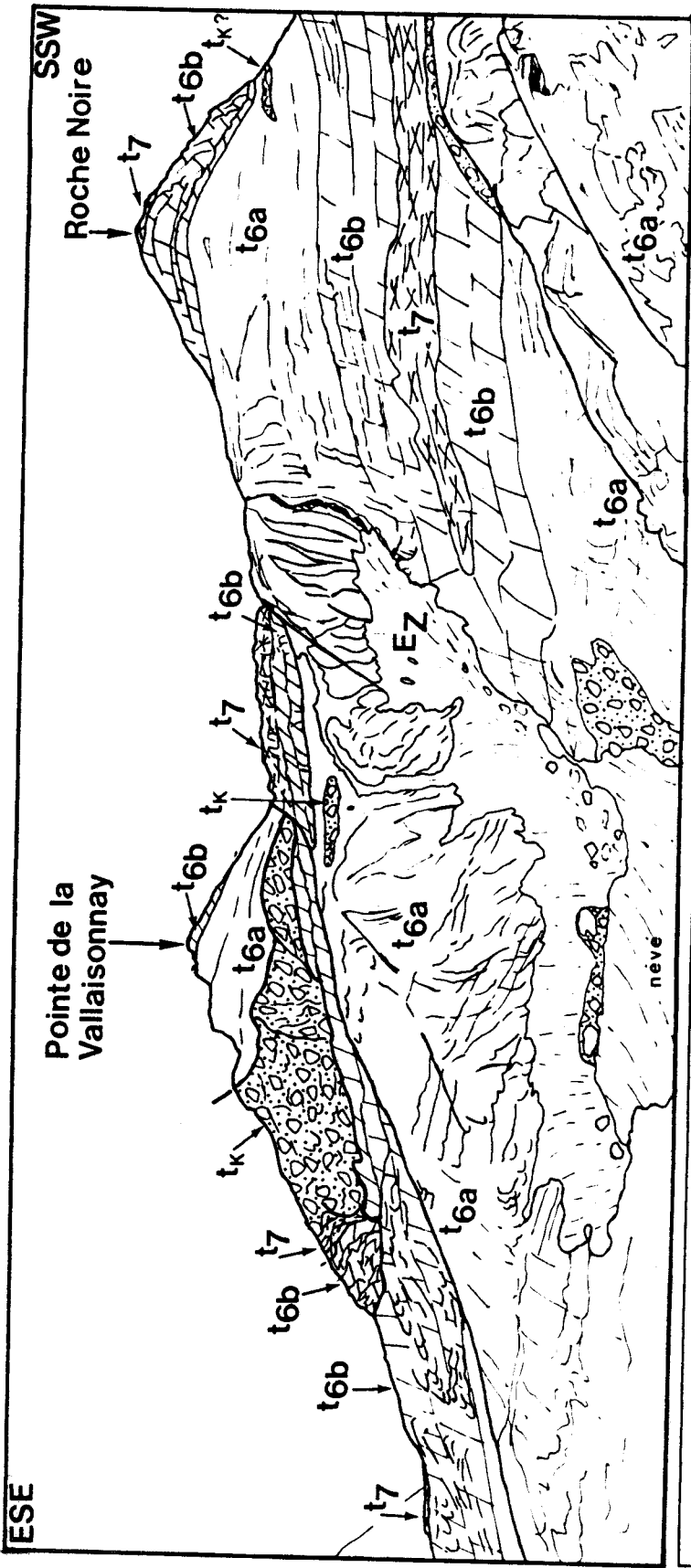


Fig. 104 - La Pointe de la Vallaisonnay et Roche Noire, depuis l'Est de la Roche Blamont.

Le schéma interprétatif est ici conforme à la solution A de la fig. 100. Les plis de phase 1n'ont pu être démontrés.

b. Les phases plicatives.

En fonction de la lithologie, les critères de déformations diffèrent.

- Pour le Carbonifère présumé.

Le Carbonifère présumé, bordant l'Ouest et le SW du massif de la Vallaisonnay n'a pas fait l'objet, de ma part, d'une étude approfondie. Cela a été fait par M.D. Peruccio-Parison (1984) qui a distingué deux grandes phases plicatives. L'examen des stéréogrammes qu'elle a fournis (voir fig. 90, p. 299 ; fig. 91, p. 300 ; fig. 92, p. 303 ; et fig. 99, p. 313) montre des axes à pendage faible ou nul d'azimut variant de N40 à N90 ; elle associe ces axes soit avec S_{2a} (schistosité de 2ème phase) soit avec S_{2b} (schistosité également de 2ème phase mais plus tardive). Je proposerai de changer S_{2b} en S₃ et d'associer cette schistosité à une 3ème phase plicative (bien distincte, selon moi, de la phase 2) d'axe moyen N50 à N 90. C'est ce qui semble ressortir de la figure 81 de M.D. Peruccio-Parison (1984, p. 287) où S_{2b} apparaît comme une schistosité de crénulation (ou de strain slip) à symétrie régulière, nettement postérieure à S_{2a} qu'elle recoupe à 90°. S₁, selon la compétence des niveaux, peut totalement disparaître. D'ailleurs cette figure 81 de M.D. Peruccio-Parison est tirée d'une photographie d'un article de F. Ellenberger et P. Saliot (1967), où les auteurs avaient distingué trois épisodes principaux ou phases en notant (p. 4) : "la dernière "phase" provoque des déformations intenses d'axe subhorizontal orienté N50 à 60E, avec des déversements au SE ou SSE et une schistosité souvent purement sécante (post ou fini-métamorphique) inclinée modérément vers le N30 à 40W, quelquefois subhorizontale". Cette dernière phase s'apparente à la phase 3 de la nomenclature choisie ici.

Connaissant très insuffisamment la lithologie du Carbonifère, il m'a été très difficile de caractériser la phase 1 (bien exprimée dans les terrains permocarbonifères de la Pointe des Volnets et de la Pointe du Vallonnet (cf. fig. 34). Seule la foliation S₁ a été reconnue ; c'est une schistosité de flux ou foliation, parfois discrète, qui dans la plupart des cas paraît parallèle à S₀. S₁, souvent transposée par les schistosités plus récentes, pouvait avoir un pendage nul à faible vers le Nord ou NNW.

La phase 2 est clairement exprimée par des plis centimétriques à décimétriques, d'axes peu ou fortement plongeants, regroupés autour de la direction Nord-Sud. L'écartement des axes peut atteindre 50° (fig. 105 et 106). La S₂ (schistosité de phase 2) est soit de fracture, c'est alors une schistosité de crénulation ou de strain slip (schistosité de plan axial), soit de flux et dans ce cas elle crée un litage tectonique.

S₂ pend généralement vers l'Est ou l'ESE avec un pendage moyen à fort, mais peut aussi se paralléliser à S₀ (cf. fig. 105 et 106). S₂ représente ici la schistosité principale. Les plis P₂ du Carbonifère sont souvent droits et aigus de type similaire.

Régionalement S₂ pend vers l'Ouest (M.D. Peruccio-Parison, 1984), ainsi à l'Ouest du ruisseau du Py. Le renversement de la schistosité principale (ici S₂) autour de la ligne Cul du Nant - Refuge de Plaisance - Laisonnay d'en Haut est la marque classique d'une schistosité de pli en éventail, qui ne semble pas résulter ici d'une D₃ éventuelle. Les coupes tectoniques de M.D. Peruccio-Parison (1984) soulignent fort justement les variations de la schistosité principale (ici S₂). La dépression du Cul du Nant peut alors représenter le coeur d'un vaste synclinorium N-S de phase 2, non pas déversé à l'Est

- pôles :
- + S_{O-P} (S_{O-1} ou S_{O-1-2})
 - x S_P (S_2 et plus rarement S_1)
 - S_{P+1} (schistosité de strain slip = S_3)
 - ◆ S_D (diaclasses ou fractures = S_3 ou plus récent).
- ↗ axe de pli P_1
 - ↘ axe de pli P_2
 - ↖ axe de pli P_3

mêmes symboles que sur la fig. 105, et:
 ○ plans de faille
 ◆ S_{Da} : "diaclasses" correspondant à une schistosité très grossière, affectées ultérieurement par S_D .

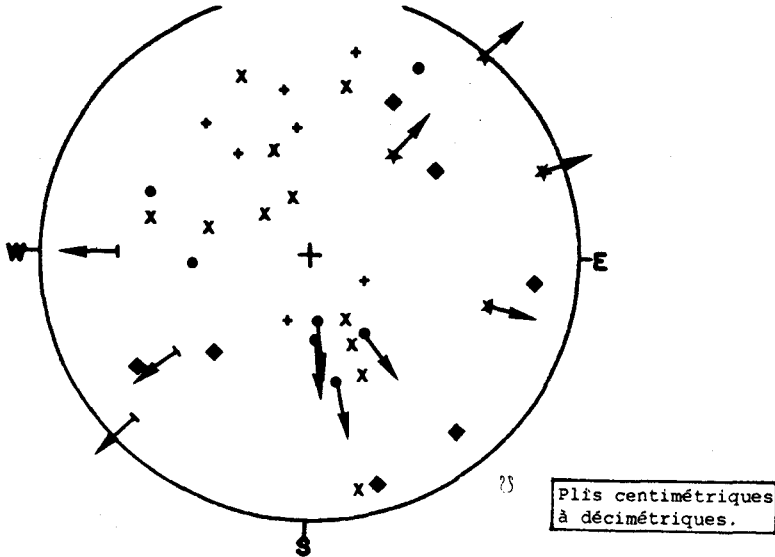


Fig. 105 - Plis P_1 , P_2 et P_3 du Cul du Nant et de l'Arête du Mollard (canevas de Wulff, hémisphère inférieur).

(Comme pour la figure suivante, ces plis ont été mesurés dans le Carbonifère.)
 Les axes de plis attribués à P_1 proviennent de l'Arête du Mollard, et montrent une nette dispersion de leurs directions du fait des reprises ultérieures. Les plis P_2 sont très regroupés et plongent fortement au SE. Pourtant, les pôles de S_P (S_2 supposée, d'habitude) sont dispersés: une partie de ces surfaces pourrait correspondre à S_1 .

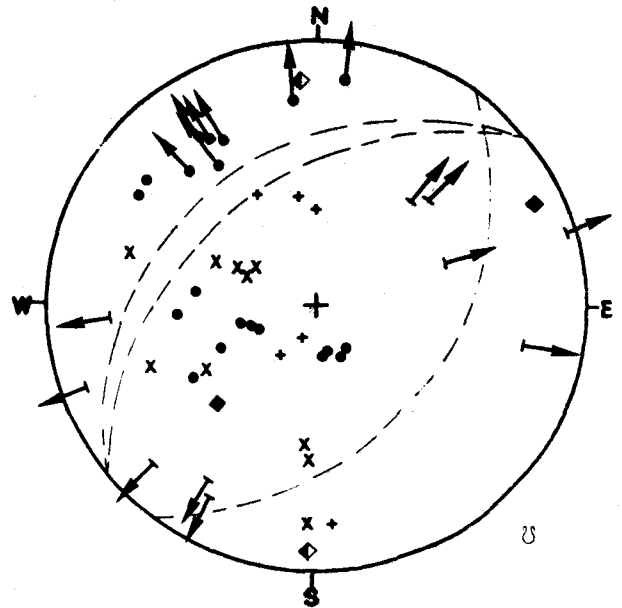


Fig. 106 - Plis P_2 et P_3 de la Crête et du Lac des Echines.

Les plis P_2 très nombreux au Sud de Roche Noire vont de N315 à N005, (dispersion de 60°!), leur pendage est plus faible que précédemment (Cul du Nant). On note que les axes P_1 (fig. 105) et P_3 (fig. 106) ont des directions voisines (mais des styles très différents).
 S_P est toujours pentée vers l'Est (ou le Nord).
 S_{P+1} (S_3) est fortement inclinée au NNE.

mais à l'Ouest. On notera que J.F. Raoult (1980a) avait proposé que l'arête Bellecôte-Becqui Rouge (bordant le terrain étudié au NW) représente le coeur carbonifère d'un anticlinal d'axe N-S, déversé lui à l'Est. La 3ème phase est conforme à celle décrite par F. Ellenberger et P. Saliot (1967). Mais outre les axes N50 à N90 classiques, on note également des axes N110 à N130 correspondant à une phase tardive. Ces derniers axes pourraient être rattachés à la phase D_3 ou alors appartenir à une phase hypothétique (locale ?) plus récente que D_3 ($D_4?$).

Les plis P_3 sont centimétriques à métriques, ouverts, de type sensiblement cylindrique et similaire. Une déformation cassante peut se révéler, associée à P_3 , ou lui succéder de peu. Elle plonge au N45 et/ou N300 c'est-à-dire parallèlement aux axes des plis P_3 .

La figure 107 montre à l'échelle du microscope les relations entre les schistosités S_P et S_C et la stratification S_O .

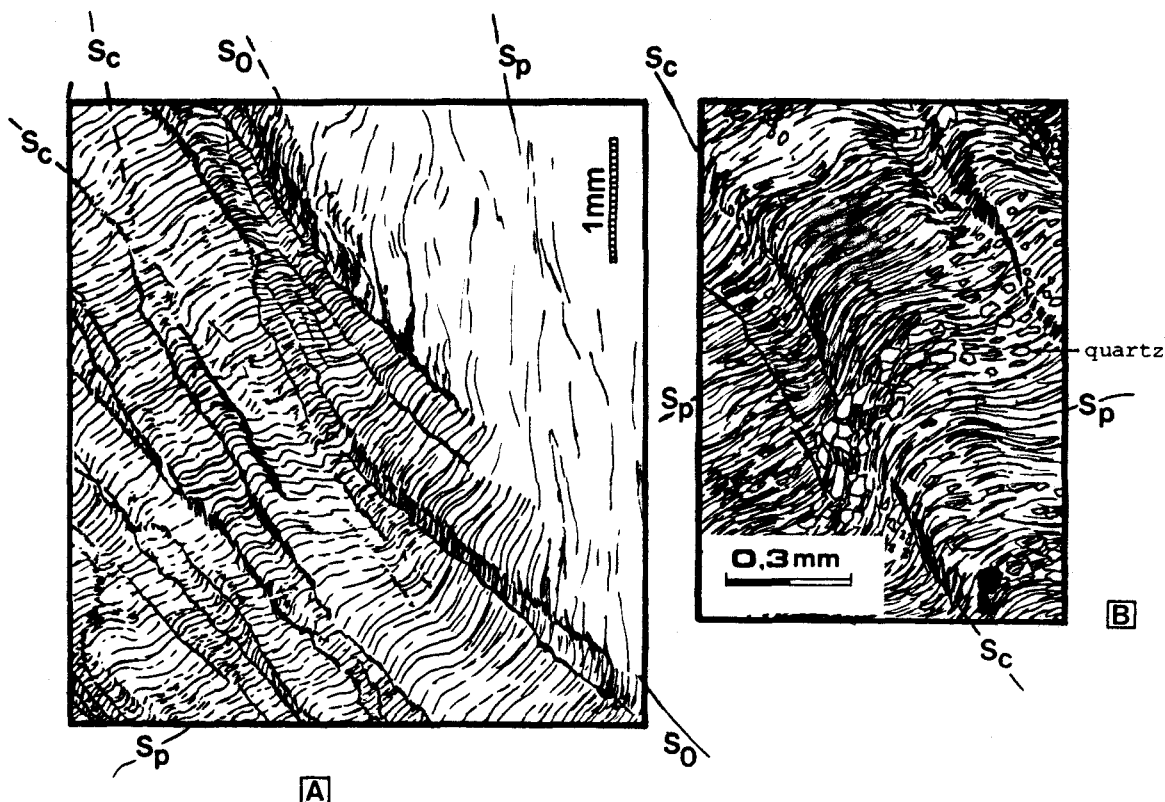


Fig. 107 A et B - Détails des schistosités de la lame B82-152.

Ce sont des quartzites schisteux, blanc gris, passant à des schistes noirs du Carbonifère présumé du Lac des Echines (altitude 2400 m).

Les minéraux rencontrés sont : quartz + micas blancs + schiste + albite + autres phyllites + ankérite (mais pas d'autres carbonates) + sphène + oxydes.

La schistosité principale, S_p se réfracte selon la compétence de la roche (alternance de niveaux quartzéux et schisteux donnant la S_0) ; l'angle peut atteindre 45°.

S_c , la schistosité de crénulation est quasi symétrique et est marquée par l'accumulation d'opacités (dont matière organique).

Le quartz et la chlorite sont parallèles à S_p et synmétamorphiques de cette phase ; ils ne recristallisent pas, ou très peu, selon S_c .

L'ankérite et les opacités apparaissent très tardifs (non détaillés sur la figure). L'accumulation des opacités selon S_c traduit une schistosité avec dissolution.

S_p représente soit S_1 soit S_2 ; S_c soit S_2 soit S_3 .

Pour le Werfénien inférieur.

Les quartzites werféniens du Nord de la Pointe de la Vallaisonnay montrent sur stéréogramme (fig. 108) un axe de pli 46/180. Ce massif présente par ailleurs un grand pli hectométrique en genou d'axe horizontal et de direction NO30 (NNE). La chronologie relative de ces deux plissements n'a pu être établie, mais on ne peut que rapprocher l'axe NO30 par son style et sa direction à la phase 3 et l'axe 46/180 à la phase d'axe Nord-Sud c'est-à-dire la phase 2. Encore faut-il s'étonner de la conservation de l'axe P_2 , ce qui peut être dû à la faible différence d'azimut des axes des deux plissements (mais il y a malgré tout des pôles plus dispersés). La majeure partie des diaclases ont un pendage moyen à fort vers le NNE, les autres sont subverticales de direction NNE-SSW et s'alignent à la fois sur les grandes failles observées et les axes de phase 3.

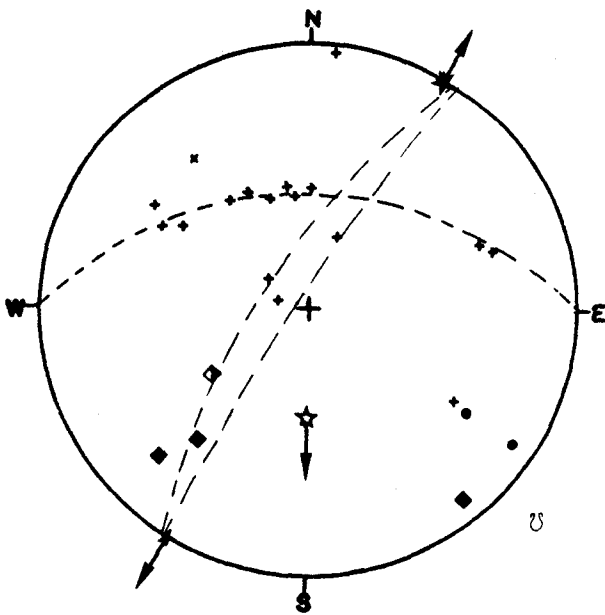


Fig. 108 - Construction de l'axe présumé P_2 dans les quartzites werféniens du Nord de la Pointe de la Vallaisonnay.

- + S_0 dans t_1
- x S_0 dans t_{6a}
- ★/ Axe P_2 construit à partir des pôles de S_0 pris sur l'ensemble du massif quartzeux.
- ★ Axe P_3 mesuré par visée
- ◆ S_D ◆ filon d'hématite
- - - plan de faille (● pôle)

Le pli présumé P_2 est d'ampleur hectométrique.

Au contact série siliceuse-série carbonatée.

A la limite entre le Trias carbonaté et le Carbonifère présumé (composé généralement à ce niveau de quartzites blancs, parfois très ankéritiques) de nombreux plis centimétriques et métriques d'axe grossièrement Nord-Sud sont visibles. Ils témoignent au moins de l'antériorité de ce contact vis à vis de la phase 2 principalement concernée (ainsi au Cul du Nant, au point coté 2796 m à l'Ouest du Grand Tuf du Plan Séry et au Grand Chalet à l'altitude de 1890 m sur le chemin du Laisonnay d'en Haut au Col du Palet). A l'Ouest de la Roche de Blamont (altitude 2320 m), près de la source, des plis centimétriques à métriques pincés et replissés affectent des quartzites vert clair rubanés et des schistes dolomitiques sombres argentés ; ces derniers passent à des dolomies jaune orangé sale. Viennent ensuite des calcaires gris ladinien. Ces plis peuvent être interprétés comme des plis isoclinaux à schistosité de flux de plan axial de phase 1 ; ils sont repris par de légers plis centimétriques attribués à P_2 , eux-mêmes déformés ultérieurement. On rejoint en cela les conclusions de M.D. Peruccio-Parison (1984), les remarques notées par J.F. Raoult (1980a) et ses travaux inédits.

Pour le Trias carbonaté.

- Dans les masses carbonatées du massif de la Vallaisonnay, la structuration majeure est dominée, d'une part par la mise en place tangentielle des quatre écailles distinguées, d'autre part par la phase 2, d'axe Nord-Sud avec déversement des structures vers l'Est, et verticalisation voire déversement des accidents tangentiels (cf. fig. 99, 100 et 101) présumés être de la première phase.

- A l'échelle cartographique quelques grands plis pourraient être attribués à la phase 1 :

- . Le Nord de la Roche des Chèvres (fig. 109) montrerait un extrados de pli couché hectométrique, d'axe très approché N335 dont la charnière est rompue par un accident subvertical de direction NO70. Cet accident a pour effet de minimiser l'importance du flanc inverse qui disparaît sous le Quaternaire ; ainsi la Roche des Chèvres présente une série normale en antiforme d'axe Nord-Sud, avec sur son flanc ouest de nombreux replis métriques d'axe Nord-Sud d'entraînement. Sur le flanc est de la Roche des Chèvres, les couches ont tendance à se renverser et à pendre vers l'Ouest (fig. 100, coupes VA1 et VA5) ;

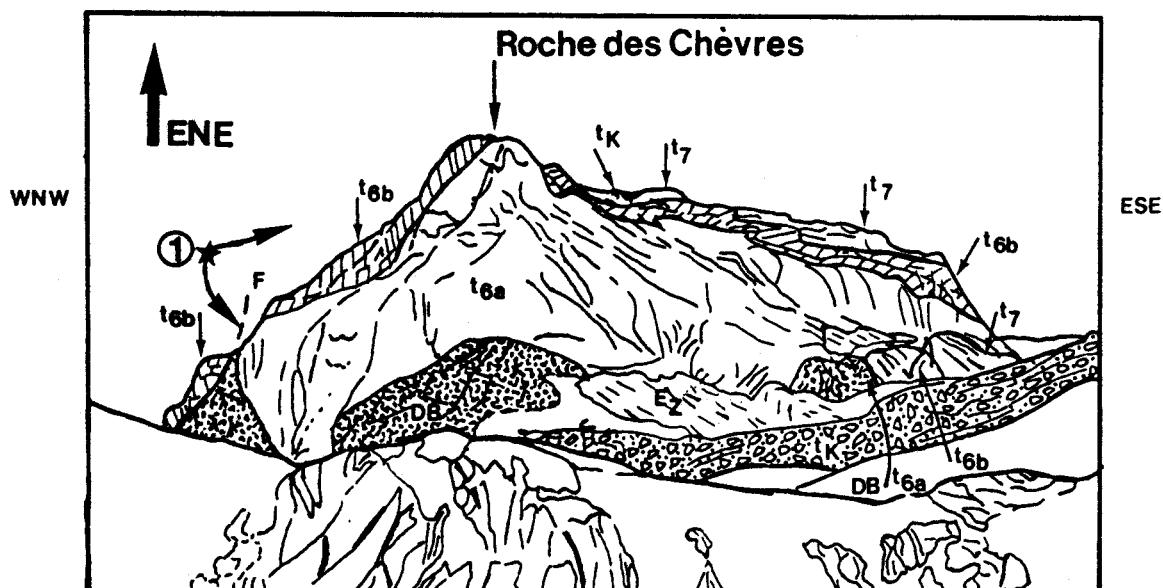


Fig. 109 - La Roche des Chèvres depuis le point coté 2286 m à l'Est du refuge de Plaisance d'après une photographie de J.F. Raoult.

1 antiforme peu visible de phase 1 (axe N 335 d'après une visée depuis le Plan Séry).

t_K : cargneules du Keuper - t_7 : Carnien inférieur - t_{6b} : Ladinien supérieur (cycle III) - t_{6a} : Ladinien inférieur (cycle II) avec DB : dolomies blanches - E_Z : éboulis vifs.

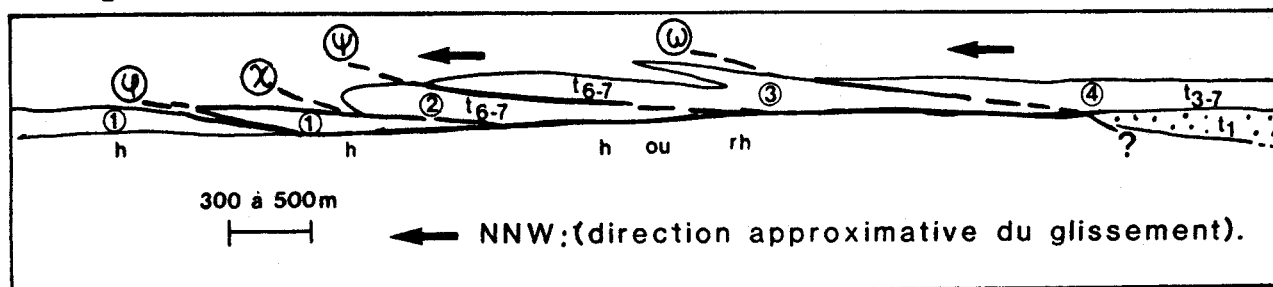


Fig. 110 - Modèle d'évolution de la phase D_1 .

Par simplification les cargneules ne sont pas représentées.

- le petit massif de la Roche Noire présente une structure polyphasée avec un double pli couché hectométrique redressé sur ses flancs est et ouest par les phases D_2 et/ou D_3 . La vergence de ce pli reste inconnue et deux solutions sont proposées (fig. 100, coupe VA4 A et B). Si l'on admet la contemporanéité de ces déformations plicatives avec la mise en place des écailles, la solution figurée coupe VA4 A est préférable, car lorsque l'on déplie les structures on obtient une série normale, alors que dans la solution B on obtient une série inverse nécessitant une hypothétique phase D_0 qui aurait retourné une série à plat. Aucun critère structural ne serait associé à D_0 . Le coeur du pli couché supérieur est marqué au sein de calcaires gris ladiniens par une mince bande (n'excédant pas 2 m de large) de cargneules rouille. Ces cargneules pourraient ne représenter qu'un simple niveau broyé (trace d'un ancien plan axial, siège de frictions intenses) et ne pas mériter l'appellation t_K qu'on leur a attribuée.

- A l'échelle métrique, les plis P_1 sont rares. Des plis couchés isoclinaux d'axes horizontaux NO50 à NO60 affectent des calcaires gris lités ladiniens au Nord Ouest de Roche Noire. On peut les considérer comme des plis couchés d'entraînement. Le plan axial de ces plis est horizontal sur Roche Noire (altitude 2740 m); des plis décamétriques isoclinaux à charnières aiguës (ou parfois rondes) de phase 1 donnent des axes mesurés 20/339, nettement antérieurs à une schistosité 2 de fracture qui les affecte.

La schistosité S_1 se localise dans les rares niveaux schisteux du Trias carbonaté, elle suit toujours la stratification.

Lors de D_1 , et peut être avant D_1 , les glissements banc sur banc ont joué, comme en témoignent de nombreux filets de calcite blanche recristallisée, parallèles à la stratification et déformés par D_2 et D_3 .

- A l'issue de l'étude de la phase D_1 , on ne peut que soulever le problème de chronologie posé entre la phase D_0 plicative et les phases d'écaillage et de mise en place des unités carbonatées de la Vallaisonnay.

Aucune réponse définitive ne peut être apportée. Un modèle d'évolution est donné figure 110, il tient compte des remarques du § III de ce quatrième chapitre : D_1 accompagnerait la mise en place des écailles, les conditions cassantes du début de la déformation ($D_0 = \text{pré } D_1$) évolueraient progressivement vers le domaine ductile (D_1).

- La phase D_2 est la plus marquée tant à l'échelle cartographique (fig. 111 et panoramas fig. 102, 103 et 104) qu'à celle métrique à millimétrique de l'affleurement (fig. 111 et 112, et reports stéréographiques fig. 113, 114, 115 et 116) ; elle ressort dès la première lecture des coupes tectoniques (fig. 99B et 100) et donne la structuration actuelle de l'édifice. Les plis P_2 sont déjetés à couchés, toujours d'orientation moyenne Nord-Sud, et à vergence est. Ces plis reprennent fortement les contacts entre écailles de phase pré D_1 ou D_1 , ainsi que les plis couchés de Roche Noire.

La schistosité S_2 varie (suivant la lithologie et le type de pli) : elle est plan axial dans les rares plis droits observés voire les plis déjetés, et elle s'aligne sur S_{0-1} dans les plis couchés mais devient alors difficilement reconnaissable. S_2 peut évoluer en schistosité de fracture (cf. fig. 113), selon la ductilité des bancs concernés.

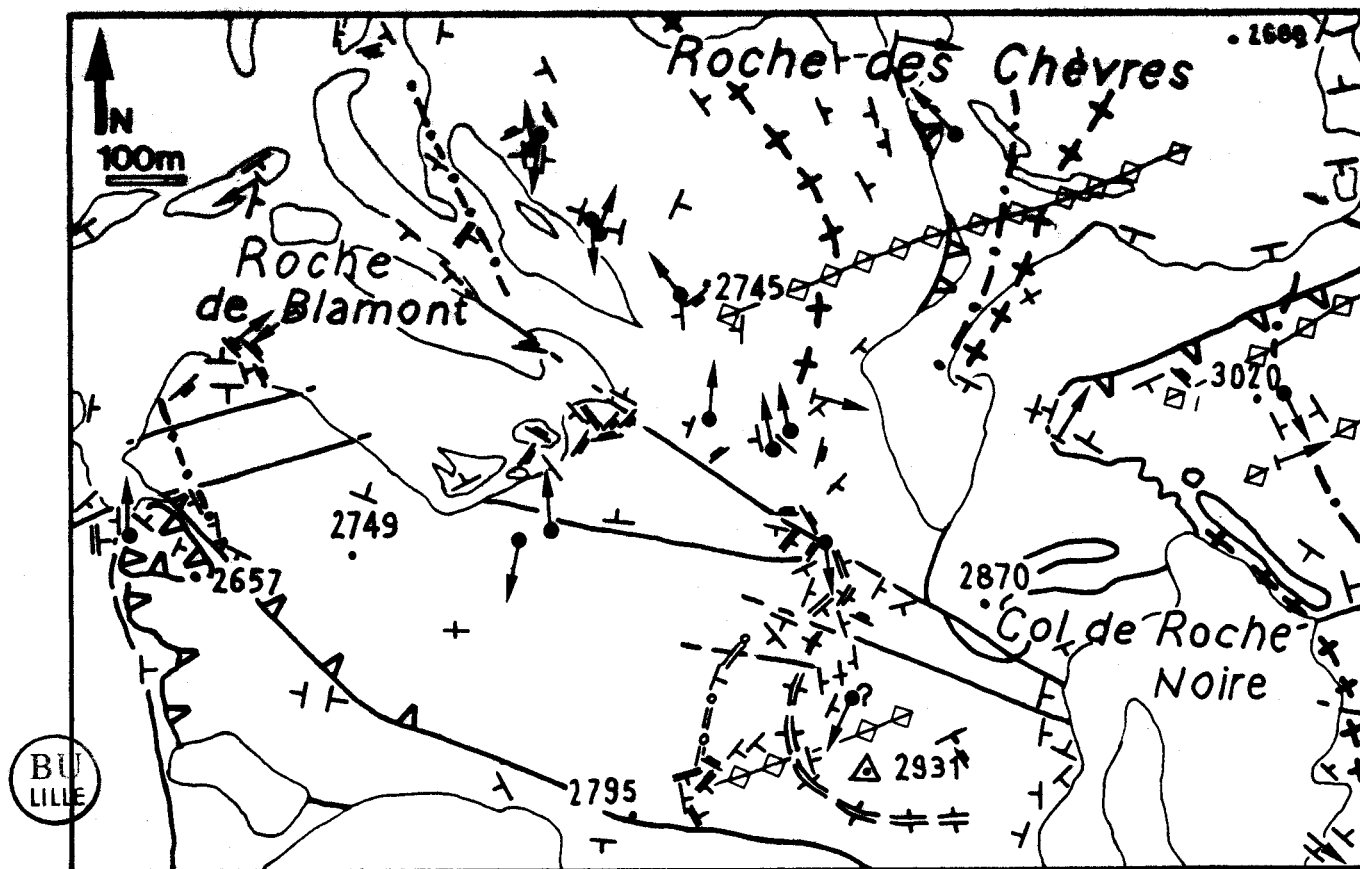
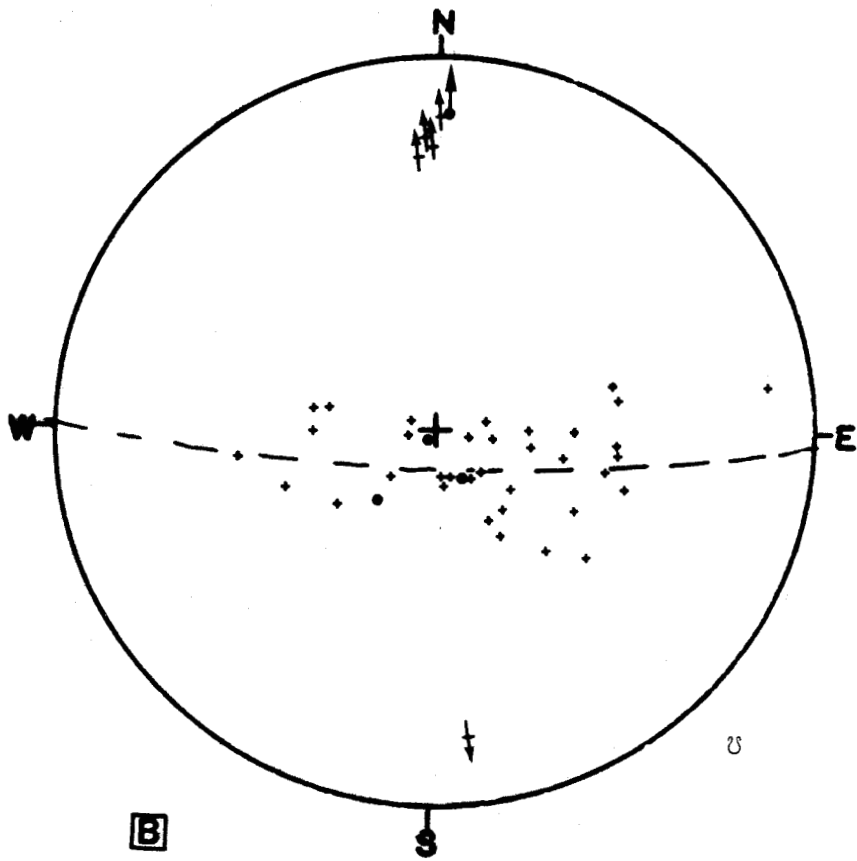
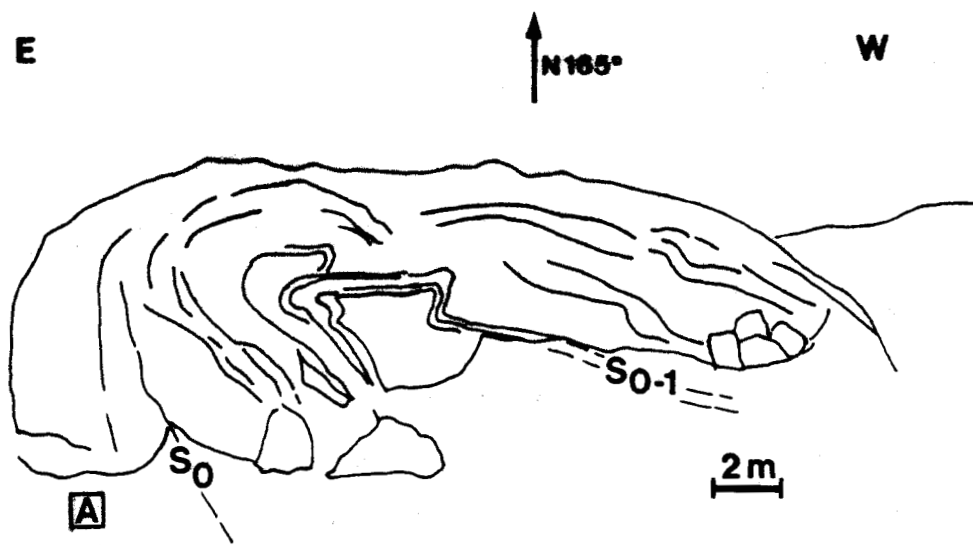


Fig. 111 - Carte des déformations D_1 , D_2 et D_3 du massif de la Vallaisonnay.

- \perp S_o, S_{op} $\bullet \rightarrow$ axe P_2 de plis centimétriques à métriques
- \equiv $S_p (S_o)$ \rightarrow axe P_3 de plis centimétriques à métriques
- \triangle S_D \curvearrowright contours géologiques (limite du Quaternaire, voir carte)
- accidents majeurs (chevauchements présumés D_1 et failles tardives)
- $\equiv \circ \equiv$ synforme D_1 ? (localement conservée)
- $\equiv \equiv$ antiforme D_1 ? (localement conservée)
- $\cdot \cdot \cdot$ synforme D_2 ∇ chevauchements majeurs
- $++$ antiforme D_2 — failles tardives
- $\diamond \diamond$ déformation D_3
(synformes et antiformes non différenciées)



+ S_0 ou S_{0-1}
• $S_p (= S_2)$
† linéation d'intersection $S_0 \wedge S_p$
↑ axe du pli construit
Les mesures de diaclases n'ont pas été reportées.

Fig. 112 - Pli de phase 2 à l'Est de la Roche de Blamont (altitude 2680 m) dans les calcaires gris et les dolomies gris noir du Ladinien.

A - Vue générale du pli décimétrique

B - Construction de l'axe phase 2

Les pôles de stratification sont assez dispersés. L'axe construit est 15/003 et correspond au pli couché qui n'est que grossièrement cylindrique.

- ◻ S_0 (NE de Roche de Blamont)
- ⊕ S_0 (NW de Roche de Blamont)
pli métrique, déjeté vers l'Est
- + S_0
- ★ strain-slip (phase 7)
- X S_p (schistosité principale)
- ◆ S_D (diaclasses)
- ↗ axe P_2 mesuré
- ↗ axe P_2 construit
- ↗ axe P_3

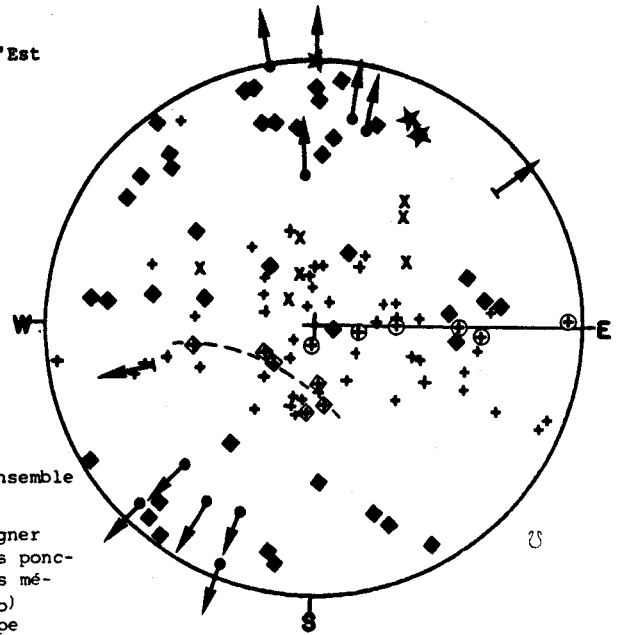


Fig. 113 - Report stéréographique composite des mesures effectuées sur l'ensemble du massif de la Roche de Blamont.

Les pôles de stratification bien que très dispersés, pourraient s'aligner grossièrement sur une ligne E-W, ils marquent la phase 2. Les analyses ponctuelles pli par pli confirment l'orientation nord-sud des déformations métriques à décimétriques. Le pli conique (tracé d'après ◻ : pôles de S_0) calculé est de direction NE-SW et marque plutôt une interaction de type $P_2 + P_3$.

Les schistosités sont peu marquées, sauf dans les rares niveaux schisteux du Trias carbonaté. La schistosité principale suit la S_0 et est affectée par D_2 qui s'exprime par des plis et/ou une schistosité de fracture (S_2 est parfois plan axial de P_2). Certaines S_p sont cependant rattachées à S_2 . Dans ce cas S_0-1-2 sont confondues. Mais S_2 s'exprime plutôt par une schistosité de fracture évoluant en diacalse.

Les linéations d'intersection ($S_0 \wedge S_p$), non reportées, sont Nord-Sud, de phase 2.

Les plis P_3 sont apparemment peu développés sur le terrain.

La majeure partie des diaclasses serait liée à D_3 et tendrait à montrer une direction de raccourcissement maximal WNW-ESE.

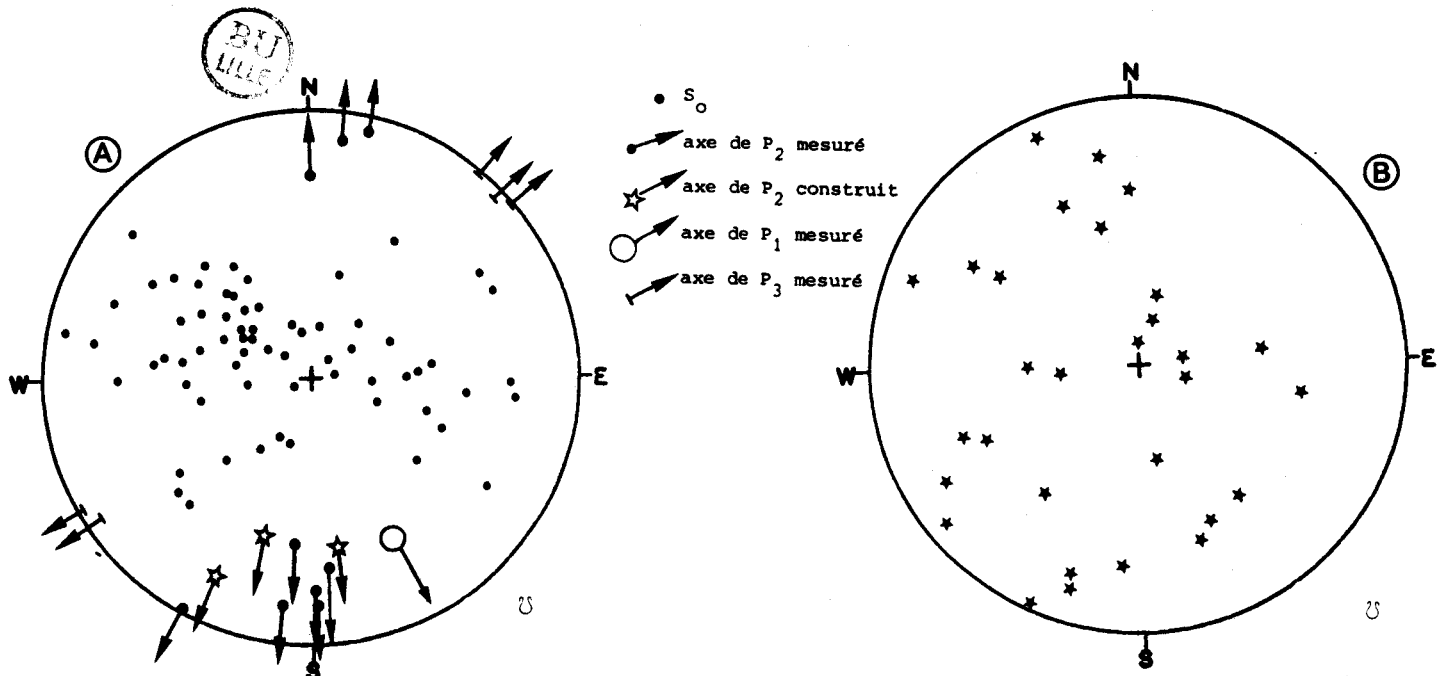


Fig. 114 - A - Plis métriques 2 et 3 de la Roche des Chèvres.
B - Report des pôles de diaclasses.

On a représenté l'axe très approximatif du pli P_1 décimétrique du NW de la Roche des Chèvres (cf. fig. 109).

L'orientation des plis P_2 mesurés ou construits est constante (N 172 à N 210), et peut s'accompagner d'un S_2 de plan axial. Les plis P_3 sont de même bien réglés (axes horizontaux de direction N 40 à N 70).

Le report des diaclasses ne donne aucune orientation préférentielle.

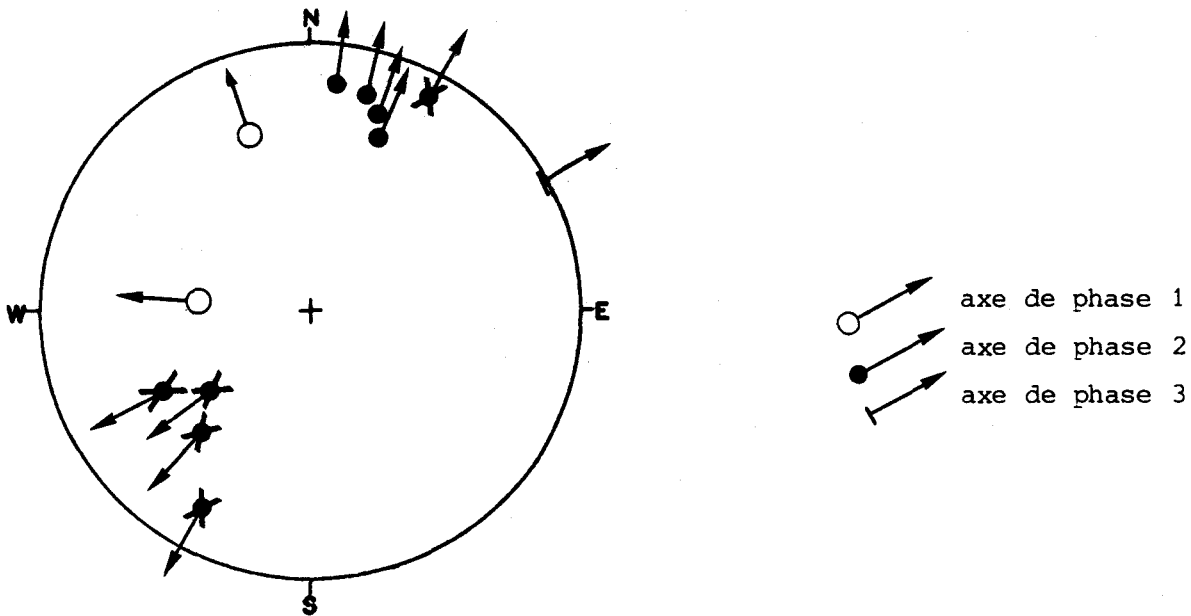


Fig. 115 - Plis centimétriques et métriques de Roche Noire.

Des plis couchés NO50, précoces (P_1 pressentis) affectant Roche Noire n'ont pas été reportés.

Les cinq axes surchargés d'une croix n'ont pu être différenciés. Ils appartiennent soit à D_2 soit à D_3 .

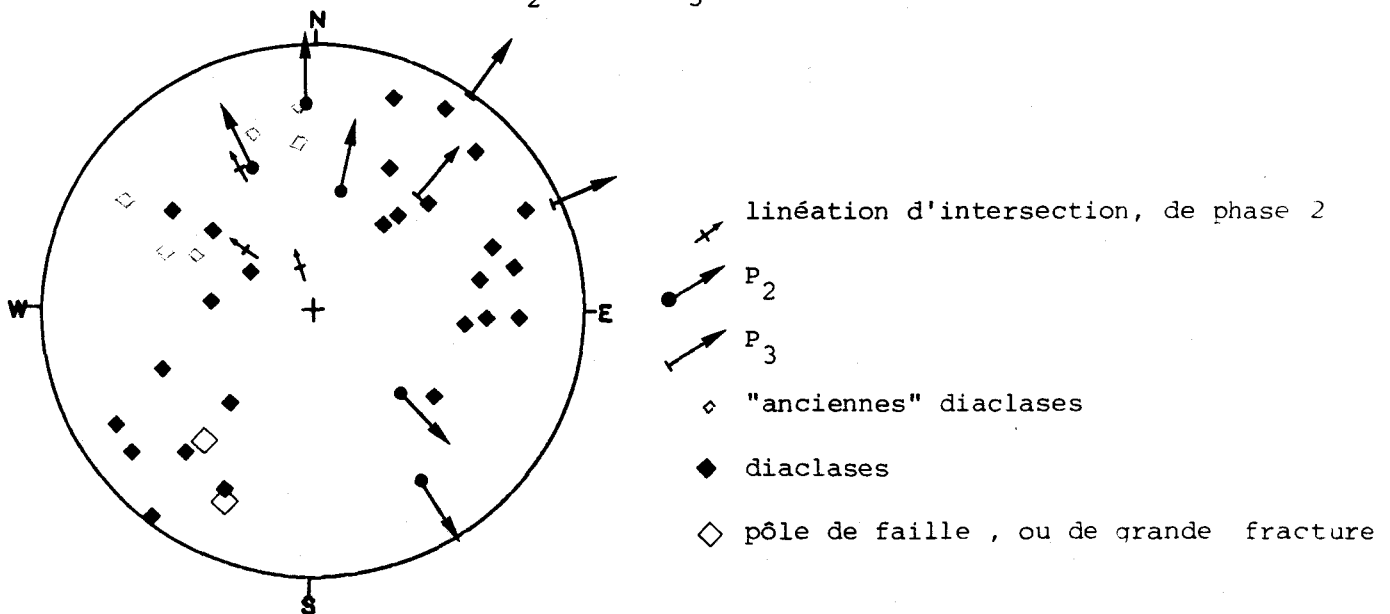


Fig. 116 - Plis et diaclases de la Pointe de la Vallaisonnay.

Les axes mesurés sont de phase 2 ou de phase 3. Leur chronologie est clairement établie en un point (rebord sud de la Pointe de la Vallaisonnay) où un pli de phase 2 (d'axe N 135) est repris par un pli P_3 métrique en synforme très ouverte de direction N 65.

Les diaclases n'ont pas fait l'objet d'étude statistique. Ce système de fracturation se poursuit sur l'Aiguille de Bacque (cf. fig. 117).

- La phase D_3 est aussi bien exprimée, mais les plis sont nettement moins accentués que dans le Carbonifère et soulignent plutôt une ondulation des séries. Ainsi les plis sont généralement droits et ouverts d'ampleur métrique à décimétrique. Leur direction moyenne est N30 - N70. La D_3 s'accompagne d'une intense fracturation.

2. L'Aiguille de Bacque.

Le massif de l'Aiguille de Bacque peut théoriquement être rattaché à l'écaille supérieure de la Vallaisonnay. Il en est séparé par un grand accident décrochant senestre NS, accident qui se poursuit vers le N-NE et affecte le Mont Blanc de Peisey (voir carte h.t. I).

Les termes carbonatés (t_{6a} à t_7 et t_K) de l'Aiguille de Bacque sont fortement marqués :

- d'une part, par la D_3 , orientée NE-SW, avec un plissement d'ordre décimétrique d'allure concentrique, visible actuellement dans la morphologie.

- d'autre part, par l'intensité de la déformation cassante qui s'exprime par un réseau de grandes failles (probablement conjuguées) de directions privilégiées N330 à N350, et N30 (seules les principales sont notées sur la carte h.t.).

A l'échelle cartographique, on peut attribuer à la D_2 :

- . un anticlinal d'ordre décimétrique à hectométrique de direction N355, passant par le point coté 2646m (à l'Est de l'Aiguille de Bacque) ;
- . un synclinal de même direction (N355) passant par le point coté 2651 m (sommet de l'Aiguille de Bacque). Ce synclinal est fortement perturbé par des failles.

La D_2 est bien développée au pied nord-est de l'Aiguille de Bacque, notamment dans le Carbonifère présumé où elle affecte une S_{0-1} qui reste la seule empreinte de D_1 (fig. 117). Dans le Carbonifère S_2 est subverticale à fortement pentée vers l'Ouest (cf. fig. 117).

Des directions de raccourcissement N340 ont été mises en évidence (fig. 117). Ces mouvements à caractère compressif net sont approximativement à 90° des axes de D_3 , d'où la possibilité (hypothétique) pour D_3 de résulter de ces mouvements compressifs.

Enfin, on peut noter que les grandes failles conservent grosso-modo les mêmes directions que les diaclases et fentes de tension. La déformation compressive paraît ainsi perdurer au cours d'épisodes successifs.

3. Le Mont Blanc de Peisey.

C'est une grande masse calcarodolomitique triasique (t_{6a} à t_K qui appartient à la série) reposant anormalement sur une série d'âge présumé carbonifère (voir travaux en cours de F. Guillot qui a souligné le caractère broyé, bien visible au toit du Carbonifère). Le rabotage basal, tardif car tranchant tous les plis observés, visible notamment à l'Aliet (voir fig. 118) se manifeste par une surface plus ou moins plane, légèrement inclinée vers le SE à l'ESE, et ce pour l'ensemble du massif (cf. fig. 118 et coupe BB')

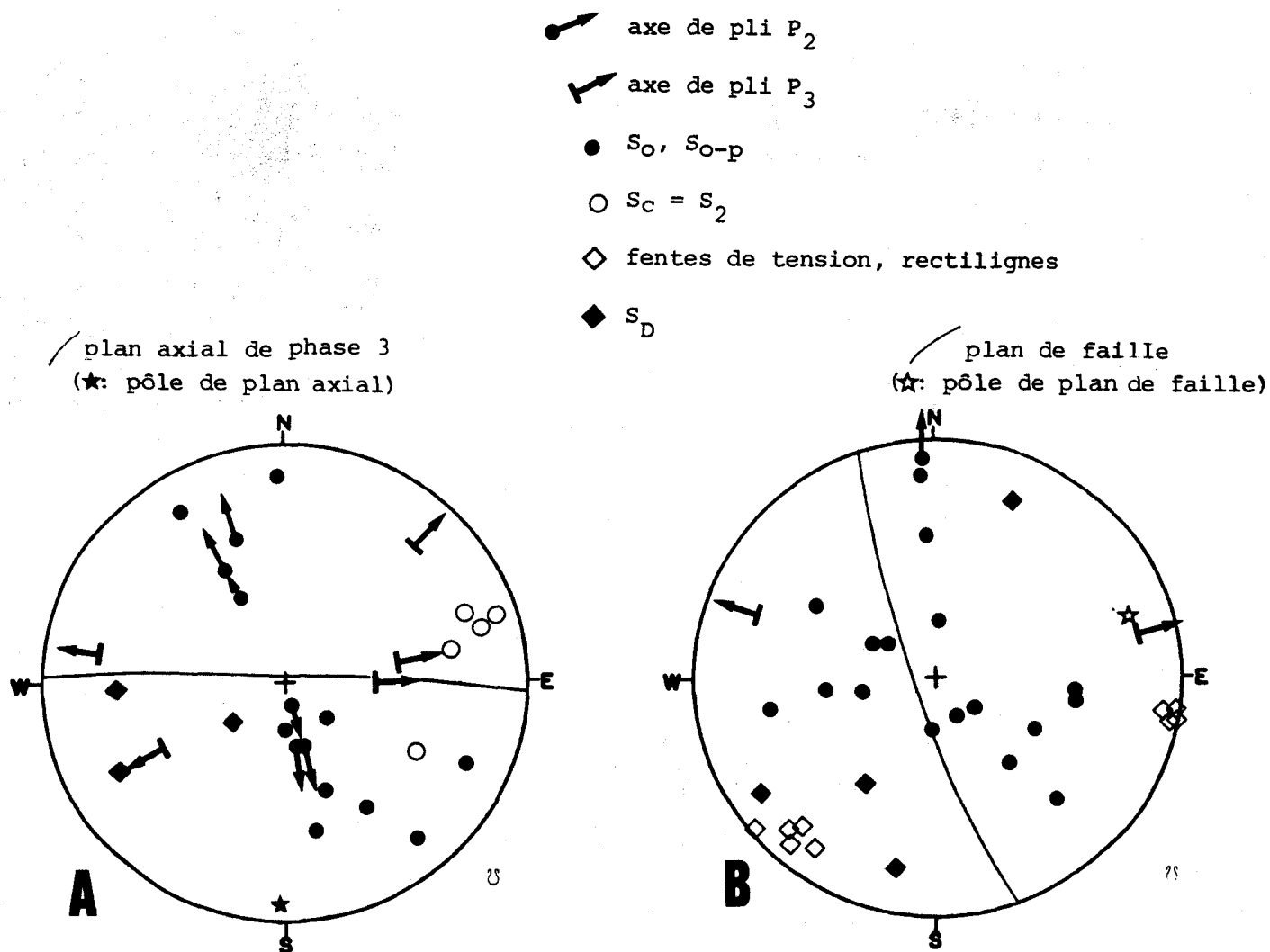


Fig. 117 - Plis centimétriques à métriques de l'Aiguille de Bacque.

A - Pied nord-est de l'Aiguille de Bacque
 B - Ouest et Sud de l'Aiguille de Bacque.

en A (au contact quartzites du Carbonifère présumé - Dolomies triasiques, et dans le Carbonifère présumé) se sont développés des plis P_2 , d'axe moyen N335 ou N165, fortement pentés. Ces plis semblables, légèrement déjetés, d'amplitude centimétrique, s'accompagnent d'une schistosité de strain slip de phase 2, plongeant fortement vers l'Ouest et affectant la schistosité principale S_{0p} (= S_{0-1}).

en B les fentes de tension ont été observées sur les dolomies grises du Ladinien supérieur (cycle III) de la retombée sud de l'Aiguille de Bacque. Ces joints rectilignes sont conjugués, car ils se décalent indifféremment l'un l'autre. Les deux familles nettement séparées permettent de calculer une direction de raccourcissement maximal théorique proche de l'horizontale et de direction N340. Le calcul a été effectué sur diagramme de Schmidt, non reporté ici, d'après la méthode de F. Arthaud (1969) reprise par P. Vialon *et al.* (1976). Ce réseau de fentes de tension se poursuit sur le flanc est de la Pointe de la Vallaisonnay et garde les mêmes attitudes.

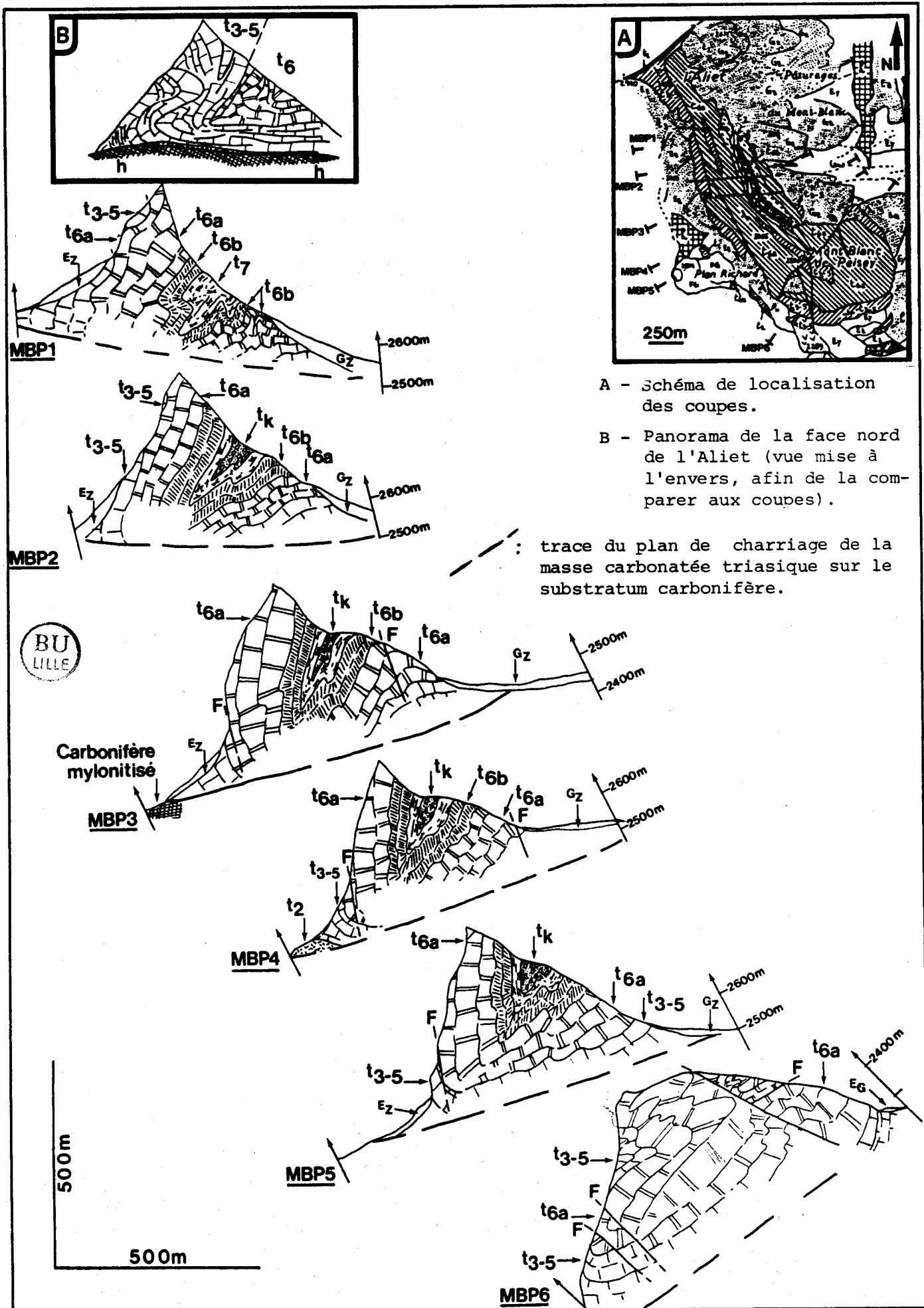


Fig. 118 - Coupes transversales du Mont Blanc de Peisey. Les figurés sont les mêmes que ceux de la planche h.t. II.
On note la troncature basale des structures.

de la planche III h.t.). Les glissements et cisaillements ont été grandement favorisés par la présence à la base de la série carbonatée triasique, des cargneules présumées werféniennes d'après leur faciès, et visibles de place en place dans les éboulis, au pied ouest.

La D_1 reste inconnue. Le Mont Blanc de Peisey peut être :

- soit raccordé au gros de la couverture carbonatée formant maintenant la majeure partie des massifs avoisinants au Sud, dont il serait maintenant séparé par l'érosion ;
- soit dissocié de cette couverture et il représenterait alors un lambeau isolé précocement.

Néanmoins la D_1 s'exprime par des glissements banc sur banc visibles à l'Aliet (fig. 118B) et l'existence d'une S_1 (parallèle à S_0) très localisée qui semble être dans ces secteurs la schistosité principale. Au Sud-Ouest du Lac de la Plagne, des plis isoclinaux métriques sont visibles dans les grands blocs récemment éboulés et de taille décimétrique provenant du Mont Blanc de Peisey, ils pourraient représenter les plis P_1 (on ne peut les voir en place, les parois étant quasi inaccessibles).

La D_2 donne la structuration actuelle en plis déjetés à couchés nettement vers l'Est (fig. 118, 119 et cf. fig. 50). Les axes de P_2 sont Nord-Sud, subhorizontaux, très réguliers (sur la fig. 120 est construit un axe P_2). Cette D_2 correspond ici pleinement à la phase classique de "rétrocharriage" ou "à rebours". L'étude de la S_2 n'a pas été effectuée.

La D_3 n'est marquée que par quelques plis d'ampleur métrique à décimétrique, d'axes subhorizontaux dont on peut estimer la direction NO70-NO90. Ces plis sont bien visibles lorsqu'on descend du Col de la Sache en direction du Lac de la Plagne. Aucune schistosité pénétrative ne semble associée à cette phase D_3 , qui pourrait être synchrone de la mise en place finale du Mont Blanc de Peisey, par cisaillement en conditions superficielles. Si cette mise en place finale est synchrone de D_3 , on peut envisager un déplacement relatif du Mont Blanc de Peisey vers le Nord ou le NNW, ce que n'a pu confirmer une étude insuffisante des stries de glissement sur le Carbonifère, qui par ailleurs est broyé.

4. Les secteurs des Rochers Rouges, de l'Aiguille Percée et des Cols de la Sache et de la Sachette.

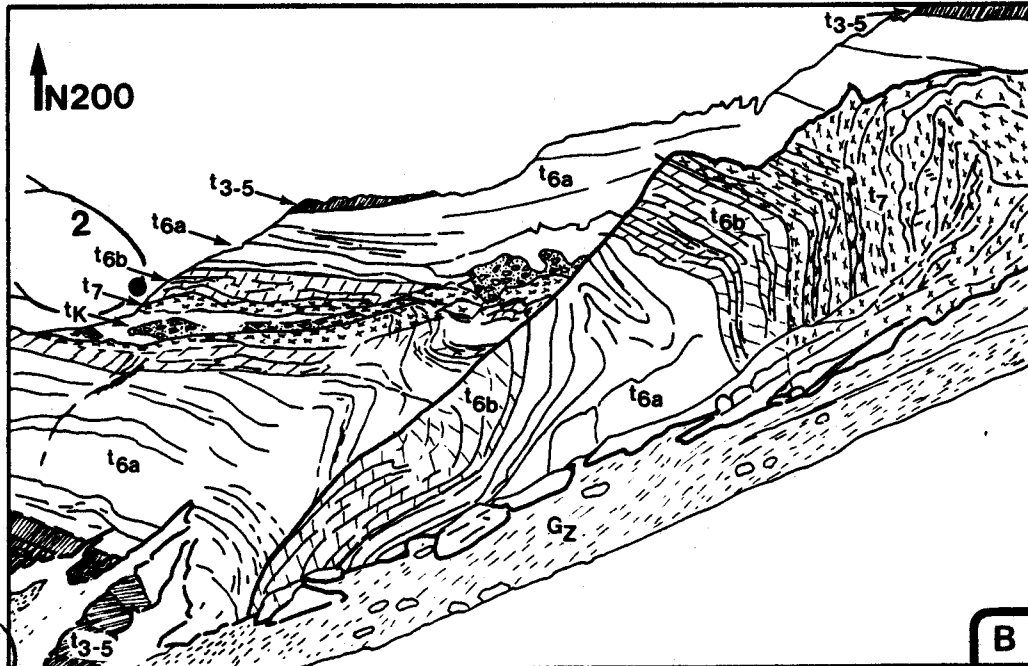
a. Lecture cartographique (fig. 121)

Dans ces terrains essentiellement carbonatés et triasiques (avec également présence de quartzites werféniens), outre les grandes failles tardives d'orientation régulière N300 et d'autres moins importantes de direction NO30, on note la bonne constance des plis de la phase D_3 autour de NO70-NO80. Celle-ci s'exprime surtout d'une part sur une ligne Col de la Sache - Col de la Sachette, d'autre part sur la Grande Tourne. Elle est régionalement bien représentée par des plis métriques à demi-kilométriques.

↑
INW

Mont Blanc de Peisey

Aliet



BU
LILLE

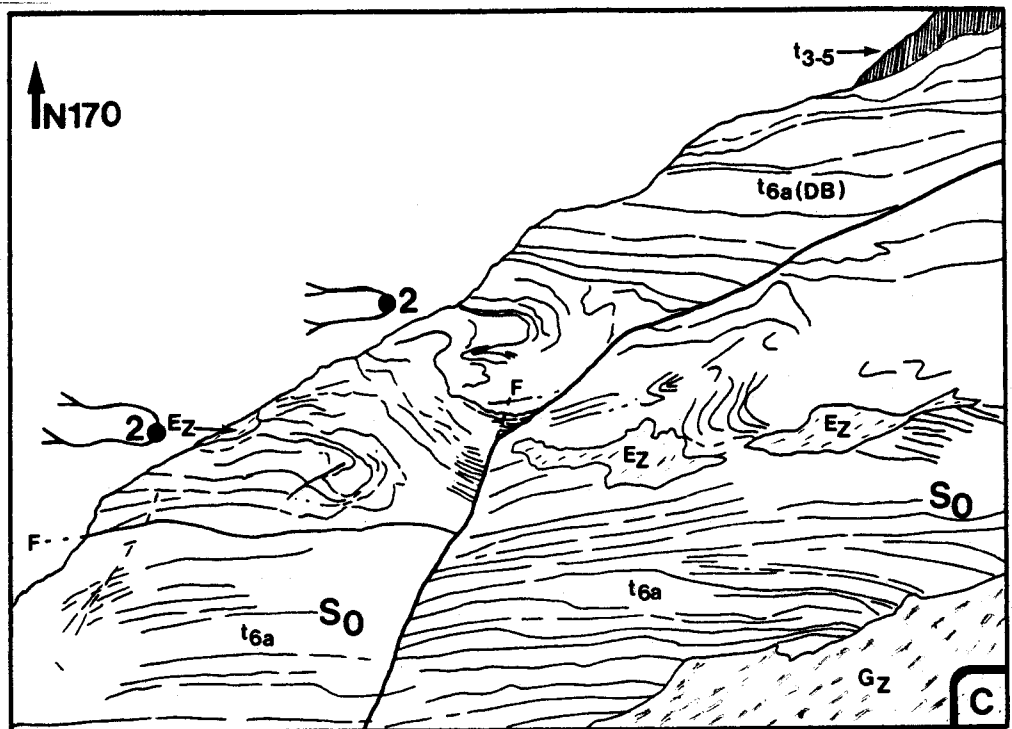


Fig. 119 - Panoramas du Mont Blanc de Peisey.

- ← A - Croquis des replis dans le Mont-Blanc de Peisey, vu du Plan de la Grasse vers le NW in F. Ellenberger (1958, p. 443, fig. 90).
- B- Le flanc est du Mont Blanc de Peisey, depuis les Pâturages du Mont Blanc (bord E). Au premier plan, la falaise montre des replis pincés (de phase 2, ou 3 ?). A l'arrière plan, on observe un synclinal couché de phase 2, d'axe Nord-Sud et à coeur de cargneules du Keuper (t_K), affectant l'ensemble du massif.
- ← C - Le bord SE du Mont Blanc de Peisey, vu depuis le NE de ce même chaînon. Les plis couchés (déversés à l'Est, d'axe N-S) sont rattachés à la phase 2: ils reprennent la S_{op} (ou S_{o1}).

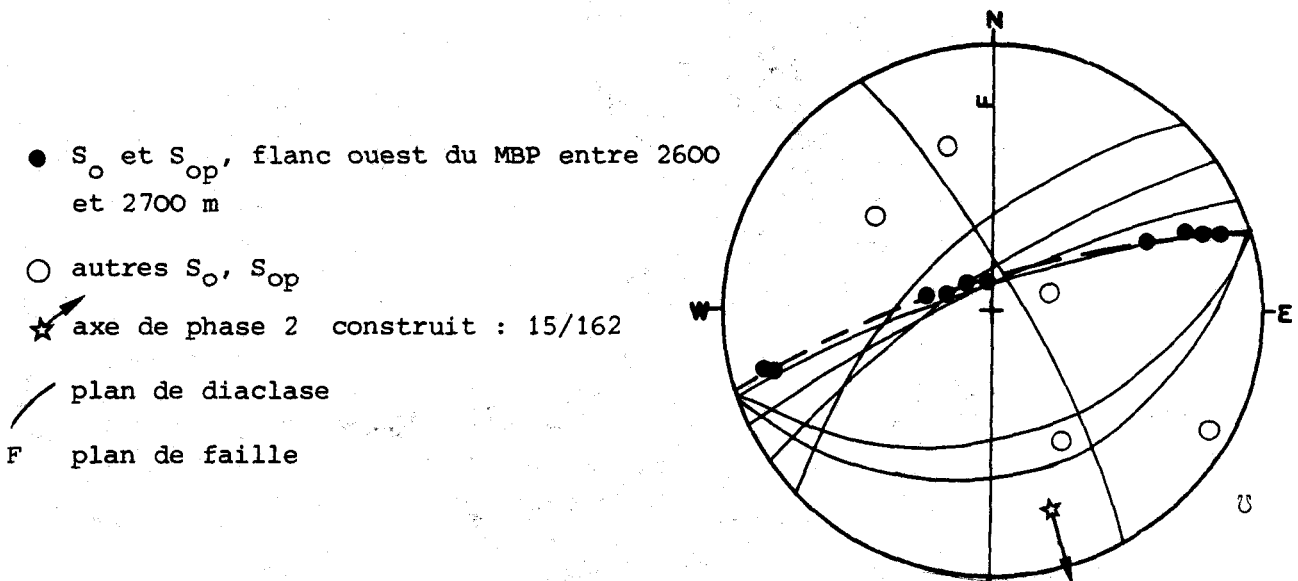


Fig. 120 - Répartition des diaclases du Mont Blanc de Peisey.

Les diaclases s'orientent le long d'une direction moyenne N55 avec un pendage moyen à subvertical. Ces diaclases sont très régulières et peuvent affecter tout le massif. L'axe Z (direction de raccourcissement maximal) serait subvertical et plongerait au N055. Enfin les grandes failles sont verticales (ou proches de la verticale) de direction N-S et NNW-SSE.

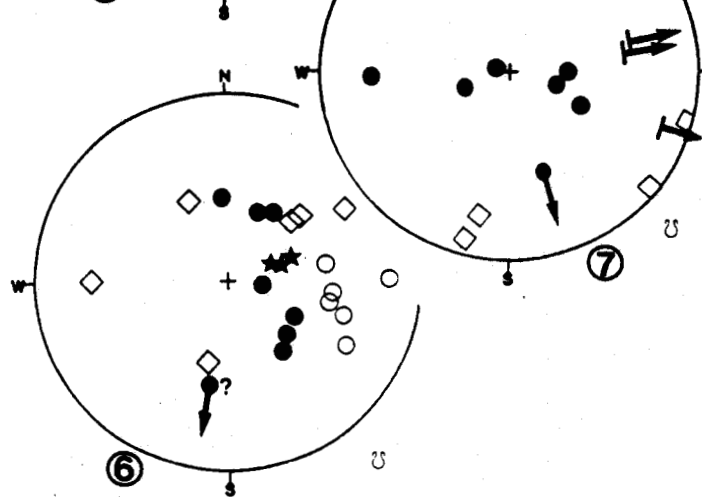
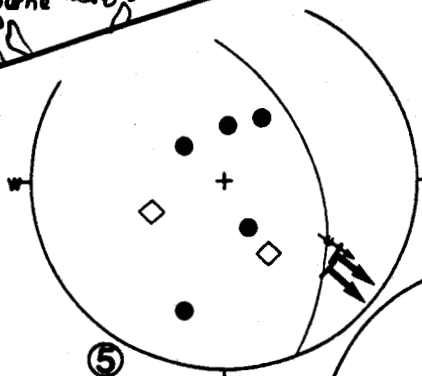
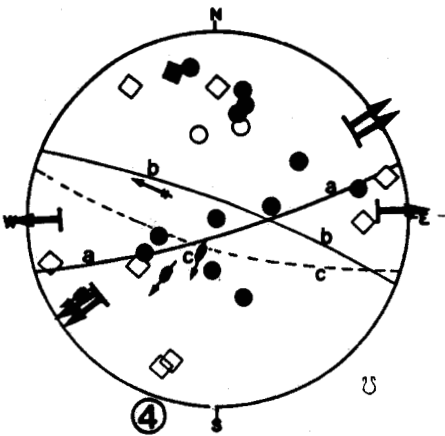
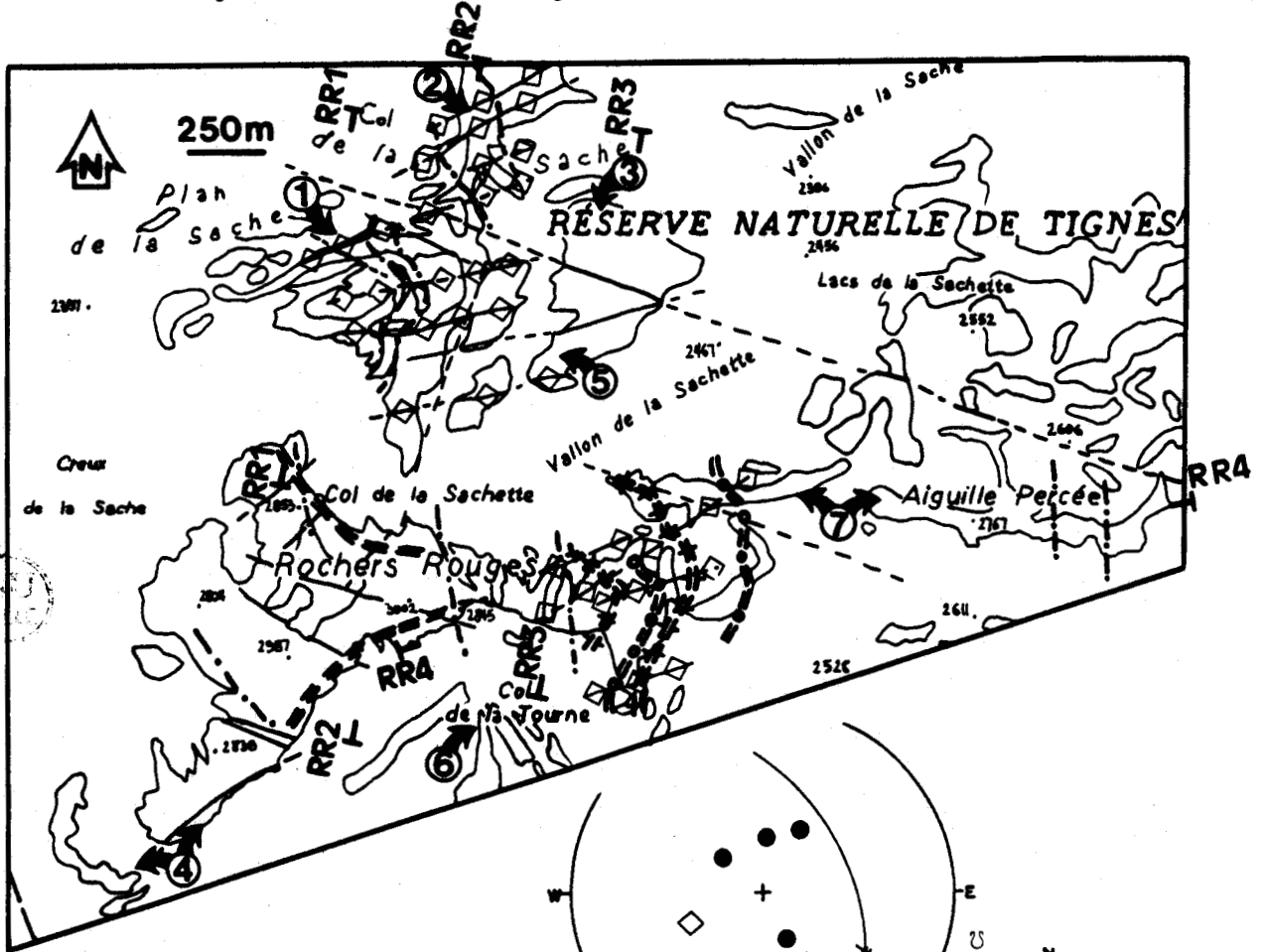
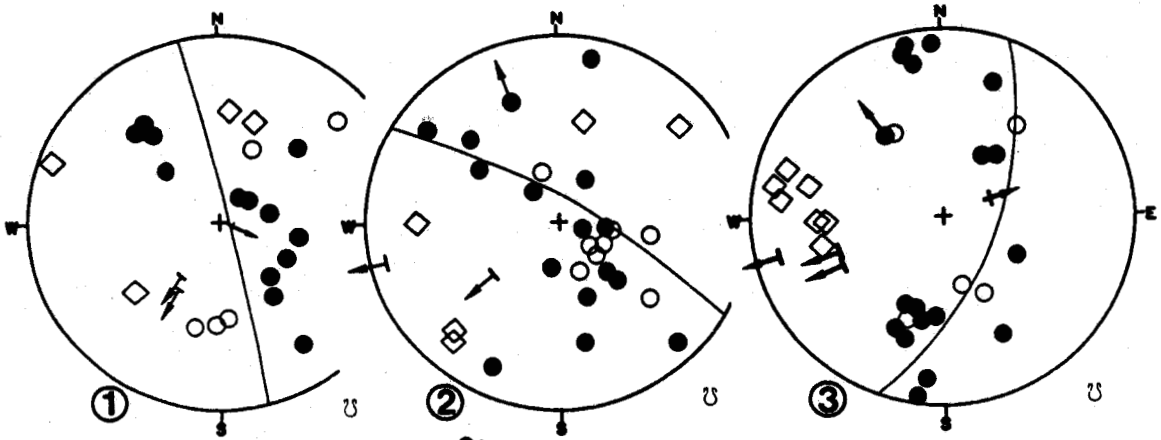
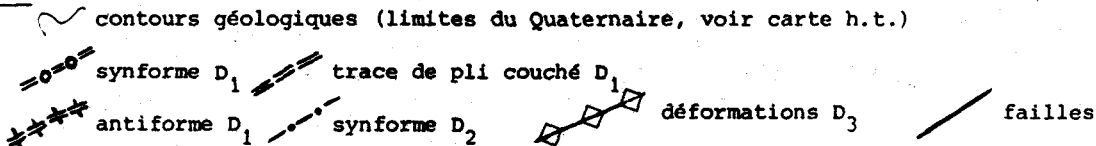


Fig. 121 - Carte des déformations D_1 , D_2 et D_3 des secteurs des Rochers Rouges, de l'Aiguille Percée, du Col de la Sache et du Col de la Sachette, et stéréogrammes.

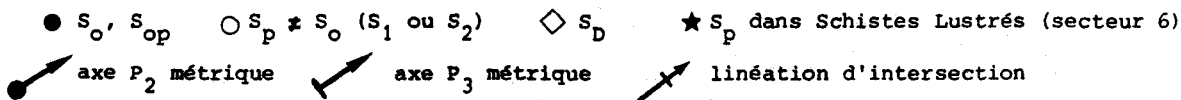
Carte.



RR1 à RR4 : Position des coupes tectoniques de la figures 122.

① à ⑦ : localisation des secteurs dont les mesures sont reportées sur stéréogrammes.

Stéréogrammes :



① SW du Col de la Sache.

Les plis P_3 d'axe N214 et N216 sont attribués de préférence à P_3 qu'à P_2 de par leur style très ouvert et la présence d'une schistosité de fracture de plan axial qui affecte une surface enveloppe. Pourtant on ne peut écarter la possibilité des plis P_2
trace cyclographique : plan axial de phase 3.

② Col de la Sache.

Trace cyclographique : plan axial de pli tardif d'axe non mesurable (D_3 ou post D_3)
Les azimuts de diaclases prennent une direction générale NE-SW.
 S_0 et S_p diffèrent peu.

③ ESE du Col de la Sache.

Les diaclases sont très régulièrement pentées à l'Est ou à l'ESE (pendage fort)

↗ linéation d'intersection ($S_D \cap S_0$)

④ Les Rochers Rouges.

On observe la régularité de l'orientation des plis P_3 d'axe N70 à N90

a) plan de glissement banc sur banc (D_1 ?)

b) ↗ linéation de glissement avec filonnet de calcite (cf. beef) qu'on n'a pu rapporter à une phase donnée

c) linéation d'étirement sur plan porteur en pointillés ; cette linéation l_1 ou l_2 est ensuite déformée(↗).

⑤ Nord du Col de la Sachette.

↗ strie sur diaclase (cercle tracé = plan porteur)

Les deux axes centimétriques mentionnés sont très tardifs ; ils déforment des joints de tension très réguliers qui sont eux probablement rattachés au grand pli isopaque visible fig. 125D. Si le grand pli est bien synchrone de D_3 alors les microplis sont post D_3 ou fini D_3 (D_4 éventuelle ?). Cela avait déjà été envisagé dans le massif de la Vallaisonnay.

⑥ Est de l'Aiguille du Grapillon des Merles.

Les pôles de S_0 (pris au Sud immédiat du Col de la Tourne) s'alignent approximativement sur un arc de cercle dont le pôle correspondrait à un axe de phase 3.

S_p pend moyennement à fortement vers l'Ouest et pourrait correspondre à S_2 (voire à S_3)

Les S_D sont assez dispersées, mais certaines conservent un azimut de direction NE-SW.

⑦ Est de la Grande Tourne et Aiguille Percée.

Le pli métrique P_2 (axe 30/151) a été mesuré au contact dolomie anisienne-quartzite werfénien.
Les plis P_3 sont mesurés dans les calcaires anisiens.

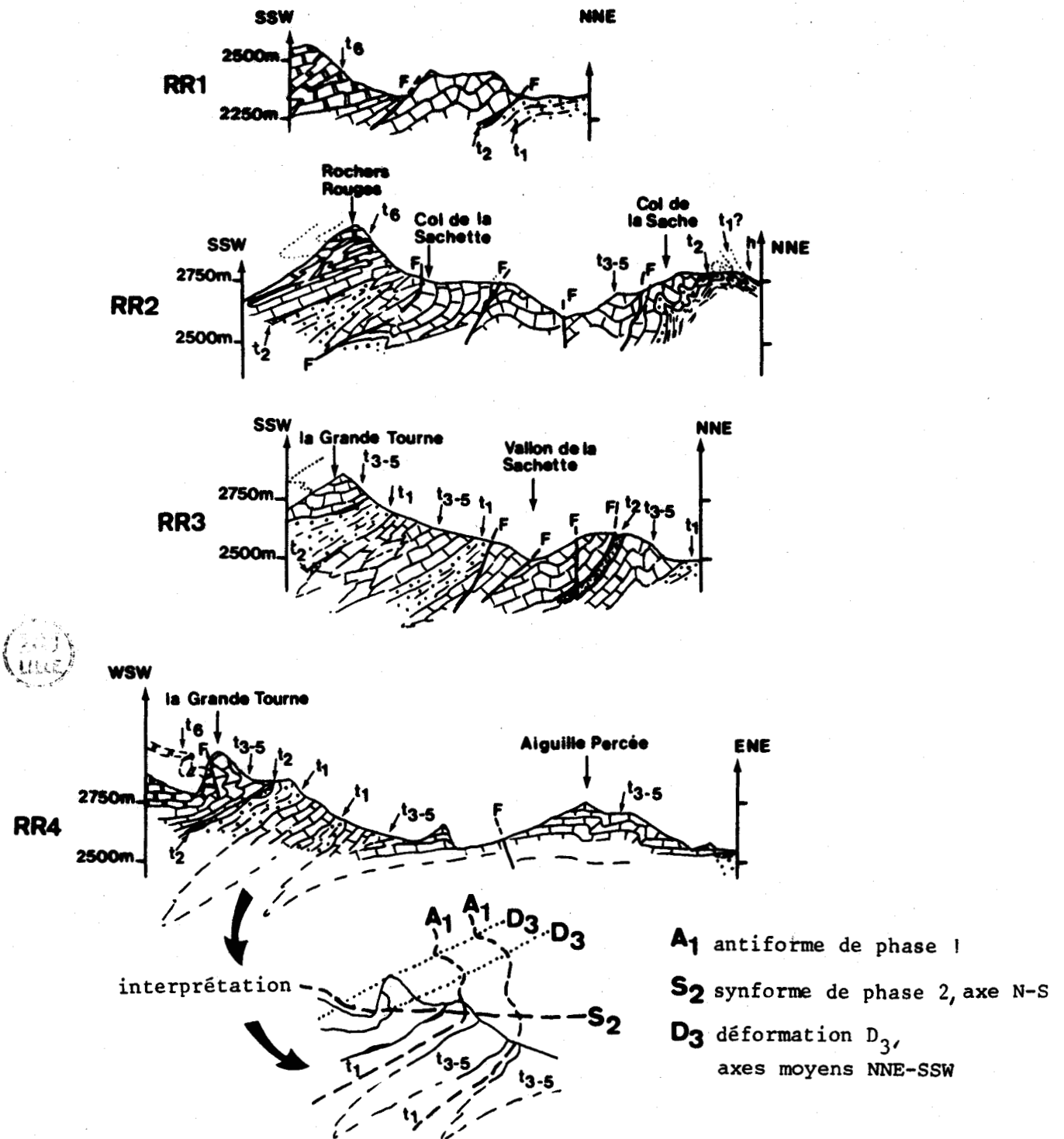


Fig. 122 - Coupes tectoniques à 1/25 000 du secteur des Rochers Rouges.

Les figurés sont les mêmes que ceux de la planche II h.t., la localisation des coupes est donnée fig. 121.

La D_2 n'est bien représentée que par les plis déversés à couchés (vergence ouest) des Rochers Rouges et du secteur à l'Ouest de la ligne Col de la Sache - Col de la Sachette. Dans ce dernier cas, les plans axiaux de ces plis ont évolué en cisaillement à coeur de cargneules (d'âge Werfénien ?). Mais surtout la D_1 ressort nettement au travers des replis quartzitiques werféniens de la Grande Tourne (voir pl. h.t., fig. 121 et coupes tectoniques, fig. 122).

b. Données des panoramas.

Les terrains sont extrêmement plissés comme le montrent les panoramas (fig. 123, 124, 125 et 126) de ces secteurs quasi inaccessibles (d'où le petit nombre de mesures effectuées).

Ainsi en figure 123A (et détail en 123B) au moins un grand pli couché vers l'Ouest apparaît nettement sur le flanc sud des Rochers Rouges. On le retrouve sur le flanc nord, ce qui permet de tracer un axe avoisinant N330, subhorizontal. Si l'on progresse vers la Grande Tourne et l'Est des Rochers Rouges (fig. 123A en partie, et fig. 126) le même style de plis apparemment couchés vers l'Ouest s'observe. Sur le flanc nord des Rochers Rouges la structure semble plus complexe, mais on y retrouve de grands plis couchés à vergence approximative vers l'Ouest (fig. 125A et 125C).

Régionalement, je rattacherai ces plis du fait de leur orientation et de leur style à la phase 2, bien que leurs vergences apparentes soient à l'Ouest. Ces plis sont manifestement affectés de plissements ultérieurs (p. ex. fig. 125B, 125C et 126) ou reprennent des déformations antérieures (fig. 125C essentiellement) ; les marqueurs de base des déformations sont les bancs ou niveaux de dolomie blanche qui tranchent singulièrement avec les calcaires gris ou les dolomies grises adjacents.

Ainsi au flanc nord des Rochers Rouges (fig. 125C) les trop nombreuses répétitions de barres de dolomies blanches permettent d'envisager, dans le cas le plus simple, soit un écaillage de la série avec duplicatures importantes, soit un plissement isoclinal à plat. Des vestiges de charnières très déformées permettraient de conforter l'idée d'un plissement isoclinal couché (de géométrie inconnue) de grande dimension, lequel est ensuite clairement repris par les grands plis couchés à vergence ouest. On pourrait y voir une interférence de D_1 (qui s'exprimerait par de grands plis isoclinaux dont les directions d'axe et la vergence sont inconnues) et de D_2 (plis couchés ouest). La coupe RR4 de la figure 122 et l'étude de la carte h.t. montrent la nécessité de la phase D_1 pour expliquer les plis aigus de quartzites werféniens au sein de l'Anisien carbonaté aux environs de la Grande Tourne. Ces plis P_1 sont ensuite déformés par P_2 puis P_3 . Là, le contact quartzite werfénien - calcaire ou dolomie anisiens peut être nettement dysharmonique.

Les derniers plissements sont bien exprimés (particulièrement fig. 123C mais aussi fig. 124, 125B, 125C, et 126) et conservent la géométrie de la D_3 régionale. On assimile donc cette déformation à D_3 ici d'axe de faible plongement, N080.

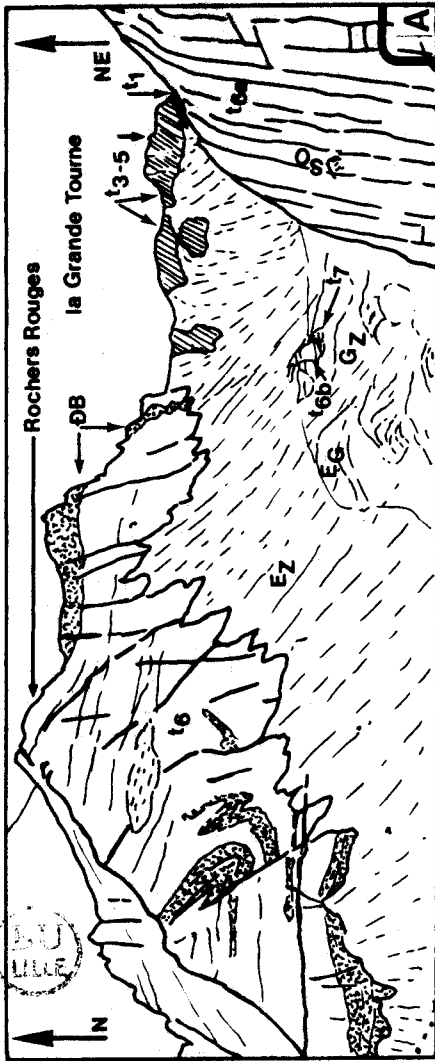


Fig. 123 - Panoramas des Rochers Rouges (terrains ladinien).

A- le flanc sud des Rochers Rouges depuis la butte triasique au Nord du Lac du Grattaleu. Au premier plan, à droite du dessin, les bancs verticaux ladinien (t6) appartiennent au flanc nord de la Pointe du Chardonnet.

B- Détail du flanc sud ouest des Rochers Rouges : vue de face du pli en U déversé vers l'Ouest.

C- Extrémité ouest des Rochers Rouges (ancien chalet de la Grassaz).

On observe des plis ouverts attribués à D3 dans les flancs très redressés des bancs du Ladinien supérieur (t6b) et du Carnien (t7).

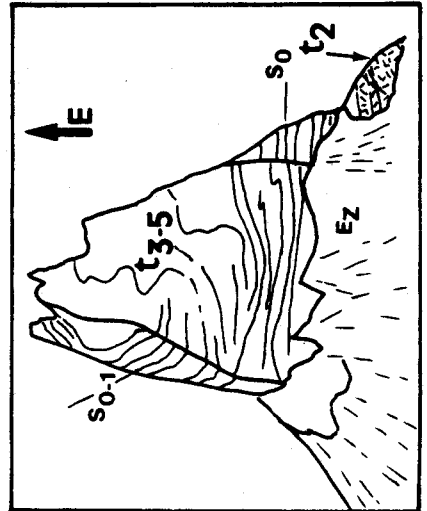
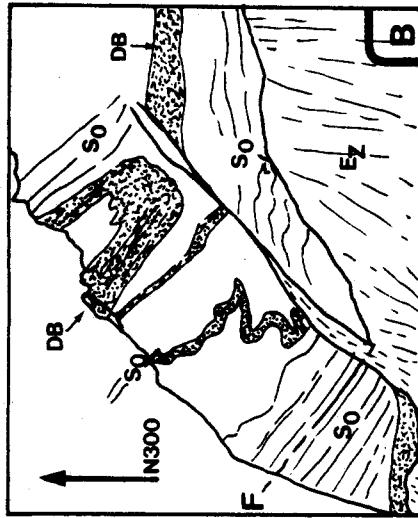
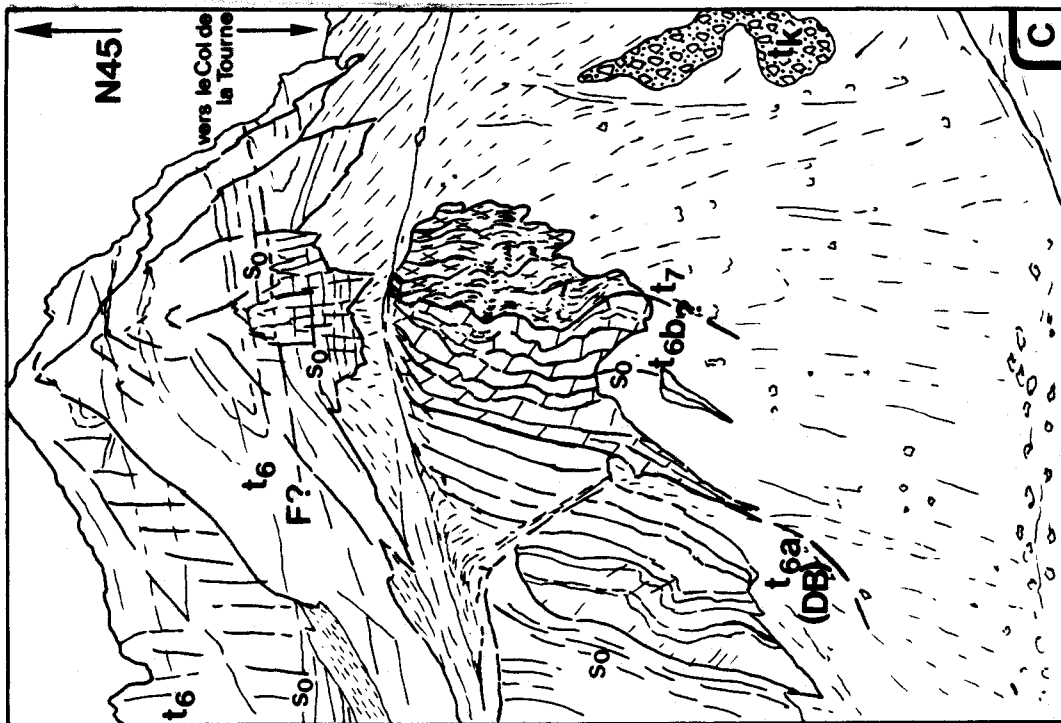


Fig. 124 - Plis dans l'Aiguille Percée observée de profil.

Ces plis décimétriques d'axe sensiblement E-W seraient apparentés à la D3.



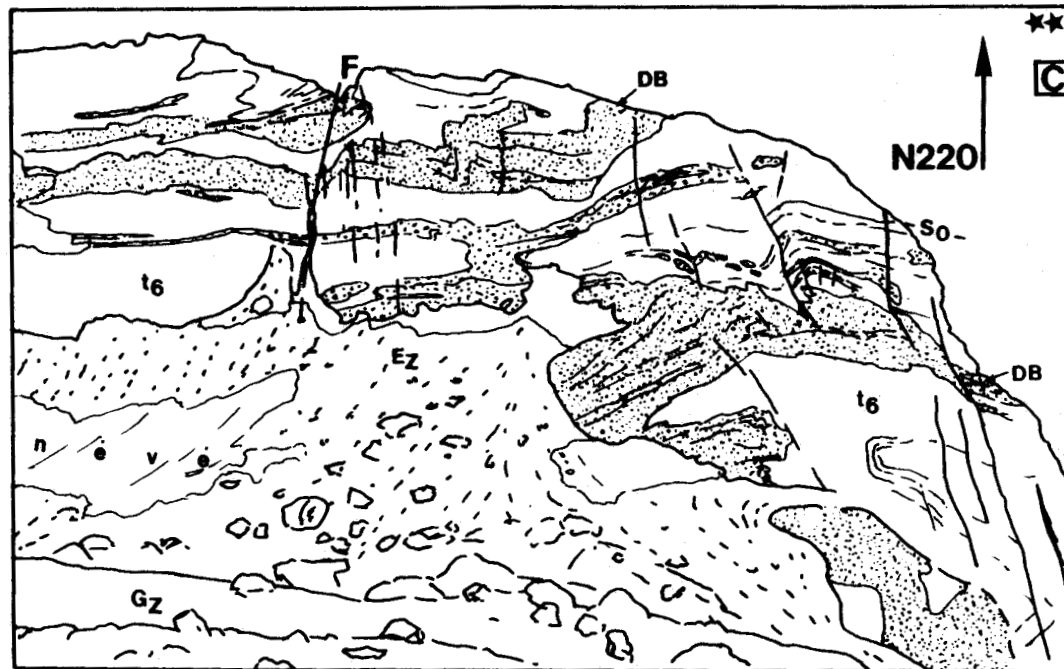
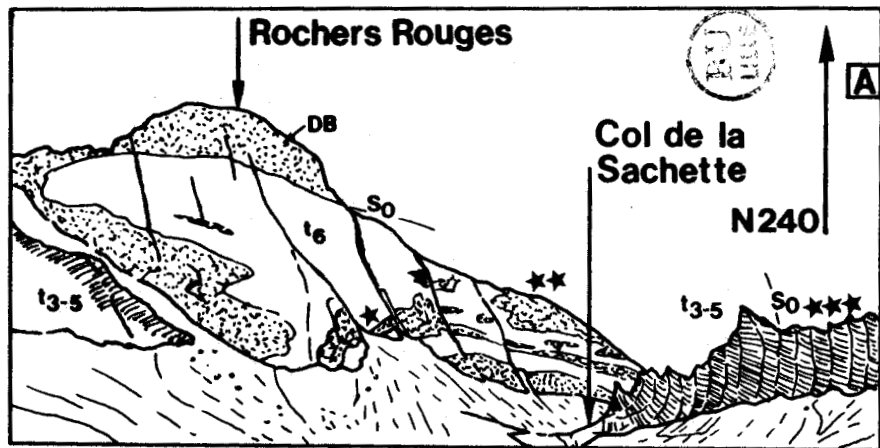


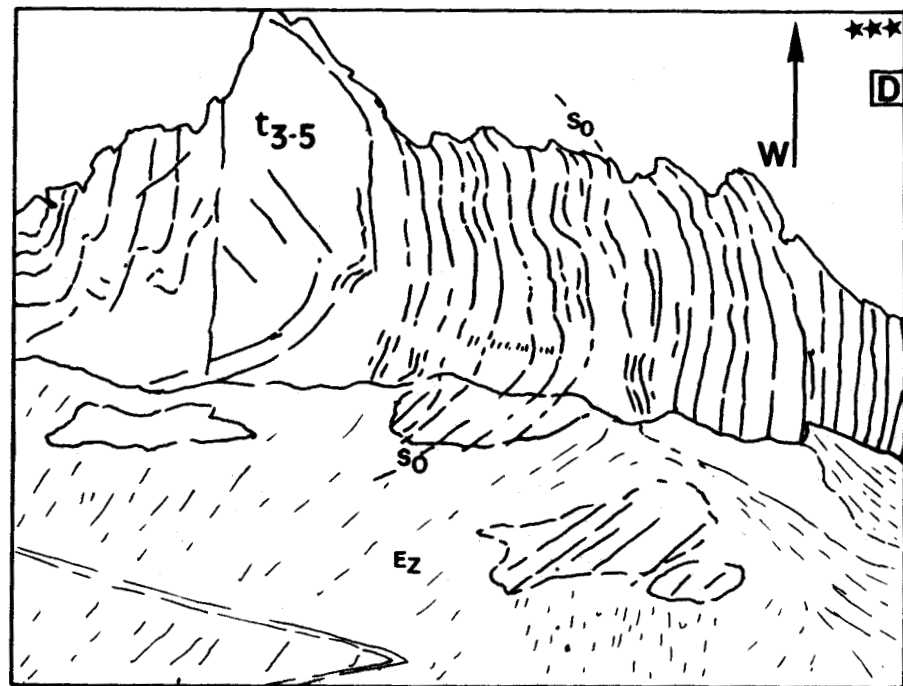
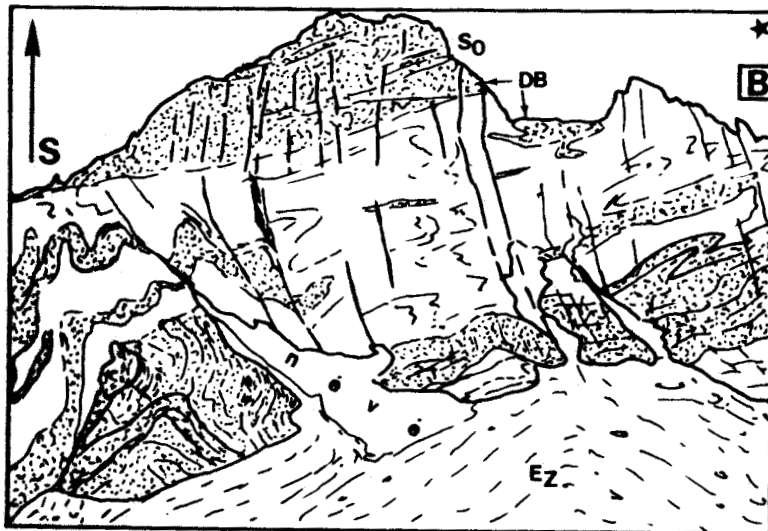
Fig. 125 - Panoramas des Rochers Rouges, flancs nord et nord est.

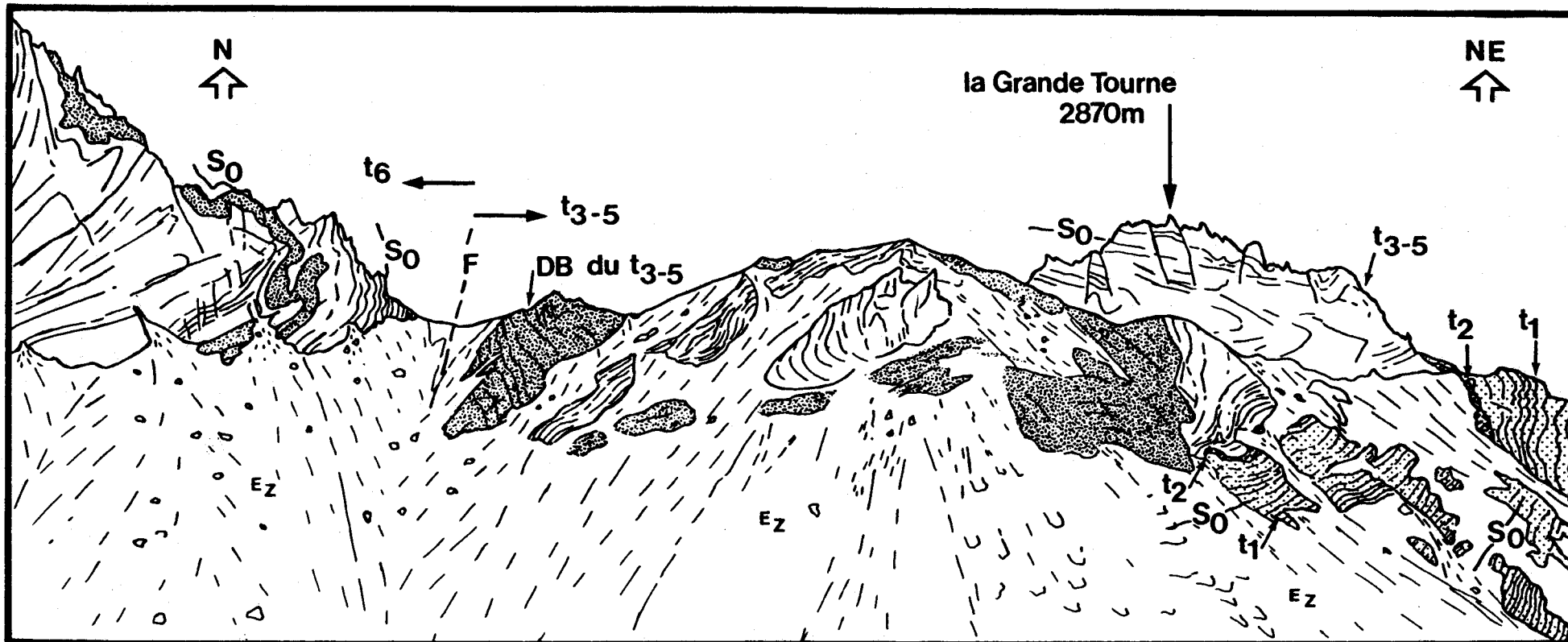
A- Schéma d'ensemble depuis le Vallon de la Sachette, montrant un grand pli couché d'ampleur kilométrique.

B- Détail du flanc nord et des Rochers Rouges (point coté 3002m) depuis le Col de la Sachette (localisation ★ en A). On observe des plis P_3 dans le flanc inférieur du grand pli.

C- Détail du flanc nord des Rochers Rouges (point coté 2853 m) situé sur la vue d'ensemble (★★)

D- Affleurements anisiens au Nord du Col de la Sachette (localisation ★★★ en A) formant un pli demi-kilométrique d'allure isopaque dont l'axe estimé par visée est N80.





- DB** dolomies blanches du Ladinien (t_6) ou de l'Anisien (t_{3-5})
- t₂** cargneules présumées werféniennes supérieures
- t₁** quartzites du Werfénien inférieur.

Fig. 126 - La Grande Tourne et l'extrémité orientale des Rochers Rouges, depuis le Col de la Tourne (2656 m).

Un grand pli couché vers l'Ouest est visible grâce aux bancs repères de dolomie blanche et des quartzites werféniens ; il est replissé ultérieurement (voir coupes tectoniques du secteur, fig. 122).

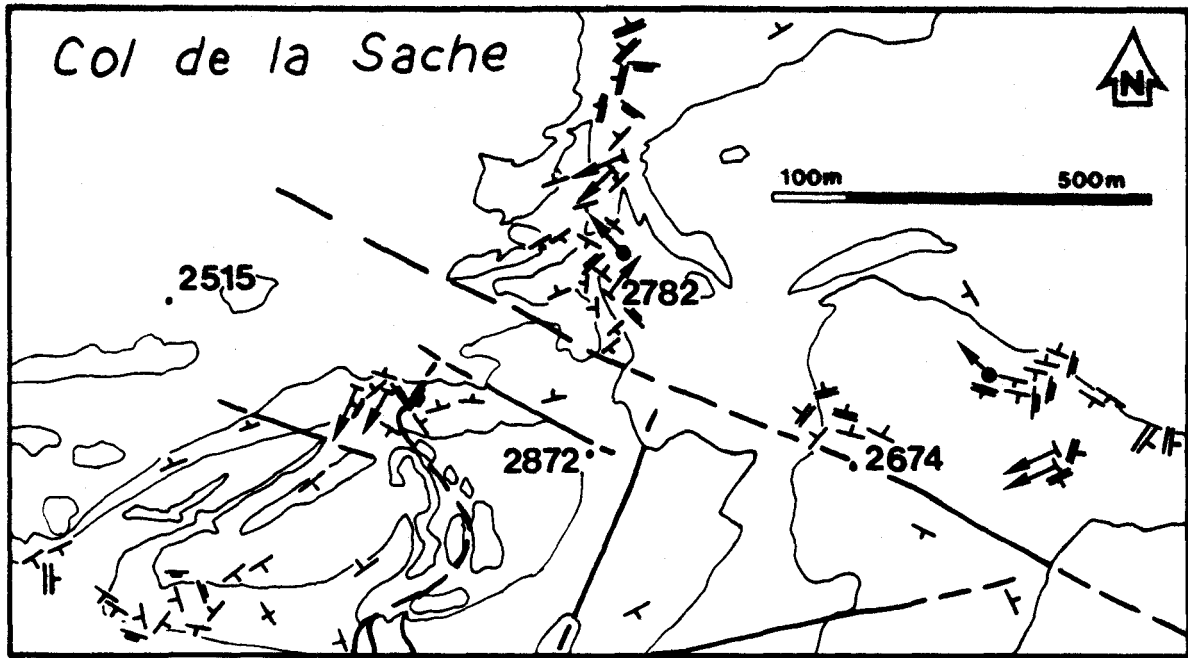


Fig. 127 - Carte des différentes mesures effectuées autour du Col de la Sache.

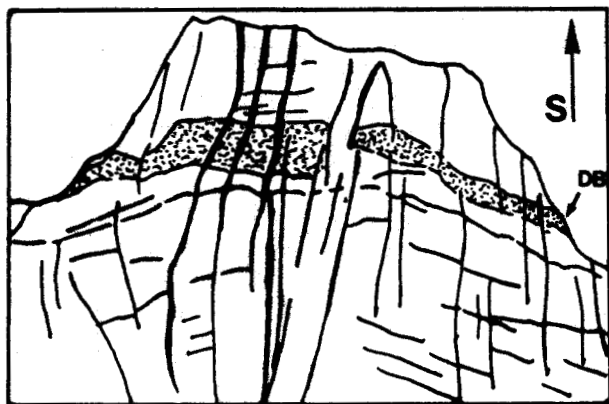
- S_0, S_{0p} (généralement S_{0-1})
- S_p, S_0 (c'est-à-dire S_2 et plus rarement S_3)
- S_D (S_3 ou plus récent)
- axe P_2 , métrique
- axe P_3 , métrique
- contours géologiques (limite du Quaternaire, voir carte)
- failles



c. Données des affleurements.

Les schistosités (fig. 121 et 127) sont peu exprimées dans ce matériel très carbonaté ; elles sont réduites à des schistosités de fractures, ou à des diaclases. Ainsi peut-on corréliser l'intensité de la fracturation observée dans ces massifs avec celle des déformations plicatives, la fracturation s'appuyant probablement sur les nombreux plans de faiblesse préexistants tels les schistosités (fig. 128).

Les plis centimétriques à métriques observés (fig. 129 et pl. IV, p. 5) et reportés sur stéréogrammes (cf. fig. 121) sont généralement de type anisopaque et peuvent s'accompagner d'une schistosité de plan axial. Ils se rattachent le plus souvent à la phase D_3 (rares plis 2) et affectent toujours la S_{0-p} (où la schistosité est soit S_1 de phase D_1 , soit S_{1-2} de phase 1-2). Rares sont les plis métriques que l'on pourrait attribuer à la phase 1 ; ils se limitent au secteur du Col de la Sache (fig. 130).



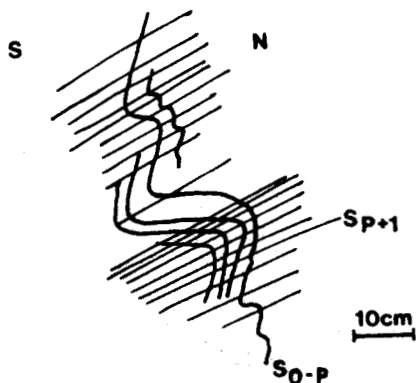
← Fig. 128 - Extrémité nord des Rochers Rouges.

On observe de nombreuses diaclases verticales à subverticales d'ampleur décimétrique mais aussi des fractures plates (marquant des décollements banc sur banc ?), parallèles à la S_0 qui est soulignée par la barre de dolomies blanches du Ladinien.

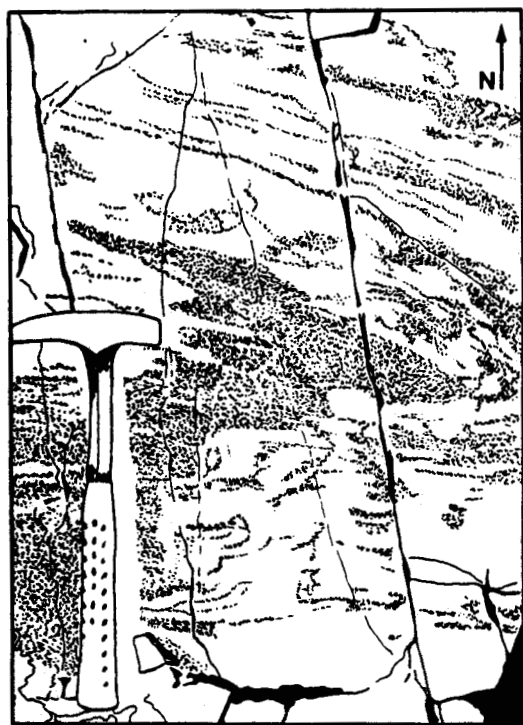


← Fig. 129 - Plis P_3 dans l'Anisien au SE du Col de la Sache.

A- Pli (P_3) dans une dolomie grise avec schistosité de fracture (S_p) en éventail divergent ; ce pli s'apparente à un pli de classe 1C dans la terminologie de J. Ramsay (1967, p. 365).

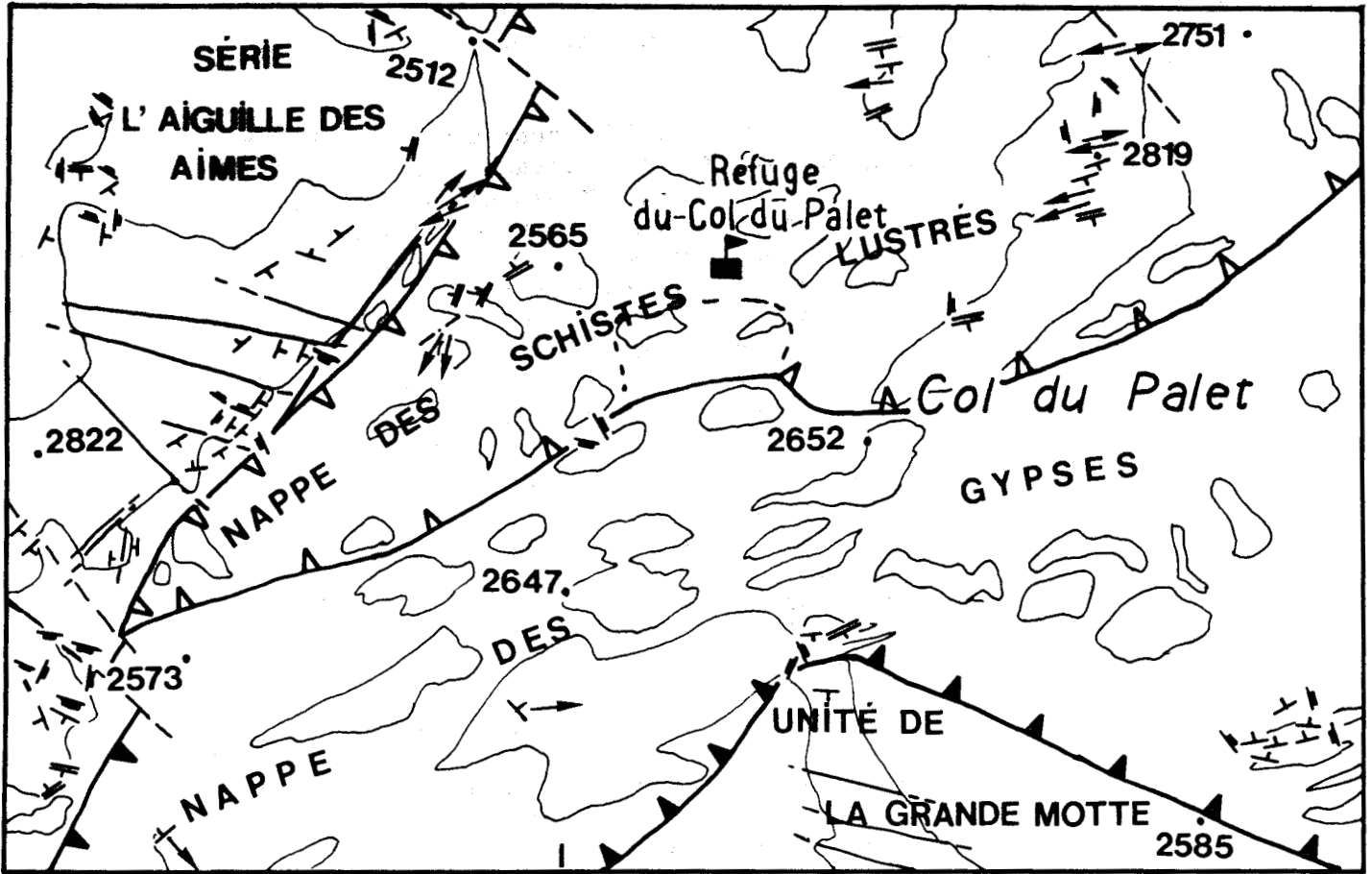


B- Plis mineurs dans une brèche dolomitique schisteuse développant une $S_p + 1$ (= S_3) fine et régulière ; ils se rapprochent des plis de classe 2 (similaires) selon J. Ramsay (1967, p. 365).



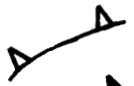





← Fig. 130 - Marbre gris blanc à rosé microplissé et fracturé - Anisien basal du Col de la Sache.

Les plis isoclinaux (axes non mesurables) couchés ne présentent pas de schistosité, ils pourraient provenir de la phase D_1 (?).



BU
LILLE

Fig. 131 - Carte structurale du secteur du Col du Palet.

-  chevauchement de la nappe des Schistes Lustrés
-  chevauchement de la nappe des Gypses
-  S_o
-  S_p (S₁₋₂₋₃)
-  S_D
-  axe de plis centimétriques à métriques (principalement dans les Schistes Lustrés)

Les chevauchements initiaux ont joué pour la plupart en failles d'effondrement.

5. L'Aiguille des Aimes, l'Aiguille Noire et le Grapillon des Merles (ce dernier représente le petit chaînon calcaire au Nord de la Pointe du Chardonnet).

Essentiellement carbonatés, ces massifs présentent une série post-triasique très réduite, à l'Aiguille des Aimes (E. Raguin, 1930 ; F. Ellenberger, 1958, p. 228 à 231 ; cf. fig. 67). L'Aiguille des Aimes et l'Aiguille Noire (au SW et à ne pas confondre avec l'Aiguille Noire de Pramecou) définissaient la série de Val d'Isère - Ambin pour F. Ellenberger (1958). Mais les terrains triasiques de ces massifs (Anisien à Carnien) sont bien développés et comparables à ceux du massif de la Vallaisonnay et des séries classiques de Vanoise. A l'inverse, les terrains triasiques des séries de Val d'Isère - Ambin (voir p. ex. R. Marion, 1984) sont fort réduits et probablement incomplets. Par contre, effectivement la série jurassique et crétacée a un cachet Val d'Isère - Ambin (voir p. ex. comparaison avec la coupe de la Cascade du Manchet, fig. 70). L'Aiguille des Aimes et ses prolongements apparaissent comme une série intermédiaire entre les séries types de Vanoise septentrionale et méridionale (et occidentale) et les séries de Val d'Isère - Ambin. N'oublions pas qu'au Nord de l'Aiguille des Aimes, on observe la discordance du Carnien inférieur (cycle IVa) sur le Ladinien supérieur (C III). On pourrait y voir la trace des premiers mouvements alpins, avec l'Aiguille des Aimes et l'Aiguille Noire formant un compartiment faillé dès la fin du Trias.

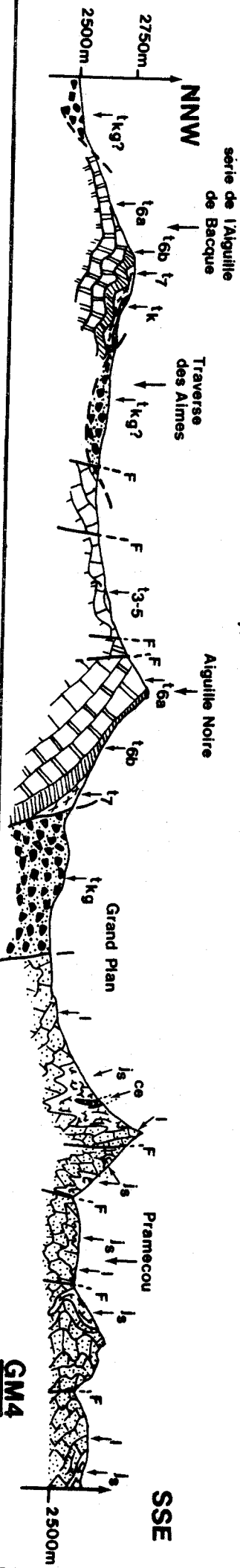
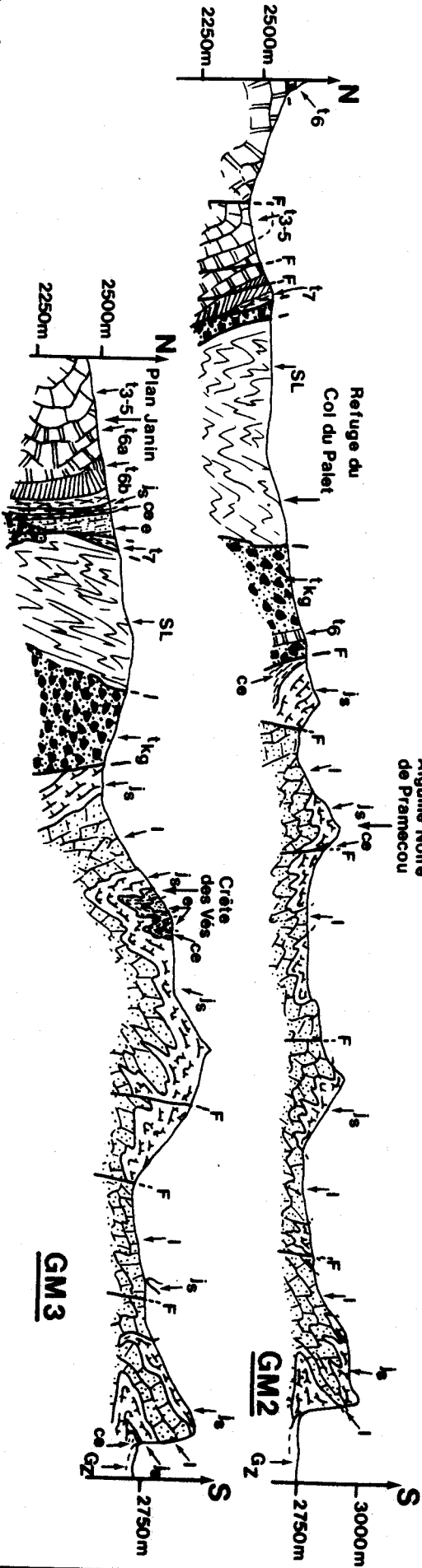
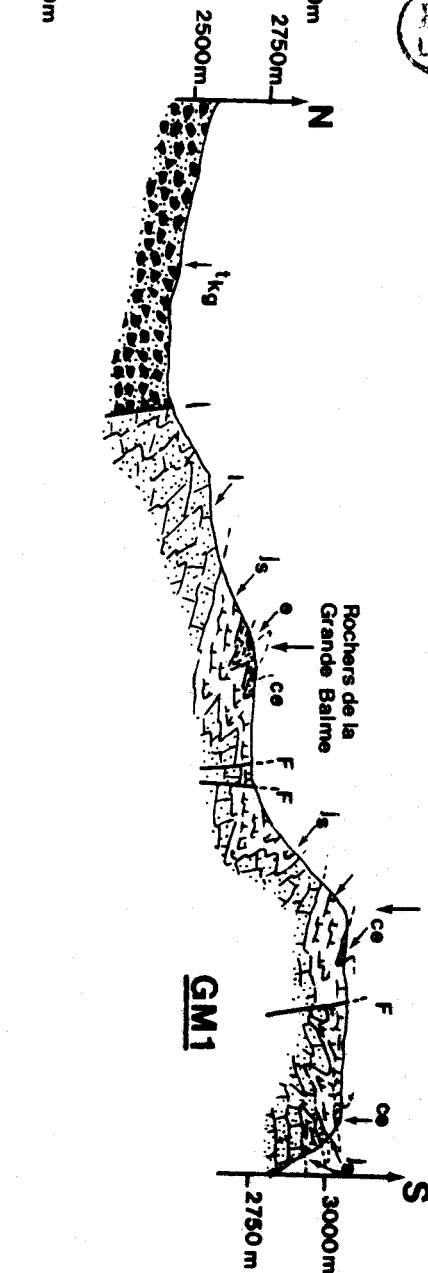
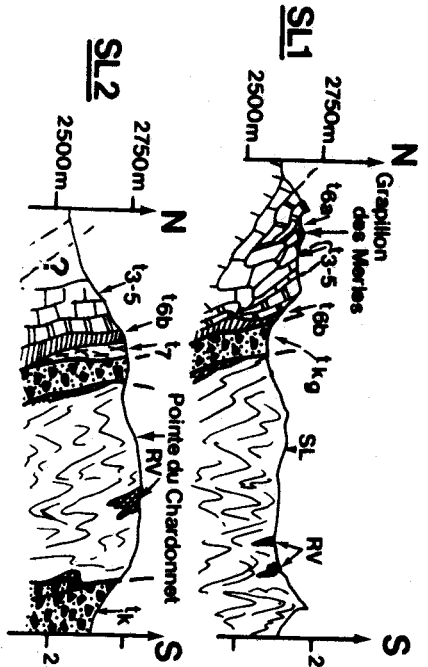
L'Aiguille des Aimes et l'Aiguille Noire sont fort probablement limitées au Nord et à l'Ouest par de grandes failles de direction N045 et N345-350 (non tracées sur la carte h.t. car recouvertes de Quaternaire). De même, au Sud des failles subverticales de direction N040 à N050 affectent le contact anormal majeur situé entre ces chaînons et la nappe des Schistes Lustrés, contacts où subsistent parfois des cargneules de la nappe des Gypses (fig. 131). Il ressort que l'édifice actuel est surtout marqué par les déformations tardives, post-charriages, cassantes, les couches étant parallélisées aux contacts faillés, et fortement redressées (fig. 132).

Vers le Grapillon des Merles (fig. 132, coupe SL 1) apparaît un grand pli d'ampleur plurihectométrique de type synclinal dont le flanc sud forme un anticlinal très serré et dissymétrique. Le tout semble légèrement replissé. Le décryptage des phases tectoniques n'a pu cependant y être clairement réalisé.

En poursuivant à l'Ouest, vers l'Aiguille des Aimes et l'Aiguille Noire, on passe à un grand dôme triasique dont le flanc sud se verticalise, ainsi que le contact anormal avec les Schistes Lustrés. Sur le flanc nord, les couches deviennent horizontales.

Fig. 132 - Coupes tectoniques à travers les massifs de l'Aiguille des Aimes, de l'Aiguille Noire et ses prolongements orientaux, et les nappes des Schistes Lustrés, des Gypses et de la Grande Motte. →

Les figurés sont les mêmes que ceux des planches II et III h.t.
La localisation des coupes est effectuée fig. 153 →



Outre les failles régulières N280 - N300, le flanc sud présente de nombreuses diaclases ouvertes, mais aussi des joints de calcite conjugués (fig. 133). Les diaclases ont une direction préférentielle moyenne N315 et un pendage faible à fort, au NE. Ces diaclases montrent un décalage de 20 à 35° avec les failles. Les joints de tension conjugués ont, eux, tous la même direction moyenne N315 (parallèle aux diaclases donc) mais des pendages d'azimut opposé pour chaque couple de joints conjugués. Les mêmes conditions de déformation cassante semblent perdurer depuis la formation des joints jusqu'à celles des diaclases. Ces dernières seraient contemporaines des failles, auxquelles elles pourraient être associées dans un même réseau de fractures. La fracturation du flanc nord (fig. 134) est beaucoup plus faible et irrégulière.

Enfin, l'éventuelle liaison de l'Aiguille des Aimes avec les terrains triasiques de l'Aiguille de Bacque est masquée par de grands affleurements de cargneules (fig. 132, coupe GM4). L'importance de ces cargneules et leur "discordance" cartographique sur les terrains triasiques (t_{3-5} à t_7) peut témoigner en faveur de leur appartenance à la nappe des Gypses qui serait passée par dessus l'Aiguille des Aimes et l'Aiguille Noire. Il en serait de même pour les affleurements de cargneules situés au Nord de l'Aiguille de Bacque. C'est ce qui est supposé figure 132, coupe GM 4 où une partie des cargneules est néanmoins rattachée à la série carbonatée triasique de l'Aiguille de Bacque (flanc sud, t_K collé sur t_7).

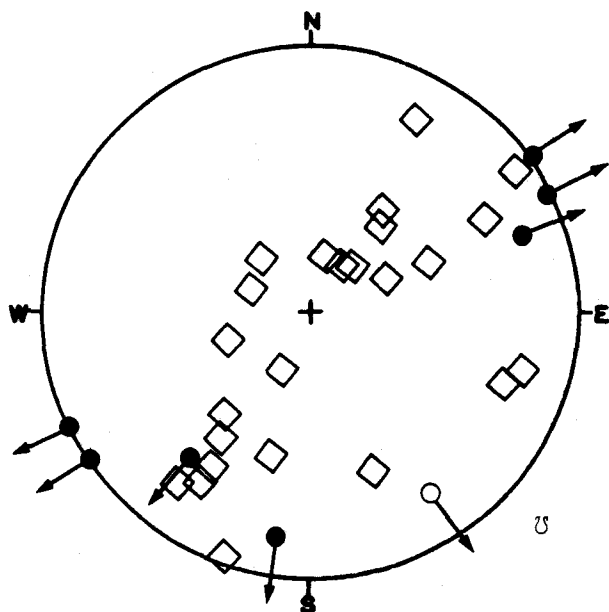


Fig. 133 - Secteur SE de l'Aiguille des Aimes.

- ◇ diaclases et joints de tension (série de l'Aiguille des Aimes)
- ↗ axes de plis centimétriques à décimétriques dans les Schistes Lustrés à proximité de l'Aiguille des Aimes.

Les pôles de diaclases s'alignent sur une ligne de direction N45. Les axes de plis dans les Schistes Lustrés s'orientent assez régulièrement autour de N50-N60. Ils correspondent au moins à deux phases plieuses différentes.

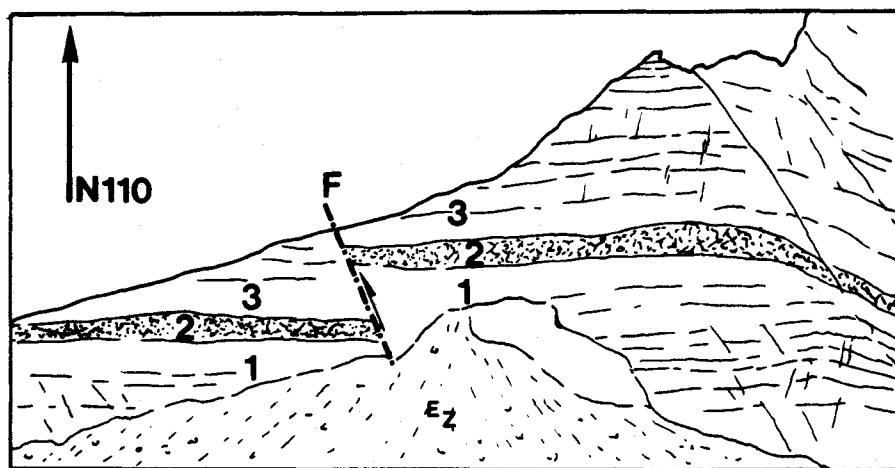


Fig. 134 - Pied nord-ouest de l'Aiguille Noire. Faille inverse où le rejet d'environ 5 m s'effectue à la limite Anisien - Ladinien.

1. calcaires vermiculés anisiens
2. niveau dolomitique orange
3. calcaires gris ladinien

6. Le chaînon Mont Bochor - Epéna et son bord nord.

Au bord nord de cet ensemble, dont la limite serait à peu près matérialisée par le Doron de Champagny, on trouve un substratum permo-carbonifère et permo-triasique avec des termes triasiques réduits. Le chaînon du Mont Bochor proprement dit monte, quant à lui, jusqu'aux schistes éocènes de Pralognan.

- Ce chaînon, déjà étudié (B. Broudoux, 1982) fait l'objet de nombreuses coupes sériées (voir pl. h.t. II et III). On ne fera que rappeler les faits structuraux majeurs.

- La D_0 présumée n'est pas exprimée, mais les trois phases plicatives D_1 , D_2 et D_3 sont bien développées, certains affleurements montrant trois schistosités différentes (cf. fig. 35, et fig. 135).
- La structuration de ce massif est principalement marquée par D_1 , ici d'axe sensiblement E-W, accompagnée d'une foliation régulièrement pentée au Nord. La vergence de D_1 est discutée à l'issue de l'étude de la Vanoise méridionale.
- La D_2 s'exprime essentiellement par une schistosité pénétrative (cf. fig. 35 et fig. 135). Les plis associés à P_2 sont souvent inframétriques, nettement couchés à l'Est, d'axes subméridiens généralement très pentés au Nord. Néanmoins, au niveau du Mont Chevrier, dans des quartzites werféniens feuilletés (présentant une $S_p = S_{0-1}$) ces axes de P_2 centimétriques, sont orientés NW-SE, à faible plongement au NW, ils sont légèrement repris par des plis ouverts d'axe NE-SW attribués à D_3 . Cartographiquement D_2 est peu visible (exprimée seulement au Mont Chevrier, à l'Ouest de la Pointe de la Grande Glière, et à la Séchette) souvent estompée par D_3 bien développée dans la couverture carbonatée.
- D_3 donne des plis centimétriques à décimétriques d'axe N40 à N80 peu différent donc de D_1 mais de style différent et une schistosité, le plus souvent de crénulation orientée au NW (voire au Nord comme S_1) et à pendage subvertical. A cette S_3 pourraient se rattacher des kink bands souvent de même orientation générale, mais qui ne se développent que localement, dans les marbres chloriteux du Crétacé supérieur-Paléocène et les terrains permien.

- Le secteur du Col des Schistes.

Le Col des Schistes est un secteur très complexe, dont actuellement la structure n'est pas élucidée. Au col même, une lame de schistes de Pralognan, à plongement NNE, se trouve coincée entre une série renversée triasico-jurassique à l'Ouest (et dessous) et une autre série renversée anisienne à werfénienne à l'Est (et dessus). Cartographiquement ces schistes de Pralognan se poursuivent au bord SE du col et surmontent du Crétacé supérieur, l'ensemble se prolongeant ensuite vers l'Est au pied de la paroi sud de l'Epéna. Sur des coupes proposées, principalement N-S (pl. II h.t., coupes MB 12, MB 13 et MB 14 ; pl. III h.t., coupe CC') on considère que le tégument anisien au contact des quartzites werféniens (cf. fig. 82, bord nord) adhère stratigraphiquement sur ces derniers. A titre d'explication très hypothétique, on peut envisager que la structure actuelle est héritée d'une ancienne faille, probablement anté-jurassique, à regard approximatif SE. L'édifice initial a été depuis fortement perturbé par les déformations plicatives. Dans le dispositif proposé, le compartiment soulevé correspond au massif de l'Epéna, ainsi plus érodé avec un Malm transgressif sur les quartzites werféniens qu'il remanie à la base NE du massif. Ce schéma pourrait se prolonger en Vanoise méridionale, la série de l'Epéna étant relayée par celle du Plateau de la Réchasse ; elles pourraient constituer un bord de "bloc basculé" affectant le horst briançonnais.



Fig. 135 - Schéma d'après photographie montrant des superpositions de schistosité dans des calcaires vermiculés très étirés (séquence 2 du cycle I, Anisien) à l'Est du petit lac glaciaire de la Séchette (altitude 2580 m).

S_0 : stratification, marquée par les bioturbations.

S_P : foliation parallèle à $S_0 = S_{0-1}$, reprise par les plis P_2 avec une S_2 qui dans les flancs longs est parallèle à S_{0-1} (d'où $S_P = s_{0-1-2}$ dans les flancs longs).

S_A : schistosité de plan axial, liée aux plis centimétriques déversés à couchés et à vergence est (flanc court plongeant vers l'Ouest). Ici $S_A = S_2$.

S_F : schistosité de microfracture tardive. S_F se subdivise en 2 familles dont l'une est prépondérante. S_F doit correspondre à S_3 .

NB : Les bioturbations forment les marqueurs repères de S_A et P_A (phase 2).

Avant $D_A = D_2$, ces terriers ont subi une intense déformation d'élongation ou d'aplatissement.

Les axes de plis liés à S_A n'ont pu être mesurés.

7. Les massifs septentrionaux de Vanoise méridionale.

Comme précédemment, ces chaînons (du Roc de la Vallette, à l'Ouest jusqu'à la Roche de la Queua, à l'Est) ont été récemment étudiés en détail par H. Accarie (1983), P. Langlet (1983) et en partie E. Jaillard (1984). Les observations que j'y ai faites, corroborent bien celles des auteurs précités à savoir pour l'essentiel :

- l'impossibilité de mettre en évidence une phase D₀ comme l'a notamment confirmé E. Jaillard (1984) ;
- une D₁ qui donnerait de grands plis couchés isoclinaux d'axe sensiblement E-W, dont je vais discuter la vergence ci-après ;
- une D₂ qui marquerait le déplacement en grand vers l'Est ou le Sud-Est de l'ensemble des formations carbonatées et siliceuses, avec naissance de plis déjetés au SE et de direction axiale proche de N40 ;
- une D₃ qui correspondrait pour H. Accarie à un soulèvement du socle de Chasseforêt, donnant des plis ronds ouverts N40, et entraînant toujours selon H. Accarie (1983) et pour le secteur du Roc de la Vallette une verticalisation des structures antérieures.

Personnellement, je pense que le soulèvement du socle de Chasseforêt est plus récent que D₃, et ne générerait que des bombements et des plis ouverts. D₃ aurait une valeur plus régionale indépendante de ce bombement (cf. F. Ellenberger et P. Saliot, 1967 ; G. Détraz, 1984 ; E. Jaillard, 1984 ; et les premiers résultats sur le massif de la Vallaisonnay et les Rochers Rouges, p. 146 à 170).

Cependant un certain nombre de problèmes subsistent.

- Ainsi pour le secteur Col de la Vanoise - Plateau de la Réchasse, les grands plis isoclinaux (phase D₁ ?) à matériel essentiellement jurassique et crétacé sont quasiment dépourvus de charnières et présentent des flancs parallèles et très amincis. En ce lieu, il sera impossible de discuter la vergence de cette phase ; elle devra être déduite des secteurs avoisinants.

- Sur le Plateau de la Réchasse et la Roche de la Queua, les coupes (VM 2, VM 3 et VM 4, pl. III h.t.) montrent le caractère polyphasé en plis couchés, pincés et fermés, et la conservation du contact stratigraphique entre série siliceuse et série carbonatée. Ces coupes sont interprétatives et de nombreux problèmes subsistent, accentués par les grandes disharmonies (fig. 136) induites par les différences de comportement des matériels siliceux et carbonatés impliqués dans les déformations. Ainsi de nombreuses charnières courbes (jusqu'à 90° de courbure totale) sont observées (fig. 137), ce qui fait que l'on ne peut valablement raisonner sur des directions de charnières pour caractériser une phase. Ronds à aigus, les plis courbes sont au moins de 2^{ème} phase car ils reprennent la schistosité principale (voir pl. IV, p. 3 et 4). Ils pourraient montrer l'existence d'une déformation progressive ?

Enfin ce secteur s'individualise par la présence de nombreux plis inframétriques WNW-ESE qui seraient attribués soit à une D₃ (d'orientation différente) soit à une D₄. Cette même orientation de plis nettement tardifs se retrouve dans l'unité de la Grande Motte (voir ci-après).

- Un autre point important est celui de la Pointe de la Réchasse. Celle-ci se compose :

- d'un lambeau supérieur à plat, susceptible de contenir un peu de matériel liasique (cf. fig. 75), avec, ou des cargneules du Keuper (?), ou des termes noriens à plat sur le Malm sous-jacent (ce qu'avait bien noté F. Ellenberger, 1958) ;
- d'une écaille inférieure, avec du Malm et du Crétacé, pouvant être simplement rattachée à la série sous-jacente.

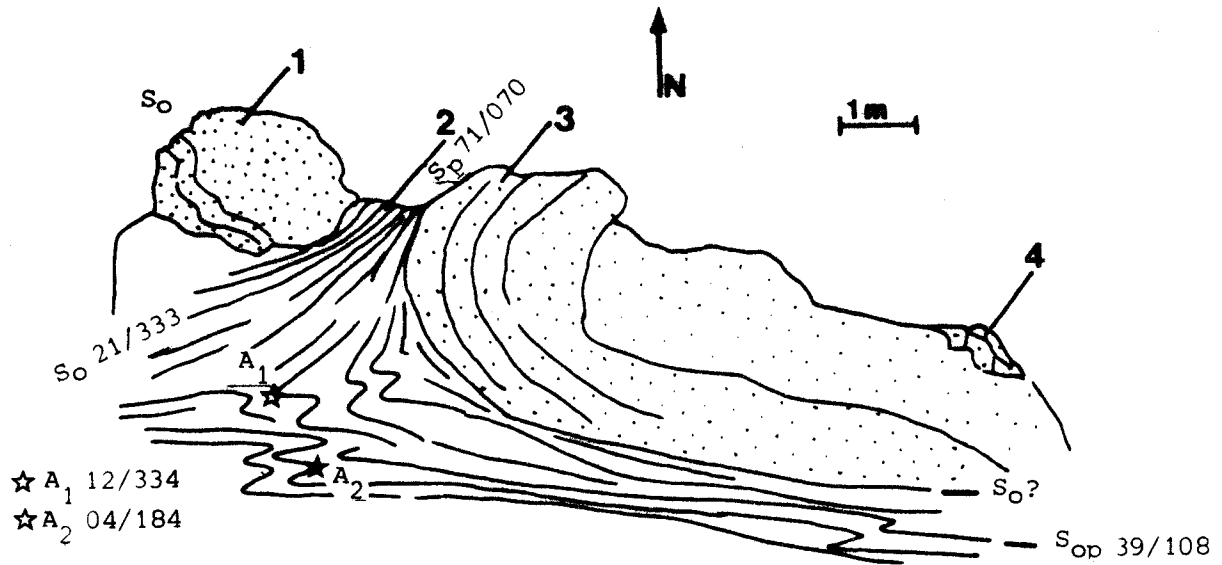
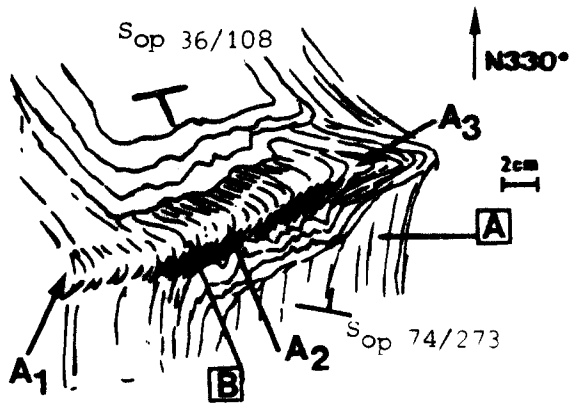


Fig. 136 - Plis disharmoniques dans le Dogger du Plateau de la Réchasse (à proximité du point coté 2893 m).

1 : quartzite blanc - 2 : calcaire gris sableux schistosé - 3 : quartzite gris blanc, massif à grain fin, passant progressivement à un quartzite noir - 4 : dolomie grise, patine brunâtre, microfracturée, présentant des silicifications (Carnien ?).



- A₁ 14/212
- A₂ 08/190
- A₃ 06/170

- A** - calcaire gréseux, patine ocre
- B** - calcaire gris noir légèrement lité.

Fig. 137 - Pli courbe dans un calcaire gris noir du Dogger s.l. (Plateau de la Réchasse, altitude 2870 m). Pli de phase 2 déformé par D₃?

Poser le problème de l'origine du lambeau supérieur de la Pointe de la Réchasse revient à poser celui de l'origine de ces cargneules. Celles-ci (Keuper présumé ?) sont inconnues dans les séries du Mont Bochor, de la Séchette ou de l'Arcelin. On peut alors envisager l'alternative suivante:

- les cargneules appartiennent bien à la série et n'auraient qu'une existence très locale. Le lambeau de la Pointe de la Réchasse serait alors à rattacher à la série sous-jacente. On aurait des plis couchés rompus dont les racines ne seraient d'ailleurs pas assurées ;
- les cargneules appartiennent à la nappe des Gypses. Le lambeau serait d'origine plus interne que la série du plateau de la Réchasse; il aurait été emballé dans la nappe des Gypses et traîné avec elle (sorte de lambeau isolé, frontal par rapport au bord de la nappe de la Grande Motte) lors du charriage des nappes.

Par ailleurs, l'étude de la fracturation sur la Pointe de la Réchasse (50 mesures effectuées sur des joints ouverts, conjugués et d'espacement moyen métrique) montre une nette direction de raccourcissement E-W. On y note aussi des plis ouverts décimétriques, à schistosité de fracture centimétrique et d'axe horizontal N110. Ces plis sont rattachés soit à une D₃ qui aurait tourné, soit à une D₄ éventuelle.

8. Discussion sur la vergence de D₁.

En Vanoise méridionale (sur son bord nord), et dans le chaînon Mont Bochor-Epéna, l'un des problèmes majeurs posés est celui de la vergence de D₁. Classiquement la D₁ est à vergence N ou NW, ou WNW (F. Ellenberger, 1958 ; J.F. Raoult, 1980b). Cependant H. Accarie (1983) avait rediscuté ce problème et envisagé une vergence sud pour le Roc de la Vallette dans une des solutions qu'il a proposé.

Sur quelques panoramas et affleurements, D₁ apparaît nettement à vergence sud. Il en est ainsi pour les terrains permotriatiques du Col du Vallonet et de la Pointe du Creux Noir (cf. fig. 34, p. 48 ; coupes MB 8 et MB 9 de la planche II h.t.), au niveau du Col Rosset (fig. 138, coupe MB 6, planche II h.t.), et dans les antiformes à coeur d'Anisien, souvent matérialisées par des metabauxites du Dogger s.l. et qui sont situées en falaise nord des Chalets de la Glière (coupe MB 4, planche II h.t.) et en bord sud du Mont Bochor (coupe MB 3, pl. II h.t.). En Vanoise méridionale, on observe des synformes de phase D₁ à coeur de schistes éocènes, déversés ou couchés à l'Est, bien visibles au Chalet supérieur de l'Arcelin. Le même fait se reproduit au Rocher du Génepy et sous le Glacier de l'Arcelin avec cette fois des marbres chloriteux au coeur de synformes à matériel Malm.

A ces observations ponctuelles viennent s'ajouter des conclusions de la lecture cartographique (pl. I h.t.) et donc des coupes tectoniques (pl. II et III). Elles montrent que les cargneules occupent la dépression du Doron de la Glière (ainsi à l'Ouest du Lac des Vaches et aux Fontanettes) et reposent toujours en contact anormal sur les termes supérieurs des séries carbonatées de Vanoise (c'est-à-dire les schistes de Pralognan éocènes). Ces cargneules posent le problème essentiel de leur origine. Apparemment, elles ne peuvent provenir des séries en place qui n'en contiennent pas, sauf au Werfénien supérieur où elles sont très caractéristiques et où elles sont restées à leur place stratigraphique. Par contre ces cargneules peuvent être corrélées à celles rencontrées sur le massif de la Vallaisonnay et encore plus à celles de la nappe des Gypses. Comme pour le massif de la Vallaisonnay, la plus grande partie des cargneules rencontrées ici doit avoir une origine plus interne, c'est à dire être reliée à la nappe des Gypses. Virtuellement sur ces cargneules devrait venir la nappe des Schistes Lustés maintenant disparue par érosion. Ces cargneules sont indéniablement impliquées dans les plis de phase D₁ (voir notamment les coupes MB 3, MB 4, MB 10 de la planche II h.t.). On est donc obligé d'admettre que ces plis P₁ sont post-charriages.

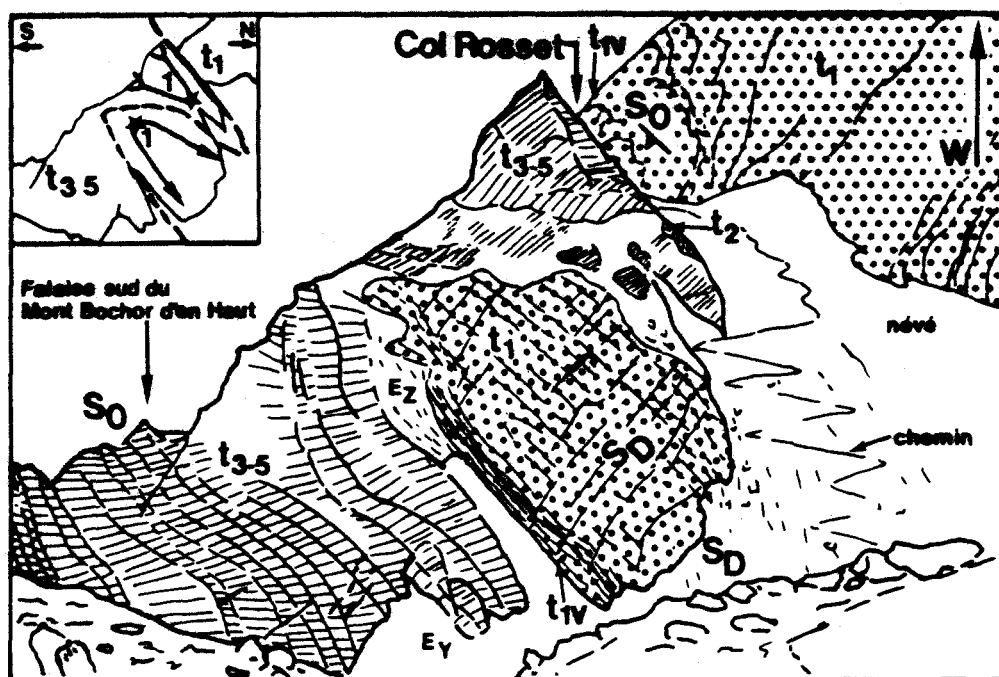


Fig. 138 - Pli de phase 1 hectométrique, impliquant des quartzites werféniens (t_1) et des carbonates anisiens (t_{3-5}) au niveau du Col Rosset (dessin d'après photographie).

t_{1v} , constitué de quartzites versicolores représente le sommet stratigraphique des quartzites werféniens (t_1).

Ce style de plis à plans axiaux subverticaux ou fortement pentés au Nord, a été noté sur la coupe MB 6 de la planche II. h.t.

Ces plis P1 affectent une série à plat et dont la polarité générale est celle d'une série normale ; et la solution la plus simple que j'ai retenue est de dessiner des plis dont les flancs pendent régulièrement au Nord, avec une vergence sud. Cette vergence sud, proposée, n'est probablement qu'un phénomène particulier à ce secteur, en quelque sorte antithétique des charriages plus généraux vers le Nord. Ainsi, comme l'a déjà proposé H. Accarie en 1983, Vanoise septentrionale et Vanoise méridionale seraient actuellement grosso modo dans leur position paléogéographique initiale. Cette manière de voir s'oppose à la coupe proposée par J.F. Raoult (1980b) tirée des vergences proposées par F. Ellenberger. Cette conception peut s'étendre à d'autres chaînons de la limite Vanoise méridionale - Vanoise septentrionale dépourvus de charnières visibles ; tel est le cas de la figure 139 concernant le Grand Marchet.

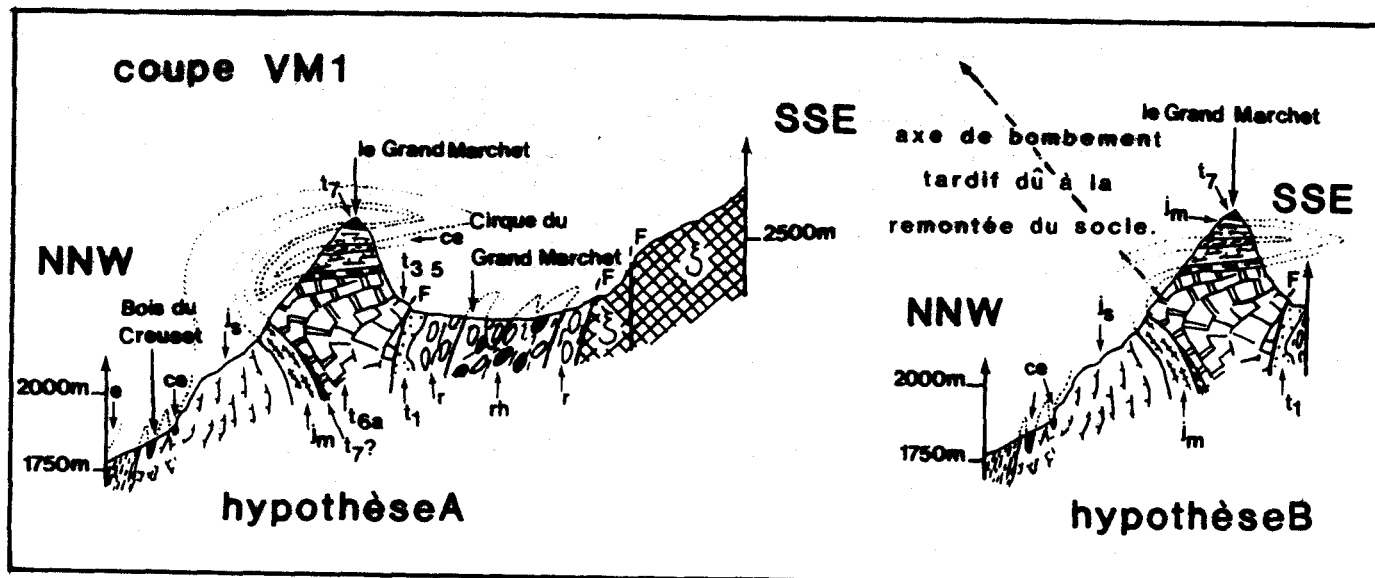


Fig. 139 - Coupe tectonique du Grand Marchet (Vanoise méridionale).

hypothèse A : vergence sud de la D_1

hypothèse B : vergence nord de la D_1 .

L'hypothèse B est la conception classique qui ressortait des coupes de F. Ellenberger et qui avait été reprise par J.F. Raoult (1980b) et E. Jaillard (1984).

L'hypothèse A retenue permet de relier la Vanoise septentrionale et la Vanoise méridionale par un synclinorium occupant la dépression du Doron de la Glière.

Le coeur du synclinal est occupé par des cagneules issues probablement de la nappe des Gypses.

NB : Le dessin a pour but de montrer les raccords entre flancs et minimise étirements et décollements internes.

9. Rôle des grands accidents.

Le grand accident transverse séparant d'une part la Vanoise septentrionale de la Vanoise méridionale et d'autre part la Vanoise septentrionale de l'unité de la Grande Motte, est de direction N50 à N60 E. Cet accident, comme celui du Doron de Champagne de direction voisine, correspondrait très bien à l'orientation des grandes failles du socle et notamment à la famille de failles qualifiables de "Varisque" (voir les travaux de J. Boudon et al., 1976). Ces accidents pourraient s'intégrer à la présentation d'un modèle (approche de J. Boudon et al., 1976 ; L.E. Ricou, 1984) où l'arc des Alpes occidentales est conçu comme le résultat d'une compression N-S persistante sur un assemblage de blocs.

Enfin l'accident Modane-Chavière -Champagny qui borde à l'W le terrain étudié et l'en sépare de la zone houillère briançonnaise est considéré d'après J. Goguel (1963) comme un décrochement senestre, hypothèse reprise depuis par J.F. Raoult (1980b) et démontrée par E. Jaillard (1984), G. Détraz (1984) et L.E. Ricou (1984). Selon ce dernier "l'accident a fonctionné suivant le fort pendage qu'il a actuellement, jouant le rôle d'un mur le long duquel ont été écrasés et transposés vers le Nord les terrains orientaux. Ici je n'ai pas abordé son étude.

III. La nappe de la Grande Motte.

Dans le chapitre consacré à l'étude lithostratigraphique de cette unité, on a discuté (p. 35) de la définition et de l'extension de cette unité découverte par F. Ellenberger (1958), et caractérisée par la présence de Lias prépiémontais. Les problèmes majeurs posés par cette nappe sont ceux de sa patrie d'origine, et de la chronologie de sa mise en place vis à vis de celles des autres unités.

Les affleurements et limites de cette nappe sont situés figure 27 (p. 34). L'appartenance de certains terrains est discutée ci-après.

1. Les prolongements possibles de l'unité de la Grande Motte.

a. Les affleurements de la Sauvire et de la Mande (Sud du Laisonnay d'en Haut).

Les klippes de la Sauvire et de la Mande ont été mises en évidence par F. Ellenberger (1958, fig. 55, p. 431) qui nota la présence de terrains liasiques. Plus récemment J.F. Raoult (1980a) sur la Sauvire, observa une liaison d'apparence stratigraphique entre substratum permocarbonifère et Trias. Il envisagea par ailleurs de rattacher les terrains (du "Malm" à l'Eocène) de la Mande à l'unité de la Grande Motte.

Les observations de terrain ont montré les points suivants :

- le Trias de la "klippe" principale de la Sauvire est vraisemblablement à attribuer à l'Anisien inférieur. Il n'y a aucun terme liasique ;

- les terrains post-triasiques (principalement les klippes de la Mande) sont manifestement allochtones par rapport au substratum paléozoïque car en série inverse sur ce dernier (travaux en cours de J.F. Raoult et D. Obert). Leur faciès les rattache aussi bien à l'unité de la Grande Motte qu'au domaine briançonnais de Vanoise. On en déduit que les terrains carbonatés se divisent en deux ensembles :

- . un ensemble triasique (Anisien inférieur), considéré comme tégument collé et adhérent stratigraphiquement sur le Permocarbonifère de la Sauvire (J.F. Raoult, 1980a, chapitre IV-II)
- . un ensemble Malm-Eocène retourné, et pincé dans les terrains permocarbonifères.

Ici rien ne rappelle les faciès typiques de l'unité de la Grande Motte que sont les calcschistes à bandes siliceuses du Lias prépiémontais. On note cependant que les termes supratriasiques décollés sont dans le prolongement cartographique supposé de l'Unité de la Grande Motte (Plan du Saint Esprit, Lac de la Glière). On peut envisager hypothétiquement qu'il s'agit d'un lambeau de l'Unité de la Grande Motte.

b. Les affleurements du point coté 1947 m (1000 m à l'Ouest de la Glière).

Dans ce panorama (fig. 140), la formation 1 peut être attribuée soit à des faciès du Ladinien inférieur (séquence 6, cycle II) soit à des faciès du Norien-Rhétien (?) tandis que les formations 2, 3 et 4 représentent soit la succession de faciès du Carnien inférieur au Ladinien supérieur, soit le faciès "Hauptdolomit" du Norien moyen. On ne peut choisir entre ces deux solutions sur l'attribution des âges. Selon l'hypothèse retenue, la polarité de la série s'inverse et l'attribution se fait à une unité ou l'autre. F. Ellenberger (minutes inédites) avait principalement attribué ces formations à des dolomies noriennes. Sur la carte de la pl. I h. t., l'autre solution a été retenue.

2. Etude tectonique de l'unité de la Grande Motte.

Cette étude est très complexe du fait des superpositions de phases tectoniques à plis penniques disharmoniques comme peuvent l'illustrer les différents panoramas et photographies effectués (fig. 141 in F. Ellenberger, p. 441 ; fig. 142 ; pl. IV h.t. ; pl. IV, p. 6), ainsi que les projections stéréographiques (fig. 143) et la carte des déformations (fig. 144).

Diverses coupes tectoniques sont proposées (cf. fig. 132, coupes à 1/25 000, GM1 à GM4, fig. 145, coupes a a' à k k' ; pl. III h.t., coupe CC' et coupe DD'). Elles ne présentent qu'une approche incomplète de l'unité de la Grande Motte. Les coupes subméridiennes à méridiennes mettent en évidence de nombreux plis laminés, d'ampleur kilométrique et d'axes grosso modo E-W, replissés sur eux-mêmes. Apparemment ils présentent des vergences opposées selon les points, sud précisément au Sud du terrain étudié (c'est-à-dire entre Glacier de Pramecou et Glacier de Grande Motte), et devenant nord au Nord du massif (Crête des Vés, Rochers de la Grande Balme). Ce dispositif en éventail d'axe E-W est exactement dans le prolongement du "synclinal transverse de Pralognan". Hypothétiquement, ces grands plis résulteraient d'une (ou deux) phase(s) de déformation à déplacement majeur vers le Nord. La fin de cette (ces) phase(s) coïnciderait avec celle de D₁ reconnue à la limite Vanoise septentrionale-Vanoise méridionale. Cette (ces) déformation(s) donne la structuration majeure de la nappe de la Grande Motte ; elle est marquée de nombreux plis isoclinaux eux-mêmes replissés (fig. 146). Certains de ces plis peuvent s'estomper rapidement.

La phase D₂ des séries Briançonnaises de Vanoise affecte clairement les petites klipptes (comme p. ex. à l'ancien Lac de la Glière) et l'ensemble de la nappe de la Grande Motte déjà fortement plissés (cf. coupes CC' et DD' de la planche III h.t.). Les plis D₂ sont d'axes subméridiens à N20 et sont couchés vers l'Est dans la partie orientale du massif.

La phase D₃ (de Vanoise septentrionale et méridionale) est bien établie et présente de nombreux plis métriques à hectométriques de direction axiale N050 à N095 avec un net déversement au SE. Certains plis peuvent être attribués soit à la phase D₂ soit à la phase D₃. Dans les marbres chloriteux, D₃ s'accompagne d'une schistosité de crénulation S₃. Enfin de nombreux plis métriques, tardifs, d'axe NW-SE (cf. fig. 147) réaffectent l'ensemble des structures précédentes. Ces plis ont peu d'équivalents bien marqués en Vanoise si ce n'est quelques plis ouverts métriques de la Pointe de la Réchasse, au Nord du Col de la Sachette, et du massif de la Vallaisonnay. Ils pourraient éventuellement correspondre à une D₄ post-schisteuse d'importance tout à fait mineure.

La position relative de la nappe de la Grande Motte vis à vis du massif d'Ambin a déjà été discutée (cf. p. 45, J.M. Caron et M. Gay, 1977) ; à l'évidence l'étude structurale n'apporte rien aux considérations paléogéographiques. Par contre, la nappe de la Grande Motte se retrouve bien sous la nappe des Gypses et la nappe des Schistes Lustrés qu'elle ne surmonte jamais. La plupart des limites de la nappe de la Grande Motte sont verticalisées (ainsi au Col de la Grande Casse et au Col du Palet où le contact est légèrement déversé vers le Nord). Or, si l'on élimine les composantes verticales de ces contacts anormaux (cf. coupes GM2 à GM4, fig. 132) on retrouve, à des disharmonies près, les cargneules de la nappe des Gypses par dessus une série de la Grande Motte en polarité normale, avec généralement les termes les plus récents de celle-ci au contact des cargneules.

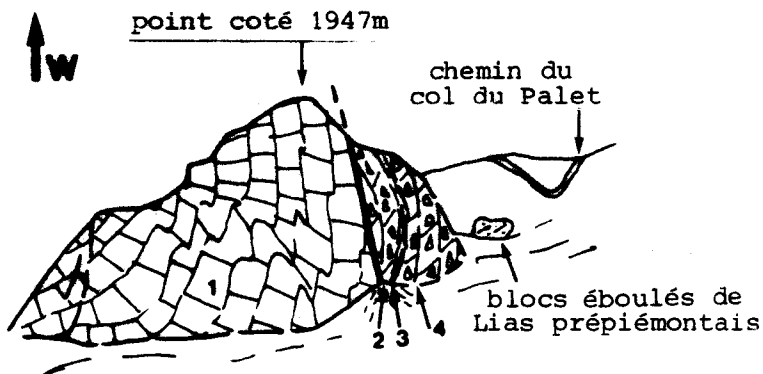


Fig. 140 - Panorama du point coté 1947 m (chemin de Champagny le Haut au Col du Palet).

On observe - 1 : des calcaires gris clair très souvent bréchiques à galets dolomitiques gris ; vers le Sud apparaissent des bancs de dolomie blanche - 2 : brèches dolomitiques grises - 3 : fin niveau argilo-dolomitique orange - 4 : brèches dolomitiques grises à patine orange.

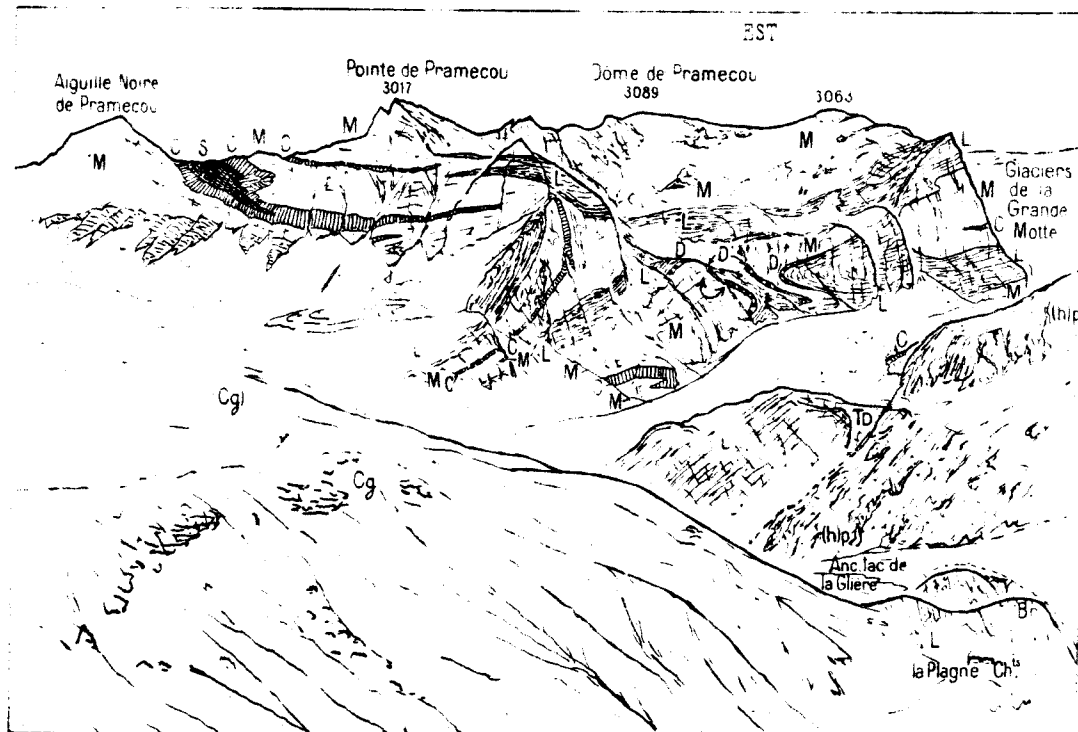


Fig. 141 - Le massif de Pramecou, vu depuis la Sauvire, in F. Ellenberger (1958, p. 441).

D : lentilles de Dogger continental ; M : Malm ; C. Crétacé ; S : schistes éocènes.

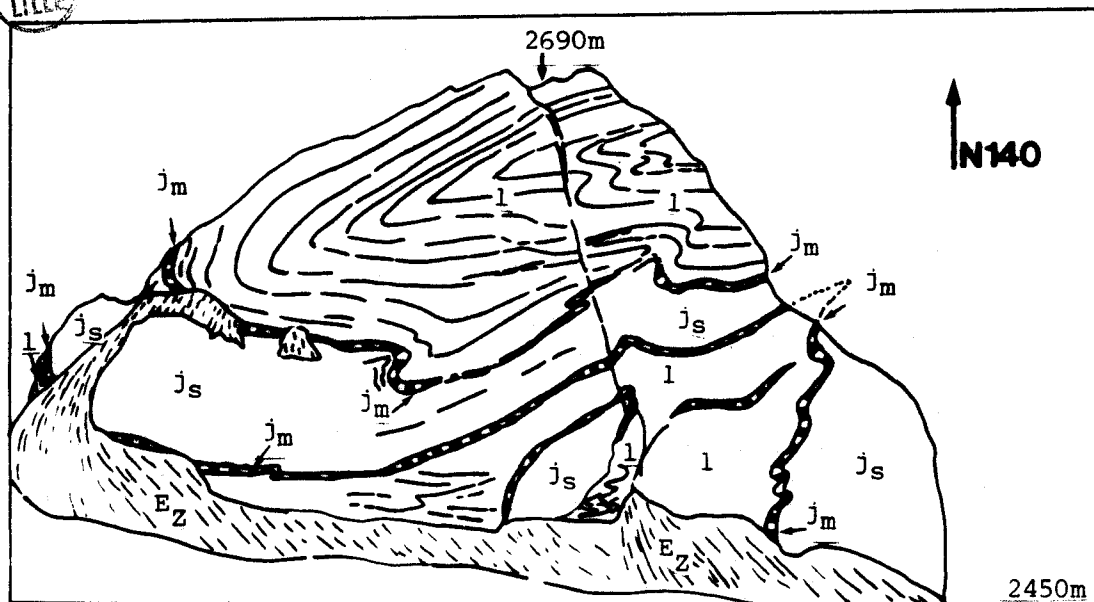


Fig. 142 - Panorama de la falaise ouest de Pramecou, vu depuis le replat de Pramecou. Le dépliage des structures polyphasées reste très délicat.



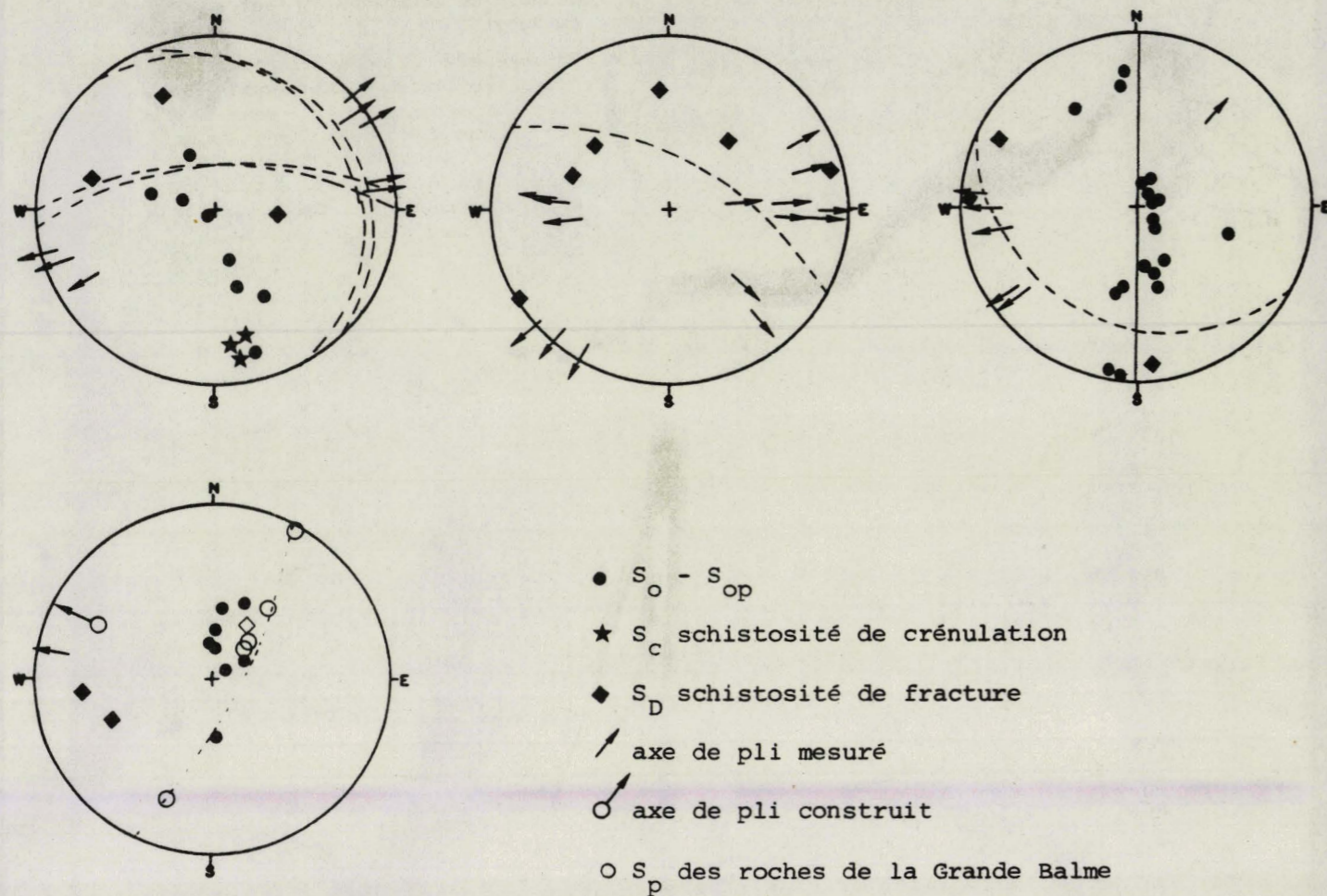


Fig. 143 - Plis métriques et inframétriques, et diaclases de l'unité de Pramecou.

1- Secteur du Plan de Saint-Esprit (Pramecou).

De nombreux plis centimétriques et métriques, bien réglés, de direction axiale N48 à N82 affectent la schistosité principale ici parallèle à S_0 . De rares schistosités de crénulation sont visibles, elles sont parallèles aux plans axiaux des plis de même phase, probablement assez tardifs (D_3 , régionale ?) et légèrement déjetés au NNW.

2- Pramecou (falaise ouest).

Ce secteur est manifestement polyphasé. Ainsi les plis E-W à pitch très variable représentent en fait deux générations distinctes de plis, répondant aux mêmes critères géométriques (cf. fig. 149 ; interaction de plis $P_1 + P_3$?). Les 3 axes SW-NE, figurés, correspondent à des plis centimétriques couchés à l'Est et reprenant la foliation principale (ce seraient soit des plis P_2 de la D_2 régionale ?, soit des plis P_3 ?).

Les 2 axes SE-NW posent problème : ils sont apparemment très tardifs (reprenant les foliations antérieures) et non redéformés (phase fini D_3 ou D_4 ?). Enfin ces schistosités de crénulation observées, sont associées aux plis N50 - N70 subhorizontaux

3- Sud du Col du Palet et Ouest de l'Aiguille Noire de Pramecou.

Deux générations de plis se dégagent, l'une d'axe 00/270, l'autre de direction axiale N040 (ou N220) mais la chronologie relative de ces phases n'a pu être établie.

4- Rochers de la Grande Balme.

L'axe 16/297 construit représente un pli métrique tardif (D_3 ? ou D_4 ?).

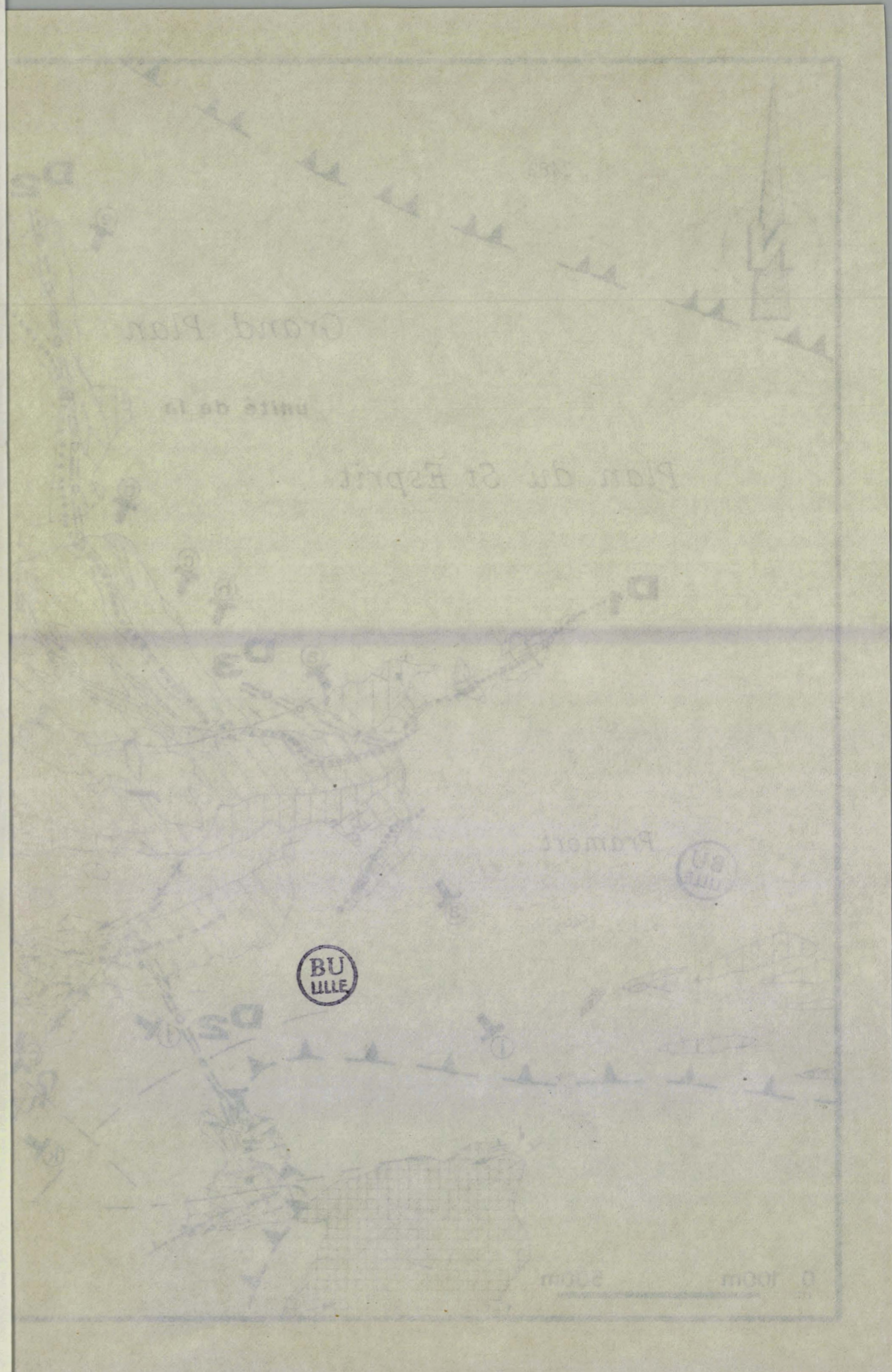


Fig. 144 - Carte approximative des déformations dans l'unité de la Grande Motte.



t_{Kg} : cargneules rattachées à la nappe des Gypses



ce : Crétacé - Eocène



js : Malm



jm : Dogger (barres siliceuses)




l : Lias





t_7 : Carnien




h : Carbonifère


 axe de pli métrique


 $S_o - S_{op}$

 S_p ou $S_{p+1} \neq S_o$

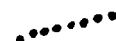

 S_D (schistosité de fracture).


aa' à kk' : localisation des coupes sériées insérées dans le texte (voir fig. 148).

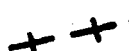
 : contour géologique
(Quaternaire non différencié)

 : faille, contact anormal

 : charriage, chevauchement

 : synclinal | de la ou des phases
 : anticlinal | précoces initiales
d'axe grossomodo E-W

 : déformation $D_2 + D_3$

 : déformation D_4 (?)

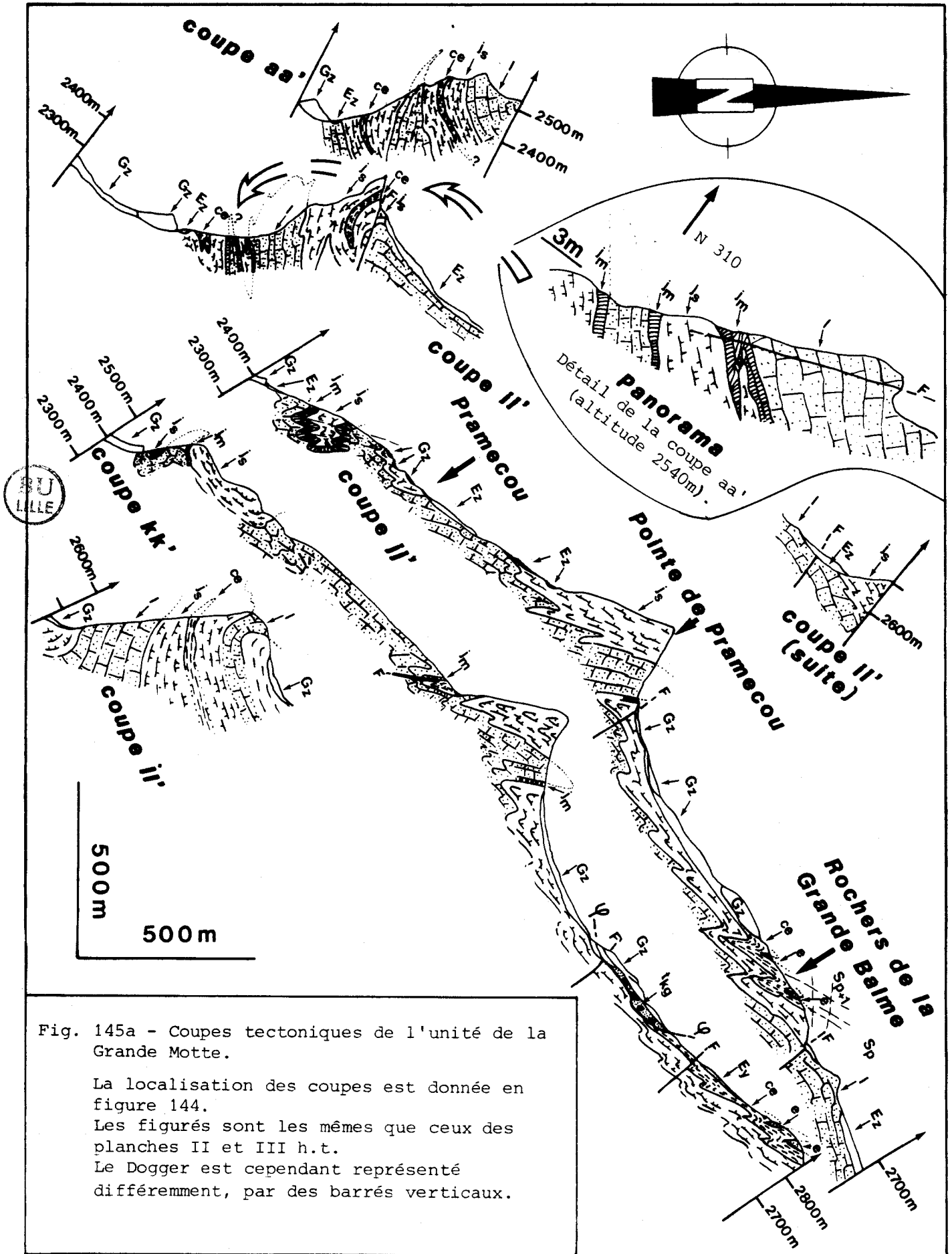


Fig. 145a - Coupes tectoniques de l'unité de la Grande Motte.

La localisation des coupes est donnée en figure 144.

Les figurés sont les mêmes que ceux des planches II et III h.t.

Le Dogger est cependant représenté différemment, par des barrés verticaux.

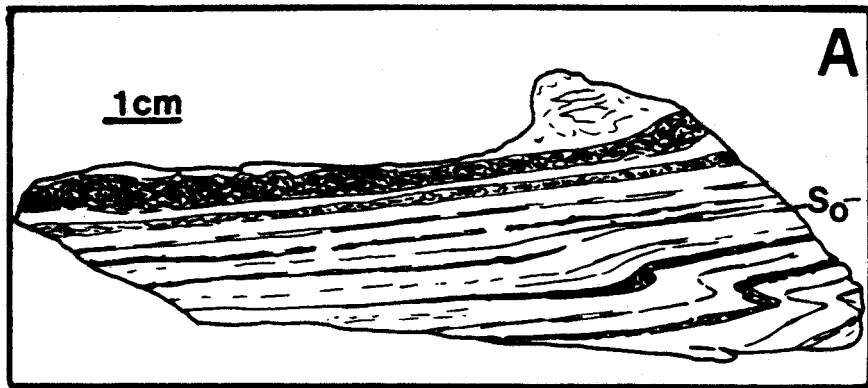
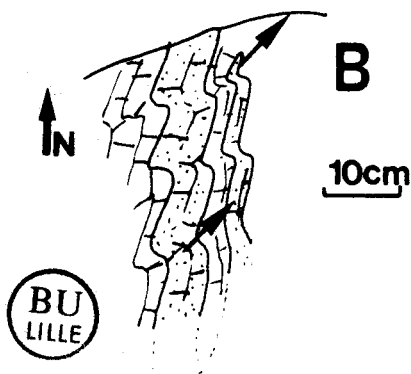


Fig. 146 - Plis dans le Lias de l'unité de Grande Motte.



A. Calcaire gris à ocre, légèrement siliceux, Lias du Col de la Grande Casse. Le pli très aigu dans l'angle inférieur droit de la figure s'estompe très progressivement pour disparaître (plissements différentiels ?).

B. Calcaire gris à calcaire siliceux NNW de Pramécou, altitude 2570 m. Les plis isoclinaux métriques sont replissés et gardent les mêmes directions d'axes.

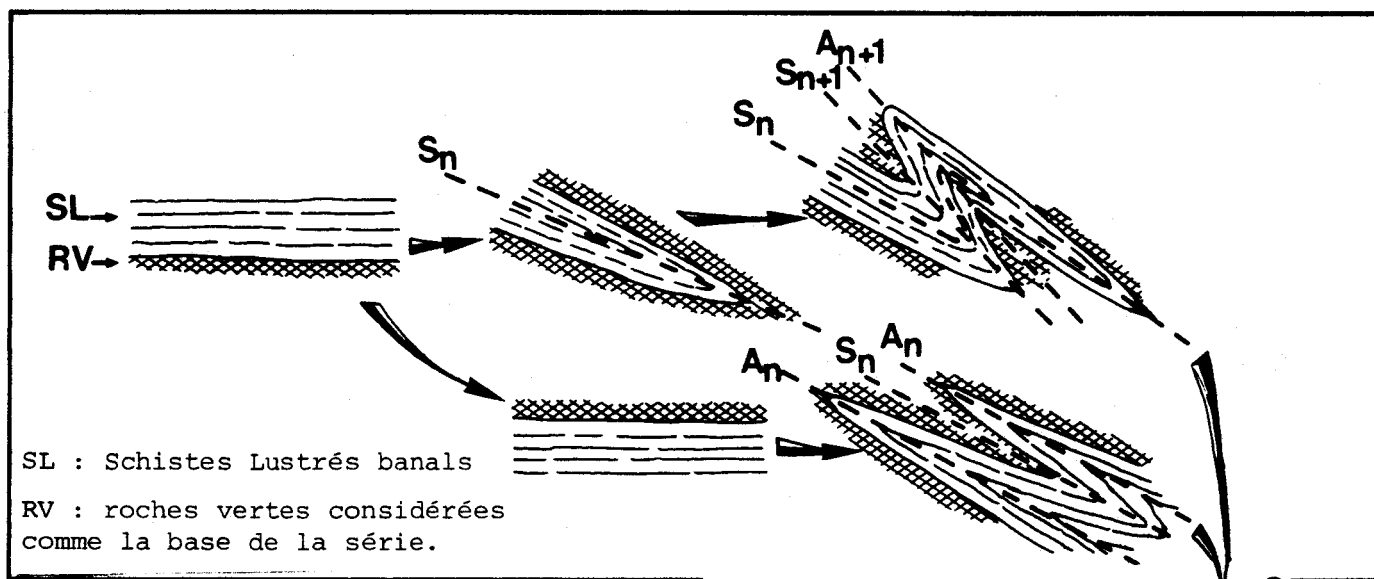
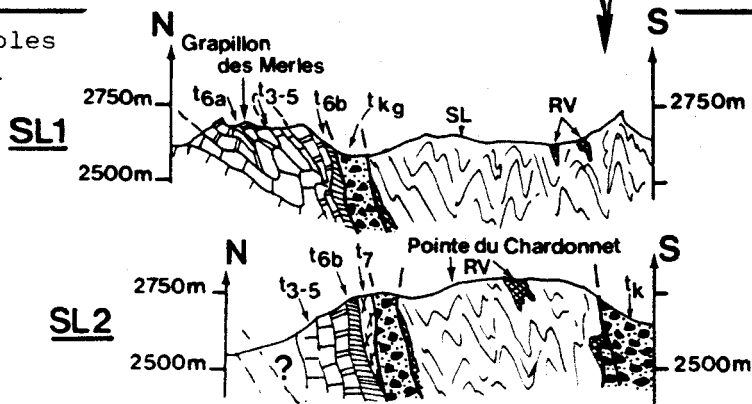


Fig. 147 - Modèles d'évolutions possibles de la nappe des Schistes Lustrés.



IV. La nappe des Schistes Lustrés et la nappe des Gypses.

La nappe des Schistes Lustrés est bien représentée en Vanoise (cf. fig. 3). Ici seuls quelques lambeaux sont étudiés, situés principalement aux environs de la Pointe du Chardonnet. Ils sont coincés entre:

- au Nord, les séries carbonatées, et triasiques pour l'essentiel, de l'Aiguille des Aimes et du Grapillon des Merles ;
- au Sud, la série carbonatée mésozoïque de l'unité de Grande Motte.

Ils semblent jalonner une faille majeure grossièrement N50, faille qui suit la dépression du Doron de Champagne (voir p. 78) et dont les rejeux successifs ont "enterré" et sauvegardé de l'érosion les nappes des Schistes Lustrés et des Gypses.

F. Ellenberger (1958) avait déjà signalé la structure en synclinal de nappe pincée et la position dissymétrique des Schistes Lustrés sur l'énorme fosse gypseuse (voir p. 13). Quant à moi, n'ayant pas décrypté très précisément la lithostratigraphie des Schistes Lustrés, il m'est difficile d'apprécier la structure en grand de l'édifice comme l'indique le dessin des coupes (cf. fig. 132, coupes SL 1, SL 2, GM 2 et GM 3).

D'après le tracé des coupes (SL 1 et SL 2 de la figure 132) deux hypothèses principales peuvent être émises (fig. 147).

- Dans l'hypothèse A, la série compréhensive de la nappe des Schistes Lustrés est actuellement en grand normale. Suivant ou accompagnant la mise en place (c'est-à-dire le charriage) de la nappe des Schistes Lustrés sur les séries briançonnaises de Vanoise, une phase plicative isoclinale, d'axe sensiblement E-W, donnerait naissance à un grand synclinal à vergence nord. Celui-ci serait déformé ultérieurement par une nouvelle phase isoclinale à même vergence. L'ensemble aurait ensuite pu subir des déformations plicatives de moindre importance puis être verticalisé tardivement.

- Dans l'hypothèse B, la série de la nappe des Schistes Lustrés se retrouverait en grand inverse. A la suite du retournement à plat de la série, une (voire deux) phase plicative isoclinale d'axe E-W et de vergence présumée nord donnerait un anticlinal ultérieurement replissé et verticalisé dans un synclinal de nappe.

Aucune de ces deux hypothèses ne peut sérieusement être étayée. Dans l'hypothèse B, il semble cependant difficile de concevoir un renversement simple à 180° de la série. De plus, on aurait dû retrouver la nappe des Gypses sur la nappe des Schistes Lustrés, car celle-ci est interprétée classiquement comme la semelle basale de la nappe des Schistes Lustrés.

En l'état des choses, la corrélation des phases plicatives entre les Schistes Lustrés et les séries briançonnaises de Vanoise est rendue difficile car la nappe des Schistes Lustrés est probablement arrivée tectonisée sur le Briançonnais. En outre l'épaisse semelle de gypse et de cargneule a permis toutes les disharmonies de plissement. Provisoirement les deux premières phases isoclinales (hypothèse A) affectant la nappe des Schistes Lustrés seront nommées D'1 et D"1, avec D"1 qui pourrait être synchronique de D1 des séries briançonnaises de Vanoise.

Au niveau de l'affleurement le caractère polyphasé des plissements est évident. La photo 2 de la planche IV montre, au moins localement l'existence de trois phases plicatives au minimum. Les deux premières phases isoclinales synschisteuses seraient de mêmes orientations (d'axe, de plan axial, de schistosité et de vergence); elles ne se différencient que par des figures d'interférence. Ces phases correspondraient aux deux grandes phases isoclinales de l'hypothèse A de la figure 147. Les axes de ces deux phases, généralement subhorizontaux, sont N070 à N100, les plans axiaux subverticaux et de même direction que les axes (fig. 148), et les schistosités pendent fortement soit au NNW, soit au SSE. Quelques plis, difficilement mesurables, d'axes estimés N10 à N50 affectent les plis isoclinaux (pl. IV, p. 2 ; fig. 149) ils attestent de déformations ultérieures aux deux grandes phases principales et pourraient correspondre aux phases D_2 et D_3 des séries briançonnaises de Vanoise, ici d'ampleurs très atténuées. Enfin les filons de quartz blanc, très nombreux dans les Schistes Lustrés et souvent parallélisés à S_0 sont repris dans les plis isoclinaux (pl. IV, p. 1) et les plis tardifs (fig. 142) ; ils sont anté-deuxième phase isoclinale et probablement anté-première phase. Enfin la fracturation affectant la nappe des Schistes Lustrés est très régulière et se matérialise par de nombreuses diaclases et microfailles subverticales de direction NNW-SSE.

- $S_{o-p} = S_{o-1-2}$
- ★ $S_c = S_{post\ 2}$
- ◆ S_D
- ◀ joints de tension
- ↗ axe de pli
($P_1 + P_2$ locaux)
- ↘ linéation d'intersection
($S_3 S_0 ?$)
- plan axial
1 + 2 de phase 1 + 2
3 de phase 3
- - - trace cyclographique des diaclases

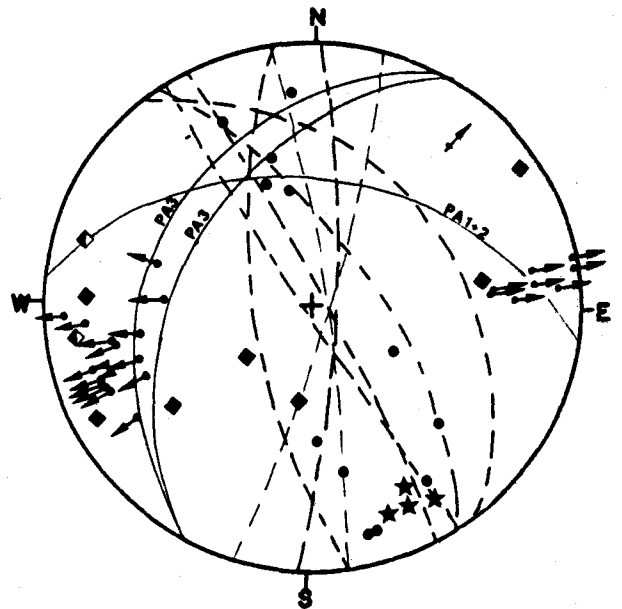


Fig. 148 - Report stéréographique composite de mesures prises dans la nappe des Schistes Lustrés à l'Est de la Pointe du Chardonnet (altitude 2780 m)
Les 23 axes mesurés sont de phase 1 + 2.

- 1 : niveau de quartz gris blanc
- 2 : niveau calcaro-gréseux gris ocre
- 3 : filon de quartz boudiné.

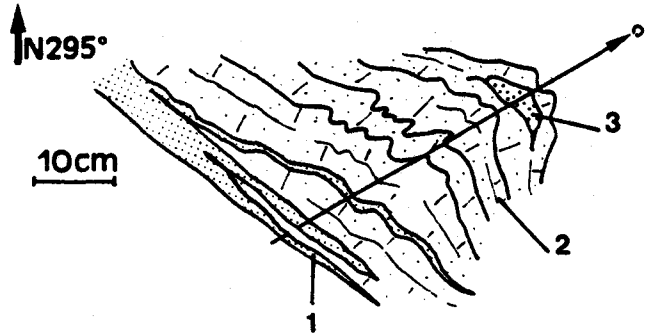


Fig. 149 - Plis polyphasés à l'Est de la Pointe du Chardonnet, altitude 2690 m. L'affleurement montre au moins deux phases plicatives, l'une présente des plis pincés, effilés, isoclinaux, l'autre de simples plis pouvant évoluer en plis aigus.

V. Conclusions.

1. Récapitulation des événements tectoniques.

L'étude structurale a permis de distinguer une phase tectonique tangentielle (D_0 ou pré- D_1), et au moins trois phases plicatives (fig. 150), avec notamment pour la Vanoise septentrionale et méridionale :

- pré- D_1 (= D_0 ?) - écaillage localisé dans le massif de la Vallaisonnay en quatre écailles triasiques carbonatées, avec déplacements (vers le Nord, ou le NW, ou l'Ouest). Pré- D_1 serait synchronique de l'arrivée des nappes des Schistes Lustrés, des Gypses, et de la Grande Motte.
- D_1 - grands plis couchés, isoclinaux à subisoclinaux, synschisteux, pour lesquels on a proposé une vergence sud localement (voir p. 179), d'axes sensiblement E-W, subhorizontaux. D_1 est peu exprimée dans les masses calcaro-dolomitiques triasiques du massif de la Vallaisonnay, ou plutôt elle marquerait le déplacement et la mise en place des écailles carbonatées. Dans les Rochers Rouges, D_1 montre des plis couchés de vergence inconnue, à flancs horizontaux étirés et laminés. D_1 est manifestement postérieure à l'essentiel du charriage des nappes des Gypses et des Schistes Lustrés.
- D_2 - plis synschisteux déversés, voire couchés à l'Est, d'axes subméridiens (N345 à N20) pour l'ensemble des massifs carbonatés, à l'exception des environs des Rochers Rouges où la vergence est nettement ouest. Dans les niveaux compétents, comme les marbres et dolomies triasiques, ces plis P_2 sont parfois ouverts, à schistosité peu marquée.
- D_3 - phases de plis NE-SW mais aussi ENE, déversés au SE ou au SSE. Dans les niveaux incompétents, D_3 s'accompagne d'une schistosité de crénulation (S_3), et dans certains niveaux compétents d'une schistosité de fracture. Dans le massif de la Vallaisonnay, les plis rattachés à D_3 peuvent être déversés au NW, ou être droits, ouverts.

phase de déformation	chainon Mont Bochor-Epena et Vanoise méridionale	massif de la Vallaisonnay environ des Rochers Rouges	nappe de la Grande Motte	nappe des Schistes Lustrés
pré-D ₁ D ₀ (?)		pré D ₁ : individualisation des écaillés triasiques carbonatées glissements bancs sur bancs	1 ou (2) phase(s) de mégaplis non cylindriques, déplacements majeurs vers le Nord D ₁ ?	2 phases subsoclinales synschisteuses, coaxiales E-W D ₁ ' - D ₁
D ₁	D ₁	D ₁ ?		D ₂ + D ₃
D ₂	D ₂	D ₂	D ₂	
D ₃	D ₃	D ₃	D ₃	
			D ₄ ?	

Fig. 150 - Essai de corrélations entre les événements tectoniques des différentes unités ou nappes distinguées sur le secteur d'étude.

2. Corrélations (fig. 151).

La déformation pré-D₁ (D₀ ?) correspondrait au charriage D₀ plus généralisé de Vanoise occidentale (G. Détraz, 1984, E. Jaillard, 1984). Or pour G. Détraz (1984, p. 154), ce charriage D₀ peut être corrélé avec les charriages à vergence externe en pays briançonnais (P. Tricart, 1980) et avec le décollement des Préalpes (P. Homewood et al., 1980). Il daterait de l'Eocène moyen.

La déformation D₁, responsable de la foliation générale est celle reconnue par la majorité des auteurs (F. Ellenberger et P. Saliot, 1967, pour la boutonnière de Friburge en Vanoise septentrionale ; B. Goffé 1975, en Vanoise méridionale ; J. Platt et G. Lister, 1978, en Vanoise méridionale ; J. F. Raoult, 1980b ; M.D. Peruccio-Parison, 1984, en Vanoise septentrionale ; G. Détraz, 1984, pour la bordure interne de la Zone houillère briançonnaise, ...). D₁ est ici, au moins localement, à vergence sud. D₁ daterait d'un Eocène élevé.

La déformation D₂ correspond à la phase classique à rebours des structures (cf. fig. 151), bien établie par son style et sa géométrie. Rien ici ne permet de la dater précisément. D₂ pourrait dater de l'Oligocène moyen à supérieur (G. Détraz, 1984).

La déformation D₃ a été corrélée avec la D₃ de F. Ellenberger et P. Saliot (1967). G. Détraz (1984) lui a donné un âge miocène supérieur.

La déformation D₄ (?) d'importance très mineure, et localisée dans l'unité de la Grande Motte n'aurait que peu d'équivalents en pays briançonnais (massif de la Vallaisonnay ?). Elle ne peut être datée.

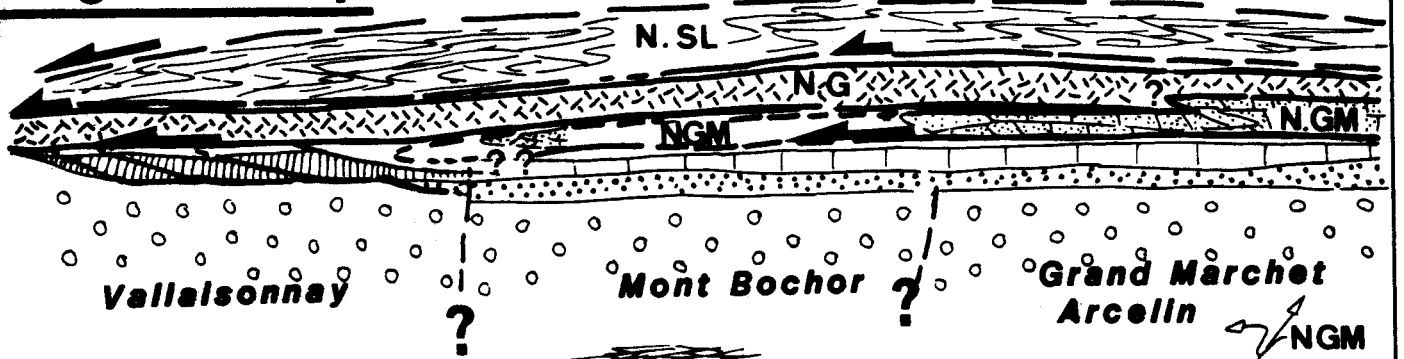
Fig. 151 - Essais de corrélations (chiffres romains) avec les événements tectoniques alpins reconnus dans les régions voisines de Vanoise septentrionale et méridionale.

(tiré en partie de G. Détraz (1984, p. 156, fig. IV 49) et de E. Jaillard (1984, p. 175, fig. 55)).

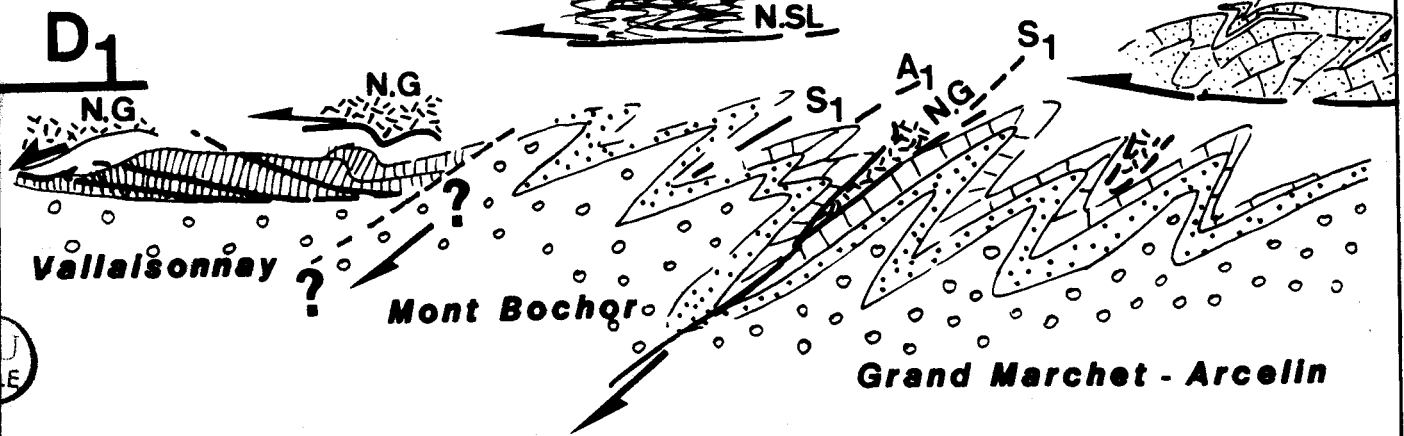
<p>VARNOISE N et S CETTE ETUDE (1985)</p> <p>N D₃ : plis NE-SW déversés au SE ou au SSE.</p> <p>III D₂ : plis subméridiens synschisteux, déversés généralement à l'Est et plus rarement à l'Ouest).</p> <p>II D₁ : plis couchés E-W (?), synschisteux à vergence sud locale.</p> <p>I pré D₁ : déplacements majeurs des nappes au N, ou NW.</p>		<p>VARNOISE MERIDIONALE J. PLATT et G. LISTER (1985)</p> <p>IV? post D₃ : soulèvement différentiel.</p> <p>III D₃ : plissement en retour et rétrocharriage.</p> <p>II D₂ : mise en place finale des nappes ; plis WNW non cylindriques à vergence nord.</p> <p>I D₁ : déformation ductile, déplacements majeurs des nappes.</p> <p>pré D₁ : sous-charriage.</p>					
<p>VARNOISE OCCIDENTALE E. JAILLARD (1984) et G. DETRAZ (1984)</p> <p>IV D₃ : plis NE-SW déversés au SE.</p> <p>III D₂ : plis subméridiens synschisteux, déversés à l'E.</p> <p>II D₁ : plis couchés transversaux synschisteux, déversés au N.</p> <p>I D₀ : Charriage de la couverture Briançonnaise sur la zone houillère.</p>		<p>VARNOISE SEPTENTRIONALE M.D. PERUCCIO-PARISON (1984)</p> <p>IV D_{2b} : schistosité pénétrative pentées au NW.</p> <p>III D_{2a} : plis déversés au SE ou SSE, d'axes horizontaux, N-S à NNE-SSW.</p> <p>II D₁ : plis isoclinaux en biseaux plats intrafoliaux</p>		<p>VARNOISE SEPTENTRIONALE R. MARION (1984)</p> <p>? : chevauchements cisailants tardifs.</p> <p>IV ? : plis locaux NE-SW</p> <p>II : plis subisoclinaux E-W à WNW - ESE.</p> <p>I : chevauchements cisailants précoces polyphasés.</p>		<p>VARNOISE N et S J.F. RAOULT (1980 b)</p> <p>Phases tardives</p> <p>III D₂ : plis et écaillages subméridiens, déversés à l'E.</p> <p>II D₁ : plis couchés, de style pennique, à vergence NNW ; jeu senestre de l'accident Modane- Chavière.</p>	
<p>VARNOISE SEPTENTRIONALE F. ELLENBERGER et P. SALIOT (1967)</p> <p>IV D₃ : plis NE-SW déversés au SE.</p> <p>III D₂ : plis subméridiens à schistosité subverticale.</p> <p>II D₁ : plis couchés déversés au NNE ou au SSW.</p>		<p>VARNOISE MERIDIONALE B. GOPPE (1975)</p> <p>III D_{2'} : écaillages liés à la surrection du socle.</p> <p>IV D₂ : plis semblables NE-SW à NW-SE, linéation de glissement NW-SE.</p> <p>II D₁ : plis couchés, synschisteux, NW-SE déversés au SW.</p>		<p>PAYS BRIANCONNAIS P. TRICART (1980)</p> <p>IV ? : Rétrodéversement : Miocène supérieur.</p> <p>III : plis NS à NE-SW à vergence interne : Oligocène moyen à supérieur.</p> <p>I : charriage externe Eocène supérieur</p>		<p>MASSIF D'AMBIN B. ALLENBACH (1982)</p> <p>IV - plis NE-SW</p> <p>III - plis N-S déversés à l'E. (met. schistes verts).</p> <p>II - plis NE-SW ou NW-SE (met. HP).</p> <p>I - charriage des schistes lus-trés post-lutétien.</p>	



D₀-préD₁



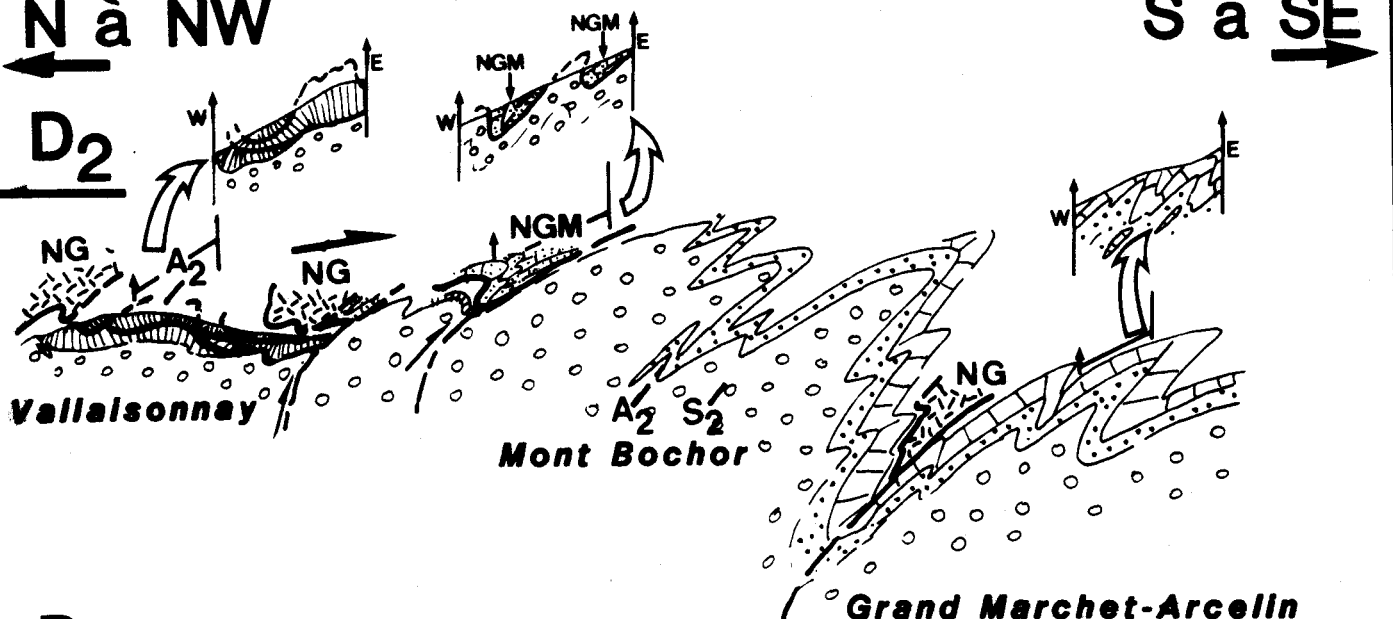
D₁



N à NW

S à SE

D₂



D₃

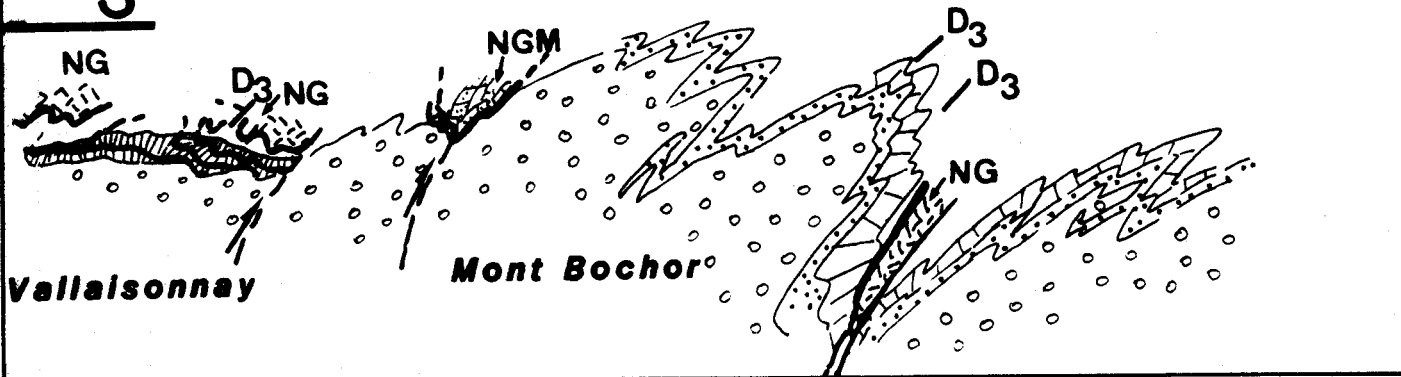




Fig. 152 - Modèle d'évolution structurale du secteur étudié.

 nappe des Schistes Lustrés (N.SL)


 nappe des Gypses (N.G.)

 nappe de la Grande Motte (N.G.M.)

séries briançonnaises de Vanoise septentrionale et méridionale.

 t₂ à e Werfénien supérieur à Eocène moyen

 t terrains carbonatés uniquement triasiques

 r à t₁ terrains permians et quartzites werféniens

 h (anté h ?) substratum siliceux indifférencié.

3. Modèle d'évolution structurale (fig. 152).

Quatre grandes étapes sont distinguées :

a. D₀ (?) - pré D₁ d'âge Eocène supérieur.

Elle correspond à l'arrivée et à la mise en place de la nappe des Schistes Lustrés, de la nappe des Gypses, et de la nappe de la Grande Motte (et d'autres nappes ?), avec structuration principale des nappes, et individualisation des écaillés carbonatées du massif de la Vallaisonnay. Aucune phase plicative marquée, anté-nappe n'est observée.

b. D₁ (Eocène élevé).

La D₁ affecte l'ensemble des terrains de Vanoise, et aussi, selon toute vraisemblance, la nappe des Schistes Lustrés et la nappe de la Grande Motte. Ainsi D₁ donnerait la deuxième phase de plis isoclinaux couchés d'axes E-W de la nappe des Schistes Lustrés. Les couvertures carbonatées de Vanoise septentrionale et méridionale sont séparées par un grand synclinal couché à cœur de cargneules (issues de la nappe des Gypses) ; c'est le synclinal transverse de la Vanoise médiane, appelé ainsi par F. Ellenberger (1958) qui y voyait une zone d'involution. D₁ est post-charriage mais s'accompagne elle-même de charriages ou de chevauchements. La Vanoise méridionale serait sous charriée sous la Vanoise septentrionale (ou plus exactement le chaînon Mont Bochor-Epéna et son bord nord) et le massif de la Vallaisonnay (ou retombée sud de Bellecôte). D₁ pourrait correspondre à la mise en place finale des nappes.

c. D₂ (d'âge oligocène moyen à supérieur).

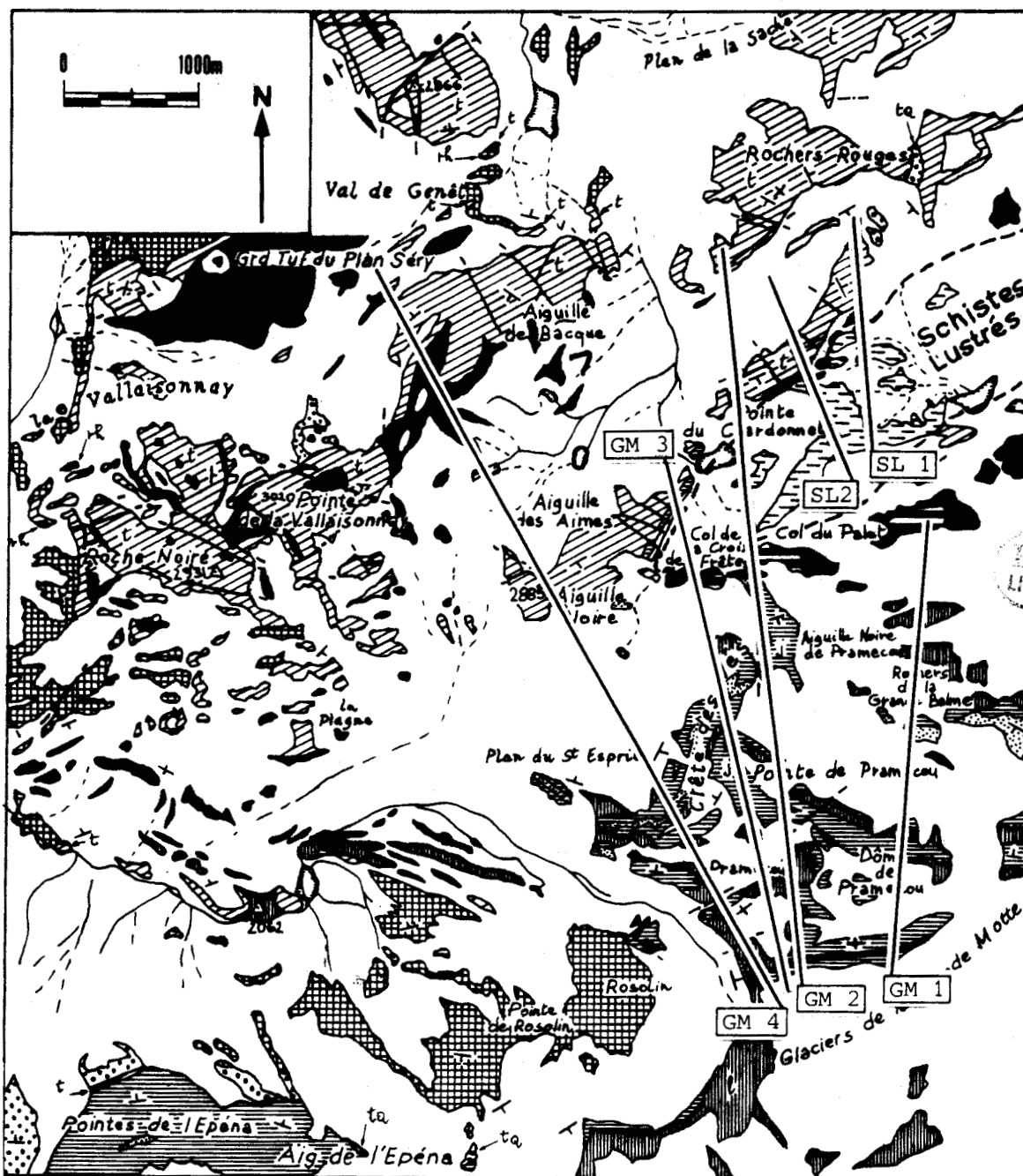
La phase D₂, dite de "rétrocharriage", scelle définitivement les contacts nappes - séries autochtones de Vanoise, et les redresse. D₂ donne les plis synschisteux subméridiens déversés à l'Est. Son développement est plus ou moins marqué selon les secteurs.

d. D₃ (d'âge Miocène supérieur ?).

Les plis P₃, d'axes NE-SW, déversés au SE pourraient correspondre à une phase de compression Nord-Sud. Ils s'accompagnent fort probablement d'une phase de déformation cassante montrant une direction de raccourcissement maximal N-S ou plus généralement NNW/SSE.

e. Les déformations tardives.

A l'exception de légers plis ouverts métriques N110-N120 de la nappe de la Grande Motte (phase fini D₃ ? ou D₄ ?), la tectonique est cassante et verticalise les structures majeures ; elle s'accompagne de bombements dus à la remontée de socle.



Les coupes GM2 à GM4 intéressent principalement l'unité de la Grande Motte; et les coupes SL1 et SL2 la nappe des Schistes Lustrés. Ces coupes sont dessinées en figure 132, p.174.

Fig. 153 - Carte de situation des coupes sériées de la planche II h.t. (intéressant la limite Vanoise septentrionale - Vanoise méridionale) ; et de la figure 132 (concernant les nappes de la Grande Motte, des Schistes Lustrés et des Gypses).

rh : substratum paléozoïque - tq : quartzites du Werfénien - t : calcaires, dolomies et brèches du Trias moyen-supérieur - l : marnoclacaires à bandes siliceuses du Lias - j : calcaires du Dogger-Malm (marnocalcaires noirs puis calcaires massifs gris et blancs) et du Crétacé-Paléocène (marnocalcaires pélagiques actuellement sous forme de marbres chloriteux - t_k : cargneules triasiques dans les contacts majeurs - t_G : gypses du Keuper - SL : schistes Lustrés - en tirets : limite des différents domaines ou unités.

CINQUIEME CHAPITRE - CONCLUSIONS GENERALES

I. Sur le plan lithostratigraphique

1. Les séries de Vanoise septentrionale et méridionale
2. La nappe de la Grande Motte
3. La nappe des Schistes Lustrés
4. La nappe des Gypses

II. Sur le plan géochimique

III. Sur le plan tectonique

IV. Essai de reconstitution paléogéographique

1. Le Trias
2. Le Lias-Dogger inférieur
3. Le Dogger-Malm
4. Le Crétacé-Paléocène et l'Eocène

V. Modèle d'évolution structurale

CINQUIEME CHAPITRE - CONCLUSIONS GENERALES

A la suite de cette étude basée sur la cartographie à 1/10 000 d'une partie des terrains de Vanoise septentrionale et méridionale, entre Pralognan-la-Vanoise et Tignes, je pense avoir précisé ou montré les points suivants.

I. SUR LE PLAN LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Des compléments et précisions ont été apportés quant au contenu lithologique des unités déjà reconnues par F. Ellenberger et qu'il avait décrites pour l'essentiel.

1. Les séries de Vanoise septentrionale et méridionale.

De fortes présomptions existent en faveur de la conservation au moins locale d'un contact stratigraphique entre la couverture carbonatée et le substratum siliceux.

L'individualisation de plusieurs unités, de par leurs contenus lithostratigraphiques différents est proposée ; on aurait ainsi :

- des séries à matériel exclusivement triasique carbonaté, décollées ou non du socle. Elles reposent sur un substratum siliceux, généralement dépourvu de ses termes permien et werféniens (ceux-ci apparaissent néanmoins dans les secteurs orientaux que l'on a étudiés). Ces séries forment le massif de la Vallaisonnay et la plupart des petits chaînons carbonatés avoisinants (Roche Noire, Roche de Blamont, Aiguille de Bacque, Mont Blanc de Peisey, Rochers Rouges, Grande Tourne, ...)
- des séries essentiellement triasiques, à matériel post-triasique extrêmement condensé et lacuneux. Elles regroupent l'Aiguille des Aimes - Aiguille Noire, et la Cascade du Manchet. On a cependant noté que le Trias de la Cascade du Manchet n'a pas le caractère typiquement briançonnais du Trias de Vanoise et de celui de l'Aiguille des Aimes ; il est plus réduit et présente un "Trias régénéré" (F. Ellenberger, 1958) dont les éléments sont à interpréter comme les produits de la plate-forme carbonatée triasique du bord interne du Briançonnais (cf. M. Lemoine, 1961; entre autres);
- des séries complètes ou réduites, allant de l'Anisien calcaro-dolomitique aux schistes de Pralognan éocènes (moyen - supérieur ?). Elles reposent sur un substratum permo-carbonifère présumé par l'intermédiaire de cargneules et de quartzites werféniens. Dans ces séries, le Trias peut aller de l'Anisien au Carnien (Roc de la Vallette, Arcelin, Grand Marchet), ou être réduit (ainsi aux termes anisiens pour le secteur du Mont Bochor et de la Séchette) ;
- des séries de type Acceglio, dépourvues de Trias moyen carbonaté (Plateau de la Réchasse, massif de l'Epéna ?), avec le Dogger et/ou le Malm transgressifs sur les quartzites werféniens.

2. La nappe de la Grande Motte.

Dans ces terrains noriens à éocènes, on a principalement montré :

- l'existence d'un Rhétien-Hettangien à affinité prépiémontaise, diminuant d'épaisseur d'Est en Ouest ;
- la faible discordance du Lias moyen à supérieur dit prépiémontais, sur le "Lias inférieur" et sur le Norien ;
- l'absence de mise en évidence d'une émergence généralisée au Dogger ;
- la présence locale de "micropaléokarsts" apparemment sous-marins au sommet du Malm ;
- une reprise de la sédimentation au Crétacé supérieur (?) avec des marno-calcaires (ou parfois des encroûtements métallifères pouvant atteindre 15 cm d'épaisseur).

3. La nappe des Schistes Lustrés.

En l'absence de toute microfaune et malgré un décryptage lithostratigraphique très frustré, il semblerait que les terrains de la nappe des Schistes Lustrés débutent par des metabasites d'un Malm s.l. et montent dans le Crétacé inférieur ou moyen, voire le Crétacé supérieur comme cela est connu pour les faciès de "black shales".

4. La nappe des Gypses.

Ces gypses servent de semelle tectonique à la nappe des Schistes Lustrés de l'Aiguille du Chardonnet. Les extensions possibles de la nappe des Gypses en Vanoise sont discutées. Les conditions de dépôt, précisées par l'étude des lentilles schisto-gréseuses et carbonatées, seraient celles d'une sédimentation évaporitique en milieu marin ou lagunaire, réducteur, toujours proche des conditions de l'émergence.

II. SUR LE PLAN GÉOCHIMIQUE.

Pour les formations étudiées (121 échantillons, du sommet du Jurassique supérieur au Paléocène), les datations objectives sont très rares et souvent imprécises, ce qui donne un intérêt accru aux essais de corrélations chimiostratigraphiques. De telles corrélations peuvent s'envisager d'une part pour les marbres chloriteux séparés en deux lots (l'un crétacé, l'autre paléocène-yprésien), d'autre part pour les hard-grounds nettement différenciés en deux types d'âges différents (Crétacé moyen ?, puis Paléocène).

On observe au sommet du Jurassique supérieur, un ralentissement de la sédimentation, et peut-être une influence volcanogénique distale, en milieu de moyenne profondeur (1000m-1500m?).

Au Crétacé-Paléocène, où la sédimentation est lacuneuse, la géochimie montre aussi qu'elle est systématiquement condensée.

III. SUR LE PLAN TECTONIQUE.

L'étude tectonique a été effectuée chaînon par chaînon, et les résultats diffèrent notablement selon les séries. Ainsi, les Schistes Lustrés du Charbonnet sont déjà structurés lorsque D_1 débute en Vanoise, il en serait de même pour l'unité de la Grande Motte.

Les positions relatives des différentes unités sont indiquées sur la carte h.t. (pl. I) et sur les coupes sériées des planches h.t. II et III.

En ce qui concerne la Vanoise méridionale et septentrionale, quatre événements principaux ont été distingués :

- pré D_1 : écaillages d'une partie de la couverture carbonatée qu'on relie hypothétiquement aux déplacements majeurs des nappes, supposés au N, ou NNW ;
- D_1 : grands plis transverses couchés, d'axe E-W (?), synschisteux, à vergence sud localement, notamment dans la structure en synclinorium qui occupe la dépression Pralognan-Col de la Grande-Casse ;
- D_2 : plis subméridiens synschisteux, déversés généralement à l'Est (et plus rarement à l'Ouest) ;
- D_3 : plis d'axes NE-SW, synschisteux, déversés au SE ou au SSE.

Des bombements tardifs (remontée de socles) et une tectonique cassante achèvent cette histoire structurale.

IV. ESSAI DE RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE.

Il a été effectué après dépliage des structures, dans l'hypothèse d'un synclinorium à vergence sud, de phase D_1 , reliant la Vanoise septentrionale et la Vanoise méridionale. Les séries de Vanoise seraient alors, avant l'orogénèse alpine, grosso modo dans leurs positions relatives actuelles.

1. Le Trias (fig. 154 A et B).

Les dépôts sableux werféniens marquent la fin du démantèlement de la chaîne hercynienne. Sur la pénéplaine épivarisque, s'installe au Trias moyen (Anisien à Ladinien supérieur) une sédimentation de plate-forme carbonatée épicontinentale. Celle-ci est interrompue par une période d'activité tectonique distensive, peu marquée sur le terrain et qui va donner les brèches dolomitiques du Carnien inférieur (S9 du CIVA). Une deuxième sédimentation de plate-forme carbonatée reprend du Norien au Rhétien (J. Mégard-Galli et A. Baud, 1975 et 1977) ; en Vanoise, elle a presque totalement disparu par érosion lors de l'émergence du domaine Briançonnais. Ces dépôts carbonatés triasiques peuvent atteindre plus de 1000 m d'épaisseur ; ils sont découpés en grands cycles sédimentologiques transgressifs-régressifs et séquences, définis dans d'autres secteurs moins métamorphisés du Briançonnais (J. Mégard-Galli et A. Baud, 1975 et 1977).

Le Trias est considéré comme la période précéanienne de la marge téthysienne (M. Lemoine, 1984) dont le domaine Briançonnais fait partie.

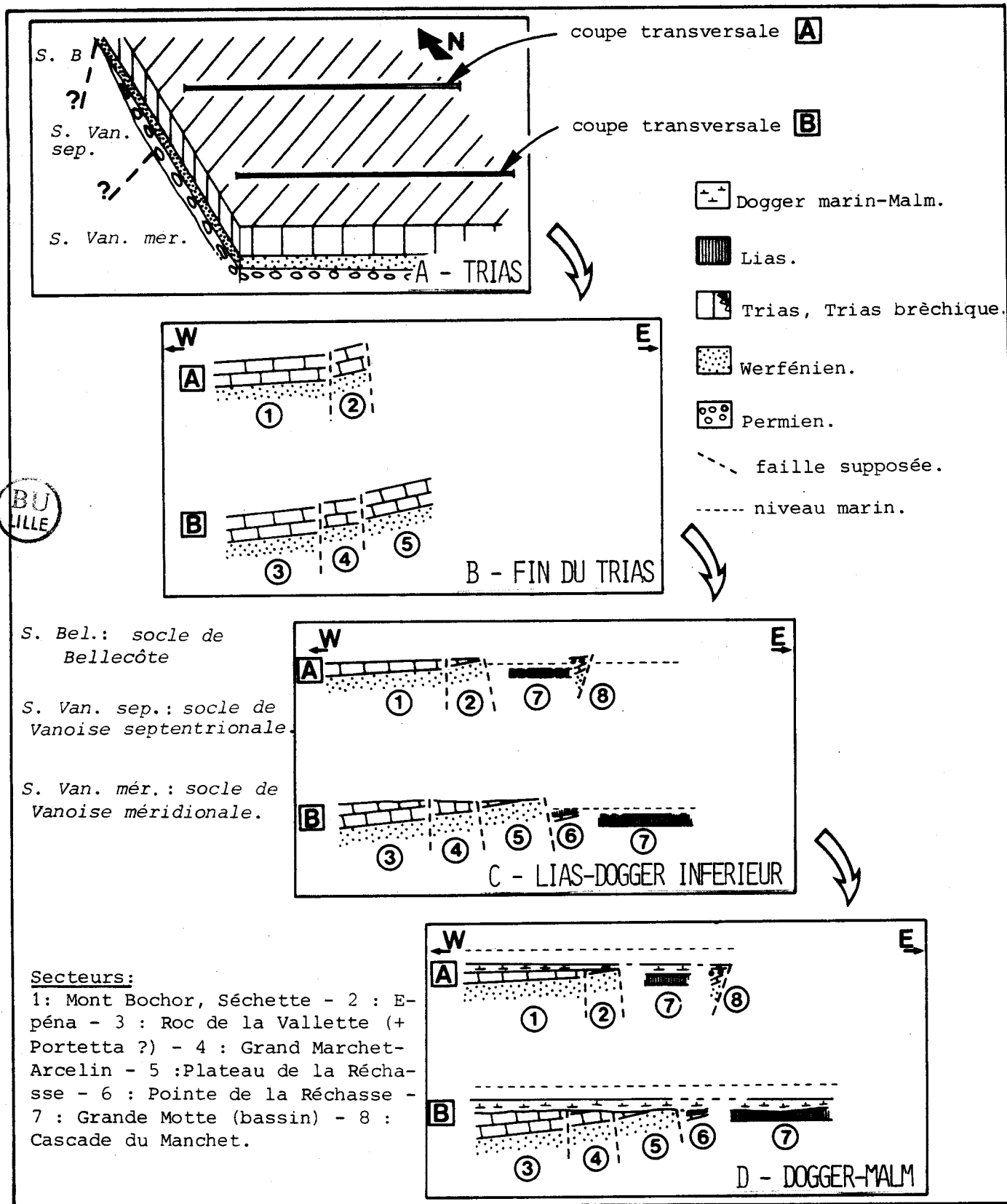


Fig. 154 - Profils palinspastiques proposés pour deux transversales, à différentes époques, privilégiant la structure en panneaux basculés (cf. M. Lemoine, 1984).

En C et D, l'unité de la Grande Motte est située arbitrairement en bordure de la marge interne Briançonnaise ; le massif d'Ambin plus méridional, n'est pas figuré ici.

2. Le Lias-Dogger inférieur (fig. 154C).

L'émergence est quasi générale et s'effectue peut-être par étapes successives entre le Lias inférieur et le Lias supérieur dans une région découpée et individualisée en vastes panneaux basculés. L'ampleur de la surrection, supposée au moins égale à l'épaisseur des terrains érodés, peut dépasser 1000 m. C'est une période de tectonique distensive corrélée à l'étape de rifting du paléo-océan téthysien. Ici la réalité de failles synsédimentaires de cet âge n'a pu encore être prouvée du fait de l'intensité des déformations ultérieures.

3. Le Dogger-Malm (fig. 154D).

Après les dépôts continentaux (bauxites, sédiments quartzeux avec remplissage de filons sédimentaires et de microkarsts) du Dogger inférieur, la sédimentation marine reprend du Bathonien au Callovien, d'Ouest en Est (?). Cette reprise est d'autant plus tardive que l'érosion est importante, à l'exception du Plateau de la Réchasse (?). Cette transgression marine uniformise et scelle par des dépôts pélagiques, subsidents mais pas trop profonds, des secteurs bien différents, dépassant le cadre strictement briançonnais (le Dogger-Malm est corrélé à la période d'expansion océanique).

Ainsi selon une hypothèse proposée par J.M. Caron et M. Gay (1977), la série de la Grande Motte correspondrait à un sillon liasique subsident intercalé entre les séries de Vanoise briançonnaise et celles d'Ambin. Dans ce cadre, la série de la cascade du Manchet peut représenter une série de la bordure de la marge orientale ultrabriançonnaise ou de la marge occidentale du massif d'Ambin (au seul vu de l'extrême condensation de ses termes post-triasiques). On peut de même intercaler la série de la Pointe de la Réchasse entre la Grande Motte et le Plateau de la Réchasse sur une transversale approximativement N-S. Dans cette hypothèse, on envisage un système paléogéographique complexe, composé de parties hautes ou basses qui se relaient (fig. 155). On s'éloigne du simple dispositif en zones isopiques longitudinales.

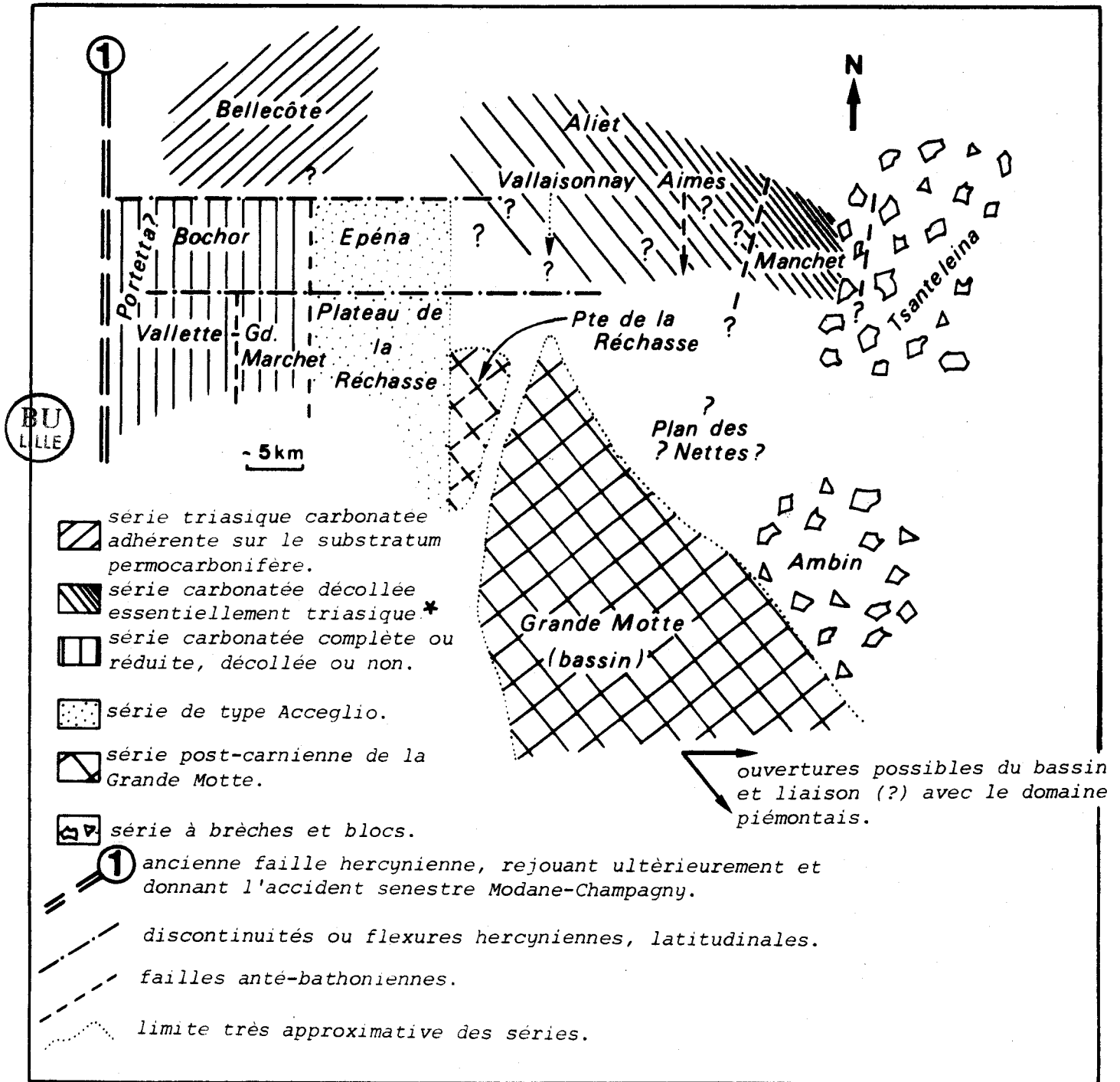
L'autre hypothèse est de considérer la série de la Grande Motte comme d'origine plus interne (orientale) que les séries de Val d'Isère-Ambin. Ici, l'unité de la Grande Motte représente la marge orientale du massif d'Ambin.

4. Le Crétacé-Paléocène et l'Eocène.

La lacune du Crétacé inférieur s'accompagne de microravinements, de fissures à remplissages divers (dolomies bréchiqes, marbres chloriteux) et d'hypothétiques apports détritiques aluminos-quartzeux. L'importance des érosions (s'il y en a eues) reste inconnue. La reprise de la sédimentation au Crétacé moyen-supérieur s'effectue soit par un hard-ground du Crétacé moyen (dont l'origine pourrait être due à un courant de "upwelling"), soit par des calcaires argileux du Crétacé supérieur.

Selon P.C. de Graciansky et al. (1981) l'ouverture de l'Atlantique Nord au Crétacé moyen provoque la fermeture progressive de l'océan téthysien.

Une deuxième lacune, à valeur peut être plus locale, représente tout ou partie du Crétacé terminal au Paléocène inférieur et moyen (F. Ellenberger et J.F. Raoult, 1979). La totalité de la sédimentation peut se réduire à un hard-ground qui pourrait débiter dès le Crétacé supérieur. Puis viennent les dépôts



*La diminution de l'espacement des traits marque l'apparition de termes post-triasiques.

Fig. 155 - Essai schématique de reconstitution paléogéographique des différentes unités étudiées.

Ici n'est représentée que l'hypothèse dans laquelle le bassin de la Grande Motte est situé en position externe vis à vis des séries d'Ambin (conception de J.M. Caron et M. Gay, 1977).

très uniformes de calcaires argileux et marno-calcaires dont l'âge probable s'étale du Paléocène (supérieur ?) à l'Eocène inférieur et moyen (?). Ils passent aux schistes calcaro-gréseux de Pralognan, d'âge Lutétien. Ceux-ci sont les derniers sédiments déposés en Vanoise, avant l'orogénèse alpine.

V. MODÈLE D'ÉVOLUTION STRUCTURALE.

Il a été proposé et discuté dans les conclusions du chapitre de tectonique et illustré par la figure 152.

Les faits marquants en sont :

- la nécessité d'une phase tectonique tangentielle (antémétamorphique ?) D_0 ou pré D_1 . Cette phase, de l'Eocène moyen, correspondrait à l'arrivée et mise en place des nappes des Schistes Lustrés, des Gypses, de la Grande Motte ; elle n'est nécessaire que pour quelques secteurs ;
- la superposition de deux phases plicatives synschisteuses affectant l'ensemble des terrains étudiés. La phase D_1 (Eocène terminal ?) donne de grands plis couchés transverses, d'axes sensiblement E-W, et dont la vergence sud est proposée pour la Vanoise septentrionale et la Vanoise méridionale. D_1 est manifestement postérieure, pour l'essentiel, au charriage des nappes, mais pourrait correspondre à leur mise en place finale. La phase D_2 (Oligocène moyen à supérieur ?) correspond à la phase classique de "rétrocharriage" avec déplacements des nappes vers l'Est. D_2 donne des plis subméridiens déversés à l'Est. La phase D_3 pourrait correspondre à une phase compressive Nord-Sud. Les plis P_3 sont d'axes NE-SW, déversés au SE ;
- la reconnaissance des déformations tardives. Dans l'unité de la Grande Motte, de légers plis ouverts, d'axes N110-N120 seraient imputables à la phase finie- D_3 (ou D_4 ?). Un bombement tardif dû à la remontée du socle, et une intense fracturation achèvent l'histoire tectonique du secteur. Ces épisodes tardifs, peu connus, mériteront une étude plus complète.

L'interprétation proposée pour la structure du "synclinal transverse" de Pralognan, permet de relier Vanoise septentrionale et Vanoise méridionale dans une grande structure synmétamorphique de phase D_1 , postérieure à la première mise en place des nappes, et liée à des sous-charriages locaux. Elle montre une structure en éventail selon des axes transverses.

Cette interprétation est à comparer aux éventails de schistosité décrits dans la zone briançonnaise, parallèles à l'allongement des zones. Il faudra tenir compte de ce fait nouveau dans les modèles géodynamiques à l'échelle de la chaîne, modèles auxquels cette étude, avant tout régionale, et restreinte de plus à la couverture, ne devrait apporter que des aménagements.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ACCARIE H. (1983).- Etude géologique du secteur du Roc de la Valette en Vanoise méridionale (zone briançonnaise - Alpes françaises). D.E.A. Lille, 1983, 48 p.
- ALLENBACH B. (1982).- Géologie de la bordure SW du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Lithostratigraphie des séries mésozoïques. Analyse tectonique et modélisation de la déformation. Thèse 3ème cycle, Strasbourg, 1982, 144 p.
- ANTOINE P., LOUBAT H. et VATIN-PERIGNON N. (1973).- Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "Ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie-Valais). *Géologie Alpine*, t. 49, p. 21-39.
- ARNAUD H., DEBELMAS J., FLANDRIN J., GIDON M. et KERCKHOVE C. (1976).- Remarques et réflexions à propos de l'attribution au Néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 973-979.
- ARTHAUD F. (1969).- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 729-737.
- AUBOUIN J. (1965).- Réflexion sur le problème du raccourcissement en tectonique. *Bull. trimestriel Département Information géol. B.R.G.M.*, p. 1-19.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M. et LEMOINE M. (1963).- Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. In Livre Mém. Prof. P. Fallot, *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, t. II, p. 331-376.
- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. et MOUTERNE R. (1979).- Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du col d'Ornon. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 289, p. 1207-1210.
- BAUD A. (1972).- Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. *Eclog. Geol. helv.*, vol. 65/1, p. 43-55.
- BAUD A. et MEGARD-GALLI J. (1975).- Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des préalpes. IX Congrès Int. *Sédimentologie*, Nice, p. 45-50.
- BAUD A., MASSON H. et SEPTFONTAINE M. (1979).- Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. Symp. "La sédim. jurassique W. europ.", Paris, 1977. A.S.F. Publication spéciale n° 1, p. 441-452.
- BAUD A. et SEPTFONTAINE M. (1980).- Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 73/2, p. 651-660.

- BLOCH J.P. (1963).- Aperçu général sur le Trias du "domaine briançonnais" ligure. *Mém. B.R.G.M.*, n° 15, p. 38-445.
- BOCQUET J. (1974).- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Grenoble, 489 p.
- BOSTROM K., PETERSON N.H., JOENSUU O. et FISCHER D. (1969).- The origin of the aluminium poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow in the East Pacific rise. *Mar. Geol.*, 7, p. 427-447.
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M., RUHLAND M. et VIALON P. (1976).- L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? *Eclogae geol. Helv.*, vol. 69/2, p. 509-519.
- BOURBON M. (1980).- Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse Strasbourg, 580 p., 2 vol.
- BOURBON M., GRACIANSKY (de) P.C., MEGARD GALLI J. et LEMOINE M. (1973).- L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque : carbonates de plate-forme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 277, p. 769-772.
- BROSSE E. (1982).- Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments pélagiques profonds. Comparaison des "black-shales" du Crétacé dans l'Atlantique central nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais. Thèse Dr. Ingénieur, E.N.S.M. Paris, 473 p.
- BROUDOUX B. (1982).- Le secteur du Mont-Bochor en Vanoise (zone briançonnaise, Alpes occidentales), D.E.A. Lille, 48 p.
- BROWN B.E. et BAILEY S.W. (1962).- Chlorite polytypism : I Regular and semi-random one layer structures. *Amer. Mine.*, 47 p. 818-850.
- BUSSON G. (1974).- Le "Géant salifère" messinien du domaine méditerranéen : interprétation génétique et implications paléogéographiques. *Ann. Geol. Pays Hell.* tome hors série, fasc. I , p. 227-238. VIIth International Congress on Mediterranean Neogene Athens, 1979.
- BUSSON G. (1980).- Les grandes cuvettes évaporitiques en milieu détritique : comment elles se creusent, comment elles se remplissent. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 4, 1, p. 557-588.
- BUSSON G. (1982).- Le Trias comme période salifère. *Geol. Rdsch.*, Stuttgart, vol. 71, n° 3, p. 857-880.
- BUSSON G. (1983).- Sur la signification paléoclimatique des roches salines. Actes coll. Bordeaux, mai 1983. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, Bordeaux n° 34 et C.N.R.S., Cahiers du Quaternaire n° spécial, p. 59-85.
- CABY R., KIENAST J.R. et SALIOT P. (1978).- Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (2), vol. XX, fasc. 4, p. 307-322.

- CARON J.M. (1971).- Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière. *Geologie Alpine*, t. 47, p. 45-67.
- CARON J.M. et GAY M. (1977).- La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais ? *Eclogae geol. Helv.*, vol. 70/3, p. 643-665.
- DAMBRINE Ph. et LANGANEY C. (1979).- Etude géologique et géotologique du massif de Vanoise méridionale (Savoie). Thèse 3ème cycle, Paris Sud, vol. ronéo., 231 p.
- DATCHARRY B. (1982).- Le massif de la Portetta (Vanoise occidentale, Alpes françaises). D.E.A. Lille, 43 p.
- DEBELMAS J. (1955).- Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 171 p.
- DEBELMAS J. (1982).- Alpes de Savoie. Guides géologiques régionaux. Masson éd.
- DEBELMAS J. GIDON M. et KERCKHOVE Cl. (1980).- Idées actuelles sur les carogneules alpines, "Livre jubilaire Jacques Flandrin". *Docum. Lab. géol. Fac. Sc. Lyon*, HS 4, p. 195-201.
- DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980).- Les Alpes franco-italiennes. 26e Congrès Géol. Intern. *Géol. Alpine*, t. 56, p. 13-20.
- DEBRABANT P. (1970).- Typologie géochimique des calcaires. Application à l'étude de l'origine des calcaires métamorphiques des massifs hercyniens français. Thèse, Lille, 695 p., 2 vol.
- DEBRABANT P. et FOULON J. (1979).- Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques. *Oceanologica Acta*, 2, 4, p. 469-476.
- DELAMETTE Michel (1981).- Sur la découverte de stromatolites circalittoraux dans la partie moyenne du Crétacé nord-subalpin. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, n° 9, p. 585-588.
- DETRAZ G. (1984).- Etude géologique du bord interne de la zone houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pécelet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 163 p.
- DE WEVER P. et CABY R. (1981).- Datation de la base des Schistes Lustrés postophiolitiques par des Radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint Véran, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, p. 467-472.
- DUMONT T. (1983).- Le chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. Evolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone piémontaise des Alpes occidentales. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 250 p.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als.Lorr.*, 29, 320 p.
- ELLENBERGER F. (1949).- Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise (Savoie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 348-349.

- ELLENBERGER F. (1950).- Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 226, t. XLVII, p. 85-118.
- ELLENBERGER F. (1953).- La coupe du Roc du Bourget (Maurienne) et l'âge du Dogger à Mytilus dans la Vanoise. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 87-89.
- ELLENBERGER F. (1958).- Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 561 p.
- ELLENBERGER F. (1963).- Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier 1961. *Mém. B.R.G.M.*, n° 15, p. 220-231.
- ELLENBERGER F. (1966).- Le Permien du pays de Vanoise. *Atti del symposium sul Verrucano, Pise. Soc. Tosc. Sc. Nat.*, p. 170-211.
- ELLENBERGER F., ELLENBERGER P., LAURENTIAUX D. et RICOUR J. (1952).- Note préliminaire sur la faune et un niveau insectifère des lentilles de grès et schistes noirs des gypses de la Vanoise (Trias supérieur). *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 269-273.
- ELLENBERGER F. et SALIOT P. (1967).- Tectonique "pennique" a decouvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, n° 12, p. 1569-1572.
- ELLENBERGER F. et RAOULT J.F. (1979).- Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (Massif de la Vanoise, Savoie). *Trav. Sci. Parc nat. Vanoise*, p. 37-69.
- FABRE J. (1961).- Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise. *Mém. B.R.G.M.*, n° 2, 315 p.
- FABRE J. et FEYS R. (1966).- Les séries bariolées du massif de Rochachille, leurs rapports avec le "verrucano" de Briançon et les "permiens" de Maurienne et de Tarentaise. *Atti del Symposium Sul Verrucano, Soc. Tosc. Sci. Nat.*, p. 143-169.
- FEYS R. (1963).- Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). *Mém. B.R.G.M.*, n° 6, 387 p.
- GAY M. (1970).- Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes Lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique antéalpine. *Bull. B.R.G.M.*, (2), sect. 1, n° 3, p. 5-81.
- GIGNOUX M. (1923-1924).- Révision de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne à 1/80 000 (massif de la Vanoise). *B.S.C.G.F.*, t. 28, p. 13-18. *C. R. Coll.*, campagne 1923.
- GIGNOUX M. (1950).- Géologie stratigraphique, 4e édition, Paris, 736 p.
- GOFFE B. (1975).- Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3ème cycle, Orsay, 110 p.
- GOFFE B. (1977).- Succession de subfaciès métamorphiques en Vanoise méridionale. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, p. 23-41.

- GOFFE B. (1980).- Magnésiocarpholite, cookéite et euclase dans les niveaux continentaux métamorphiques de la zone briançonnaise. Données minéralogiques et nouvelles occurrences. *Bull. Minéral.*, 103, p. 297-302.
- GOFFE B. (1982).- Définition du faciès à Fe Mg carpholite-chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Thèse Doctorat d'Etat. Univ. Paris VI, 2 vol., 233 p.
- GOFFE B., et SALIOT P. (1977).- Les associations minéralogiques des roches hyperalumineuses du Dogger de Vanoise. Leur signification dans le métamorphisme régional. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, vol. 100, n° 6, p. 302-309.
- GOGUEL J. (1963).- L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. V, n° 1, p. 20-33.
- GRACIANSKY (de) P. Ch., BOURBON M., CHARPAL O., CHENET P.Y. et LEMOINE M. (1979).- Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, n° 5, p. 663-675.
- GRACIANSKY (de) P.Ch., BOURBON M., LEMOINE M. et SIGAL J. (1981).- The sedimentary record of Mid - Cretaceous events in the western Thetys and central Atlantic oceans and their continental margins. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 74/2, p. 353-367.
- GRANDJACQUET Cl. et HACCARD D. (1973).- Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cargneules et de gypses" des chaînes subalpines méridionales ; implications structurales. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 276, p. 2369-2372.
- GRANDJACQUET Cl. et HACCARD D. (1975).- Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associées à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ce faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, sér. 7, t. 17, p. 242-259.
- GUILLOT F. (1982).- La vallée du Ponturin (Vanoise septentrionale, Alpes françaises). D.E.A. Lille, 39 p.
- GUILLOT F. et RAOULT J.F. (1985).- Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes françaises) : données nouvelles et hypothèses. Note déposée à la *Soc. Géol. Nord.*
- HOMWOOD P., GOSSO G., ESCHER A. et MILNES A. (1980).- Cretaceous and tertiary evolution along the Besançon - Biella traverse (western Alps). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 73/2, p. 635-649.
- I.F.P. (1978).- Etude bibliographique des publications d'EXXON concernant l'interprétation stratigraphique des sections sismiques. Vol. 1. Eléments de base de la stratigraphie sismique, 29 p.
- JAILLARD E. (1984).- Etude géologique des unités briançonnaises de Vanoise occidentale au Sud de Pralognan. Evolution sédimentaire et structurale. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 212 p.

- JANIN M.C. (1982).- Importance de la Matière organique dans les concrétions polymétalliques laminées. 9e R.A.S.T., Paris, p. 320.
- KILIAN W. (1906).- Sur la "fenêtre" du Plan-de-Nette et sur la géologie de la Haute-Tarentaise. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 143, p. 470-472.
- LAGABRIELLE Y. (1982).- Ophiolites et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Brest, 198 p.
- LANGLET P. (1983).- Etude géologique du secteur du Col de la Vanoise en Vanoise méridionale (zone Briançonnaise, Alpes françaises). D.E.A., Lille, 54 p.
- LEMOINE M. (1952).- Le Paléozoïque supérieur de la Haute Vallée de Névache (zone du Briançonnais). C. R. Acad. Sci., Paris, t. 234, n° 2, p. 2468-2470.
- LEMOINE M. (1961).- La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., 4, p. 163-180.
- LEMOINE M. (1967).- Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines Briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Sonderdruck Geol. Rundschau, vol. 56, p. 321-335.
- LEMOINE M. (1971).- Données nouvelles sur la série du Gondran. Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. Travaux Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 47, p. 181-201.
- LEMOINE M. (1984) in BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M. et BIJU-DUVAL B.- Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson éd., Paris, 342 p.
- LEMOINE M., GIDON M. et BARFETY J.C. (1981).- Les massifs cristallins externes des Alpes Occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 292, p. 917-920.
- LEMOINE M., BOURBON M., GRACIANSKY (de) P. Ch. et LETOLLE R. (1983).- Isotopes du carbone et de l'oxygène de calcaires associés à des ophiolites (Alpes occidentales, Corse, Apennin) : indices possibles d'un hydrothermalisme océanique téthysien. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., vol. 24, fasc. 4, p. 305-314.
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., DUMONT T., ESCHER A., MASSON H., POLINO R. et TRICART P. (1984).- Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes Lustrés du Queyras (Alpes Occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 299, série II, n° 11.
- MAILLOT H. (1980).- Géochimie des sédiments crétacés et cénozoïques de la marge atlantique sud-orientale (leg 40- D.S.D.P.). Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., vol. XXII, fasc. 1, p. 75-83.
- MAILLOT H. (1983).- Les paléoenvironnements de l'Atlantique Sud : Apport de la géochimie sédimentaire. Soc. géol. Nord, publ. n° 9, 316 p.

- MALAVIEILLE J., LACASSIN R. et MATTAUER M. (1984).- Signification des linéations d'allongement des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 5, p. 895-906.
- MARION R. (1984).- Contribution à l'étude géologique de la Vanoise. Alpes occidentales - Le Massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes - Val d'Isère, 172 p.
- MASSON H. (1972).- Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 65/1, p. 27-41.
- MATTAUER M. et TAPPONNIER P. (1978).- Tectonique des plaques et tectonique intra-continentale dans les Alpes franco-italiennes. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 287, p. 899-902.
- MAURY P. et RICOU L.E. (1983).- Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes franco-italiennes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 24/1, p. 3-22.
- MAURIN J.C. et CABY R. (1982).- Sur l'importance du magmatisme crétacé dans la zone piémontaise. 9e R.A.S.T., Paris, p. 424.
- Mc ILREATH I.A. et JAMES N.P. (1979).- Carbonate slopes in Facies Models, 12, *Geol. Assoc. Can.*, Reprint series n° 1, p. 133-143.
- MEGARD-GALLI J. et CARON J.M. (1972).- Découverte de Carnien fossilifère associé à du gypse en pays piémontais (massif du Grand Roc, Alpes cottiennes septentrionales, Italie). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, p. 1959-1964.
- MEGARD-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.*, n° 3, p. 233-250.
- MERIAUX O. (1985).- La vallée Pralognan-Champagny. D.E.A. Lille non publié.
- MONTY Cl. (1973).- Les nodules de Mn sont des stromatolithes océaniques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, p. 3285-3288.
- NOVARESE V. (1895).- Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. Comit. Geol. Ital.*, 26, p. 164-181.
- PASTOURET L., VANNEY J.R., AUFFRET G.A., AUZENDE J.M., BEUZART P., FERRY S. PASCAL A., RAD U., ROUX M. et SEGURET M. (1984).- Modélé sous marin de la marge septentrionale du Golfe de Gascogne. Résultats des observations en submersible CYANA. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 1, p. 81-92.
- PAUTOT G. et HOFFERT M. (1984).- Les nodules du Pacifique central dans leur environnement géologique. Campagnes Copano 1979. Publication CNEXO n° 26, 202 p.
- PERUCCIO-PARISON M.D. (1984).- Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale (Savoie). Thèse 3ème cycle, Orsay, 356 p.
- PINTA M. (1971).- Spectrométrie d'absorption atomique. 1 et 2, Masson éd.

- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1978).- Déformation, métamorphisme et mécanismes d'écoulement dans le massif de la Vanoise. Alpes penniques françaises. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 287, p. 895-898.
- PLATT J.P. et LISTER G.S. (1985).- Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. *J. Struct. Geol.*, 2, p. 397-410.
- PUSSENOT C. (1930).- La nappe du Briançonnais et le bord des Schistes Lustrés entre l'Arc et le Guil. Grenoble, 160 p.
- RAGUIN E. (1925).- Découverte d'une faune de foraminifères très probablement crétacée dans les calcaires hautement métamorphiques du vallon de Paquier près de la Grande Motte (Savoie). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 181, p. 726-728.
- RAGUIN E. (1930).- Notice explicative de la Feuille de Tignes, 48 p.
- RAMSAY J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. Mc. Graw-Hill ed., London, 568 p.
- RAOULT J.F. (1980a).- Caractère transgressif du Trias de Bellecôte en Vanoise : implications tectoniques (Alpes françaises). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, p. 47-50.
- RAOULT J.F. (1980b).- Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 22/4-5, p. 303-312.
- RAOULT J.F., LANGLET Ph. et BROUDOUX B. (1984).- Présence en Vanoise méridionale d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, p. 535-538.
- RICOU L.E. (1980).- La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 290, p. 835-838.
- RICOU L.E. (1984).- Les Alpes occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 5, p. 861-874.
- RICOUR J. (1962).- Contribution à une révision du Trias français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 471 p.
- ROBERT D. (1979).- Contribution à l'étude géologique de la Haute Vallée de l'Arc. Région de Bonneval - Savoie. Thèse Doctorat 3ème cycle, Paris, 181 p.
- ROYANT G. (1971).- Nouvelles données sur la stratigraphie et le style tectonique du versant méridional du Monte Arùetta et du Monte Dubasso, Alpes ligures. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, p. 558-561.
- SALIOT P. (1978).- Le métamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse Paris-Sud, Orsay, 190 p.

- SCHADE J. (1983a).- Utilisation des isotopes du soufre dans la caractérisation des gypses des Alpes de Savoie. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 296, p. 769-772.
- SCHADE J. (1983b).- Le synclinal de Saint-Martin de Belleville et son Permien uranifère (zone houillère briançonnaise, Alpes de Savoie). Thèse Grenoble, 250 p.
- SEPTFONTAINE M. (1979).- Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'après de nouvelles données bio- et lithostratigraphiques. Note préliminaire. *Notes Labo. Paléontol. Univ. Genève*, fasc. 5, n° 3, p. 25-35.
- TERMIER P. (1927).- Sur le problème tectonique de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie). *C. R. Acad. Sci.*, t. 184, (1), p. 717-721.
- TERMIER P. (1928).- Le pays de nappes des Alpes françaises. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 186, p. 113-117.
- TRICART P. (1980).- Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse d'Etat, Strasbourg, 407 p.
- TRICART P., BOURBON M. et LAGABRIELLE Y. (1982).- Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes) : bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. *Géologie alpine*, t. 58, p. 105-113.
- TRICART P., DUMONT T. et LEMOINE M. (1985).- Evolution d'une portion de marge continentale : blocs basculés et charriages alpins dans la nappe prépiémontaise de Rochebrune (Alpes occidentales). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 26, 1, p. 3-17.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976).- Eléments de tectonique analytique. Masson éd., Paris.
- WEDEPOHL K.H. (1978).- Manganese abundance in common sediments and sedimentary rocks. In : *Handbook of Geochemistry*, 2, 3, p. 1-17.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

	pages
Fig. 1 : Schéma orohydrographique du secteur d'étude	2
Fig. 2 : Coupe des montagnes à l'Est de Pralognan dans l'hypothèse stratigraphique de P. Termier, <u>in</u> P. Ellenberger (1958, fig. 1, p. 52).....	3
Fig. 3 : Carte géologique schématique de la Vanoise par J.F. Raoult (1980b).....	4
Fig. 4 : Coupes dans la vallée de Champagny et le massif de Bellecôte d'après P. Ellenberger <u>in</u> J. Debelmas (1982, p. 104).....	6
Fig. 5 : Coupes dans la Vanoise effectuées par J.F. Raoult (1980b).....	6
Fig. 6 : Schéma de la succession des faciès métamorphiques, <u>in</u> J. Bocquet (1974, p. 424).....	8
Fig. 7 : Les conditions du métamorphisme et les cheminements métamorphiques dans les régions étudiées, <u>in</u> B. Goffé (1982, annexes).....	8
Fig. 8 : Carte géologique simplifiée du secteur étudié	9
Fig. 9 : Carte géologique à 1/25 000 des environs de la nappe des Schistes Lustrés et de la nappe des Gypses (SW du Lac de Tignes).....	12
Fig. 10 : Panorama du Nord de la Pointe du Chardonnet	12
Fig. 11 : Coupe de l'arête au NNW de la Pointe du Chardonnet.....	14
Fig. 12 : Lamme mince d'une "ophicalcite".....	14
Fig. 13 : Coupe N-S à l'Est de la Pointe du Chardonnet, 2605 m.....	16
Fig. 14 : Contact entre niveaux ovarditiques et niveaux quartzeux blancs	16
Fig. 15 : Lamme mince d'une ovardite à amphiboles bleues.....	16
Fig. 16 : Enregistrement diffractométrique de R.X. de l'échantillon B83-130.....	18
Fig. 17 : Lit d'exsudation à quartz et calcite dans un schiste calcaro-gréseux....	18
Fig. 18 : Pli couché anisopaque dans un marbre blanc à gris de la nappe des Schistes Lustrés.....	19
Fig. 19 : Coupe d'une lentille calcaro-dolomitique totalement encerclée de gypses et cargneules. Chemin du Col du Palet, altitude 2560 m.....	24
Fig. 20 : Coupe schématique d'une plate-forme calcaire avec apparition de roches salines dans une zone d'épaisseur anormalement forte, <u>in</u> G. Busson (1980 et 1983).....	24
Fig. 21 : Coupe du Col de la Tourne dans l'Anisien (cycle I).....	26
Fig. 22 : Passée sud du Col de la Sache.....	28
Fig. 23 : Coupe du Trias au NE du Col de la Sachette.....	28
Fig. 24 : Vue d'ensemble du Grand Tuf du Plan Séry depuis la Roche des Chèvres ...	30
Fig. 25 : Cargneules stratifiées du pied nord-est de l'Aiguille du Val de Genêt (2800 m).....	30
Fig. 26 : Minéralogie des argiles de onze échantillons	32
Fig. 27 : Carte de localisation des affleurements étudiés de l'unité de la Grande Motte.....	34

Fig. 28 :	Comparaison du "Lias inférieur" de la Grande Motte avec le Rhétien-Hettangien de l'unité prépiémontaise de Rochebrune (SE de Briançon).....	36
Fig. 29 :	Faciès caractéristiques du Lias moyen et supérieur dit prépiémontais....	38
Fig. 30 :	Coupe de la base du "Malm" sur le bord ouest de Pramecou (altitude 2470 m).....	40
Fig. 31 :	Détail d'un banc de calcaire gris à éléments figurés (rebord sud-est de Pramecou, altitude 2810 m).....	42
Fig. 32 :	Lame mince d'un marbre blanc très pur du "Malm".....	42
Fig. 33 :	Essai de reconstitution à l'Eocène, concernant la série de la Grande Motte	46
Fig. 34 :	Panorama de l'arête nord-sud entre la Pointe du Creux Noir et la Pointe du Vallonnet depuis l'extrémité est du Glacier de la Patinoire à 2600 m d'altitude	48
Fig. 35 :	Coupe dans le Permien de la petite arête à l'Est du glacier de la Patinoire	50
Fig. 36 :	Panorama de la Pointe du Creux Noir, et de l'Aiguille du Bochor, pris depuis le Col Leschaux.....	52
Fig. 37 :	Pli hémicylindrique hectométrique dans le couloir Pernier (NE de Pralognan) affectant les quartzites triasiques	52
Fig. 38 :	Observation de stratifications obliques vers le sommet des quartzites triasiques à la base ESE de l'Aiguille du Bochor.....	52
Fig. 39 :	Panoramas des quartzites triasiques de la retombée nord de la Pointe de la Vallaisonnay.....	54
Fig. 40 :	Vue générale du Col de la Sache.....	55
Fig. 41 :	Coupe N-S au niveau du Col de la Sache (point coté 2828 m).....	55
Fig. 42 :	Coupe de détail du Col Noir à l'ENE de Pralognan d'après F. Ellenberger (1958, fig. 5, p. 157) reprise et complétée.....	58
Fig. 43 :	Coupe du Couloir des Rossets(NE de Pralognan, altitude 2295 m).....	58
Fig. 44 :	Bord est de la retombée quartzitique au Nord du Col de la Séchette (altitude 2610 m)	59
Fig. 45 :	Coupe dans l'Anisien de la Sauvire entre les points cotés 2657 m et 2694 m.....	60
Fig. 46 :	Détail du contact plissé quartzite-marbre gris (point coté 2796 m).....	61
Fig. 47 :	Replis métriques entre quartzites et dolomies au SSW du Lac de la Plagne (dessin d'après affleurement).....	61
Fig. 48 :	Coupe à l'Est du lac glaciaire de la Séchette.....	62
Fig. 49 :	Le Trias calcaire de Vanoise d'après F. Ellenberger (1958, p. 164).....	65
Fig. 50 :	Éléments de corrélation dans la série carbonatée briançonnaise du Trias moyen et supérieur (d'après J. Mégard-Galli et A. Baud (1977, p. 238, fig. 2).....	65
Fig. 51 :	L'Anisien du chaînon Mont Bochor - Epéna.....	66
Fig. 52 :	Coupe de détail dans l'Anisien du Mont Blanc de Peisey, versant ouest...	67
Fig. 53 :	Vue d'ensemble du Mont Blanc de Peisey.....	68
Fig. 54 :	Colonne stratigraphique schématique du Trias de l'Aiguille des Aimes et de l'Aiguille Noire.....	70
Fig. 55 :	Observation d'un échantillon de calcaire gris rubané du Ladinien inférieur.....	73
Fig. 56 :	Coupe de détail du passage du cycle III (Ladinien supérieur) au cycle IV (Carnien inférieur) à la Pointe sud de la Vallaisonnay.....	73

Fig. 57 : Discordance angulaire des brèches dolomitiques du Carnien inférieur.....	73
Fig. 58 : Faciès de brèches dolomitiques du Carnien inférieur (C _{IVa}).....	75
Fig. 59 : Analyse géochimique de deux échantillons provenant d'un filon sédimentaire infiltré dans l'Anisien.....	78
Fig. 60 : Détail de lame mince de l'échantillon B81-36.....	79
Fig. 61 : Galets dans le niveau bauxitique au pied nord de l'Aiguille d'Août (a) et détail d'un galet (b), <i>in</i> B. Datcharry (1982, p. 13).....	80
Fig. 62 : Coupe de détail de l'Anisien au Malm, levée au ressaut nord limitant la Combe des Flars.....	80
Fig. 63 : Données comparatives de la diffractométrie des RX sur 2 échantillons de magnésiocarpholite.....	84
Fig. 64 : Carte de localisation des minéraux spécifiques des roches hyperalumineuses du Dogger s.l.	84
Fig. 65 : Aspects des calcaires jurassiques à éléments figurés du Mont Bochor.....	88
Fig. 66 : Faciès des calcaires jurassiques des Aiguilles de l'Epéna.....	88
Fig. 67 : Coupes de détail dans les termes post-triasiques de l'Aiguille des Aimes.....	92
Fig. 68 : Carte de localisation des coupes de détail a et b de la figure 67 et des affleurements post-triasiques de l'Aiguille des Aimes et de l'Aiguille Noire.....	93
Fig. 69 : Dessin d'une ammonite	93
Fig. 70 : Coupe Nord-Sud de la Cascade du Manchet, d'affinité Val d'Isère-Ambin, du Trias quartzitique aux schistes éocènes, levée avec B. Datcharry.....	97
Fig. 71 : Dessins de différents niveaux de la coupe de la figure 70.....	98
Fig. 72 : Dessin schématique de la lame mince JFR 83-39	99
Fig. 73 : Coupes du Plateau de la Réchasse (situées fig. 74) d'après J.F. Raoult et al. (1984).....	101
Fig. 74 : Carte géologique de la Pointe et du Plateau de la Réchasse.....	101
Fig. 75 : Panorama de la Pointe de la Réchasse depuis le plateau de la Réchasse et colonne lithostratigraphique de la Pointe de la Réchasse.....	102
Fig. 76 : Coupe du Nant de la Crépéna au SW du Moriond (altitude 1870 m).....	104
Fig. 77 : Coupe de détail à proximité NW du refuge du Roc de la Vallette (altitude 2565 m).....	104
Fig. 78 : Dessin d'une paroi de falaise (le Vallonnet, altitude 2575 m) montrant un placage de marbres chloriteux sur le Malm.....	107
Fig. 79 : Carte de localisation et coupes lithologiques du Mont Bochor.....	108
Fig. 80 : Principaux minéraux reconnus par diffractométrie de RX sur des poudres de hard-grounds.....	110
Fig. 81 : Détail de la lame mince B 81-64.....	112
Fig. 82 : Coupe du Col des Schistes.....	113
Fig. 83 : Schéma géologique et localisation des sites étudiés.....	116
Fig. 84 : Colonne lithostratigraphique synthétique.....	117
Fig. 85 : Tableau d'analyses chimiques globales.....	120
Fig. 86 : Diagramme Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃	121
Fig. 87 : Diagramme Al ₂ O ₃ -MgO.....	123
Fig. 88 : Diagramme Fe ₂ O ₃ -MgO.....	123
Fig. 89 : Diagramme CaO-MgO.....	123

Fig. 90 :	Droites de régression indiquant la liaison de Cr, Li, Ni, V et TiO ₂ avec la phase aluminosilicatée.....	124
Fig. 91 :	Diagrammes Al ₂ O ₃ /Ni et Fe ₂ O ₃ /Ni.....	125
Fig. 92 :	Diagramme MgO-K ₂ O-Na ₂ O.....	126
Fig. 93 :	Diagramme MgO-Al ₂ O ₃ -Fe ₂ O ₃	126
Fig. 94 :	Diagrammes SiO ₂ -K ₂ O, Al ₂ O ₃ -K ₂ O et Fe ₂ O ₃ -K ₂ O.....	126
Fig. 95 :	Pourcentages moyens de quelques éléments chimiques de hard-grounds.....	131
Fig. 96 :	Diagramme Ni, Cu, Co ; hard-grounds.....	132
Fig. 97 :	Caractérisation chimique des sédiments étudiés en fonction de leur âge..	133
Fig. 98 :	Relations entre déformations, métamorphisme et tectonique dans les schistes de l'Arpont (J. Platt et G. Lister, 1985).....	136
Fig. 99 :	Individualisation des écaillés du massif de la Vallaisonnay	141
Fig. 100 :	Coupes sériées à 1/20 000 du secteur de la Vallaisonnay.....	142
Fig. 101 :	Coupe de détail à l'Est de la Roche des Chèvres, altitude 2540 m.....	142
Fig. 102 :	Le Col de la Roche Noire, la falaise nord-ouest de la Pointe de la Vallaisonnay et le rebord est de la Roche des Chèvres depuis le Plan Séry.....	143
Fig. 103 :	La Pointe de la Vallaisonnay et le flanc sud de la Vallaisonnay, depuis le Col de la Roche Noire.....	144
Fig. 104 :	La Pointe de la Vallaisonnay et Roche Noire, depuis l'Est de la Roche Blamont.....	145
Fig. 105 :	Plis P ₁ , P ₂ et P ₃ du Cul du Nant et de l'Arête du Mollard (canevas de de Wulff, hémisphère inférieur).....	147
Fig. 106 :	Plis P ₂ et P ₃ de la Crête et du Lac des Echines.....	147
Fig. 107 :	Détails des schistosités de la lame B82-152.....	148
Fig. 108 :	Construction de l'axe présumé P ₂ dans les quartzites werféniens du Nord de la Pointe de la Vallaisonnay.....	149
Fig. 109 :	La Roche des Chèvres depuis le point coté 2286 m à l'Est du refuge de Plaisance d'après une photographie de J.F. Raoult.....	150
Fig. 110 :	Modèle d'évolution de la phase D ₁	150
Fig. 111 :	Carte des déformations D ₁ , D ₂ et D ₃ du massif de la Vallaisonnay	152
Fig. 112 :	Plis de phase 2 à l'Est de la Roche de Blamont (altitude 2680 m) dans les calcaires gris et les dolomies gris noir du Ladinien.....	153
Fig. 113 :	Report stéréographique composite des mesures effectuées sur l'ensemble du massif de la Roche de Blamont.....	154
Fig. 114 :	Plis métriques 2 et 3 de la Roche des Chèvres et report des pôles de diaclases.....	154
Fig. 115 :	Plis centimétriques et métriques de Roche Noire.....	155
Fig. 116 :	Plis et diaclases de la Pointe de la Vallaisonnay.....	155
Fig. 117 :	Plis centimétriques à métriques de l'Aiguille de Bacque.....	157
Fig. 118 :	Coupes transversales du Mont Blanc de Peisey.....	158
Fig. 119 :	Panoramas du Mont Blanc de Peisey.....	161
Fig. 120 :	Répartition des diaclases du Mont Blanc de Peisey.....	161
Fig. 121 :	Carte des déformations D ₁ , D ₂ et D ₃ des secteurs des Rochers Rouges, de l'Aiguille Percée, du Col de la Sache et du Col de la Sachette, et stéréogrammes.....	163
Fig. 122 :	Coupes tectoniques à 1/25 000 du secteur des Rochers Rouges.....	164

Fig. 123 : Panoramas des Rochers Rouges (terrains ladiniens).....	166
Fig. 124 : Plis dans l'Aiguille Percée observée de profil.....	166
Fig. 125 : Panoramas des Rochers Rouges, flancs nord et nord est.....	167
Fig. 126 : La Grande Tourne et l'extrémité orientale des Rochers Rouges, depuis le Col de la Tourne (2656 m).....	168
Fig. 127 : Carte des différentes mesures effectuées autour du Col de la Sache.....	169
Fig. 128 : Extrémité nord des Rochers Rouges.....	170
Fig. 129 : Plis P ₃ dans l'Anisien au SE du Col de la Sache.....	170
Fig. 130 : Marbre gris blanc à rosé microplissé et fracturé - Anisien basal du Col de la Sache.....	170
Fig. 131 : Carte structurale du secteur du Col du Palet.....	171
Fig. 132 : Coupes tectoniques à travers les massifs de l'Aiguille des Aimes, de l'Aiguille Noire et ses prolongements orientaux, et les nappes des Schistes Lustrés, des Gypses, de la Grande Motte.....	172
Fig. 133 : Secteur SE de l'Aiguille des Aimes.....	174
Fig. 134 : Pied nord-ouest de l'Aiguille Noire. Faille inverse où le rejet d'en- viron 5 m s'effectue à la limite Anisien - Ladinien.....	174
Fig. 135 : Superpositions des schistosités dans les calcaires vermiculés, à l'Est du petit lac glaciaire de la Séchette.....	176
Fig. 136 : Plis disharmoniques dans le Dogger du Plateau de la Réchasse.....	178
Fig. 137 : Pli courbe dans un calcaire gris noir du Dogger s.l. (Plateau de la Réchasse).....	178
Fig. 138 : Pli de phase P ₁ hectométrique, dans les quartzites werféniens, au ni- veau du Col Rosset.....	180
Fig. 139 : Coupe tectonique du Grand Marchet (Vanoise méridionale).....	181
Fig. 140 : Panorama du Point coté 1947 m (chemin de Champagny le Haut au Col du Palet).....	183
Fig. 141 : Le massif de Pramecou, vu depuis la Sauvire, <i>in</i> F. Ellenberger (1958, p. 441).....	184
Fig. 142 : Panorama de la falaise ouest de Pramecou, vu depuis le replat de Pramecou.....	184
Fig. 143 : Plis métriques et inframétriques, et diaclases de l'unité de Pramecou...	185
Fig. 144 : Carte approximative des déformations dans l'unité de la Grande Motte...	186
Fig. 145 : Coupes tectoniques de l'unité de la Grande Motte.....	188-189
Fig. 146 : Plis dans le Lias prépiémontais de l'unité de la Grande Motte.....	190
Fig. 147 : Modèles d'évolutions possibles de la nappe des Schistes Lustrés.....	190
Fig. 148 : Report stéréographique composite des mesures prises dans la nappe des Schistes Lustrés.....	192
Fig. 149 : Plis polyphasés à l'Est de la Pointe du Chardonnet, altitude 2690 m....	193
Fig. 150 : Essai de corrélation entre les événements tectoniques des différentes unités ou nappes distinguées sur le secteur d'étude.....	194
Fig. 151 : Essais de corrélations avec les événements tectoniques alpins des ré- gions voisines.....	195
Fig. 152 : Modèle d'évolution structurale du domaine étudié.....	196
Fig. 153 : Carte de situation des coupes sériées de la planche II h.t., intéres- sant la limite Vanoise septentrionale - Vanoise méridionale.....	198
Fig. 154 : Profils palinspastiques proposés pour deux transversales, à différentes époques.....	204
Fig. 155 : Essai schématique de reconstitution paléogéographique des différentes unités étudiées.....	206

Planches hors-texte :

- pl. I h.t. : Carte géologique des séries briançonnaises de Vanoise septentrionale
et méridionale entre Pralognan la Vanoise et Tignes à 1/25 000
- pl. II h.t. : Coupes tectoniques sériées en Vanoise septentrionale et méridionale
- pl. III h.t. : Coupes géologiques du secteur d'étude
- pl. IV h.t. : Panorama du massif de Pramecou, vu depuis le Rosolin

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIÈRES

PREMIER CHAPITRE - INTRODUCTION	1
I. CADRE GEOGRAPHIQUE	1
II. CADRE GEOLOGIQUE ET RESUME DES TRAVAUX ANTERIEURS.....	1
1. La zone houillère (Briançonnais externe).....	3
2. La zone Vanoise-Ambin (Briançonnais interne).....	5
a. La Vanoise septentrionale	5
b. La Vanoise méridionale.....	5
c. Les séries de Val d'Isère-Ambin.....	5
3. La tectonique alpine.....	5
4. Le métamorphisme alpin.....	7
III. CARACTERES GENERAUX DU PRESENT TRAVAIL.....	7
DEUXIEME CHAPITRE - LITHOSTRATIGRAPHIE	11
CHAPITRE I. LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES.....	13
I. Introduction.....	13
II. Coupes et affleurements de la Pointe du Chardonnet.....	13
1. Coupe de l'arête au NNW de la Pointe du Chardonnet.....	13
2. Coupe à l'Est de la Pointe du Chardonnet.....	15
3. Les metabasites.....	17
4. Les quartzites associés aux metabasites.....	17
III. Les faciès pétrographiques des Schistes Lustrés.....	19
IV. Conclusion	20
CHAPITRE II. LA NAPPE DES GYPSES ET LE PROBLEME DES CARGNEULES.....	21
I. Données du problème.....	21
II. La nappe des Gypses et les cargneules associées.....	22
1. Localisation, cadre historique.....	22
2. Les gypses, description des affleurements.....	22
3. Les différentes lentilles à matériel non évaporitique rencontrées.....	23
a. Les lentilles schisteuses et gréseuses.....	23
b. Les lentilles carbonatées.....	25
4. Les cargneules associées.....	25
5. Conclusions.....	26
III. Les cargneules.....	27
1. Les cargneules du Werfénien supérieur.....	27
2. Les cargneules du niveau gypsifère supérieur (Keuper).....	29
3. Les cargneules reconstituées ou néocargneules.....	31
4. Minéralogie des argiles.....	33
5. Conclusions.....	33
CHAPITRE III. LA SERIE DE L'UNITE DE LA GRANDE MOTTE.....	35
I. Introduction.....	35
1. Les affleurements.....	35
2. Historique.....	35
3. Lithologie.....	35

II. Lithostratigraphie des principaux affleurements.....	35
1. Les termes de base de la série.....	35
2. Le Lias moyen et supérieur dit prépiémontais.....	39
a. Les faciès caractéristiques.....	39
b. Conclusions.....	41
3. Le passage du Lias aux premiers faciès à cachet Malm briançonnais.....	41
a. Secteur de Pramecou.....	41
b. Coupe à l'Ouest du point coté 2888 m.....	41
c. Conclusions.....	43
4. Le "Malm".....	43
5. Les marbres chloriteux.....	44
a. Le passage du "Malm" aux marbres chloriteux.....	44
b. Lithologie.....	44
6. Les schistes de Pralognan.....	45
III. Conclusions à l'étude lithostratigraphique.....	45
CHAPITRE IV. LES SERIES DE VANOISE SEPTENTRIONALE.....	47
I. La série siliceuse du Permo-Carbonifère et du Werfénien (= Scythien).....	47
1. Bord nord du chaînon Bochor-Epéna.....	47
a. Les terrains permo-carbonifères.....	47
b. Le Werfénien inférieur.....	51
2. Comparaison avec les séries permo-carbonifères de la retombée NE du Grand Bec, du massif de la Vallaisonnay et du Col de la Sache.....	53
3. Discussion.....	56
4. Conclusions.....	56
II. Les relations entre la série siliceuse et la série carbonatée.....	57
1. Les problèmes.....	57
2. Les observations.....	57
a. La coupe du Couloir des Rossets.....	57
b. Le Nord de la Pointe de la Vallaisonnay.....	59
c. La coupe au Nord du Col de la Séchette.....	59
d. La coupe de la Sauvire entre les points cotés 2657 et 2694 m.....	60
e. Les coupes du point coté 2796 m à l'Est du Cul du Nant, des falaises au SSW du Lac de la Plagne et du Col de la Sache.....	60
f. La coupe à l'Est du lac glaciaire de la Séchette.....	61
3. Conclusions.....	62
III. Les formations carbonatées du Trias moyen et supérieur.....	63
1. Introduction.....	63
2. L'Anisien.....	63
a. Affleurements.....	63
b. Lithologie.....	65
c. Particularités.....	71
3. Le Ladinien inférieur.....	71
a. Les affleurements.....	71
b. Lithologie.....	71
4. Le Ladinien supérieur.....	72
a. Lithologie.....	72
b. Le passage aux brèches dolomitiques carniennes.....	74
5. Le Carnien inférieur.....	74

IV. Les signes de l'émergence antédogger du domaine briançonnais.....	76
1. Introduction.....	76
2. Les indices.....	76
a. Lacune du Lias et les discordances.....	76
b. Estimation des érosions.....	77
c. Les filons sédimentaires.....	78
1. Les affleurements en Vanoise septentrionale.....	78
2. Les autres affleurements de filons sédimentaires connus.....	79
3. Discussion.....	81
d. Les dépôts continentaux.....	81
1. Introduction.....	81
2. affleurements.....	82
3. Description lithologique.....	82
4. Discussion.....	83
5. Les minéraux spécifiques des roches hyperalumineuses.....	83
α. Méthodes d'analyses.....	85
β. Caractéristiques des minéraux.....	85
3. Conclusions.....	86
v. Le Dogger et le Malm, modalités de la transgression jurassique.....	86
1. Introduction.....	86
2. Le secteur du Mont Bochor.....	87
a. Limite inférieure.....	87
b. Lithologie.....	89
c. Discussion.....	89
3. Le secteur des Aiguilles de l'Epéna (et la Pointe de la Petite Glière). ..	89
a. La limite inférieure.....	89
b. Les divers faciès du Malm de l'Epéna.....	90
c. Discussion.....	91
4. Le Massif de la Vallaisonnay.....	91
a. La coupe de l'Aiguille des Aimes.....	91
1. Historique.....	91
2. Coupes de détail.....	91
3. Discussion.....	94
b. La coupe de la Cascade du Manchet (Sud de Val d'Isère).....	94
5. Les autres secteurs : la Vanoise méridionale.....	100
a. Le Plateau de la Réchasse.....	100
b. La Pointe de la Réchasse.....	100
c. La coupe du Mont de la Crépéna (SW du Moriond).....	103
d. La coupe du Dogger s.l. à proximité NW du refuge du Col de la Vallette.....	103
6. Conclusions.....	105
VI. Les marbres chloriteux (sédimentation pélagique).....	105
1. Historique.....	105
2. Les faciès des marbres chloriteux.....	106
3. Coupes et affleurements.....	106
a. Le Mont Bochor.....	106
b. L'Epéna.....	107
c. Les autres secteurs.....	107
4. Les hard-grounds.....	109
5. Discussion.....	111
6. Conclusions.....	112
VII. Les schistes de Pralognan.....	112

TROISIEME CHAPITRE - GEOCHIMIE.....	114
I. INTRODUCTION.....	115
II. TECHNIQUES D'ETUDES.....	115
III. ANALYSE DES DONNEES ET DES CORRELATIONS.....	121
I. Diagramme Al_2O_3 - Fe_2O_3	121
II. Diagrammes Al_2O_3 -MgO et Fe_2O_3 -MgO.....	122
III. Diagramme CaO-MgO.....	122
IV. Diagramme Al_2O_3 - TiO_2 , Li, Ni, Cr, V.....	124
V. Diagrammes ternaires MgO- K_2O - Na_2O et MgO- Al_2O_3 - Fe_2O_3	125
IV. Diagrammes Al_2O_3 - K_2O , Fe_2O_3 - K_2O et SiO_2 - K_2O	126
IV. INTERPRETATION, EVOLUTION DE LA SERIE.....	128
I. Les calcaires du Malm.....	128
II. Les marbres chloriteux du Crétacé supérieur.....	129
III. Les marbres chloriteux di Paléocène-Yprésien (?).....	130
IV. Les niveaux de hard-grounds.....	130
V. ELEMENTS DE COMPARAISON DES TERMES DE LA SERIE.....	132
I. Le strontium.....	132
II. Le cobalt.....	132
VI. CONCLUSIONS.....	133
QUATRIEME CHAPITRE - ETUDE TECTONIQUE.....	134
I. PRELIMINAIRES.....	135
II. HISTORIQUE.....	135
III. DISCUSSION DE L'EVENTUALITE D'UN CHARRIAGE INITIAL D_0	136
IV. ETUDES TECTONIQUES DES DIVERS CHAINONS.....	138
I. Démarches suivie.....	138
II. Les unités de Vanoise septentrionale et méridionale.....	139
1. Le massif de la Vallaisonnay.....	139
a. Grands traits.....	139
b. Les phases plicatives.....	146
2. L'Aiguille de Bacque.....	156
3. Le Mont Blanc de Peisey.....	156
4. Les secteurs des Rochers Rouges, de l'Aiguille Percée et des Cols de la Sache et de la Sachette.....	159
a. Lecture cartographique.....	159
b. Données des panoramas.....	165
c. Données des affleurements.....	169
5. L'Aiguille des Aimes, l'Aiguille Noire et le Grapillon des Merles.....	172
6. Le chaînon Mont Bochor-Epéna et son bord nord.....	175
7. Les massifs septentrionaux de Vanoise septentrionale.....	177
8. Discussion sur la vergence de D_1	179
9. Rôle des grands accidents.....	181

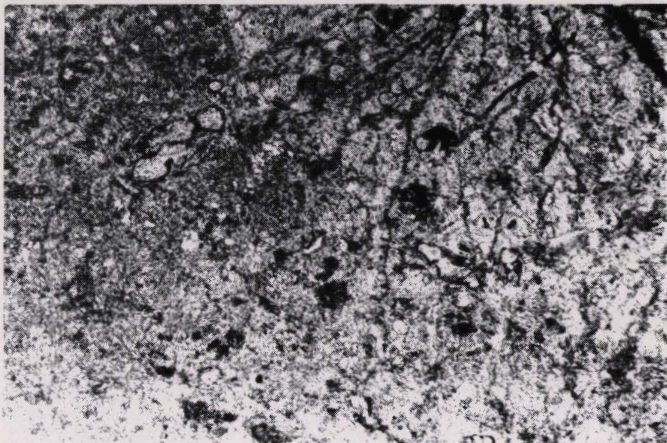
III. La nappe de la Grande Motte.....	182
1. Les prolongements possibles de l'unité de la Grande Motte.....	182
a. Les affleurements de la Sauvire et de la Mandé.....	182
b. Les affleurements du point coté 1947 m.....	182
2. Etude tectonique de l'unité de la Grande Motte.....	183
IV. Les nappes des Schistes Lustrés et la nappe des Gypses.....	191
V. Conclusions.....	193
1. Récapitulation des événements tectoniques	193
2. Corrélations.....	194
3. Modèle d'évolution structurale.....	197
CINQUIEME CHAPITRE - CONCLUSIONS GENERALES.....	201
I. SUR LE PLAN LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	201
1. Les séries de Vanoise septentrionale et méridionale.....	201
2. La nappe de la Grande Motte	202
3. La nappe des Schistes Lustrés.....	202
4. La nappe des Gypses.....	202
II. SUR LE PLAN GEOCHIMIQUE.....	202
III. SUR LE PLAN TECTONIQUE.....	203
IV. ESSAI DE RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE.....	203
1. Le Trias.....	203
2. Le Lias-Dogger inférieur.....	205
3. Le Dogger-Malm.....	205
4. Le Crétacé-Paléocène et l'Eocène.....	205
V. MODELE D'EVOLUTION STRUCTURALE.....	207
BIBLIOGRAPHIE.....	209
LISTE DES FIGURES.....	219
TABLE DES MATIERES.....	225

PLANCHES PHOTOS

PLANCHE I.

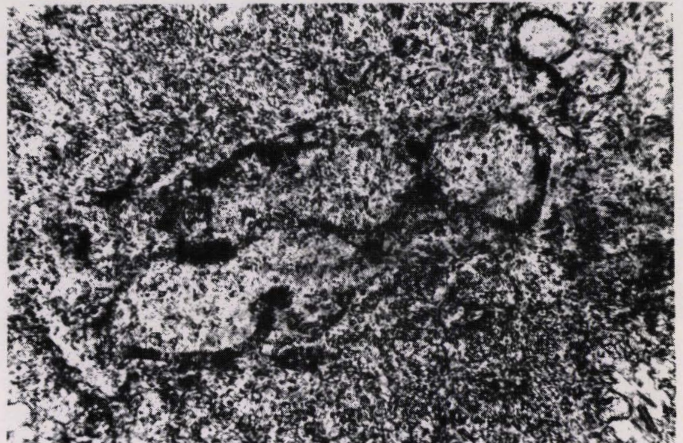
- 1) Lame B 82-40. Hard-ground de l'Aiguille des Aïmes, reposant sur un marbre ivoirin du Malm. Zone riche en minéraux phosphatés montrant une microfaune pélagique (foraminifères du genre *Globotruncana*) non déformée
- 2) Ibid 1. Agrandissement montrant une *Globotruncana* monocarénée, légèrement aplatie, probablement du Sénonien supérieur
- 3) Lame B 83-148. Hard-ground de la Cascade du Manchet, collé sur un marbre gris blanc du Malm.
Globotruncana monocarénée, probablement du Sénonien supérieur (gr. *elevata* ?), déformée, sur un fond très phosphaté.
- 4) Lame B 83-147. Passée rougeâtre en remplissage de fente ouverte dans un marbre blanc rosé du Malm de la Cascade du Manchet. On observe une microfaune pélagique avec des *Globotruncana* bicarénées (G. gr. *coronata* et/ou *linneiana*) et des hedbergelles, dans une micrite peu recristallisée contenant quelques phyllites.
- 5) Lame B 83-92. Hard-ground du Lac des Assiettes, collé sur un marbre blanc du Malm. Encroûtement ferrifère stromatolitique avec des figures festonnées de type "colonnettes".
- 6) Lame JFR 83-39. Hard-ground massif de la Cascade du Manchet intercalé entre des marbres gris blanc du Malm et des marbres chloriteux. Détail montrant des formes pélagiques du Paléocène avec *Globorotalia* sp. et *Truncorotalia* sp. probables.

PLANCHE I



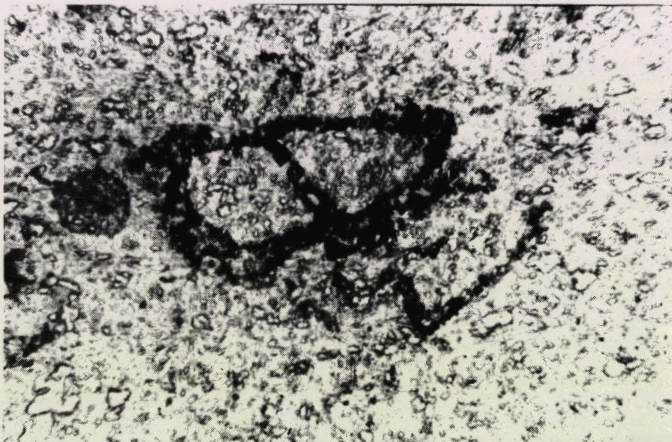
1 mm

1



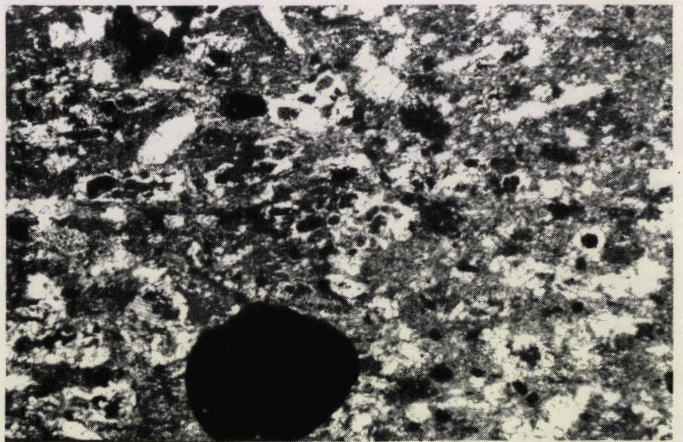
0,2 mm

2



0,2 mm

3



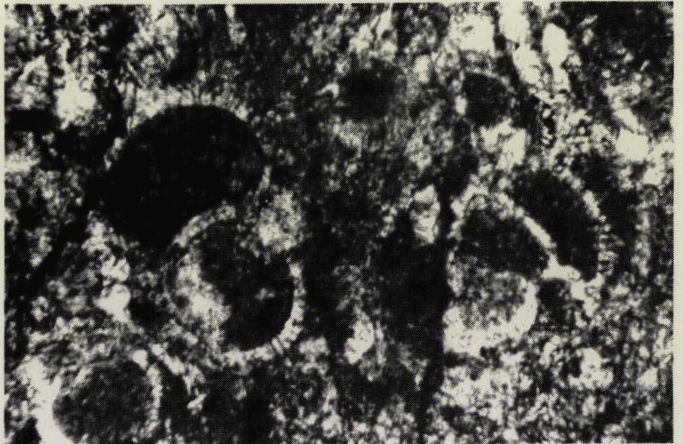
1 mm

4



1 mm

5



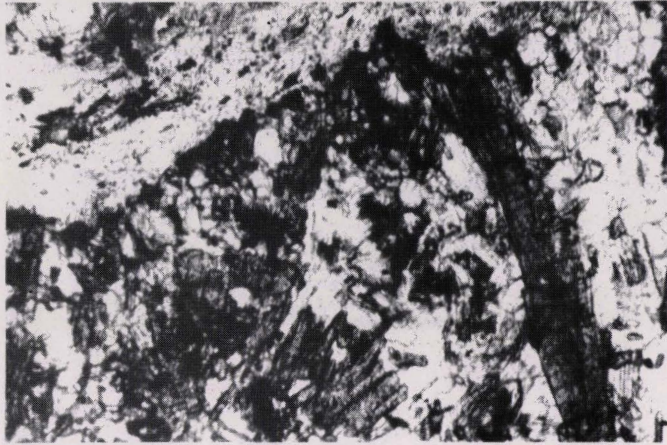
0,2 mm

6

PLANCHE II.

- 1) Lame B 81-64. Hard-ground du Mont Bochor collé sur un marbre blanc du Malm, montrant des baguettes de chloritoïde et des cristaux de quartz sur un fond calcitique.
- 2) Lame B 81-56. Hard-ground du Mont Bochor, collé sur un marbre chloriteux vieux rose. Matrice calcitique ou ferrifère (noire) et microfaune à débris de foraminifères encroûtants et section de *Globorotalia* probable (centre droit de la photo).
- 3) Lame B 81-56. Hard-ground du Mont Bochor avec figures stromatolitiques (microalternances de couches claires et sombres).
- 4) Lame B 81-56. Hard-ground du Mont Bochor. Encroûtement stromatolitique de type "colonnettes" et petites formes de type "choux-fleurs" (coin droit supérieur de la photo).
- 5) Lame B 81-59. Hard-ground du Mont Bochor, collé sur un marbre chloriteux vieux rose. Petit nodule à encroûtement stromatolitique de type "colonnettes".
- 6) Ibid 5. Autre aspect du même échantillon avec encroûtement de type "colonnettes".

PLANCHE II



0,2mm

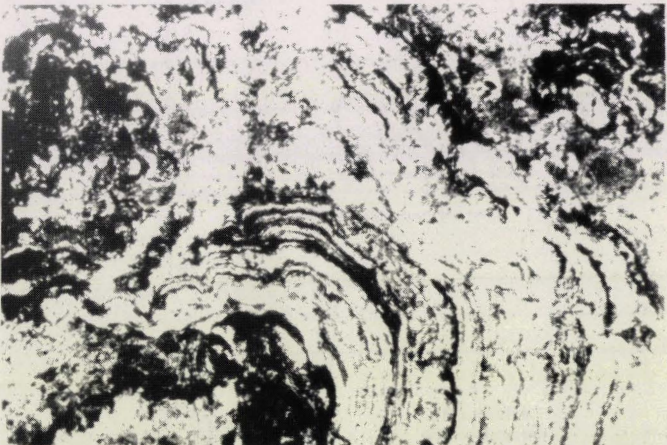
1



0,2mm

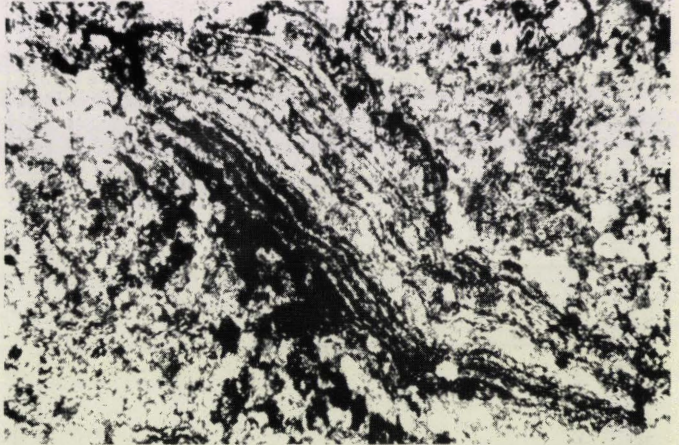
BU
LILLE

2



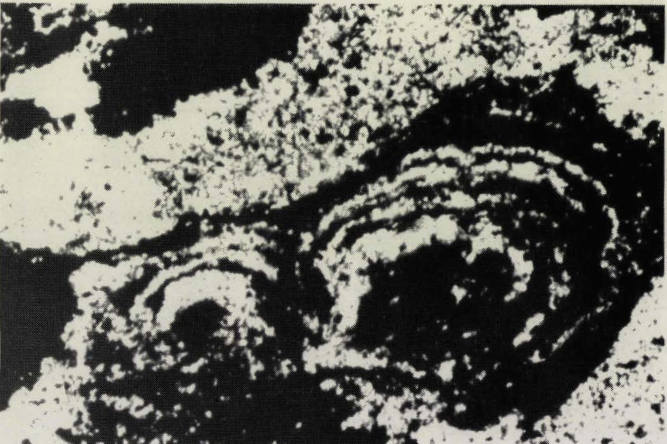
1mm

3



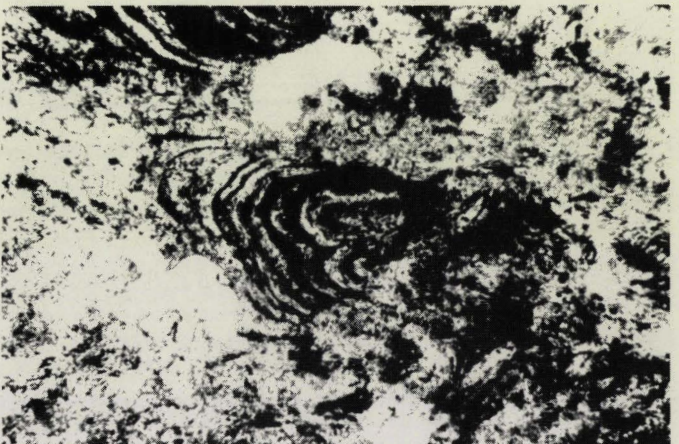
0,2mm

4



0,1mm

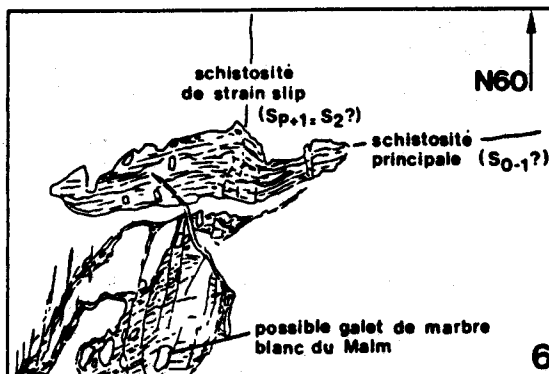
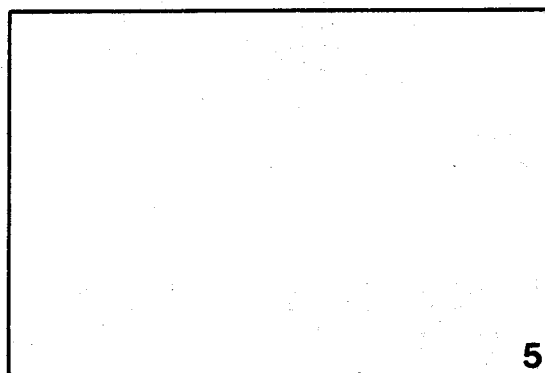
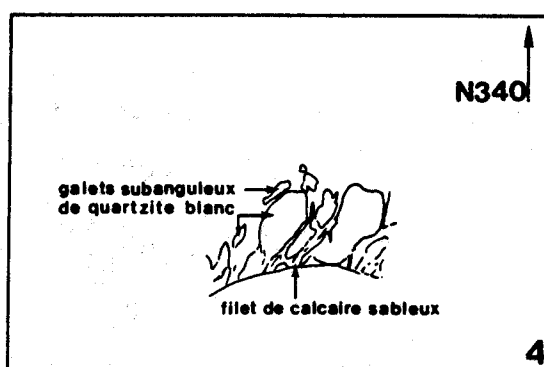
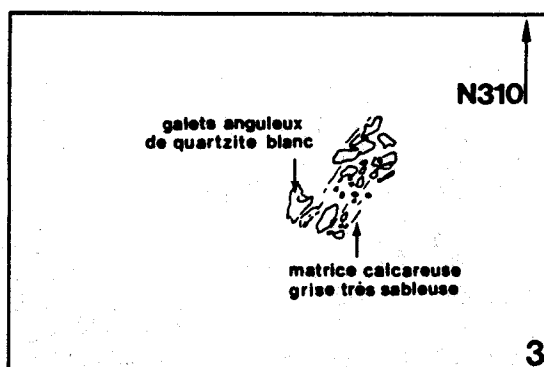
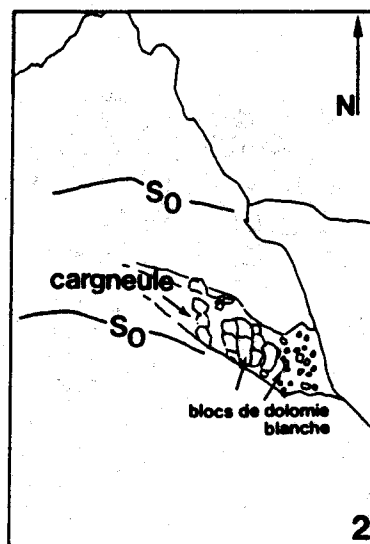
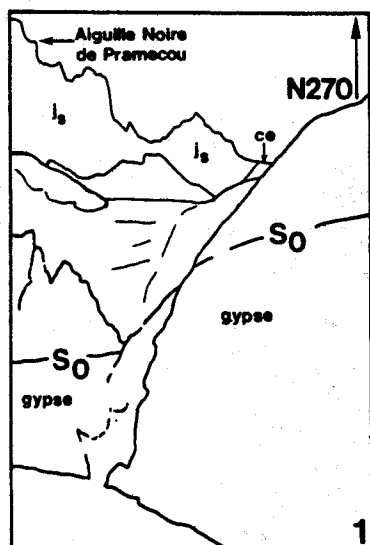
5



0,2mm

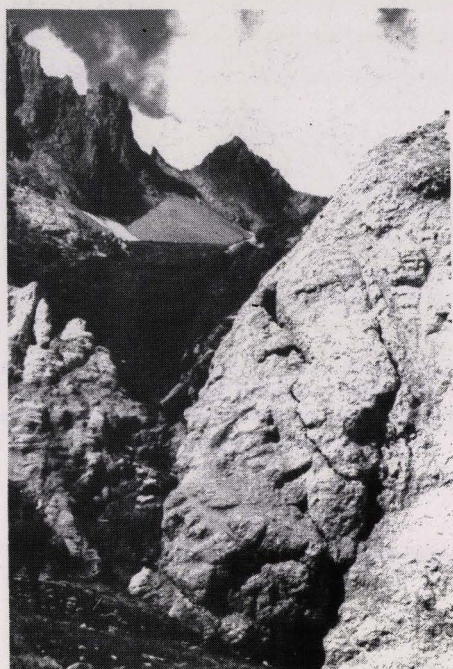
6

PLANCHE III

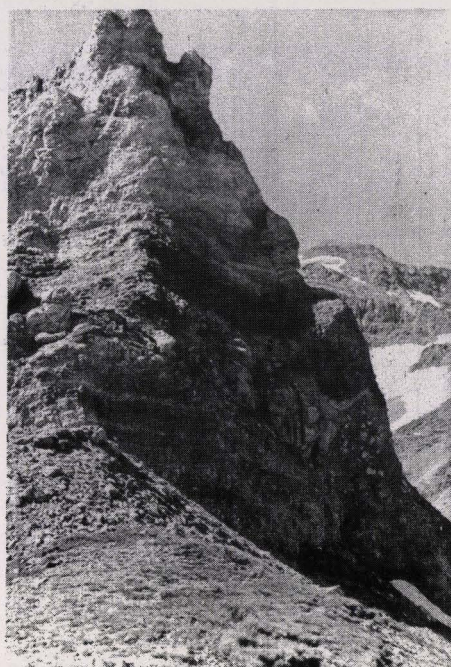


- 1) Au premier plan, aspect de la stratification (So) des gypses de la nappe des Gypses, vers le Col du Palet (altitude 2570 m). A l'arrière plan, falaises de Malm (js) et col taillé dans les marbres chloriteux (ce).
- 2) Cargneule intraanisienne à blocs centimétriques à métriques de dolomie blanche, et de calcaire blanc. Latéralement, on passe à des calcaires blancs parfois dolomitiques. Col de la Sache, 2820 m.
- 3) Marbre gris sableux à galets de quartzite werfénien. Base du Malm de la retombée nord du Plateau de la Réchasse, 2600 m. Le marteau donne l'échelle (ph. J.F. Raoult).
- 4) Ibid 3 à éléments arrondis ou anguleux de quartzite werfénien et filets de marbre gris sableux de la base du Malm. NNW du Plateau de la Réchasse, 2610 m. Le marteau donne l'échelle (ph. J.F. Raoult).
- 5) Surface de hard-ground paléocène épais de 5-10 cm, montrant exceptionnellement de nombreux nodules un peu aplatis. SSW du Moriond, 2050 m. Le marteau donne l'échelle (ph. J.F. Raoult).
- 6) Poli glaciaire montrant le remplissage par un matériel évolué en marbre chloriteux de fentes ouvertes dans les calcaires gris du Malm. On observe, principalement dans les marbres chloriteux, deux schistosités (non mesurables) bien exprimées. Glacier du Rosolin, 2330 m. Le cache de l'objectif photographique donne l'échelle.

PLANCHE III



1



2



3



4

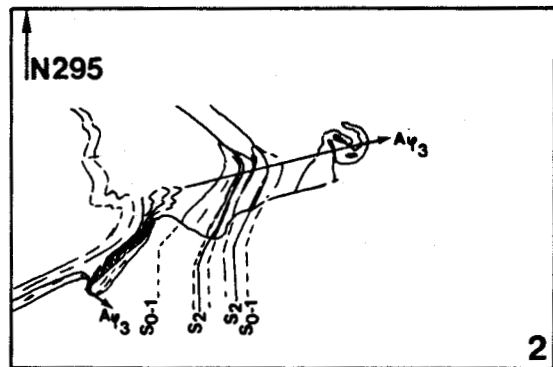
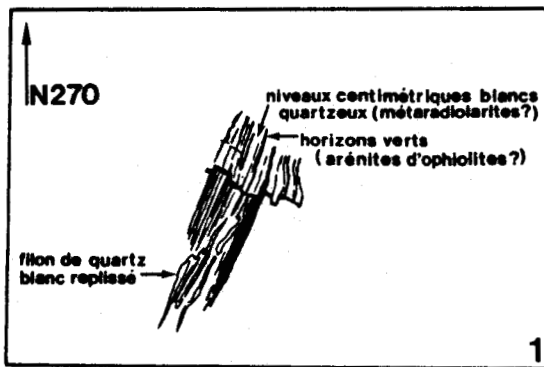


5

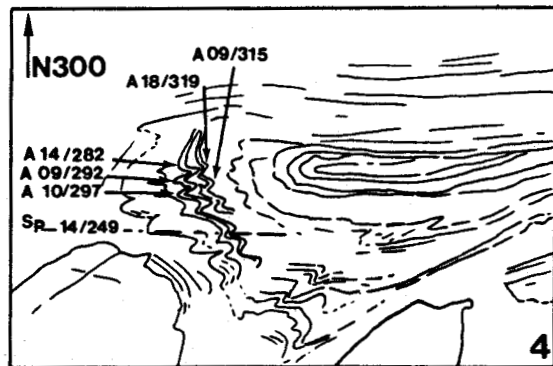
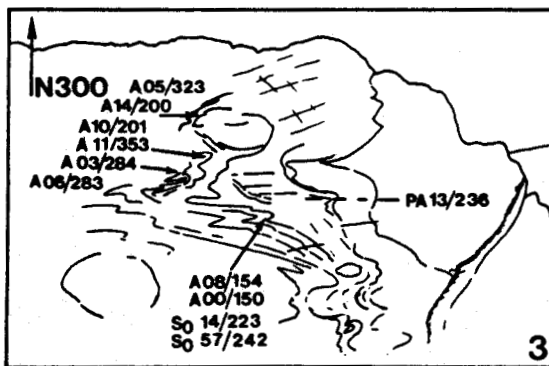


6

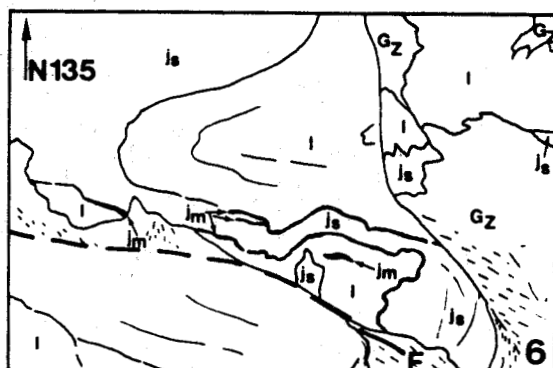
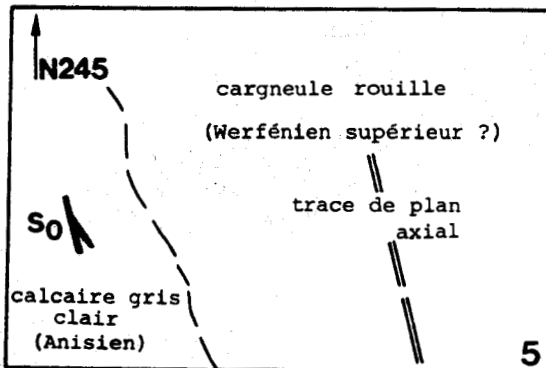
PLANCHE IV.



Les plans axiaux des plis isoclinaux de phase 1 et 2 sont subverticaux de direction E-W. S_1, S_2 et S_3 n'ont qu'une signification locale.



BU
LILLE

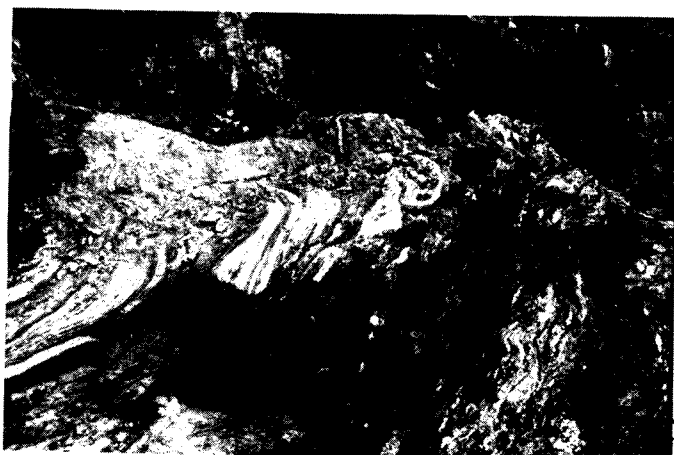


- 1) Alternance de niveaux centimétriques blancs quartzéux (métaradiolarites ?) et d'horizons centimétriques verts (arénites d'ophiolites) dans les Schistes Lustrés. Est de la Pte du Chardonnet, 2605 m. La boussole donne l'échelle (ph. J.F. Raoult).
- 2) Plis polyphasés dans les Schistes Lustrés de la Pte du Chardonnet. Les plis pincés isoclinaux sont repris par des plis courbes à axes très variables. Le crayon donne l'échelle (ph. J.F. Raoult).
- 3) Plis dans le Jurassique moyen du point coté 2893 m (Ouest de la Roche de la Queua), composé de bancs de quartzites gris sombre et de calcaires sableux à lits quartzéux. La foliation principale est replissée. Les axes de plis ronds à aigus sont courbes. Le marteau donne l'échelle (ph. J.F. Raoult).
- 4) Même affleurement, quelques mètres à l'Ouest de la photographie précédente. Ces plis sont au moins de deuxième phase car reprenant la foliation principale. Le marteau donne l'échelle (ph. J.F. Raoult).
- 5) Plis aigus (d'axes mesurés 44/23 et 06/257) affectant une cargneule rouille (droite de la ph.) à éléments schisteux verts centimétriques. Col de la Sache, 2800 m. Dans les calcaires (coin gauche de la ph.) la stratification moyenne est de 85/315. Le marteau donne l'échelle.
- 6) Plis hectométriques, d'axes grossièrement N 110 intéressant le Malm (js), le Dogger quartzitique (jm) épais de 0 à 5 m et le Lias (l). Falaise ouest de Pramecou, vue depuis le point coté 2580 m. Du haut de la photographie au coin inférieur droit la dénivellation est de 250 m (Gz : glaciaire actuel).

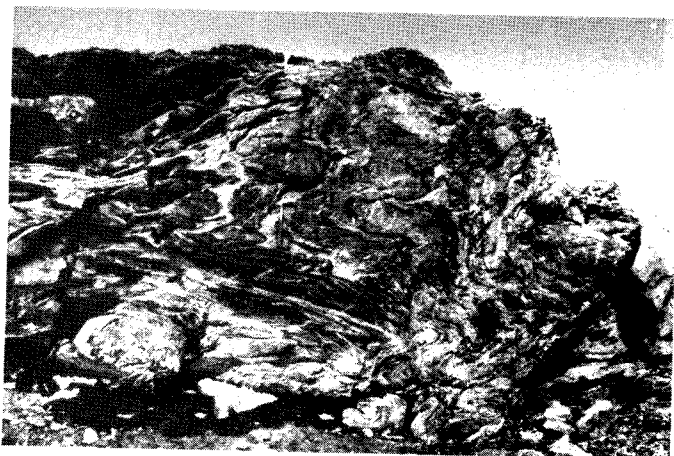
PLANCHE IV



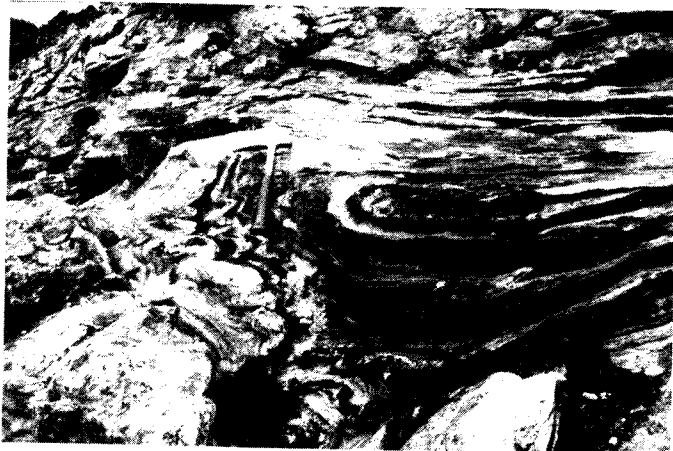
1



J
VILLE
2



3



4

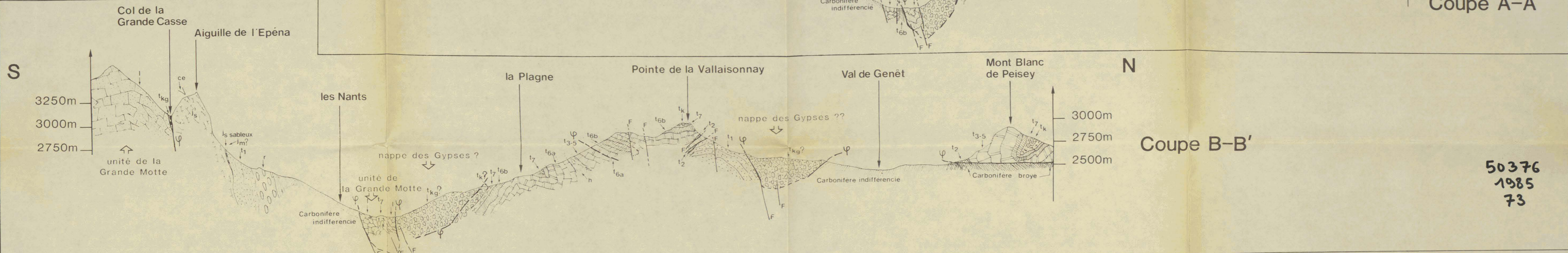
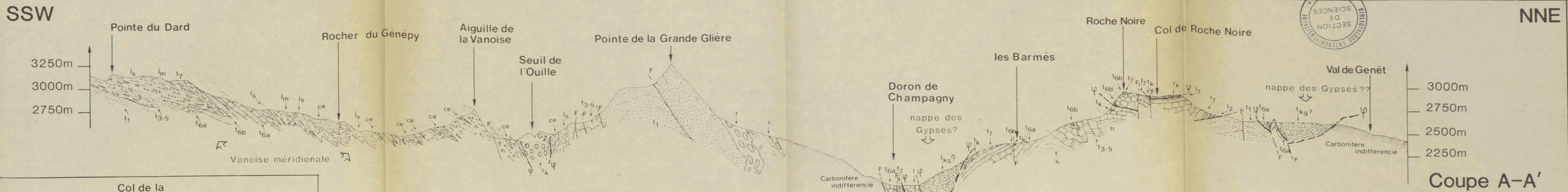


5

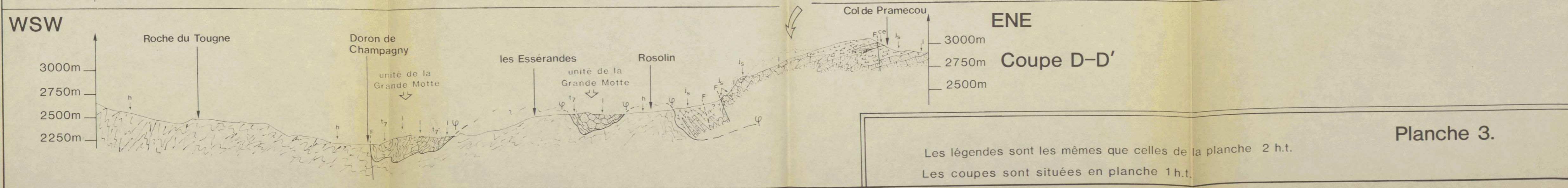
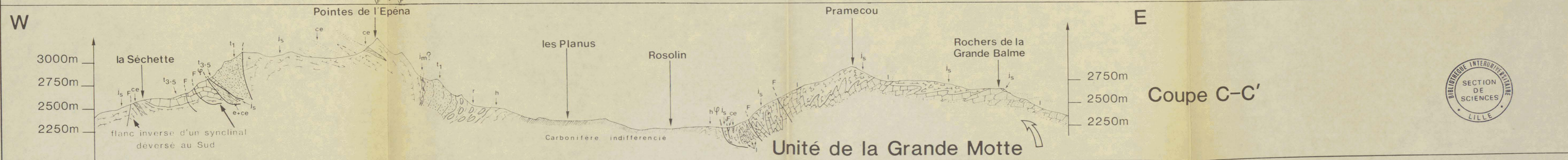


6

COUPES GÉOLOGIQUES DU SECTEUR D'ÉTUDE



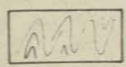
50376
1985
73



Les légendes sont les mêmes que celles de la planche 2 h.t.
Les coupes sont situées en planche 1 h.t.

COUPES TECTONIQUES SÉRIÉES EN VANOISE SEPTENTRIONALE ET MÉRIDIONALE

Nappe des Schistes Lustrés.*



SL Schistes Lustrés d'âge inconnu.



RV Roches vertes associées aux Schistes Lustrés.

Nappe des Gypses.*



t_{kg} Cargneules du Trias supérieur, semelle des Schistes Lustrés

Les masses de gypse n'ont pas été individualisées.

— Contact stratigraphique.

F Faille.

φ Contact anormal majeur.

Séries briançonnaises de Vanoise.

e Eocène moyen-supérieur(?)

ce Crétacé supérieur à Eocène inférieur?.

ls Malm.

l_m Dogger. l_{mβ} metabauxites.

l Lias prépiémontais.*

t_k Cargneules du Trias supérieur, souvent en lames allochtones.

t₇ Carnien inférieur.

t_{6b} Ladinien supérieur.

t_{6a} Ladinien inférieur.

t₃₋₅ Anisien.

t₂ Cargneules du Werfénien supérieur(?).

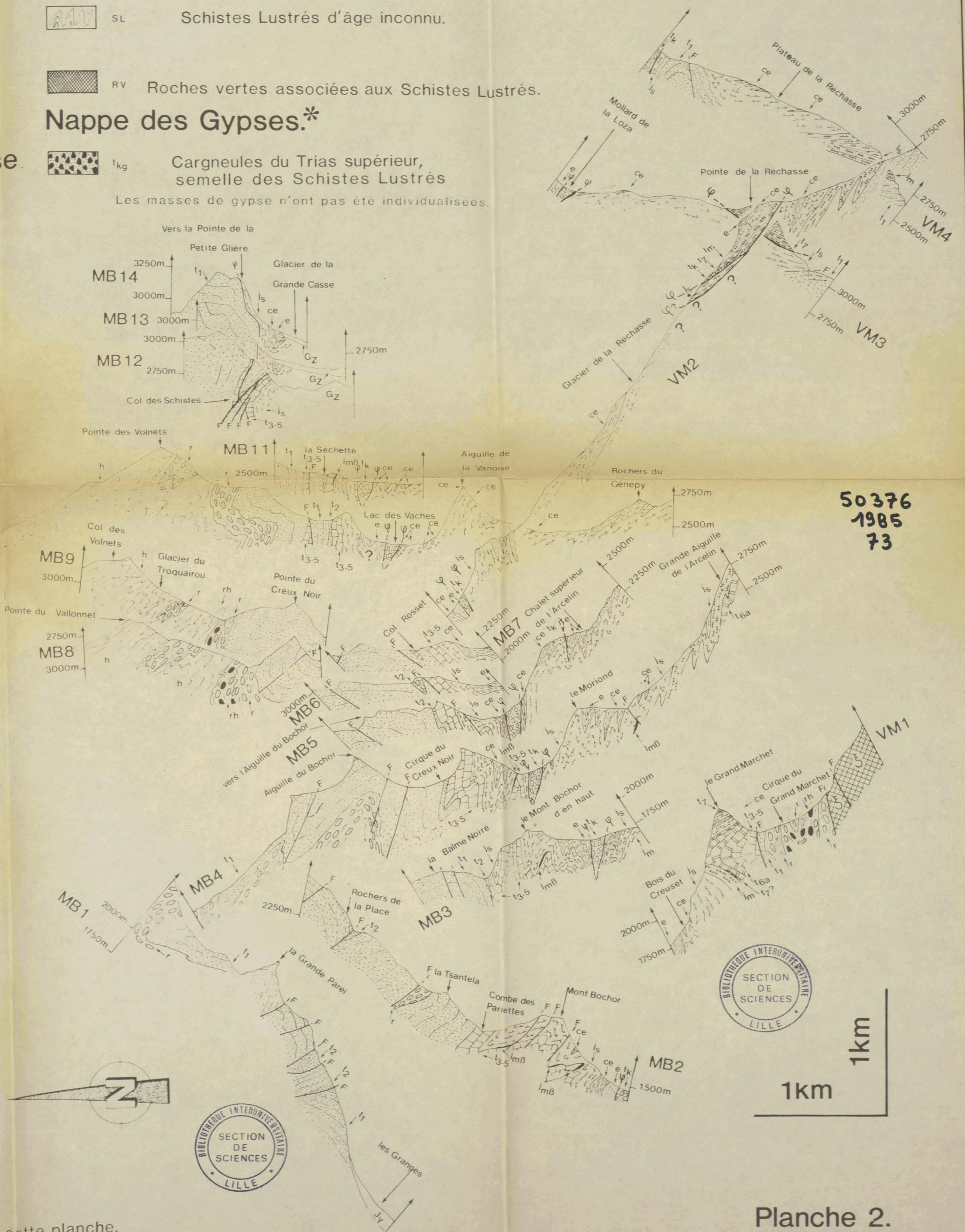
t₁ Werfénien inférieur.

r Permien.

rh Stéphan-Permien.

h Houiller.

5 Anténomurien.



50376
1985
73

* Termes ou unités non représentés dans cette planche.

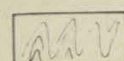
Les formations quaternaires n'ont pas été figurées, sauf exception, et alors les indices du Quaternaire sont les mêmes que ceux de la planche 1 h.1.


La localisation des coupes est effectuée en figure 153.

Planche 2.


COUPES TECTONIQUES SÉRIÉES EN VANOISE SEPTENTRIONALE ET MÉRIDIENALE

Nappe des Schistes Lustrés.*




 SL Schistes Lustrés d'âge inconnu.

 RV Roches vertes associées aux Schistes Lustrés.

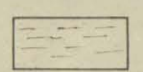
Nappe des Gypses.*

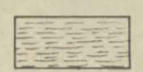
 t_{kg} Cargneules du Trias supérieur, semelle des Schistes Lustrés

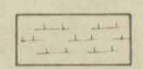
Les masses de gypse n'ont pas été individualisées.

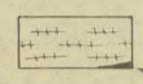
-  Contact stratigraphique.
-  F Faille.
-  φ Contact anormal majeur.


Séries briançonnaises de Vanoise

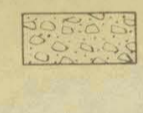
 e Eocène moyen-supérieur(?)

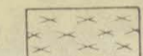
 ce Crétacé supérieur à Eocène inférieur?.


 t_s Malm.

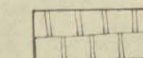
 t_m Dogger. t_{mβ}: metabauxites.

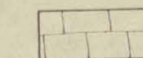
 l Lias prépiémontais.*

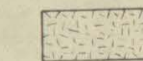
 t_k Cargneules du Trias supérieur, souvent en lames allochtones.


 t₇ Carnien inférieur.

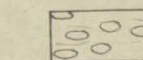
 t_{6b} Ladinien supérieur.


 t_{6a} Ladinien inférieur.


 t₃₋₅ Anisien.


 t₂ Cargneules du Werfénien supérieur(?).

 t₁ Werfénien inférieur.

 r Permien.

 t_h Stéphano-Permien.

 h Houiller.

 Anténamurien.



50376
1985
73



1km
1km

Planche 2.

* Termes ou unités non représentés dans cette planche.

Les formations quaternaires n'ont pas été figurées, sauf exception, et alors les indices du Quaternaire sont les mêmes que ceux de la planche 1 h.t.

La localisation des coupes est effectuée en figure 153.

CARTE GÉOLOGIQUE DES SÉRIES BRIANÇONNAISES DE VANOISE SEPTENTRIONALE ET MÉRIDIIONALE ENTRE PRALOGNAN LA VANOISE ET TIGNES À 1/25 000

par B.BROUDOUX (1985)

Documents consultés : minutes inédites de F. Ellenberger

LÉGENDE

Quaternaire

- Remblais
- Alluvions actuelles, remplissage le plus récent des fonds de vallée
- Alluvions anciennes formant terrasses
- Eboulis vifs en nappes ou en cônes
- Eboulis stabilisés, plus anciens, colonisés par la végétation
- Eboulis en blocs
- Produits morainiques, éboulis anciens colonisés par la végétation
- Cône de déjection stabilisé et colonisé par la végétation
- Cônes mixtes: éboulis, ruissellements torrentiels fréquemment aux débouchés de couloirs d'avalanche
- Glacière actual ou historique
- Glacière (Wurm) moraine tapissant versant et fond des vallées
- Fluvioglacière
- Modèle supra-gypseux
- Cargneules triasiques resédimentées au Quaternaire

Termes d'origine briançonnaise

"Série" carbonatée de Vanoise (regroupant la Vanoise septentrionale, la Vanoise méridionale et la nappe de la Grande Motte)

- Schistes de Pralognan. Eocène moyen
- Marbres chloriteux (s.l.). Crétacé supérieur à Eocène inférieur?
- Marbres blancs, gris. Malm.
- Marbres, calcschistes noirs et metabauxites. Dogger?
- Calcschistes à horizons siliceux. Lias de la Grande Motte
- Cargneules du Trias supérieur (Keuper).
- Quartzites feldspathiques et schistes noirs. Norien(?).
- Brèches calcaro-dolomitiques à cassures ombre. Carnien inférieur (ou Lias-Dogger inférieur?).
- Dolomies grises. Ladinien supérieur
- Marbres rubannés et dolomies blanches. Ladinien inférieur.
- Marbres gris, marbres vermiculés et dolomies jaunes. Anisien.
- Cargneules rouilles, terreuses. Werfénien supérieur(?).

"Série" siliceuse de Vanoise septentrionale

- Quartzites blancs. Werfénien inférieur.
- Quartzites phylliteux et schistes bleus. Permien.
- Quartzites verts à albite. Stéphano-Permien.
- Rq: quartzites au sommet de la série.
- Carbonifère indifférencié.
- Ry: intrusions basiques.

"Série" siliceuse de Vanoise méridionale

- Quartzites blancs. Werfénien inférieur.
- Schistes sériciteux argentés. Permo-Trias.
- Micaschistes chloriteux à albite. Permien.
- Micaschistes de l'Arpont. Antémurien?

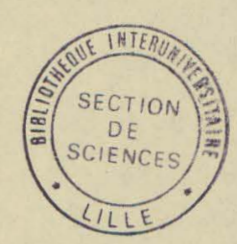
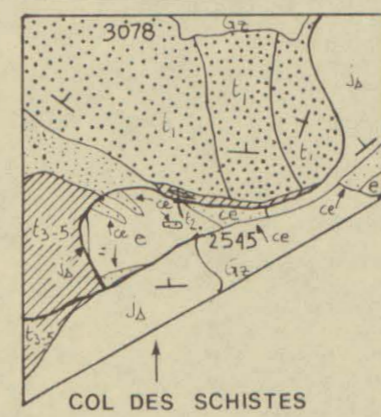
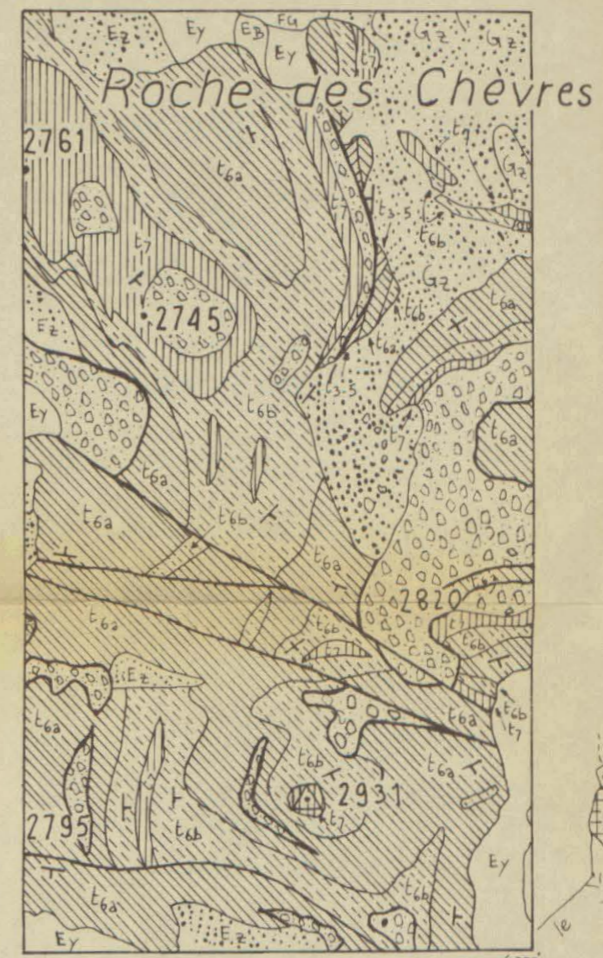
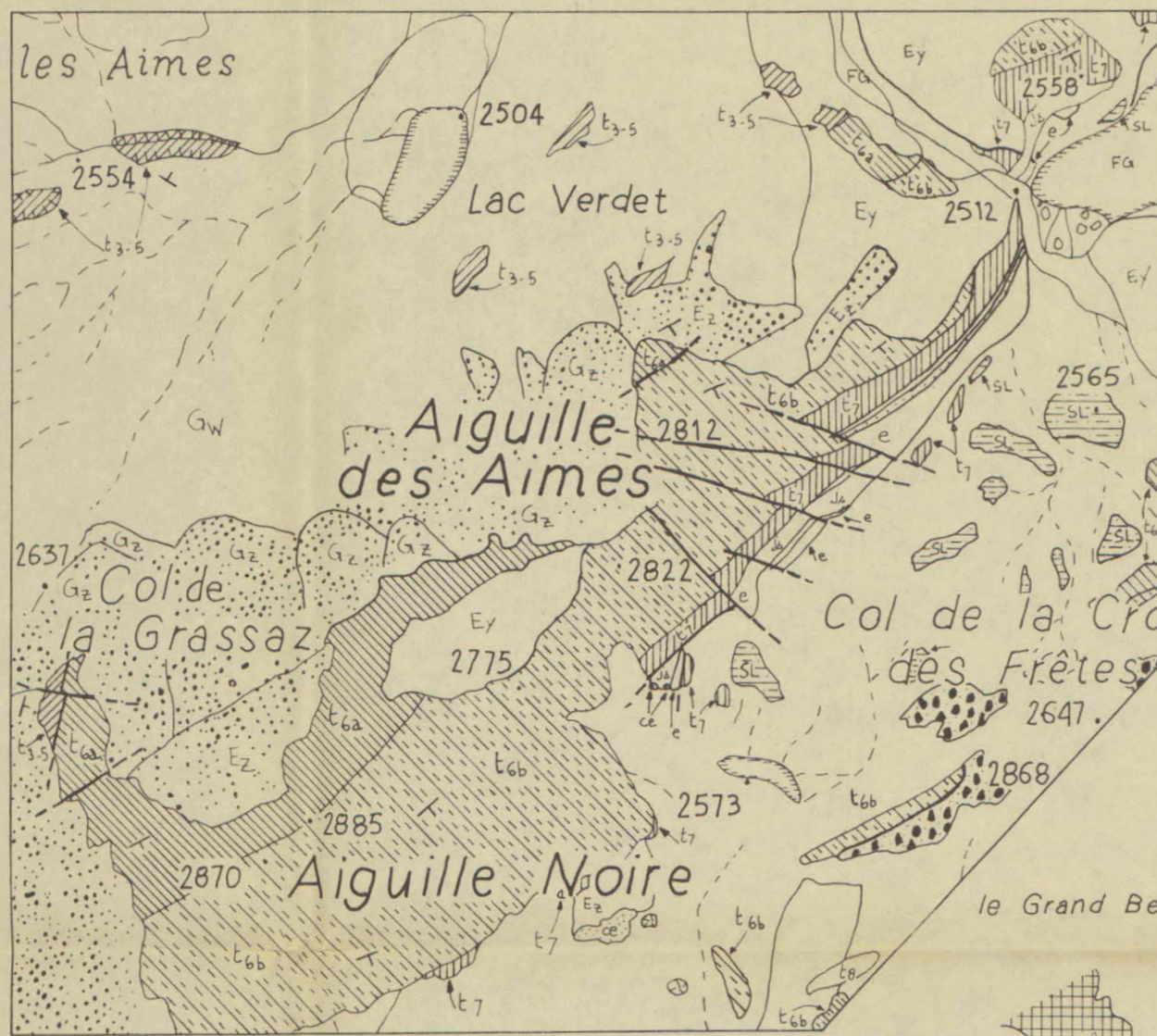
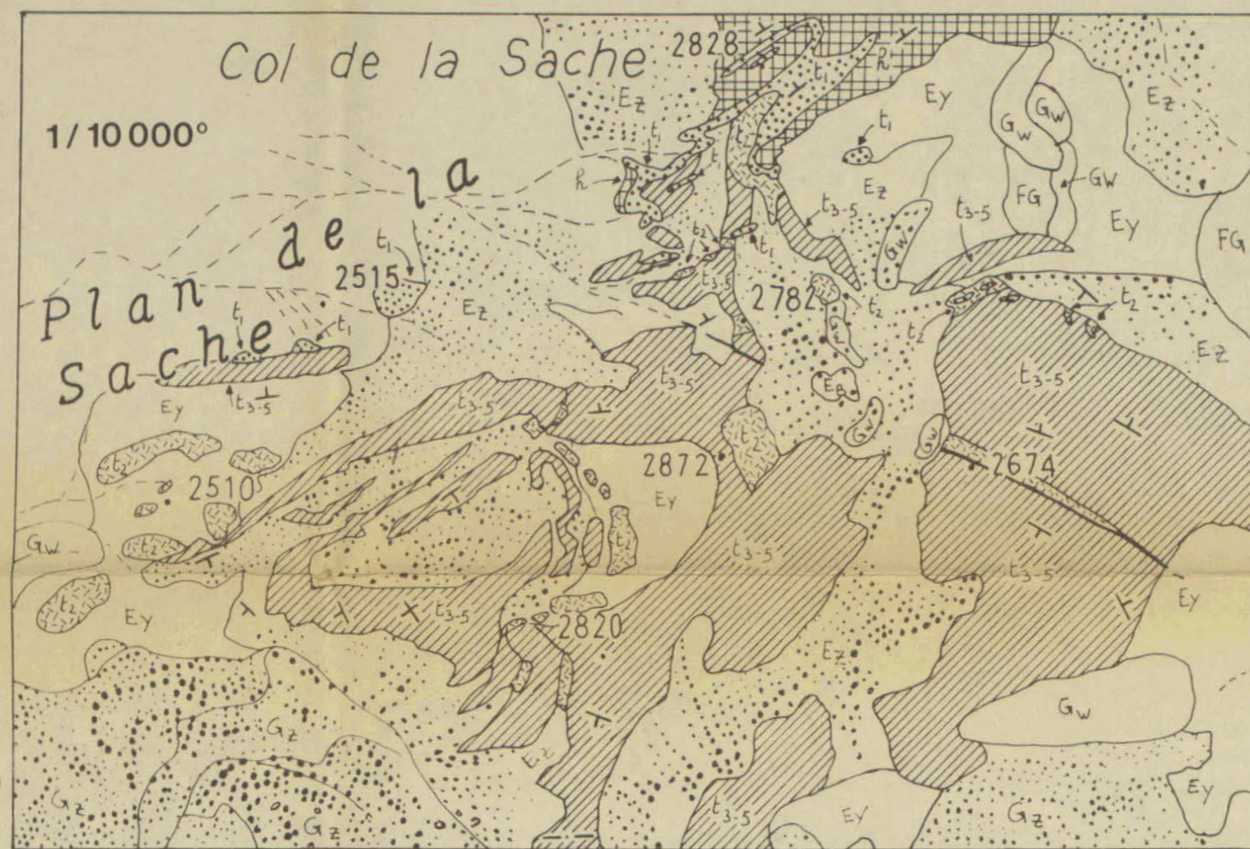
Termes d'origine non briançonnaise

Nappe des Schistes Lustrés

- Schistes lustrés d'origine piémontaise, d'âge inconnu.
- Roches vertes métamorphisées associées aux schistes lustrés.

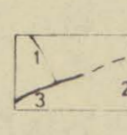
Nappe des Gypses

- Gypses. Trias supérieur (Keuper?).
- Cargneules resédimentées ou non



Indications structurales

- Pendage, foliation.
- Couche verticale
- Couche horizontale



- 1 - Contour géologique
- 2 - Contour géologique suppos
- 3 - Faille, chevauchement, limite d
- 4 - Faille, chevauchement, limite d

TRIONALE
À 1/25 000

BROUDOUX (1985)

minutes inédites de F. Ellenberger

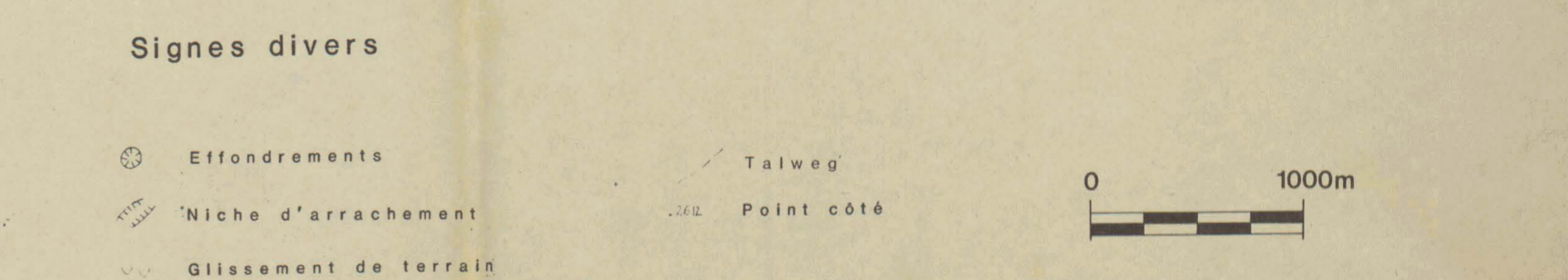
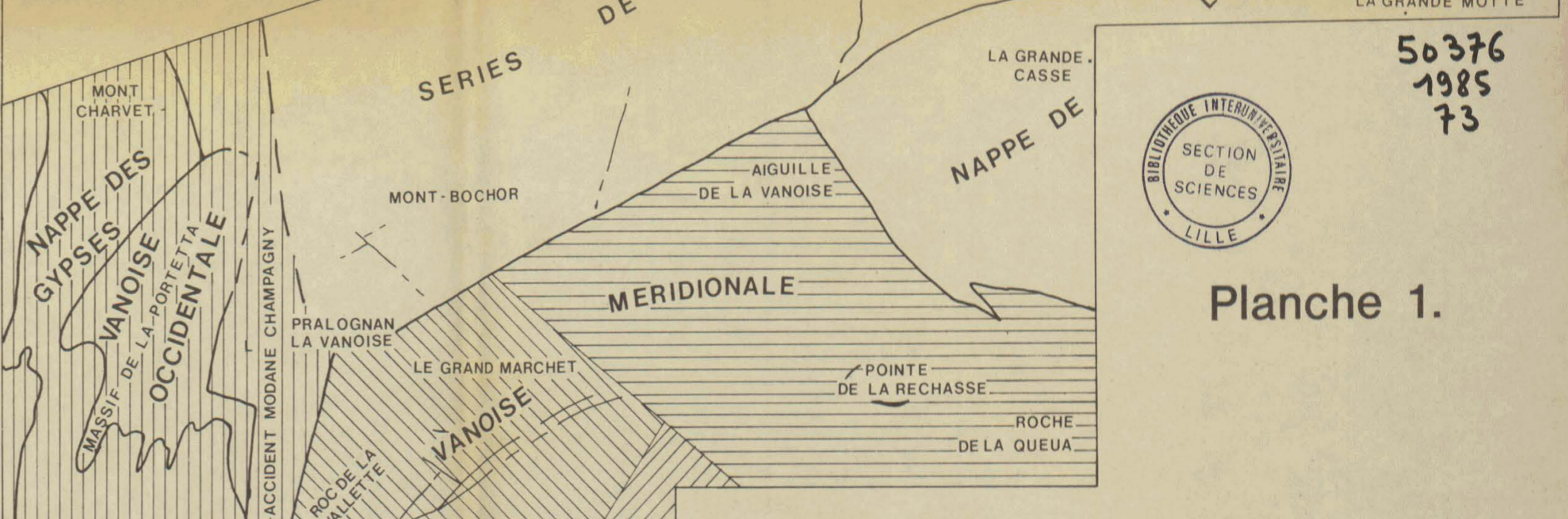
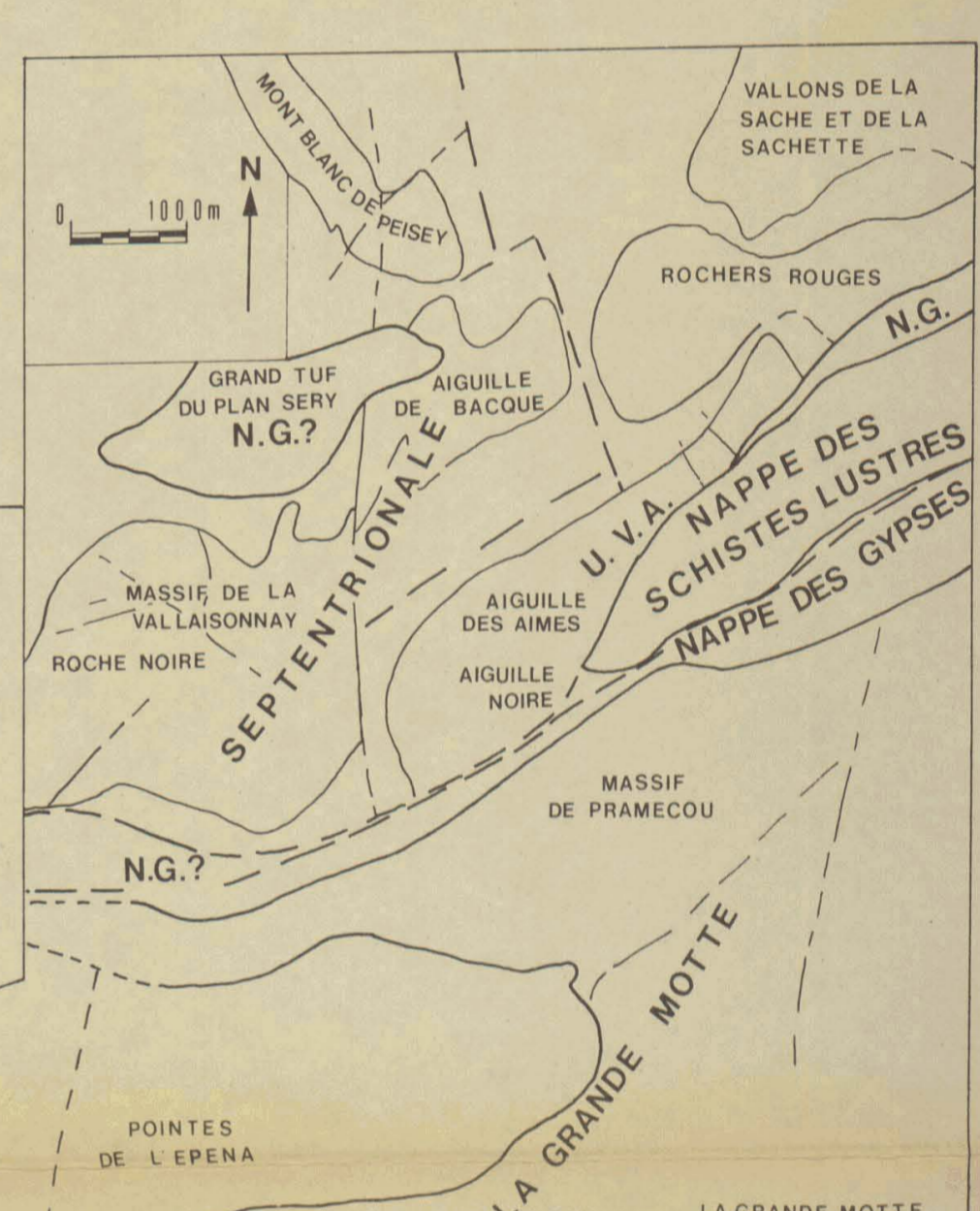
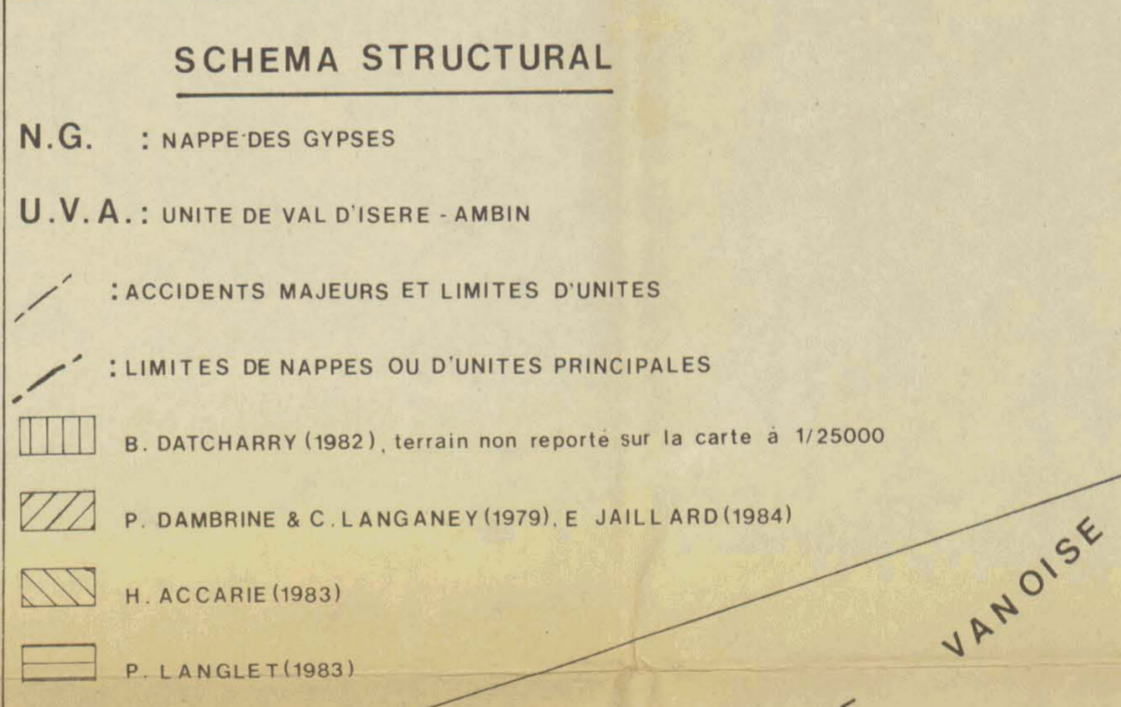
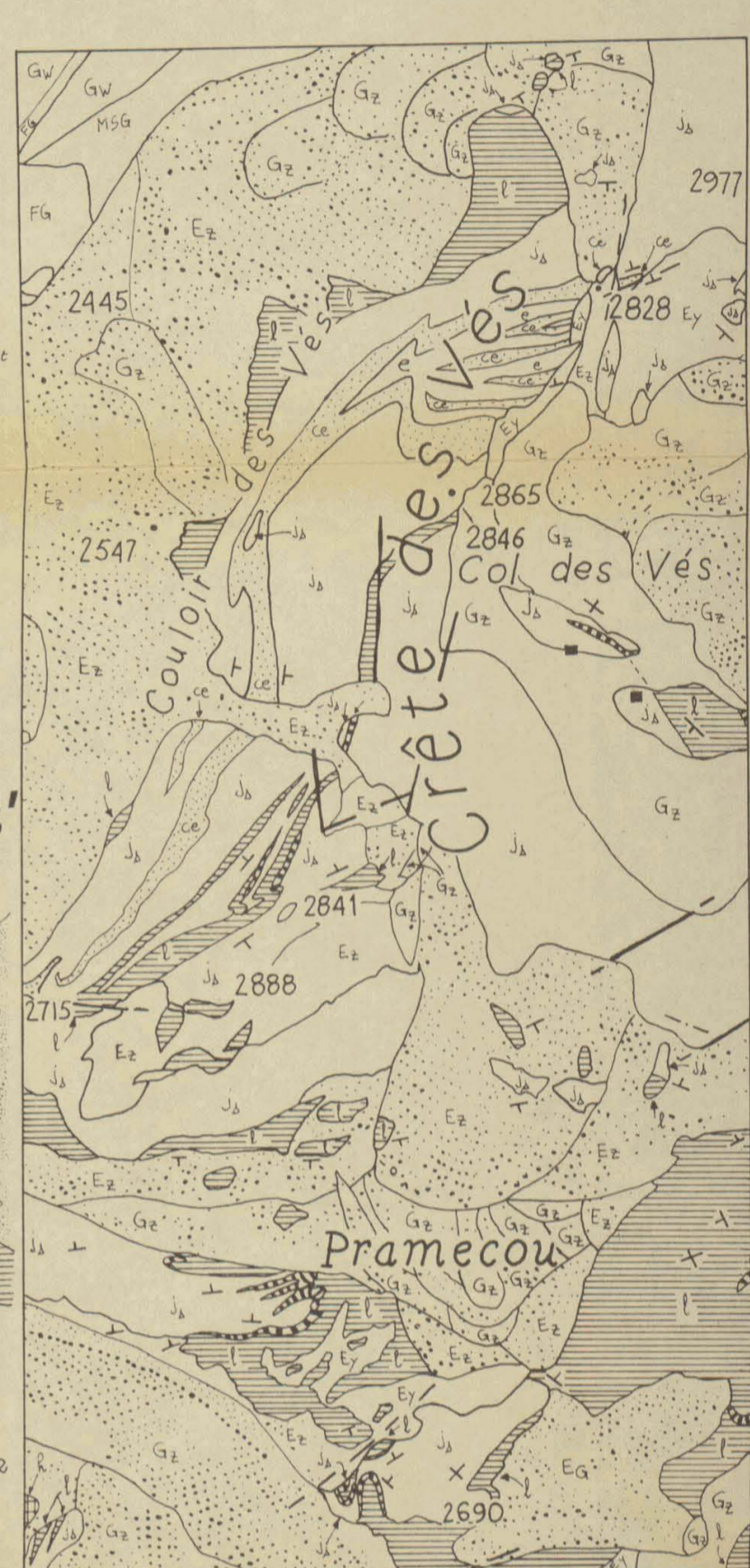
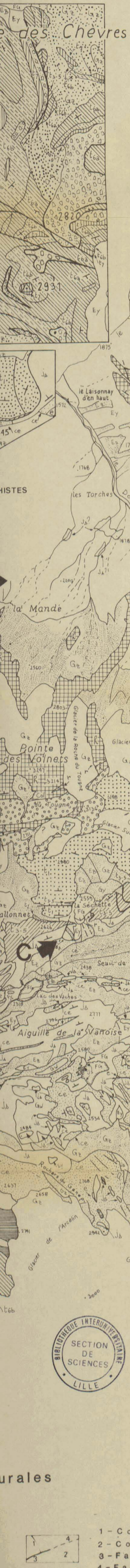
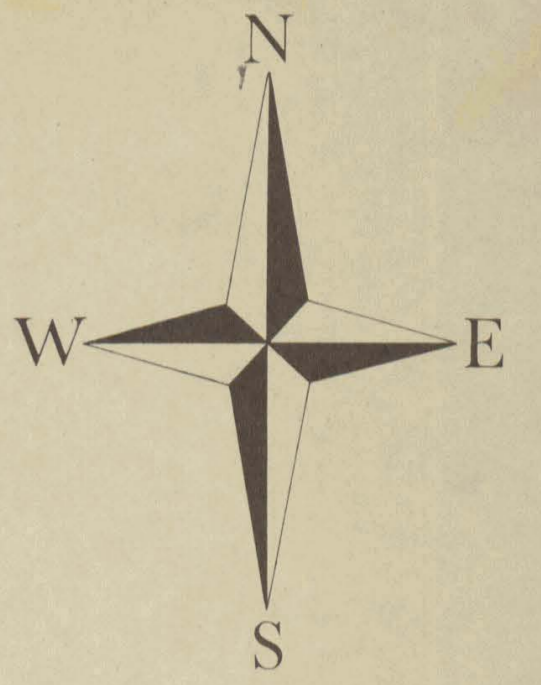
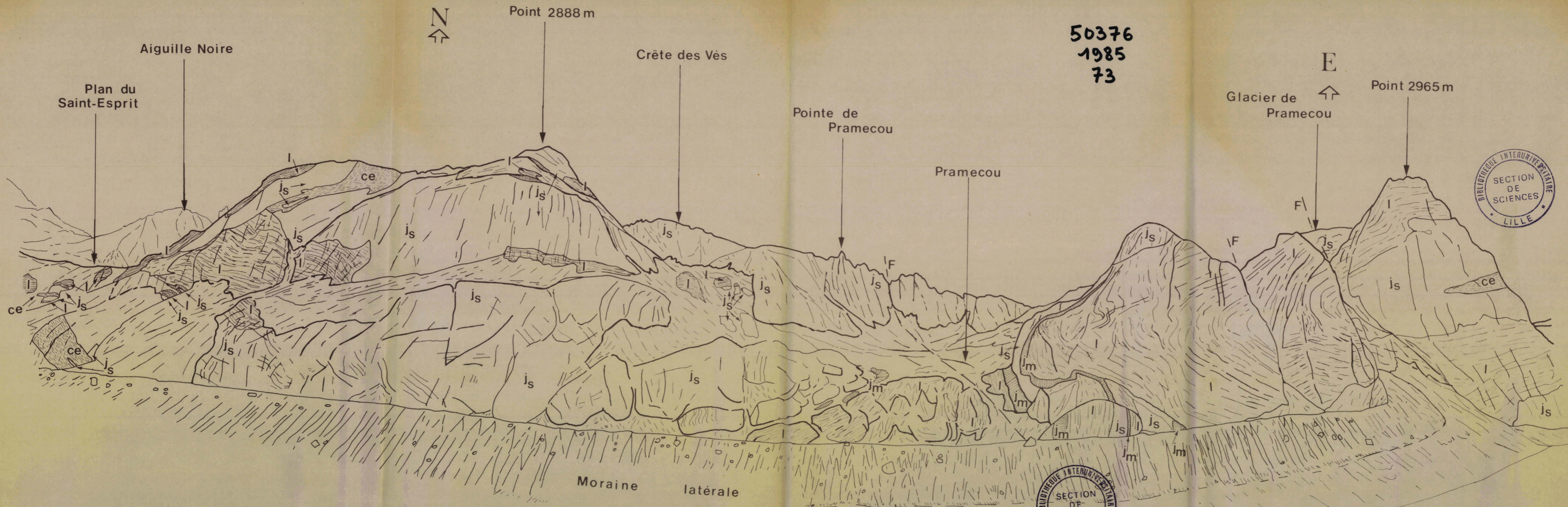


Planche 1.



50376
1985
73

AA' à DD' localisation des coupes de la pl. 3 h.t.



Le massif de Pramecou, vu depuis le Rosolin.

pour la notation: voir pl. h.t. 1 et 2.

Planche 4.