



HAL
open science

**Etude géologique du massif subalpin des Bornes
(Haute-Savoie) : relations structurales entre unité des
Aravis et Bornes externes dans le synclinal de nappes de
Thônes**

Michel Chaplet

► **To cite this version:**

Michel Chaplet. Etude géologique du massif subalpin des Bornes (Haute-Savoie): relations structurales entre unité des Aravis et Bornes externes dans le synclinal de nappes de Thônes. Minéralogie. Université de Savoie, 1989. Français. NNT : . tel-00634934

HAL Id: tel-00634934

<https://theses.hal.science/tel-00634934>

Submitted on 24 Oct 2011

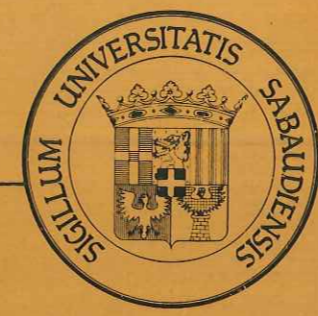
HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

CHAPLET(M)



ISSN 0758-749X



UNIVERSITE DE SAVOIE

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

Laboratoire de Géodynamique

n° 11

ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF SUBALPIN
DES BORNES (HAUTE-SAVOIE)

RELATIONS STRUCTURALES ENTRE UNITE DES ARAVIS ET BORNES
EXTERNES DANS LE SYNCLINAL DE NAPPES DE THONES

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38021 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.45.43

par

Michel CHAPLET



Chambéry 1989
ISBN 2-904431-20-9

Mots clés : Massif subalpin - Haute-Savoie - France - Synclinal de nappes - Unité des Aravis - Unité du Bargy - Stratigraphie - Tectonique.

RESUME

Le massif subalpin des Bornes (Haute-Savoie) est constitué de trois unités delphino-helvétiques (Bargy (ou Bornes externes), Aravis et Charvin-Dent de Cons) surmontées par les klippes préalpines des Annes et de Sulens. Dans ce mémoire sont établies ou précisées les relations structurales entre l'Unité des Aravis et la bordure SE des Bornes externes. La cartographie et le levé de nombreuses coupes, entre la haute vallée du Fier, au Sud, et la vallée de l'Arve, au Nord, permettent de différencier stratigraphiquement les deux unités puis d'analyser leurs déformations compliquées par les jeux des tectoniques superposées. L'étude des klippes, volontairement, n'a pas été reprise.

A - Du point de vue stratigraphique

Les principales différences notées entre les deux unités concernent :

1. L'âge de l'installation de la plate-forme urgonienne : Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur dans les Bornes externes, Barrémien inférieur-Barrémien supérieur dans les Aravis.

2. Le contenu en argiles des calcaires du Crétacé supérieur : Smectite héritée dominante (Bornes externes) et Illite dominante probablement liée à une diagenèse d'enfouissement (Aravis).

3. Au Tertiaire : Dans l'Unité des Aravis :

- La séquence des Grès de Taveyannaz débute le flysch. Les grès sont riches en éléments dacito-andésitiques provenant probablement d'émissions volcaniques in-situ comme le suggère leur répartition spatiale et temporelle.
- La formation pélito-gréseuse surmonte en continuité stratigraphique les Grès de Taveyannaz. Elle renferme des niveaux dissociés à blocs et mégablocs provenant du démantèlement des nappes préalpines en mouvement.
- Les Grès sommitaux du Danay-la Duché, conglomératiques et chenalisés, terminent ce flysch rapporté à l'Oligocène inférieur.

Dans l'Unité du Bargy :

- Les Marnes à Meletta dans lesquelles la présence de micas flottés est soulignée, débutent la série détritique. Elles sont, en majeure partie, les équivalents des Grès de Taveyannaz.
- La formation marno-micacée sus-jacente renferme des niveaux dissociés à petits blocs.
- Les Grès du Val d'Illiez, conglomératiques, chenalisés et semblables pétrographiquement aux Grès sommitaux des Aravis, terminent cette série plus distale du flysch delphino-helvétique.

B - Du point de vue tectonique

Il est montré que l'Unité des Aravis (prolongement sud du massif de Platé) chevauche constamment les Bornes externes (prolongement sud de la nappe de Morcle). Le chevauchement est une surface de cisaillement dont la trace se suit du Sud au Nord, entre Serraval et Cluses. L'ampleur du recouvrement dont témoigne la demi-fenêtre de la vallée de l'Arve, est au minimum de 5 Km.

La mise en place de l'Unité des Aravis sur les Bornes externes est mal datée. Postérieure au flysch de Oligocène inférieur, elle est contemporaine de la genèse des principales structures du massif des Bornes qui sont liées à l'écaillage du socle de Belledonne durant l'Oligocène supérieur et le début du Miocène.

Postérieurement à cette mise en place, l'édifice est affecté, entre autre, par un plissement à grand rayon de courbure, notamment responsable du synclinal de nappes de Thônes (Miocène moyen/supérieur ?), puis par divers évènements de fractures radiales.

Michel CHAPLET

**ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF
SUBALPIN DES BORNES
(HAUTE-SAVOIE)**

d

**RELATIONS STRUCTURALES ENTRE UNITE DES ARAVIS
ET BORNES EXTERNES DANS LE SYNCLINAL
DE NAPPES DE THONE**

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

Travaux du Département des Sciences de la Terre n° 11 - Université de Savoie édit.
220 p. , 93 fig.t. , 25 ph.t. , 3 pl.h.t. , 232 réf.bib.
ISSN 0758-749X ISBN 2-904431-20-9

Chambéry 1989

20 347 292

Cet ouvrage correspond au mémoire présenté, en spécialité de Géologie structurale, lors de l'obtention du titre de Docteur en Sciences, le 24 mars 1989 à l'Université de Savoie, devant le jury composé de messieurs :

J.-P. RAMPNOUX	: Président	(Université de Savoie)
B. MERCIER de LEPINAY	: Rapporteur	(C.N.R.S., Univ. Nice)
F. ROURE	: Rapporteur	(I.F.P., Rueil Malmaison)
E. FOURCADE	: Examineur	(C.N.R.S., Univ. Paris 6)
M. TARDY	: Directeur de Thèse	(Université de Savoie)
B. DOUDOUX	: Invité	(Université de Savoie)

REMERCIEMENTS

Au terme de cette étude géologique sur le massif subalpin des Bornes, je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont encouragé de loin ou de près dans mon travail.

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à ma famille et amis qui depuis longtemps m'ont témoigné leur confiance.

- à M. le professeur Jean-Paul RAMPNOUX qui m'a accueilli au Département des Sciences de la Terre de Chambéry et qui a bien voulu présider le jury lors de la soutenance de thèse.
- à M. Eric FOURCADE, détaché du C.N.R.S. à l'Université P. & M. Curie, qui m'a conseillé lors des campagnes de terrain et lors de mes visites intéressées à Paris.
- à M. François ROURE, Docteur-Ingénieur à l'I.F.P., qui fut avec M. le professeur Jean CHOROWICZ, au sein du laboratoire de M. le professeur Jean AUBOUIN, l'un de mes parrains de D.E.A. et qui, aujourd'hui, a accepté d'être rapporteur de ce présent mémoire.
- à M. Bernard MERCIER de LEPINAY, détaché du C.N.R.S. à l'Université de Nice, qui a suivi les prémices de mon étude et qui a bien voulu être rapporteur de thèse.
- à M. le professeur Marc TARDY, directeur de thèse, avec qui les relations amicales et scientifiques ont toujours été profitables au sérieux de la géologie.
- à M. Bernard DOUDOUX, maître de conférences à l'Université de Savoie, qui m'a apporté conseils et suggestions tout au long de nos nombreuses discussions.

J'adresse également mes remerciements à l'ensemble des membres du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Savoie pour tous les conseils scientifiques et/ou techniques que j'ai glanés tout au long de mon séjour à Chambéry.

INSTITUT
GÉOGRAPHIQUE
NATIONAL



PARIS, LE 18 février 1988

SERVICE COMMERCIAL
ET D'ACTION RÉGIONALE
DÉPARTEMENT ÉDITIONS ET MARKETING
107, RUE LA BOÉTIE
75008 PARIS
TÉL. (1) 43.59.09.76
TÉLEX IGN LB 660 320 F

Affaire suivie par M^{lle} DUPRE

poste 232

UNIVERSITE DE SAVOIE

Laboratoire de Géologie
BP 1104

73011 - CHAMBERY CEDEX

a l'attention de Monsieur CHAPLET

AUTORISATION DE REPRODUCTION N° 88-0056

Conformément aux dispositions de la loi du 11 mars 1957, et du décret n° 47.1892 du 9 septembre 1947, l'autorisation de reproduction ou d'adaptation du document IGN suivant : cartes au 1/50 000

demandée par lettre du : 2 février 1988 référence :

est accordée à : UNIVERSITE DE SAVOIE

dans le but de : réaliser une carte géologique et illustrer une thèse

Compte-tenu des renseignements que vous nous avez communiqués, la redevance que vous aurez à acquitter s'élève à : exceptionnellement 0 francs à titre gratuit

- pour un tirage à 100 exemplaires d'une surface de

La facture relative à la somme ci-dessus sera établie dans le délai d'un mois ; sauf annulation écrite dans ce délai, le demandeur sera tenu au paiement de la redevance dont le montant figure ci-dessus.

*Vu et homologué
le 24.02.88*

LE CHEF DE CENTRE

G. BERRY

Le Directeur Commercial

P. O. Dupre

Mentions obligatoires :

- la référence du document utilisé : ex: carte IGN au 1/50 000 (n° 3431)
- le copyright : " © IGN - Paris 19__ " (date d'édition)
- le numéro : " autorisation n° 88-0056

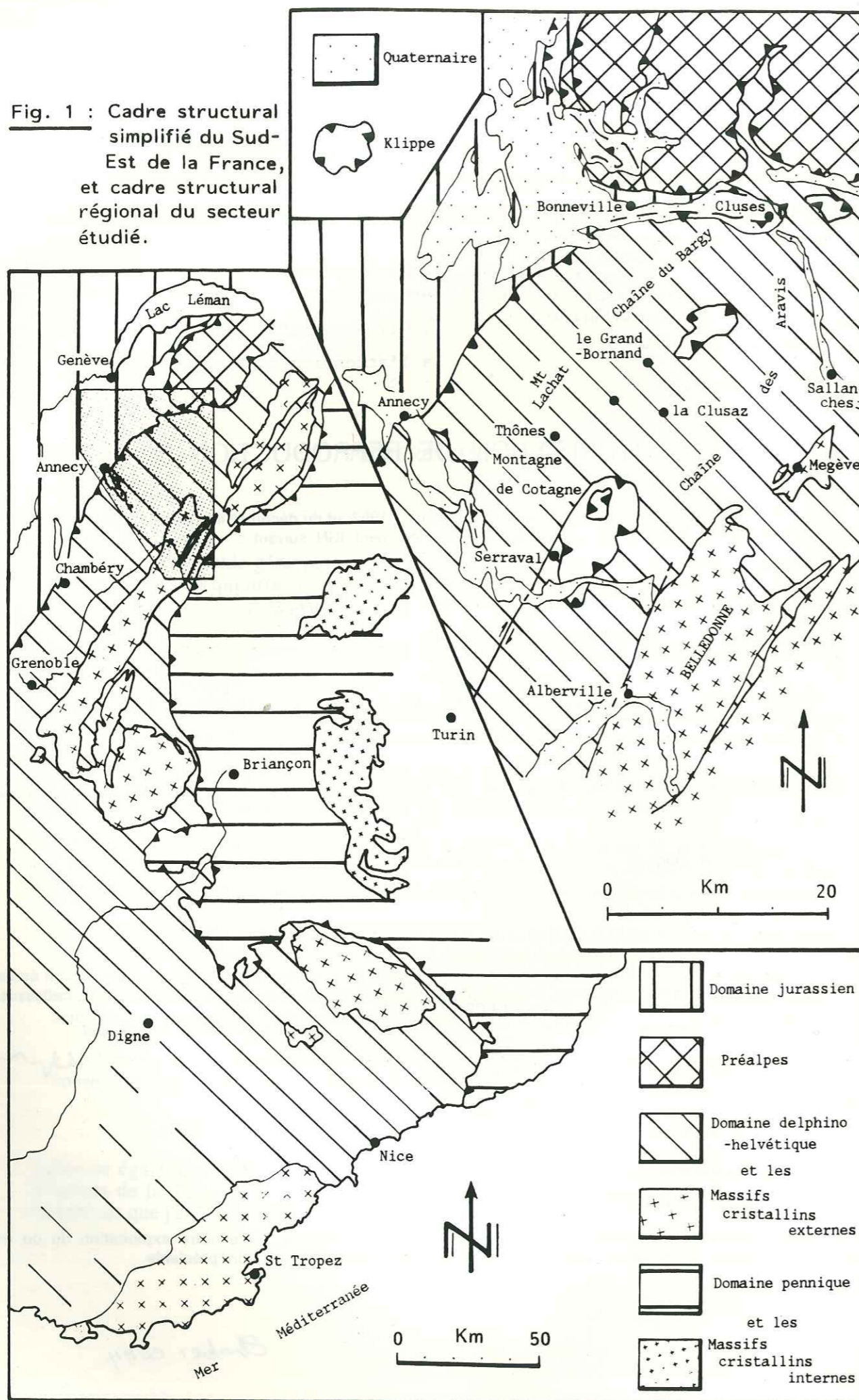
Justificatifs : Dès parution vous devez nous adresser 2 exemplaires du document réalisé.

La présente autorisation est limitée à l'usage spécifique défini ci-dessus; toute autre exploitation du ou des documents IGN en cause devra faire l'objet d'une nouvelle demande d'autorisation préalable.

DIRECTION GÉNÉRALE
136 BIS, RUE DE GRENNELLE
75700 PARIS
TÉL. (1) 45.50.34.95
TELEX IGN GNL 204 989 F

Etats: com

Fig. 1 : Cadre structural simplifié du Sud-Est de la France, et cadre structural régional du secteur étudié.



AVANT-PROPOS

Cet ouvrage présente les résultats de quatre années d'études menées sur le "synclinal" de Thônes (partie sud-orientale du massif subalpin des Bornes). Leur objectif, principalement structural, est de préciser au coeur de cette vaste synforme, les relations tectoniques qui existent entre le flanc nord-ouest (Unité du Bargy) et le flanc sud-est (Unité des Aravis) dont on sait déjà que le second chevauche le premier dans le secteur du Reposoir-Romme (J. ROSSET, 1957) et aux environs de Thônes (G.G. SAWATZKI, 1975 ; M. TARDY et B. DOUDOUX, 1984).

Les "outils" utilisés pour approcher cet objectif sont ceux de la géologie de terrain (cartographie précise, analyse structurale à toutes échelles), de laboratoire (analyse stratigraphique comparative des formations des deux unités) et de l'interprétation en tectoniques superposées.

Effectuée dans le cadre d'une thèse au sein du laboratoire de géologie de l'université de Savoie, cette étude, financée par la Direction générale de la recherche scientifique et technique, a été encadrée, tant au laboratoire que sur le terrain, par M. le professeur Marc TARDY.

Les relations scientifiques avec les laboratoires de l'université P. & M. CURIE (Paris) ont été profitables à l'élaboration des résultats.

Le terrain d'étude se situe dans le Sud-Est de la France (fig.1).

Il correspond à une petite partie du domaine externe des Alpes, dans les terrains delphino-helvétiques, et se positionne entre 30 et 50 Km au Sud-Est de Genève et à environ 50 Km au Nord-Est de Chambéry.

Au sein de la patrie du Reblochon qui accompagne très bien les vins de Savoie, le "synclinal" de Thônes appartient au massif subalpin des Bornes.

Quatre campagnes de terrain ont été effectuées entièrement à pied sur une totalité de 259 jours (jours chômés compris), soit près de 2005 Km parcourus pour 103 603 m de dénivelée et deux paires de chaussures... 672 échantillons ont été prélevés.

La zone étudiée, environ 320 Km², est située entre la ville de THONES, le Mont Lachat, SAINT-JEAN-DE-SIXT, LE GRAND-BORNAND, la chaîne du Bargy, CLUSES, SALLANCHES, la chaîne des Aravis, la Montagne de Sulens, SERRAVAL et la Montagne de Cotagne.

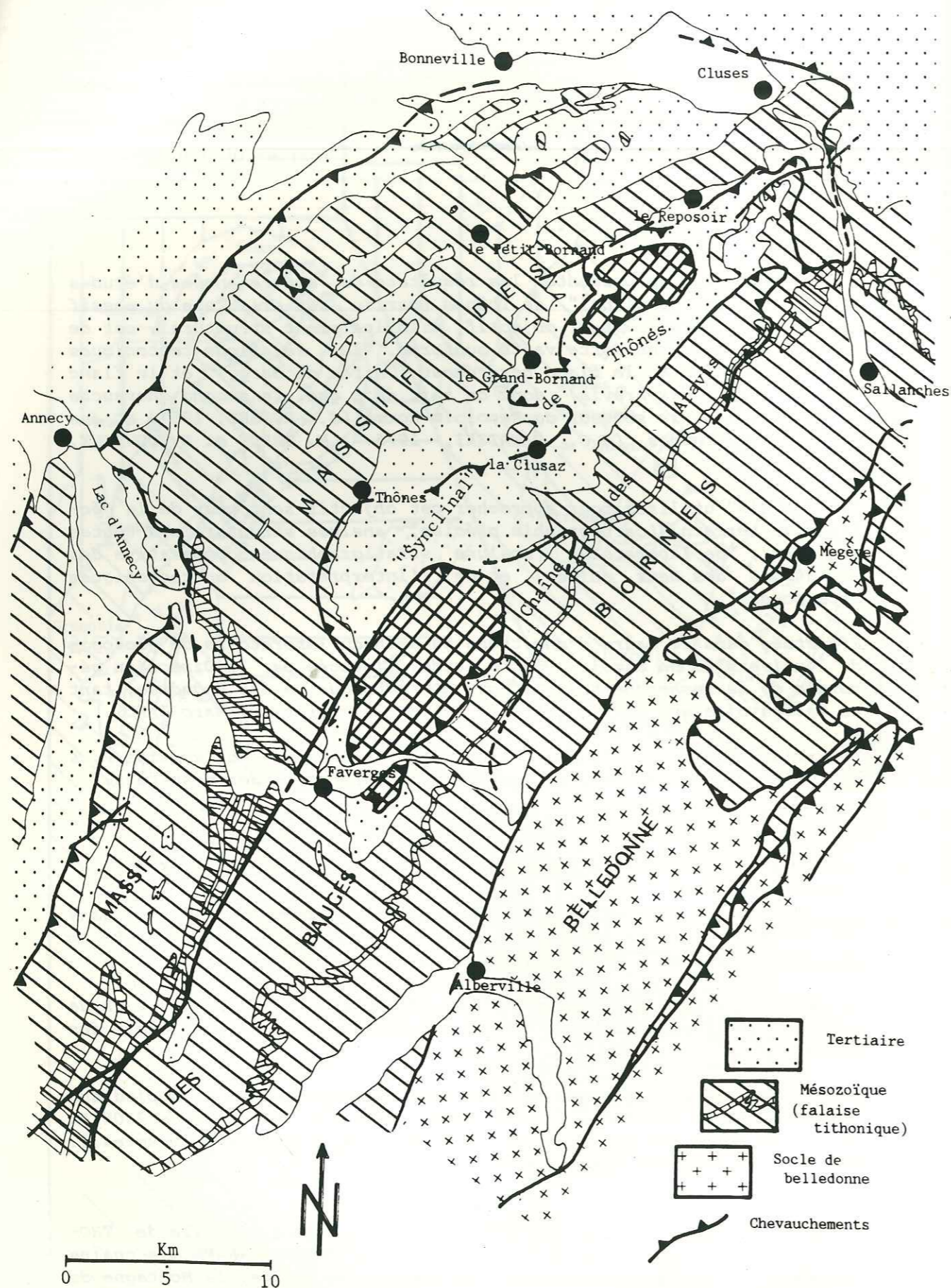


Fig. 2 : Carte de répartition du Mésozoïque et du Cénozoïque dans le massif des Bornes et les régions voisines.

lère partie

STRATIGRAPHIE

Les terrains delphino-helvétiquesI - Préambule

Hormis d'excellents ouvrages généraux concernant la géologie des Alpes françaises, tels ceux, historiques, de H.B. de SAUSSURE (1779), J. FOURNET (1849), G. de MORTILLET (1858), J. REVIL (1911; 1913)..., deux mémoires sont restés en référence constante, tant par la précision de leurs propos que par les secteurs étudiés qui correspondent en grande partie au sujet de mon travail; ce sont ceux de L. MORET (1934) et de J. ROSSET (1957) auxquels se sont greffés, en partie ou pour comparaison, celui de J.J. CHAROLLAIS (1963) en ce qui concerne l'Est du massif des Bornes et celui de S.O. RIVANO GARCIA (1978) pour le Sud-Est du massif, S. TRIBOULET et C. ELTCHANINOFF (1980) pour la région de Megève, B. PAIRIS (1975) pour le massif de Platé, et B. de LEPINAY (1981) pour la région située au Nord de Cluses. D'autres auteurs ayant décrit des secteurs plus réduits ou des niveaux stratigraphiques précis ont été intégrés dans les paragraphes qui leurs correspondent.

L'étude du "synclinal" de Thônes, dont le berceau est constitué par la dalle urgonienne, ne permet pas d'aborder la stratigraphie mésozoïque anté-barrémienne. La description des terrains du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur, observés en rive gauche de l'Arve au Nord-Ouest de Sallanches, fera surtout référence aux travaux antérieurs.

II - Le MésozoïqueII 1 - Introduction (fig. 2)

Le Mésozoïque affleurant débute, en ce qui concerne les soubassements méridionaux de la chaîne des Aravis, par l'Aalénien décollé, reposant sur des lambeaux de Lias et, plus généralement, sur le Trias (Permo-Trias) discordant sur le Houiller qui est lui-même en discordance sur la série satinée de Belledonne (J.C. CARFANTAN, 1975, p.p.60-62). Dans la partie nord-est du massif des Bornes, le Jurassique supérieur correspond aux plus vieux terrains rencontrés (SARASIN, 1902, in J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.636).

Le Mésozoïque s'étage, sur les flancs nord-ouest et sud-est du "synclinal" de Thônes, jusqu'au Sénonien. Ce dernier étage est parfois absent, l'érosion anté-lutétienne l'ayant entièrement fait disparaître.

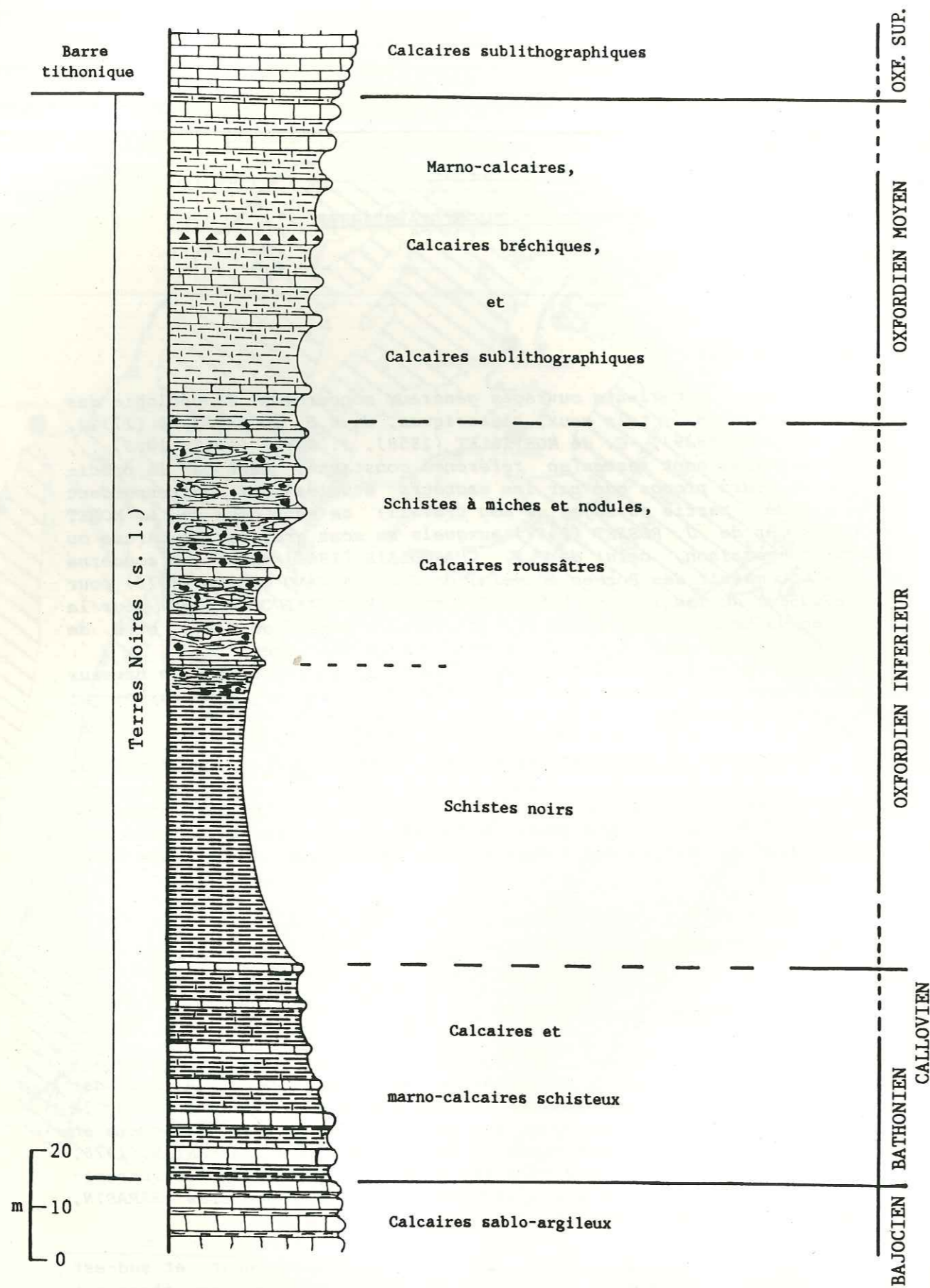


Fig. 3 : Coupe schématique du Bathono-Oxfordien.

II 2 - Le Jurassique supérieur

a / Bathonien-Oxfordien moyen : les Terres Noires (fig. 3)

Entre les calcaires plus ou moins argileux ou sablo-argileux du Bajocien (L. MORET, 1934, p.8) et les calcaires de la falaise tithonique, le Bathono-Oxfordien est essentiellement schisteux. Dans le paysage, il apparaît le plus souvent couvert par des prairies.

a1 . Base des Terres Noires

Les quarante premiers mètres sont caractérisés par une diminution progressive des bancs calcaires (J.C. CARFANTAN, 1975, p.63) et une augmentation des calcaires argileux schisteux (sommet de l'ensemble A de P. CROS et al., 1984, p.19). Cette partie transitoire entre les calcaires bajociens et les Terres Noires oxfordiennes (s. str.) est également présente dans le massif de Platé (B. PAIRIS, 1975, p.18).

Dans le Nant Trouble et le Nant de Flon, J.C. CARFANTAN a trouvé, à la base de cette partie, une ammonite (STEPHANOCERATIDE du genre *Cadomites*) du Bathonien inférieur et, au sommet, un exemplaire (OPPELIIDE du genre *Campylites*) attribué, au moins, au Callovien supérieur. Il est à noter que E. CARIOU, R. ENAY, H. TINTANT (1971, p.94) signalent les *Campylites* surtout dans l'Oxfordien inférieur et moyen.

a2 . Les Terres Noires (s.str.)

Les schistes sont prédominants sur environ 100 m d'épaisseur. Ils correspondent à un ancien dépôt argileux en milieu réducteur (A. LOMBARD, 1975, p.324).

L. MORET (1934, p.9), S.O. RIVANO GARCIA (1978, p.21), P. CROS et al. (1984, p.19), ..., décrivent, à la base orientale de la chaîne des Aravis, des schistes noirs très friables passant vers le sommet à des schistes à miches calcaires pseudosparitiques et nodules phosphatés d'ammonites avec des intercalations décimétriques de calcaires noirs pyriteux. C'est l'ensemble B de P. CROS et al. (1984, p.19).

Ce n'est que dans le sommet à nodules que J. ROSSET (1957, p.p.23-24) a pu récolter des ammonites. Selon cet auteur, elles caractériseraient la zone à *Cardioceras cordatum* sans que le fossile index de la zone soit présent. Pour leur part, L. MORET (1934, p.9) et S.O. RIVANO GARCIA (1978, p.21) signalent deux articles différents de D. HOLLANDE (1889) où ce dernier mentionne la récolte, à Merdassier près de la Giétaz, d'*Ammonites cordatus* qui serait (F. ROMAN, 1938, p.228) le génotype du genre *Cardioceras*.

Cette zone, décrite par E. CARIOU, R. ENAY et H. TINTANT (1971, p.93), correspond à l'Oxfordien inférieur terminal alors que le fragment d'*Arisphinctes gr. plicatilis* SOW. récolté par J. ROSSET (1957, p.24)

dans le torrent des Aiguilles près de Mayère, qui représenterait Perisphinctes (Arisphinctes) plicatilis (SOW.), correspondrait à l'Oxfordien moyen débutant.

La présence signalée (S. LIAUDET, 1984, p.33) des nannofossiles Coccolithaceae (Watznaueria barnesae, Watznaueria communis, Cyclagelosphaera deflandrei et Diazomatolithus lehmanii) n'apporte pas de précision sur l'âge des Terres Noires. Ces espèces étant connues depuis le Bathonien supérieur, seule Diazomatolithus serait, d'après J. ROGER (1974, p.132), de l'Oxfordien sans plus de précision.

a3 . Sommet des Terres Noires

Avant la barre tithonique, les Terres Noires (s.l.) se terminent par 35 à 70 m de couches de transition constituées de calcaires argileux schisteux à lits calcaires roussâtres de 20 à 30 cm d'épaisseur passant à des calcaires blanchâtres, à cassure noire, de plus en plus épais, séparés par des niveaux schisteux (S.O. RIVANO GARCIA, 1978, p.23 ; J. ROSSET, 1957, p.p.24-25). Cette partie correspond à l'ensemble C de P. CROS et al. (1984, p.20).

C'est encore à J. ROSSET que l'on doit la découverte du plus grand nombre d'ammonites que les auteurs (L. MORET, 1934, p.9 ; J. ROSSET, 1957, p.26; ...) classaient dans l'Argovien (aujourd'hui Oxfordien moyen).

Ce passage progressif de faciès est aussi observable dans le Haut-Giffre et dans le domaine de Platé (B. PAIRIS, 1975, p.18).

a4 . Conclusion sur le Bathonien-Oxfordien

Constitué essentiellement de schistes noirs (environ 100 m), le Bathonien-Oxfordien débute et se termine par des faciès de transition (respectivement 40 et environ 60 m). Le faciès de base semble s'étager du Bathonien inférieur au Callovien supérieur-Oxfordien inférieur, les Terres Noires vraies sont de l'Oxfordien inférieur, voire Oxfordien moyen débutant, et le faciès transitionnel sommital de l'Oxfordien moyen (fig. 3).

b / Oxfordien supérieur-Tithonique-Berriasien inférieur la Formation tithonique

Premier trait morphologique bien visible (le second étant la barre urgonienne), la Formation tithonique longue, à quelques accidents près, tout le bord oriental de la chaîne des Aravis alors que seule sa partie sommitale est visible dans l'Ouest du massif des Bornes, à l'aval du Petit-Bornand. (fig. 2)

D'une épaisseur de 100 à 170 m, cette barre tithonique (s.l.) débute avec l'Oxfordien supérieur et se termine par ce que L. MORET (1934, p.12) appelait "les couches de passage du Jurassique supérieur au Crétacé" (Berriasien). Cette falaise correspond à l'ensemble D et à la base de l'ensemble E de P. CROS et al. (1984, p.20).

b1 . Le Malm de la Formation tithonique

Il est constitué principalement de calcaires sublithographiques en bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur à patine claire et cassure noire ou claire, et parfois d'intercalations plus schisteuses. Quelques bancs métriques à plurimétriques sont observés, comme à Oëx en rive gauche de l'Arve. Dans cette formation, des silex noirs allongés sont souvent décrits dans la littérature (L. MORET, 1934, p.10 ; J. ROSSET, 1957, p.28; S. LIAUDET, 1984, p.33; ...).

Dans la partie inférieure de cet ensemble calcaire du Malm, J. ROSSET (1957, p.29) a trouvé, le long de la route du col des Aravis près de Crève-Coeur, des ammonites qu'il rapporte au Rauracien et au Séquanien. En effet, les Ataxioceras correspondent, selon R. ENAY, H. TINTANT et M. RIOULT (1971, p.97) au Kimméridgien inférieur.

La partie supérieure, avec l'apparition de Calpionellidés accompagnant des faciès pseudolithiques (P. DONZE, 1958, p.54), a été attribuée par S.O. RIVANO GARCIA (1978, p.29) au Tithonique. De Chitinoïdella à l'association Crassicolaria intermedia - Calpionella alpina, puis Crassicolaria intermedia-Crassicolaria brevis et enfin C. intermedia-C. massutiniana (S.O. RIVANO GARCIA, 1978, p.28), nous passons graduellement du Tithonique inférieur terminal-Tithonique moyen au sommet de la zone A du Tithonique supérieur (J. REMANE, 1974, p.p.39-43).

Les moules d'ammonite récoltés par S.O. RIVANO GARCIA (1978, p.29) "confirment que le sommet de la série appartient au Tithonique supérieur" (sic). Or les formes rencontrées, Berriasella gr. moretti et Berriasella gr. jacobi, appartiennent à la zone à Jacobi (F. ALLEMANN et al., 1975, p.18 ; R. ENAY et al., 1975, p.45; ...). De plus, Ch. POMEROL (1975, p.246), en accord avec la majorité des auteurs du colloque de Lyon-Neuchâtel (B.R.G.M. 1975, p.84), place cette zone dans le Berriasien inférieur. La Formation tithonique passe donc, au sommet, du Malm au Crétacé.

b2 . Les couches du passage Jurassique-Crétacé : le sommet de la Formation tithonique

Ce sont des calcaires de même type que le Malm et ce, sur une épaisseur de 10 à 20 m (S.O. RIVANO GARCIA, 1978, p.33 ; J. ROSSET, 1957, p.31).

La microfaune est essentiellement constituée de Calpionelles et l'association décrite par S.O. RIVANO GARCIA (p.33) concorde avec la zone B de J. REMANE (1974, p.43) qui n'est autre que la transition entre le Tithonique supérieur et le Berriasien (D.V. KENT et F.M. GRADSTEIN, 1985, fig.3). Il est à noter que la zone B de REMANE (1974, p.46, fig.21) englobe la zone à Jacobi; les ammonites citées ci-dessus, récoltées par S.O. RIVANO GARCIA, représentent pleinement les couches de passage.

b3 . Conclusion sur la Formation tithonique

D'une puissance de 100 à 170 m, la Formation tithonique correspond à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien pour sa partie inférieure, au Tithonique pour sa partie moyenne et au Tithonique terminal-Berriasien inférieur pour les 10 à 20 derniers mètres.

Ses calcaires sont d'origine pélagique (P. CROS et al., 1984, p.26). Dans les Aravis, il a été décrit d'anciennes zones de haut-fond et de point-bas attestées par des réductions ou des fortes augmentations d'épaisseur de la formation (H. DETRAZ et al., 1987, p.73).

Le passage en continuité du Malm au Néocomien observé dans les Aravis (J. ROSSET, 1957, p.31) est parfois placé hors de la formation tithonique (S.O. RIVANO GARCIA, 1978, p.33 ; P. CROS et al., 1984, p.20 ; S. LIAUDET, 1984, p.33).

II 3 - Le Crétacéa / Le Berriasien

a1 . Les couches à faciès hémipélagique

Le Berriasien débute avec le sommet des calcaires tithoniques, mais rapidement le faciès devient hémipélagique (P. CROS et al., 1984, p.26).

Il s'agit de micrites, à cassure gris-noir, constitués de séquences schisteuses, de séquences calcaires et de séquences marno-calcaires.

L'étude des calpionelles et des nannofossiles atteste le Berriasien (S. LIAUDET, 1984, p.34).

D'une puissance d'environ 70 m dans les Aravis (J. ROSSET, 1957, p.p. 31-32 ; S. LIAUDET, 1984, coupe 5), le Berriasien peut dépasser 100 m d'épaisseur comme aux environs du chalet du Curé, au Sud du col des Aravis (S.O. RIVANO GARCIA, 1978, p.p.33-37), ou comme au Nord-Est du massif des Bornes en aval du Petit-Bornand (J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.p.638-651). Mais pour ce dernier site, J.J. CHAROLLAIS décrit, après les 70 m de base, 105 m de marnes azoïques débutant par 10 m de conglomérat possédant des Calpionellidés. Les espèces citées (p.p.642-643) correspondent à la zone D de REMANE (1974, p.47) dans laquelle Calpionellopsis neocomiensis n'est autre, aujourd'hui, que Calpionellopsis simplex ou C. oblonga (J. REMANE, 1974, p.p.25-26). Ce "conglomérat" représenterait donc déjà le Berriasien moyen-Valanginien basal.

Les dépôts hémipélagiques correspondent à une sédimentation de bassin (L. MORET, 1934, p.19) sous influence d'une subsidence importante (V. TRUYOL, 1985, p.55).

a2 . Remarque

L'étude des calpionelles et des nannofossiles atteste le Berriasien (S. LIAUDET, 1984, p.34). Mais bien que celui-ci soit

reconnu entre la falaise tithonique et les marnes du Valanginien, ses limites inférieure et supérieure restent imprécises et ce, du fait des passages progressifs avec les termes sous-jacent et sus-jacent et de la rareté des faunes.

b / Le Valanginien

Il correspond à des alternances de marnes schisteuses et de calcaires en niveaux décimétriques sur une puissance d'environ 200 m. Il est reconnaissable dans le paysage où il est profondément raviné. Les calcaires, à patine beige et cassure noire, sont fréquemment gréseux ; les grains de quartz peuvent atteindre un diamètre de 0,5 mm. C'est l'ensemble F de P. CROS et al. (1984, p.20 et 1985, p.24).

Dans le massif des Bornes, la formation présente des variations de faciès (fig. 4) :

- Dans la partie externe, au Nord du ruisseau de la Dresse (Rocher de Leschaux), J.J. CHAROLLAIS (1963, p.653) signale, au-dessus de dépôts marneux, schisteux, puis marno-calcaires, des calcaires biodétritiques grossiers à patine rousse.

- Dans la partie moyenne du massif, comprise entre le ruisseau de la Dresse et la chaîne des Aravis, le Valanginien présente, à son sommet, un membre chaotique à bancs calcaires lenticulaires de patine rousse (J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.663 et p.667).

- Dans la chaîne des Aravis, A. COAZ (1932, in J. ROSSET, 1957, p.35) ne signale les calcaires supérieurs qu'à la Pointe d'Areu; mais ces calcaires lenticulaires peuvent aussi être observés sur plusieurs centaines de mètres à l'Adroit des Aravis.

Nous constatons donc, à l'échelle du massif des Bornes, une diminution d'épaisseur des calcaires supérieurs du NW vers le SE.

L'âge de cette formation essentiellement schisteuse est mal défini. Les nannofossiles n'indiquent généralement qu'un intervalle de temps peu précis allant du Jurassique supérieur-Berriasien à l'Aptien inférieur (P. CROS et al., 1985, p.27). Seules quelques ammonites, comme Neolissoceras grasi (D'ORBIGNY) trouvé dans le massif de Platé par B. PAIRIS (1975, p.26) et dans les Aravis par J. ROSSET (1957, p.35), indiquent le Valanginien (G. THOMEL, 1980, p.83).

c / Hauterivien-Barrémien inférieur :

Les marno-calcaires sombres

c1 . Généralités

Cette formation est présente sur tout le pourtour du "synclinal" de Thônes où elle forme abrupts ou sommets. Elle est également présente au coeur de l'anticlinal du Mont Durand entre Saint-Jean-de-Sixt et la Clusaz.

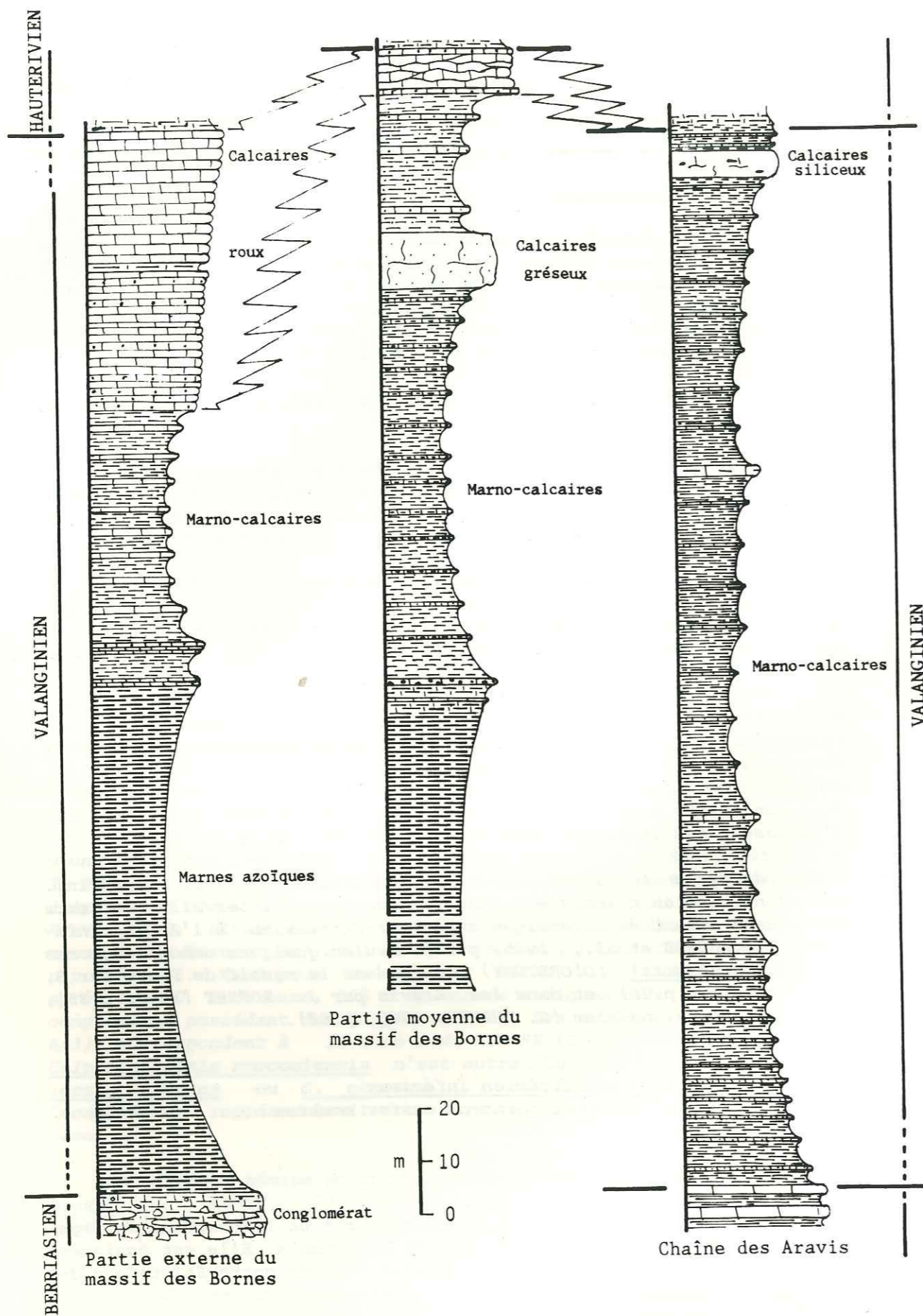


Fig. 4 : Trois colonnes stratigraphiques schématiques du Valanginien du massif subalpin des Bornes.

Elle est constituée de calcaires sableux en bancs de 10 à 30 cm à cassure gris-noir ou gris clair et de marnes très calcaires, plus ou moins schisteuses, en lits de 2 à 30 cm. Ces faciès témoignent d'un bassin en voie de comblement en plaine d'épandage, au pied d'une plate-forme (V. TRUYOL, 1985, p.55). Il s'agit des ensembles G, H, et J de P. CROS et al. (1985, p.p.27-28).

Le passage Valanginien-Hauterivien peut être progressif (partie externe définie au paragraphe précédent) ou brusque (partie médiane) (J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.668).

Le passage à l'Urgonien sus-jacent (ensemble J de P. CROS et al., 1985, p.28) présente des figures de resédimentation turbiditique et de remobilisation par slumping; les éléments glissés, métriques puis décimétriques, peuvent posséder des chailles. Il est également fréquent de remarquer une intercalation dans ces marno-calcaires sombres (à 35/65 m du sommet) de 4 à 15 m de calcaires en bancs pluri-décimétriques, parfois à silex (J. CHAROLLAIS et al., 1967, p.65), de patine claire à faciès urgonien.

L'âge de la formation est donné par:

- Les ammonites comme *Crioceratites duvali* LEVEILLE (anciennement *Crioceras duvali*) récoltée dans la combe de la Balme (J. ROSSET, 1957, p.36): Hauterivien.

- Les nombreux oursins - tel *Toxaster complanatus* DE BLAINVILLE trouvé à la montagne de Veyrier et dans le défilé de Dingy de la cluse du Fier (L. MORET, 1934, p.16), ou dans le domaine de Platé (B. PAIRIS, 1975, p.32) et dans la combe de la Balme (chaîne des Aravis) (J. CHAROLLAIS et al., 1967, p.66) - qui indiquent l'Hauterivien (G.J. PAINVIN, 1945, pl.XII).

Il est à noter qu'au dessus de l'intercalation calcaire à faciès urgonien, J. CHAROLLAIS et al. (1967, p.66) ont découvert un gisement d'éponges (*Porospongia*) jusqu'alors inconnues dans le Crétacé. L'âge précis de ces spongiaires (p.68) reste discuté (J. CHAROLLAIS et al., 1965, p.640)

c2 . Remarques sur la partie sommitale des marno-calcaires sombres

Selon B. CLAVEL et al. (1987, p.66), le sommet de la formation n'est pas partout du même âge : la base de l'Urgonien sus-jacent débute plus tôt dans la partie Nord-Ouest du massif des Bornes.

- Au Petit Bornand, les premiers oursins *Toxaster seynensis* (Hauterivien supérieur terminal - Barrémien : B.R.G.M., 1984, p.296) sont près de la base de la falaise urgonienne;

- Dans la gorge des Etroits, au Nord de Saint-Jean-de-Sixt, *Toxaster retusus* (Hauterivien - Hauterivien supérieur) à été récolté entre la barre calcaire à faciès urgonien, intercalée, et la falaise urgonienne véritable;

- Dans la combe de la Balme (chaîne des Aravis), *Toxaster seynensis* est présent jusqu'à 45/50 m sous le sommet des marno-calcaires sombres;

- A l'Adroit des Aravis, le Barrémien basal est signalé à 45 m sous la falaise urgonienne par les ammonites *Torcapella suessi* SIM. et *Emericiceras cf ottohaasi* SARK. (B. CLAVEL et al., 1987, p.66); ce que nous confirmons par la récolte, dans la combe de la Blonnière au Nord de l'Etale, d'une ammonite déterminée par R. BUSNARDO comme étant *Torcapella suessiformis* caractéristique de la partie moyenne de la zone à *Hugii* (Barrémien inférieur).

c3 . Conclusion

Les marno-calcaires sombres sous-jacents à l'Urgonien, d'une puissance supérieure à 400 m, sont datés, d'après les ammonites et les oursins, de l'Hauterivien mais peuvent monter jusque dans le Barrémien inférieur dans les secteurs les plus orientaux.

L'installation de la plate-forme urgonienne est annoncée par quelques mètres de calcaires à faciès urgonien intercalés dans la partie sommitale de la formation.

d / Le Barrémo-Aptien : les calcaires urgoniens

d1 . Généralités

En falaises ou en surfaces structurales lapiazées, l'Urgonien (ensemble K de P. CROS et al., 1985, p.29) affleure sur tout le pourtour du "synclinal" de Thônes. Il est aussi entaillé par la cluse du Mont-Durand, dans la partie centrale du "synclinal", entre la Clusaz et Saint-Jean-de-Sixt.

Il s'agit de "calcaires très purs et très vifs" déjà remarqués en 1858 (G. de MORTILLET, p.236) qui possèdent 90% à 98% de CaCO3 (L. MORET, 1934, p.20).

L'épaisseur totale de ces calcaires de plate-forme, en bancs généralement métriques à plurimétriques, varie entre 180 m et 250 m. Des intercalations marneuses, parfois à orbitolines, sont présentes (Ch. JACOB, 1907, p.290). La patine urgonienne est gris-clair et la cassure gris-clair à foncée. Parfois, comme en rive gauche de l'Arve, au NW du lieu-dit la Vuarde, sous la falaise de la chaîne des Aravis, à 1300 m d'altitude, des niveaux à silex pris dans la masse des bancs calcaires sont observés.

La microfaune est caractérisée par l'abondance des milioles (Photo. 1) et la macrofaune, par celle des rudistes.

Les auteurs s'accordent à penser que le faciès urgonien s'étage du Barrémien à l'Aptien inférieur avec une évolution en plusieurs cycles de sédimentation en fonction de l'installation et de la progradation de la plate-forme carbonatée (P. CROS et al., 1985, p.23 ; V. TRUYOL, 1985, p.55 ; F. BAUDIN, 1986, p.31 ; ...).

d2 . Coupe de l'Urgonien de la cluse du Borne au Nord de St-Jean-de-Sixt

- d21 - Avant-propos

L'échantillonnage au long de la D 12 puis au sommet des éboulis (Fig. 6) a été réalisé avec F. BAUDIN, P. CROS et E. FOURCADE en 1985. Les études paléontologique et texturale ont été effectuées par F. BAUDIN (1986, p.7) au laboratoire de Stratigraphie de l'Université P. et M. CURIE à Paris.

Cette coupe a été étudiée en détail dans le but de faire ressortir les principaux traits lithologiques de cette formation dans la chaîne du Bargy, sur le flanc nord-ouest du "synclinal" de Thônes.

Les domaines de sédimentation d'une plate-forme carbonatée sont rappelés sur la figure 5 et ce, d'après les travaux de A. ARNAUD-VANNEAU (1980, p.p.23-25), H. ARNAUD (1981, p.10) et de F. VIEBAN (1983, p.32) ; schémas compilés.

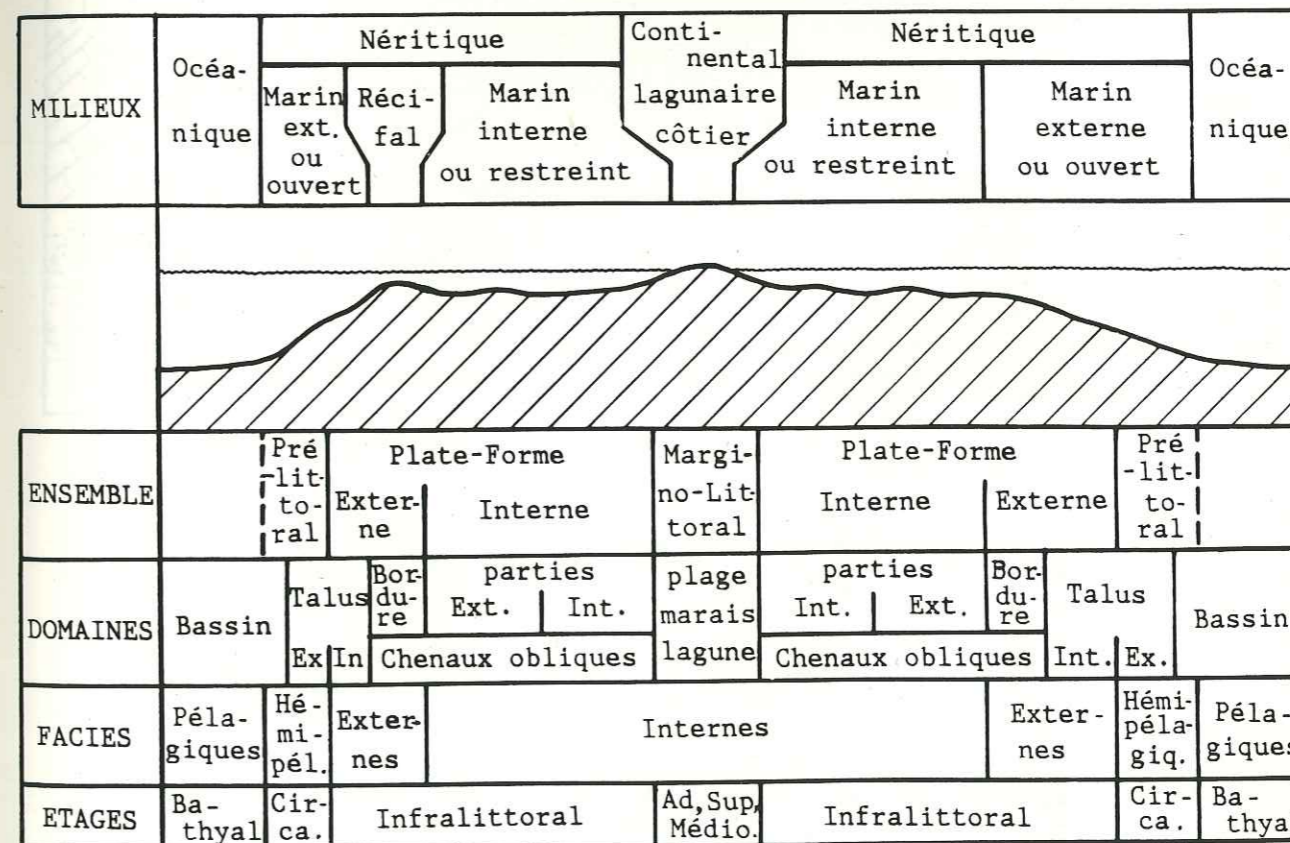


Fig. 5 : Coupe synthétique de deux exemples de plate-forme carbonatée en relation avec le bassin et le domaine plage-marais-lagune.

1 : 25 000 3430 Est
© I.G.N.-Paris 1982

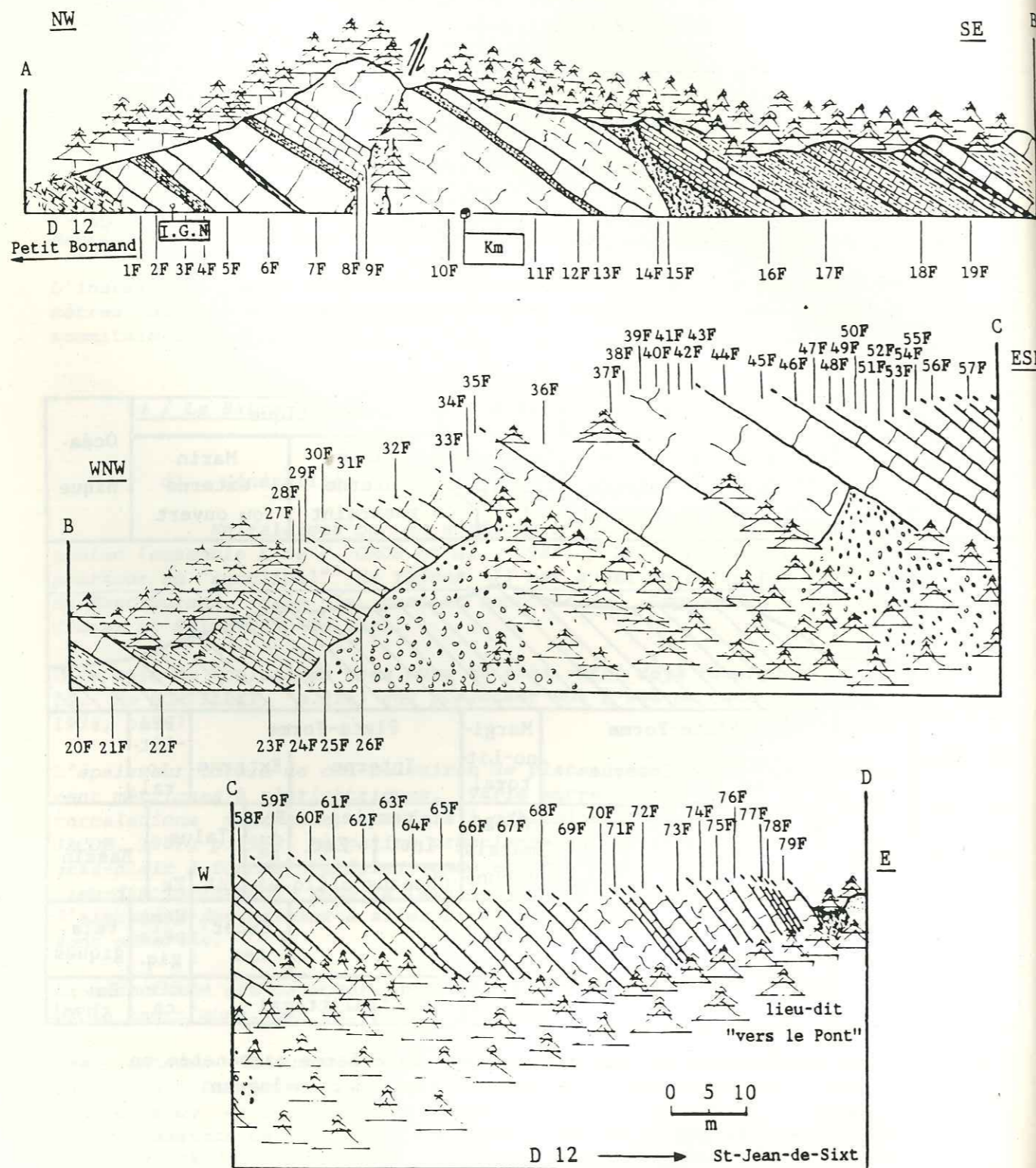


Fig. 6: Coupe de l'Urgonien dans la cluse du Borne au Nord de St-Jean-de-Sixt.

Sur la coupe étudiée, on peut reconnaître plusieurs mégaséquences dont la numérotation a été reprise d'après les définitions de H. ARNAUD (1981, p.14 et p.55) :

- Mégaséquence 5 : Elle débute à l'Hauterivien, à partir de la zone à sayni, et se termine au Barrémien inférieur. Elle correspond au sommet des marno-calcaires sombres décrits au chapitre précédent.
- Mégaséquence 6 : Apparition du haut-fond bioclastique en Vercors méridional. Barrémien inférieur à supérieur.
- Mégaséquence 7 : Début de la plate-forme urgonienne jusqu'à son extension maximale. Barrémien supérieur - Aptien inférieur.
- Mégaséquence 8 : Elle débute avec l'épisode terrigène des couches inférieures à orbitolines et se termine dès l'apparition des marnes de l'Aptien - Albien.

Chaque mégaséquence peut être subdivisée en plusieurs séquences, mais comme le signale H. ARNAUD (1981, p.39) à propos des surfaces et horizons de discontinuité, "l'interprétation peut conduire à des conclusions différentes du point de vue stratigraphique".

- d22 - Description de la coupe (fig. 6 et 7)

d221 - Mégaséquence 6

Ces faciès de plate-forme externe se développent sur 100 m d'épaisseur. On y reconnaît 6 séquences :

Séquence 1 : Echantillons 1F à 5F ; E= 9m

Elle débute, au dessus du dernier niveau des marno-calcaires sombres, par deux bancs calcaires épais respectivement de 2,70 m et 2,90 m. Elle se poursuit par 1,60 m de calcaire argileux, possédant un lit de 0,25 m plus calcaire au milieu, et se termine par un banc calcaire de 2,10 m renfermant quelques bioclastes.

La patine est blanche, la cassure gris-sombre. La texture homogène est un packstone et les bancs calcaires contiennent du quartz détritique ou de néogène et quelques cristaux de glauconie.

On y trouve des pellets, des spicules siliceux de spongiaires, des débris d'échinodermes, de lamellibranches, des petits foraminifères de bassin et des bryozoaires.

Cette séquence correspondrait, en se référant aux travaux de A. ARNAUD-VANNEAU (1980, p.30) au faciès à petits bioclastes du talus.

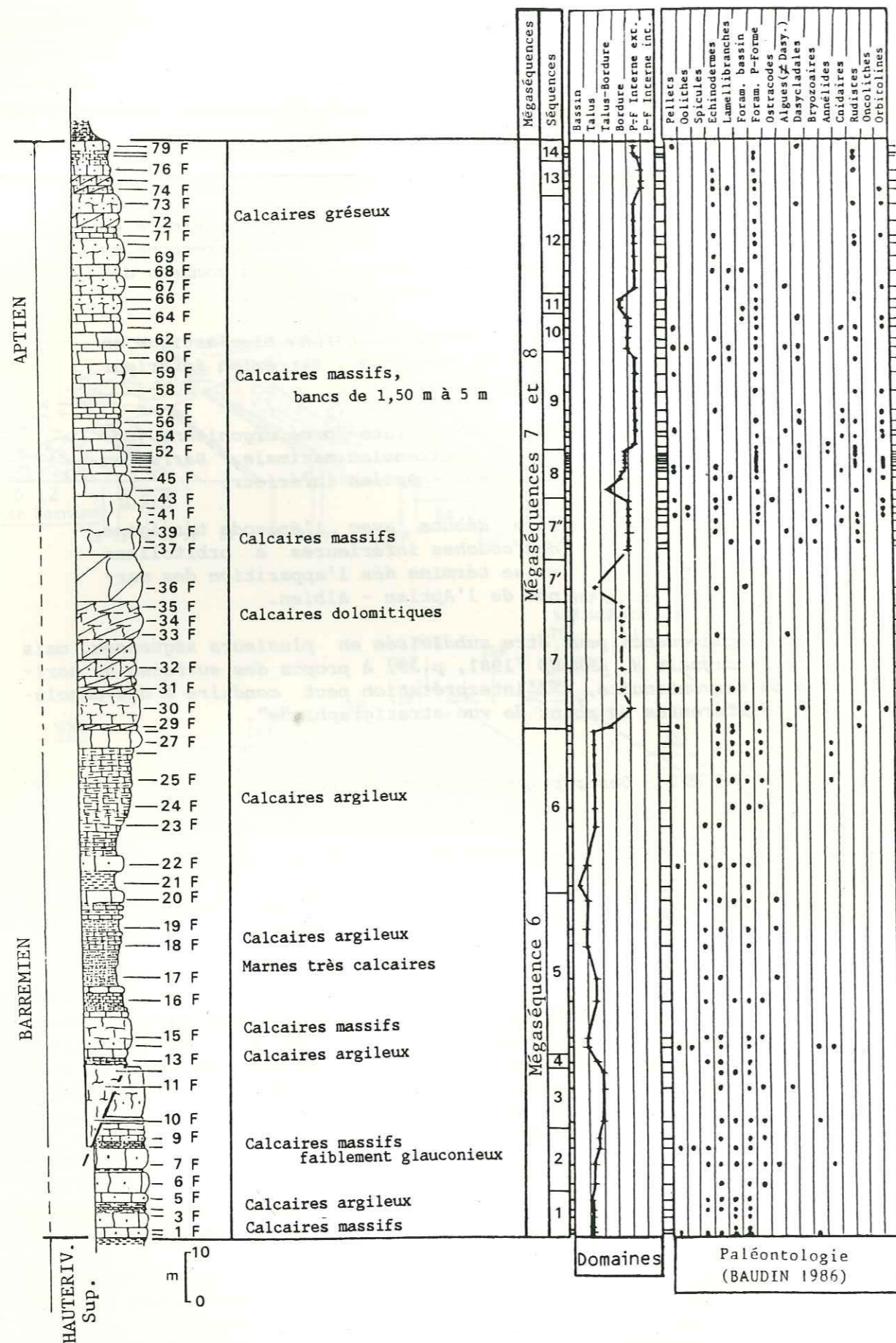


Fig. 7 : Colonne lithostratigraphique de l'Urgonien de la cluse du Borne au Nord de St-Jean-de-Sixt (situation fig. 6) : Lithologie, domaine de sédimentation, paléontologie.

Séquence 2 : Echantillons 6F à 9F ; E=15 m

Cette séquence, toujours à packstones, comprend :

- un banc de calcaire massif épais de 4,30 m, très faiblement glauconieux, contenant des débris d'échinodermes et des foraminifères;
- une passée marneuse centimétrique;
- un banc de calcaire massif épais de 4,50 m, à traces de glauconie, contenant des spicules de spongiaires, des débris d'échinodermes, des lamellibranches, des foraminifères (dont des miliolles) des ostracodes et des annélides;
- 0,5 m de calcaire argileux à pellets, oolithes remaniées, spicules de spongiaires, lamellibranches et foraminifères;
- 5 m de calcaires en lits de 0,60 m à 1,20 m contenant des débris d'échinodermes et des foraminifères dont des miliolles;

Cette séquence se serait déposée dans le domaine médian du talus où se manifestaient des influences de bordure matérialisées par les calcaires bioclastiques décrits par F. VIEBAN (1983, p.46).

Séquence 3 : Echantillons 10F à 12F ; E=16 m

D'aspect massif, cette séquence correspond à un calcaire à texture d'un packstone. Il renferme des bryozoaires (base), des débris d'échinodermes, des lamellibranches, des foraminifères et, au sommet, des algues (différentes des Dasycladales).

Le dépôt se serait produit sur la partie interne du talus comme celui des biosparites signalées par F. VIEBAN (1983, p.47) bien que cet auteur ne décrive que des bancs décimétriques pour cette séquence.

Séquence 4 : Echantillon 13F ; E=0,80 m

C'est un calcaire argileux à spicules de spongiaires, radioles d'échinides et foraminifères tels *Valvulineria* sp. et *Saubadia minuta*.

Avec cette séquence nous retrouvons les faciès d'un domaine de talus avec quelques influences de bassin.

Séquence 5 : Echantillons 14F à 20F ; E=32 m

De cassure grise et d'une texture de packstone fin à wackestone argileux, cette séquence débute par :

- Trois bancs de calcaire massif de 3,20 m, 5 m et 0,80 m d'épaisseur, parfois légèrement dolomités et gréseux, contenant des pellets, des oolithes, des radioles d'échinodermes, des bryozoaires, des annélides et des petits foraminifères (*Valvulineria* sp., *Tritaxia pyramidata*, *Saubadia ? minuta*)

Leur faciès indique les fonds vaso-sableux et sableux fins de A. ARNAUD-VANNEAU (1980, p.p.27-30) en limite bassin-talus.

Suivent :

- 0,80 m de calcaires argileux puis, 3 m de calcaires en petits bancs, un niveau calcaire de 0,70 m d'épaisseur, 7 m de marnes très calcaires. Nous y trouvons des spicules de spongiaires, des radioles d'échinodermes, des lamellibranches, des ostracodes et des petits foraminifères (*).

Leur dépôt se positionnerait en domaine de talus pour revenir, avec le sommet de la séquence, en limite de bassin-talus caractérisée par :

- 3,60 m de calcaires argileux indurés à spicules de spongiaires et petits foraminifères (*).
- 2,30 m de marnes très calcaires et 5 m de marno-calcaires en bancs de, respectivement, 1 m, 0,80 m, 0,90 m, 0,50 m et 2,15 m d'épaisseur. Ils contiennent des spicules de spongiaires, des radioles d'échinodermes, des lamellibranches, des ostracodes et des petits foraminifères (*).

Séquence 6 : Echantillons 21F à 28F ; E=30 m

Elle débute par 4 m de marnes à spicules de spongiaires et foraminifères de bassin.

Viennent ensuite :

- 3 m de calcaires noirs à pellets, spicules de spongiaires, radioles d'échinodermes, lamellibranches et petits foraminifères de bassin;
- 20 m de calcaires argileux à spicules de spongiaires, débris d'échinodermes, puis à lamellibranches et foraminifères;
- 3 m de calcaires grossiers sparitiques à intraclastes, de patine grise, cassure noire, à grain très fin devenant fin, renfermant des débris d'échinodermes et de lamellibranches, des annélides et des foraminifères.

Cette séquence est le produit d'un dépôt évoluant en domaine de bassin, puis à la limite bassin-talus et s'achevant sur le talus. Elle termine la mégaséquence 6 de H. ARNEAU (1981).

d222 - Mégaséquences 7 et 8 :

Leur faciès de plate-forme interne est présent sur environ 120 m d'épaisseur. Les passées marneuses à orbitolines n'ayant pu être repérées, il est difficile de séparer les deux mégaséquences. Celles-ci seront mieux

(*: Valvulineria sp., Tritaxia pyramidata, Sabaudia ? minuta)

repérées dans la coupe complémentaire du Plan de la Forclaz.

Les séquences 7 et 7' ne possèdent que rarement des fossiles diversifiés, ce qui rend malaisé leur positionnement dans les domaines de dépôt.

Séquence 7 : Echantillons 29F à 35F ; E=25 m

- Elle débute par un banc de calcaire massif épais de 1 m, à patine gris-clair, cassure beige grisâtre, à grain fin incluant quelques pellets, des débris d'échinodermes, de rudistes et autres lamellibranches et des algues rouges (Rhodophycées).

Le domaine de dépôt correspond au talus et à la bordure de la plate-forme.

Suivent :

- 5 m de calcaires massifs à texture de packstone grossier dolomitisé contenant des débris d'échinodermes, des foraminifères (Neotrocholina sp. ; Paleodictyoconus cuvillieri; Orbitolinopsis kiliani), des débris de rudistes et des dasycladales (Salpingoporella sp.).

Leur domaine de dépôt se situe à la limite bordure - plate-forme interne.

- 1,50 m puis 2 m de calcaires massifs à pellets, débris d'échinodermes et lamellibranches.
- 3 m puis 4 m de calcaires gréseux à patine grise et cassure beige clair et à texture de grainstone dolomitisé, surmontés par 8 m de calcaires blancs dolomitisés à algues et débris d'échinodermes.

Séquence 7' : Echantillon 36F ; E=10 m

- Déposée probablement en domaines de talus - talus-bordure, cette séquence est constituée de calcaires à cassure grise et à grain fin. Elle renferme des débris d'échinodermes et des foraminifères de bassin.

Séquence 7'' : Echantillons 37F à 43F ; E=12 m

- D'aspect massif à cassure blanche à grise, ces calcaires renferment des lamellibranches (base), des dasycladales (Salpingoporella sp.), des rhodophycées, des bryozoaires, des débris de rudistes, d'échinodermes, des cnidaires et aussi, au sommet, des pellets, des oolithes et des orbitolines (Paleodictyoconus cuvillieri et Orbitolinopsis kiliani).

Cette séquence correspond à des calcaires construits sur la plate-forme externe.

Séquence 8 : Echantillons 44F-52F ; E=9 m

- Elle est constituée par des calcaires massifs renfermant des rudistes, parfois in situ, des annélides, des dasycladales (Salpingoporalla sp., Salpingoporella gr. melitae-muehlbergii, Salpingoporella muehlbergii et Heteroporella ? paucicalcaria), des lamellibranches, des débris d'échinodermes, moins nombreux, des foraminifères (Earlandia sp., Derventinia filipescui, Pseudocyclamina sp., Praereticulina cuvillieri, Pfenderina globosa, Sabaudia sp., Sabaudia capitata et les orbitolinidae Paracoskinolina sunnilandensis, P. maynci, Paleodictyoconus ? sp., Falsurgonia ? sp., Orbitolinopsis buccifer ? et O. gr. cuvillieri), des pellets, des oolithes, des algues, des oncolithes et des cnidaires.

Le domaine de dépôt était probablement la limite talus- bordure, se limitant rapidement à la bordure.

Séquence 9 : Echantillons 53F à 60F ; E=17 m

- Il s'agit, à la base, d'environ 7 m de bancs calcaires épais de 1,50 m à 2,50 m contenant des milioles, des orbitolinidae et autres foraminifères, des annélides, des dasycladales et autres algues, des rudistes, des cnidaires, des échinodermes et des pellets.

Viennent ensuite :

- 3 m de calcaires à cnidaires, orbitolinidae et autres foraminifères.
- 4 m de calcaires à pellets et foraminifères de plate-forme surmontés par 2,50 m de calcaires à débris d'échinodermes, à lamellibranches, dont des rudistes, et à dasycladales.

Les dépôts de cette séquence sont positionnés en domaine de plate-forme interne.

Séquence 10 : Echantillons 61F à 64F ; E=8 m

- Elle débute par un banc calcaire de 1,20 m d'épaisseur à intraclastes, pellets, lamellibranches, foraminifères de plate-forme, dasycladales et autres algues.
- Suivent 2,50 m de calcaires à débris d'échinodermes, des bryozoaires, des foraminifères de plate-forme et des rudistes.
- La séquence se termine par deux bancs calcaires, respectivement épais de 2,50 m et 1,50 m, à pellets, orbitolinidae et autres foraminifères, cnidaires, rudistes et dasycladales.

Le domaine de sédimentation est situé à la limite plate-forme interne - bordure externe.

Séquence 11 : Echantillons 65F et 66F ; E=4 m

- Constituée d'un banc calcaire à texture de wackestone, cette séquence est marquée par un apport quartzeux important qui se poursuit plus ou moins jusqu'au sommet de la falaise urgonienne. Nous y trouvons des foraminifères de bassin et de plate-forme, des brachiopodes et des rudistes au sommet.

Ce dépôt s'est effectué en domaine de bordure.

Séquence 12 : Echantillons 67F-73F ; E=19 m

- Elle débute par un banc calcaire de 4 m d'épaisseur renfermant des lamellibranches, des algues, des orbitolinidae et autres foraminifères.
- Suit un banc calcaire de 1,20 m, puis un banc de 5 m d'épaisseur à nérinées (base) à texture de packstone. Nous y trouvons des débris d'échinodermes, des foraminifères de plate-forme et, au sommet, des rudistes.
- Viennent ensuite 0,50 m, 1 m, 2,50 m et 4 m de calcaire à texture de grainstone, contenant des foraminifères (Earlandia sp., Orbitolinopsis ? cuvillieri, Paracoskinolina sp.), des débris d'échinodermes, des rudistes et des dasycladales.

Cette séquence s'est déposée en domaine de plate-forme interne.

Séquence 13 : Echantillons 74F à 76F ; E=6 m

- Elle se présente sous forme de bancs calcaires dolomités, à surfaces silicifiées dont les épaisseurs successives sont de 1,50 m, 2 m et 1,80 m. Il s'agit de packstones qui renferment des débris d'échinodermes, des orbitolinidae, des milioles et autres foraminifères et beaucoup de débris de rudistes silicifiés.

Cette avant dernière séquence a été déposée en domaine de plate-forme interne, en position moins externe que la séquence précédente.

Séquence 14 : Echantillons 77F à 79F ; E=5 m

- Elle est constituée par des bancs calcaires gréseux et glauconieux à texture de grainstone, respectivement épais de 1 m, 0,60 m, 0,50 m et 0,60 m, renfermant des débris de rudistes et des foraminifères de plate-forme.
- Cette séquence se termine par un banc calcaire épais de 2 m à pellets et dasycladales.

Le dépôt de cette dernière séquence urgonienne marque un retour à la partie externe de la plate-forme interne.

- d24 - Conclusion sur la coupe de l'Urgonien de la cluse du Borne :

L'étude de la coupe permet de distinguer deux ensembles au sein des calcaires urgoniens :

- La partie inférieure assimilée à la mégaséquence 6 de H. ARNAUD (1981), au dessus du faciès marno-calcaire sombre, est un ensemble de calcaires massifs, calcaires argileux et de marnes très calcaires témoignant de conditions de dépôt oscillant entre celles des domaines de bassin et de talus-bordure. Elle est datée du Barrémien.

- La partie supérieure qui se termine dès l'apparition des "marnes" du "Gault", est constituée de calcaires massifs, calcaires dolomitiques et calcaires gréseux. Regroupant les mégaséquences 7 et 8 de H. ARNAUD, elle se serait déposée sur les domaines de bordure et de plate-forme interne. Les deux mégaséquences sont datées du Barrémien terminal - Aptien.
Le début de la mégaséquence 8 coïncide avec l'apparition d'apports quartzeux, à environ 35 m du sommet.

d3 . Coupe complémentaire : l'Urgonien du Plan de la Forclaz (fig. 9)

- d31 - Avant-propos

Cette coupe n'intéresse que les 100 mètres supérieurs de la falaise urgonienne de la chaîne du Bargy. L'intérêt de cette étude complémentaire est lié à la présence, en cet endroit, des passées schisteuses à orbitolinidae.

La coupe étudiée débute sur le sentier qui longe la falaise au Nord du Plan de la Forclaz et se termine avec le "Gault" sur le chemin qui va du Plan de la Forclaz au lieu-dit le Mont.

- d32 - Description succincte de la coupe

- De l'échantillon 80F à l'échantillon 90F : E=14,5 m

Les bancs calcaires métriques à plurimétriques ont une texture générale de grainstone. Ils contiennent des débris d'hexacoralliaires, de lamellibranches (notamment des rudistes en gros débris arrondis; échantillon 84F), des oolithes et des miliolidés.

- De l'échantillon 91F à l'échantillon 103F : E=50 m

Les bancs, bien lités, sont plurimétriques (1 à 4 m). Le grain des calcaires est plus fin. La texture varie de wackestone à packstone à rudistes avec quelques passées plus grossières épaisses de 30 cm.

- De l'échantillon 104F à 114F : E=38 m

Les calcaires présentent surtout une texture de packstone. Les couches, rarement pluridécimétriques, sont gé-

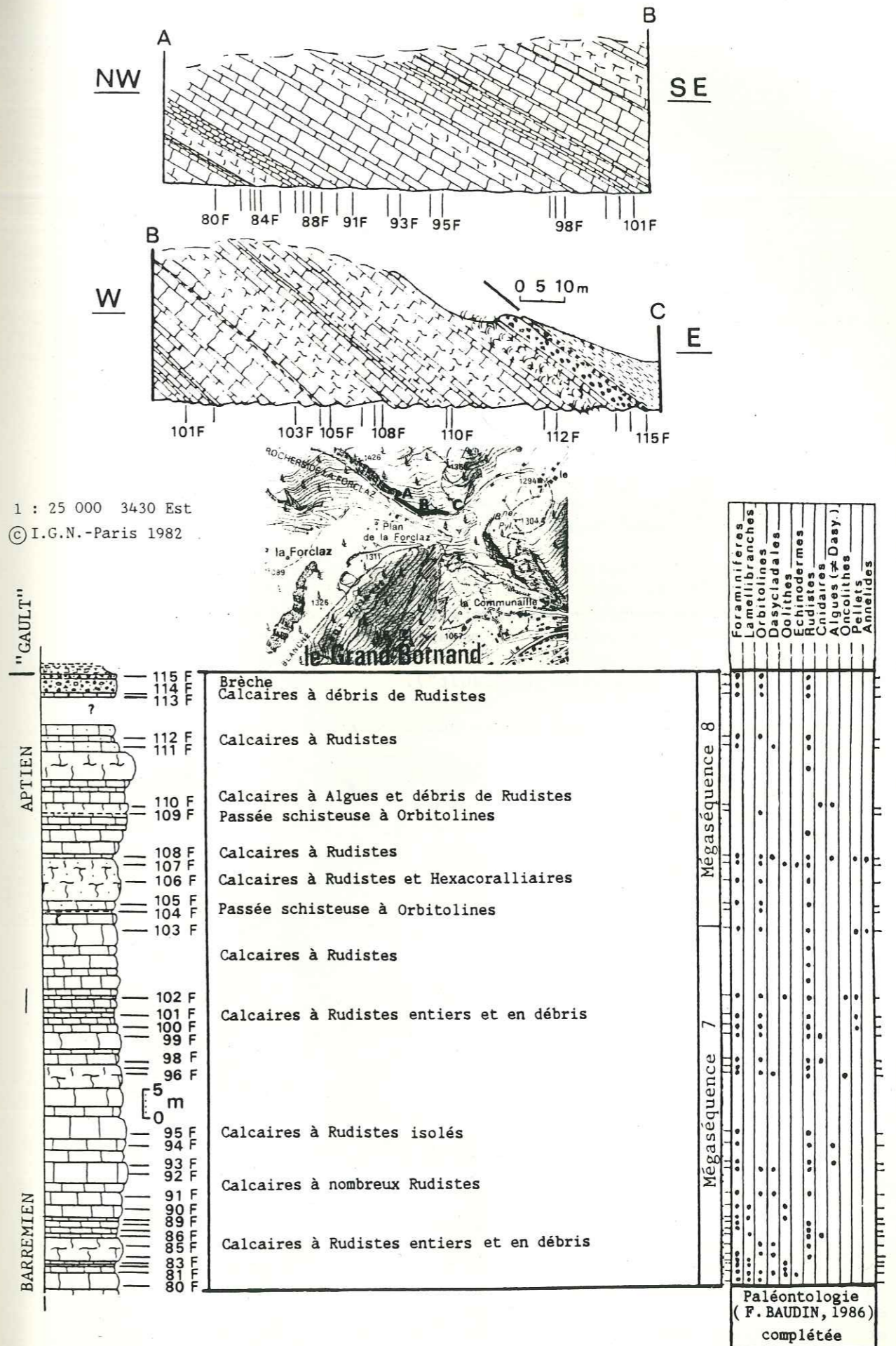


Fig. 9 : Coupe du sommet de l'Urgonien du Plan de la Forclaz (le Grand-Bornand)

néralement métriques à plurimétriques (1 à 7 m). La présence de quartz et surtout les deux niveaux marneux (30 cm : échantillon 104F et 5 cm : échantillon 109F, positionnés à 17 m l'un de l'autre), de couleur noire et renfermant des orbitolinidae, marquent l'épisode terrigène (Mégaséquence 8) qui termine l'Urgonien. Le dernier banc à faciès urgonien (échantillons 113F et 114F), métrique, est à grain fin et possède la texture d'un wackestone.

- La brèche sommitale (E=4 m : échantillon 115F)

En contact stratigraphique avec le banc sous-jacent (échantillons 113F et 114F), il s'agit d'une brèche dont les éléments calcaires anguleux (5 cm à 10 cm de diamètre) ont le faciès urgonien (Photo. 2). Son ciment grésoglaucconieux est noir-verdâtre. Cette brèche qui est constituée par deux bancs épais (respectivement 3 m et 1 m) sépare la mégaséquence 8 de l'Urgonien des schistes noirs du "Gault".

- d33 - Conclusion

La première passée schisteuse à orbitolines (échantillon 104F) marque le début de la mégaséquence 8. Cette mégaséquence est épaisse de 38 m au Plan de la Forclaz (mis à part les 4 m de brèche qui séparent l'Urgonien du "Gault").

Deux hypothèses sont retenues en ce qui concerne l'origine de cette brèche :

- 1/ Le dernier niveau d'Urgonien a été fracturé avant que les espaces libres aient été comblés par un ciment marno-glaucconieux à faciès "Gault", au début du dépôt de cette formation.
- 2/ Les derniers niveaux de l'Urgonien ont subi une érosion avec peu de transport de la matière arrachée, et la cimentation du produit érodé s'est faite au cours de la sédimentation du "Gault".

d4 . Autres coupes, autres secteurs

- d41 - L'Urgonien du Rocher de Cluses
(extrémité nord-est de la chaîne du Bargy)

Son étude a été réalisée par J. CHAROLLAIS et al. (1966) en rive gauche de l'Arve, le long de la route menant de Cluses à Nancy-sur-Cluses.

Au-dessus des alternances marno-calcaires contenant *Toxaster complanatus* de l'Hauterivien et au-dessus de niveaux à chailles, l'Urgonien, d'une puissance de 250 m, est constitué de bancs calcaires plus ou moins oolithiques ou pseudoolithiques. Le sommet est caractérisé par des niveaux blanchâtres, quartzitiques, azoïques et les derniers bancs présentent un conglomérat intraformationnel, monogénique, à ciment gréseux (J. CHAROLLAIS et al., 1966, p.p.625-626).

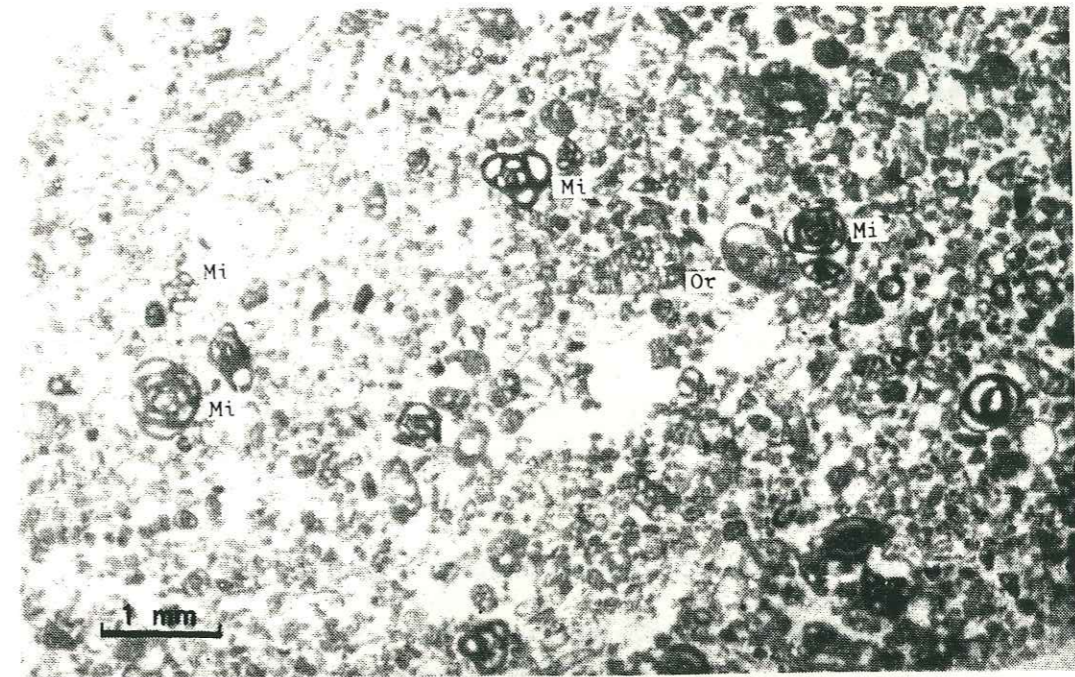


Photo 1 : Microfaciès des calcaires à Miliolidae et Orbitolinidae de l'Urgonien (échantillon 65^{bis}B)

Mi : Miliolidae

Or : Orbitolinidae



Photo 2 : Brèche du Plan de la Forclaz.

ci : ciment grésoglaucconieux

e : élément urgonien

Les auteurs séparent deux termes dans l'Urgonien (p.628) : Un terme inférieur très pauvre Sabaudia minuta (HOFKER) et un terme supérieur où la fréquence du même microfossile est grande. Les épaisseurs respectives, d'après la figure 1 des auteurs (p.627), sont d'environ 123 m pour le terme inférieur et 127 m pour le terme supérieur.

D'après les travaux de R. SCHROEDER et al. (1968, p.391) sur les Orbitolinidae de la même coupe du Rocher de Cluses, le terme inférieur renferme deux formes constantes (Eopalorbitilina charollaisi et Paleodictyoconus sp.), les 80 m suivant ne renferment qu'une forme constante (Paleodictyoconus sp.), et les 35-40 derniers mètres renferment surtout des Orbitolinopsis (Orbitolinopsis kiliani et Orbitolinopsis gr.2).

- d42 - L'Urgonien du Mont-Durand (la Clusaz)

Au-dessus du faciès marno-calcaire de l'Hauterivien, l'Urgonien a été étudié jusqu'à l'entrée de la Clusaz où il est directement surmonté par les calcaires nummulitiques. Il est composé de :

- Une partie inférieure, parfois dolomitiques (base), à bancs calcaires semi-métriques à métriques et quelques fines passées schisteuses. Les fossiles (*) peu caractéristiques indiquent le Barrémien sans plus de précision.
- Une partie moyenne à bancs calcaires épais, métriques à plurimétriques, contenant Orbitolinopsis gr. cuvillieri (*). (Barrémien inférieur terminal à Aptien inférieur).
- Une partie supérieure à bancs calcaires gréseux, décamétriques, dont l'association à Pseudolituonella gavonensis (*), Dobrogelina ? (*) et Debarina (*) indique le Barrémien supérieur terminal.

- d43 - L'Urgonien de la Blonnière (Chaîne des Aravis)

Il a été étudié par S.O. RIVANO GARCIA (1978, p.p.54-64) et par F. BAUDIN (1986, p.p.17-19).

Au-dessus de la série marno-calcaire sombre, où nous avons signalé l'ammonite indiquant le Barrémien inférieur (cf. lère partie, II 3, c2), trois ensembles peuvent être distingués dans l'Urgonien.

- Un ensemble inférieur (E=55 m) sans rudiste, attribué au Barrémien.
- Un ensemble moyen (E=65 m) à rudistes, attribué au Barrémien supérieur - Aptien inférieur.

(*) : Les déterminations ont été effectuées par M. Eric FOURCADE que je remercie.

- Un ensemble supérieur (E=35 m), attribué à l'Aptien inférieur, à rudistes et orbitolinidae fréquents. F. BAUDIN (1986, p.18) y note des apports quartzeux (50 µm < Q < 75 µm) et, au toit du dernier niveau, une ferruginisation. Au toit de ce même Urgonien, S.O. RIVANO GARCIA (1978, p.60) signale une surface plus ou moins ravinée surmontée par une masse compacte (semi-métrique à métrique) d'aspect bréchique ou pseudo-bréchique constituée de ciment micritique ou microspartitique, à grains de quartz et rares grains de glauconie roulés, incluant des éléments (2 mm à 50 cm) d'Urgonien.

Viennent ensuite les schistes gréseux noirs du "Gault".

- d44 - L'Urgonien de la Porte des Aravis (Chaîne des Aravis)

Sur le flanc nord de la Porte des Aravis, une coupe a été étudiée par V. TRUYOL (1985, p.p.21-27). Elle débute au-dessus des dernières alternances calcaréo-schisteuses sombres de l'Hauterivien.

Dans l'Urgonien, ici épais de 100 m, l'auteur distingue plusieurs cycles de sédimentation dont le troisième correspond au début des apports silteux, et le quatrième et dernier cycle à celui des apports silteux importants, voire dominants. Le dernier niveau de calcaire urgonien témoigne d'un ancien fond durci, perforé, ferrugineux.

L'âge de l'Urgonien, dans ce secteur des Aravis, d'après les organismes cités par V. TRUYOL et replacés sur les tableaux de répartition des espèces de A. ARNAUD-VANNEAU (1980, p.p.807-813), s'étage entre le Barrémien et l'Aptien inférieur :

- Premier cycle de sédimentation (E = 51 m) : Avec les miliolidés Pyrgo et les orbitolinidés Paleodictyoconus gr. cuvillieri et Paracoskolinina reicheli : Barrémien inférieur - Barrémien supérieur.
- Second cycle de sédimentation (E = 15 m) : Avec l'Involutinidae Neotrocholina friburgensis : Barrémien terminal - Aptien débutant.
- Troisième et quatrième cycle (E = 30 m + 5 m) : Avec Orbitolinopsis kiliani : Aptien inférieur.

d5 . Conclusion sur l'Urgonien

Dans le cadre d'une régression générale au Barrémien (M.A. CONRAD, 1969, p.76 ; M. MOULLADE, 1966, p.323), le faciès urgonien s'établit au-dessus d'un ensemble "pré-urgonien".

Il peut être divisé en deux ensembles d'épaisseur variable, le supérieur pouvant lui-même être subdivisé en deux parties.

- L'ensemble inférieur : Généralement sans rudiste, il est constitué de calcaires massifs, calcaires argileux, marnes calcaires en fines passées et petites lentilles schisteuses.

Durant l'installation hésitante de la plate-forme urgonienne, cet ensemble correspond aux oscillations de progradation en plate-forme externe.

- L'ensemble supérieur : Il englobe les parties moyenne et supérieure de la falaise urgonienne et renferme des rudistes et des orbitolinidae.

Cet ensemble correspond aux oscillations de progradation en plate-forme interne.

La partie moyenne est constituée de calcaires massifs, calcaires dolomitiques et les premiers apports siliceux, quartzeux, font leur apparition. Les orbitolinidae sont présentes en faible proportion.

La partie supérieure est caractérisée par les apports quartzeux qui deviennent importants. L'apparition de passées schisteuses à orbitolinidae ou de niveaux à grande fréquence d'orbitolinidae est observée. Le dernier banc calcaire à faciès urgonien présente fréquemment la marque d'un fond durci ferrugineux. Cette partie est la conséquence, selon F. BAUDIN et al. (1987, p.20), d'une légère transgression. Les courants très violents provoquent la formation des "hard-grounds" (M. MOULLADE, 1966, p.323). Cette surface durcie, équivalent latéral des couches basales du "Gault" de Platé, a été datée dans la combe de Borderan (chaîne des Aravis) de l'Aptien supérieur (M. DELAMETTE et al., 1984, p.p.28-30; 1986, p.312).

En différents endroits est signalé, au-dessus du dernier banc à faciès urgonien, un niveau métrique à plurimétrique à ciment gréseux contenant des grains de glauconie de plus en plus nombreux en allant vers le sommet.

Il s'agit soit d'un calcaire très gréseux (Nant Bourdon - Platé), soit d'un conglomérat intraformationnel monogénique, à éléments d'Urgonien (Rocher de Cluses - "Bargy"), soit une masse à l'aspect bréchique ou pseudobréchique à éléments d'Urgonien (la Blonnière - Aravis), voire même une véritable brèche à éléments centimétriques à décimétriques emballés dans un ciment grésoglaucouneux noir-verdâtre (Plan de la Forclaz - Aravis).

Ce niveau traduirait, avec le fond ferrugineux, un arrêt de la sédimentation avec ravinement, soit durant la fin de la sédimentation urgonienne, soit après remaniement peu prononcé avant la sédimentation du "Gault".

L'âge de la formation urgonienne est diachrone (fig. 10).

- Au Rocher de Cluses, sous la falaise urgonienne, la présence de *Toxaster complanatus* (J. CHAROLLAIS et al., 1966, p.625) indique l'Hauterivien, et l'Urgonien s'étage du Barrémien inférieur jusqu'à (30 derniers mètres) l'Aptien inférieur.

- A St-Jean-de-Sixt, dans la cluse du Borne, nous avons montré que le "pré-Urgonien" est Hauterivien supérieur, que le premier ensemble de calcaires urgoniens est daté du Barrémien et que l'Aptien inférieur est présent très tôt dans la falaise.

- A la Porte des Aravis, V. TRUYOL (1985, p.20) propose le Barrémien pour la plus grande partie du "pré-Urgonien" et signale à 50 m sous le sommet de la falaise urgonienne, *Neotrocholina friburgensis* de la limite Barrémien terminal-Aptien basal.

- A la Blonnière, le "pré-Urgonien" est, avec *Torcapella suessiformis*, du Barrémien inférieur et la limite Barrémien supérieur-Aptien inférieur pourrait se situer 100 m sous le sommet de la falaise urgonienne.

Dans le massif des Bornes, nous retrouvons donc une progradation globale de la plate-forme urgonienne, du NW vers le SE, en accord avec l'étude générale effectuée par B. CLAVEL et al. (1986; 1987). L'apparition du faciès urgonien se fait plus tardivement (Barrémien inférieur) dans la chaîne des Aravis que dans la chaîne du Bargy (Hauterivien supérieur).

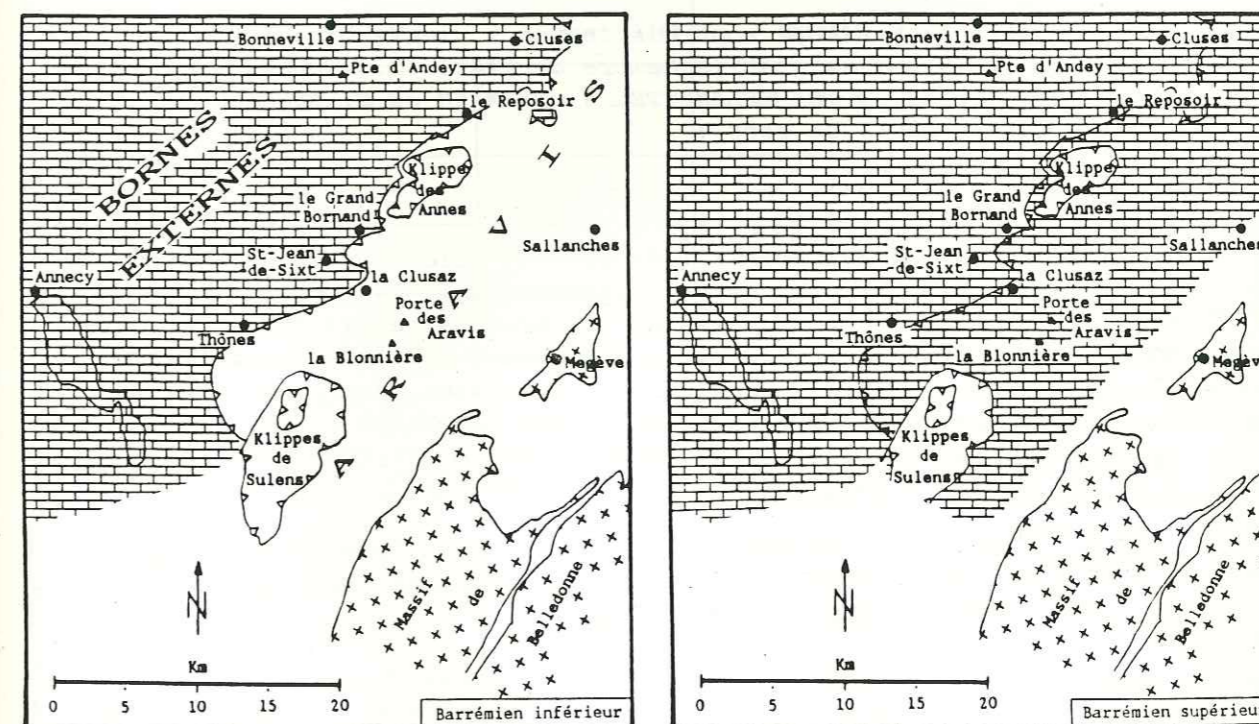


Fig. 10 : Progradation de la plate-forme urgonienne du Barrémien inférieur au Barrémien supérieur dans le massif des Bornes en fonction des situations géographiques et tectoniques actuelles.

On remarquera que le dépôt de l'Urgonien, au Barrémien inférieur, est limité aux Bornes externes alors que le secteur plus interne des Aravis connaît une sédimentation encore à dominance marneuse.

e / Aptien supérieur - Cénomano-Turonien : "le Gault"

e1 . Généralités

Entre les calcaires clairs de l'Urgonien et du Crétacé supérieur, le "Gault" est souligné dans le paysage par une vire sombre.

Nombreux sont les géologues qui se sont intéressés à cette formation. Parmi eux, nous devons à J.E. FALLOT (1885, p.p.66-68) d'avoir cadré le "Gault" dans la série mésozoïque, à Ch. JACOB (1907, p.p.206-232), H. BÜTLER et Ad. JAYET (1928, p.68) d'avoir précisé les descriptions, notamment la succession "marnes noires-grès siliceux-grès à nodules phosphatés-calcaires glauconieux", et à L. MORET (1934, p.25), A. CAROZZI (1951, p.41) et D. DONDEY (1961b, p.34) d'avoir noté les différences de faciès au sein du domaine subalpin; faciès vert clair essentiellement situé dans la partie externe des Bauges et faciès sombre dans les Bornes et Bauges internes.

Récemment, cet ensemble qui surmonte stratigraphiquement l'Urgonien, a été nommée Formation des Aravis (M. DELAMETTE, 1988).

Au sein de cette formation, sont distingués : le Membre de Bossetan, subdivisé en trois unités, et le Membre de Platé (M. DELAMETTE et B. WALTER, 1984, p.31 ; M. DELAMETTE, H. TERMIER et G. TERMIER, 1986, p.313). De bas en haut, ce sont :

- Membre de Bossetan

Unité 1 (Couches d'Aujon) : Il s'agit de calcaires bioclastiques légèrement gréseux et glauconieux. Les fossiles sont surtout représentés par des bryozoaires globuleux et des spongiaires. On y rencontre aussi des brachiopodes, des bivalves, des serpules, des échinides, des crinoïdes, des bélemnites, des nautilus et des ammonites. Souvent absente, cette unité est alors remplacée par une surface durcie au toit de l'Urgonien.

Unité 2 (Couches de Borderan) : Elle est constituée de marnes gréseuses à nodules calcaires stratiformes. Les rares fossiles sont des bivalves (Lima).

Unité 3 (Couches de la Colombière) : Il s'agit de grès en bancs massifs qui alternent avec des niveaux marno-gréseux. La présence de nodules calcaires fossilifères (huîtres, brachiopodes, bryozoaires, serpules, nautilus, ammonites), dans les grès, résulte apparemment d'une concentration diagénétique précoce du carbonate autour des fossiles.

- Membre de Platé (Unité 4)

Il est constitué de silts argilo-glauconieux, de grès glauconieux, de calcaires fins glauconieux et le niveau sommital est riche en phosphatite noire. Ce niveau, souvent désigné sous le terme de "Béton phosphaté", est caractérisé par l'abondance des fossiles : ammonites en grande quantité, bryozoaires, bivalves, gastéropodes, échinides, coelentérés, serpules, vertèbres et dents de

squales et (M. DELAMETTE, 1981, p.p.761-764) stromatolites circalittoraux .

L'importance de ces unités varie d'un secteur à l'autre.

e2 . Description des coupes levées

- e21 - Aperçu pétrographique général

D'après l'étude sur le terrain et l'observation des lames minces, les principaux niveaux du "Gault" sont constitués de schistes marno-gréseux, alternant avec des grès fins, et des grès massifs. Leurs compositions générales sont :

	Schistes marno-gréseux	et Grès fins intercallés	Grès massifs
matrice argilo- calcitique	50 - 70 %	10 - 20 %	20 - 50 %
Quartz	20 - 40 %	50 - 60 %	30 - 50 %
Glauconie	3 - 10 %	7 - 15 %	7 - 20 %
Muscovite	< 5 %	< 1 %	2 - 3 %
Chlorite	rare		
Biotite	rare		< 1 %
P1 (Oligoclase)		< 1 %	< 1 %
F.K. (Microcline)		< 1 %	< 1 %
Galets marneux			5 < Q < 7 % 2 < Musco. < 3 %
Principaux fossiles rencontrés	Valvulines autres Foraminifères Ammonites débris d' Echinodermes Belemnites Brachiopodes Milioles Lamellibranches		Gastéropodes Bryozoaires Spongiaires Foraminifères Textularides Belemnites Echinodermes Lamellibranches Ammonites Brachiopodes

Fig. 11 : Tableau de la composition minéralogique générale et des principaux fossiles rencontrés dans les niveaux schisteux et gréseux du "Gault" du "synclinal" de Thônes.

Dans le secteur étudié, plusieurs coupes ont été levées. Elles sont schématisées sur la figure 12 et corrélées avec celles levées par D. DONDEY (1961b). La succession des unités au sein de la Formation des Aravis est celle établie par M. DELAMETTE et al. (1984), M. DELAMETTE et al. (1986) et M. DELAMETTE (1988).

L'Unité 1, généralement absente, est signalée lorsque l'observation a permis de voir son remplacement par une surface durcie au toit de l'Urgonien.

- e22 - Coupes levées sur le flanc NW du "synclinal" de Thônes et sur le Mont Durand.

e221 - Col de la Colombière (sous la Pte Dzérat)
E=30 m

Au-dessus de l'Urgonien raviné viennent :

Unité 1 - Absente. Un encroûtement lui correspond au toit du dernier niveau urgonien.

Unité 2 - 22 m de schistes marno-gréseux noirs renfermant, à la base, quelques éléments calcaires de faciès urgonien et, intercalés, quelques passées gréseuses, de 20 cm maximum d'épaisseur plus ou moins boudinées.

Unité 3 - 5 m de grès beiges légèrement glauconieux renfermant des éléments calcaires d'un diamètre pouvant aller jusqu'à 40 cm et des nodules d'un diamètre maximum de 20 cm.

Unité 4 - 2 m de schistes marno-gréseux.
- 1,30 m de grès.
- 0,70 m de matrice silto-calcaire englobant des nodules phosphatés et une grande quantité d'ammonites ("Couche Béton").

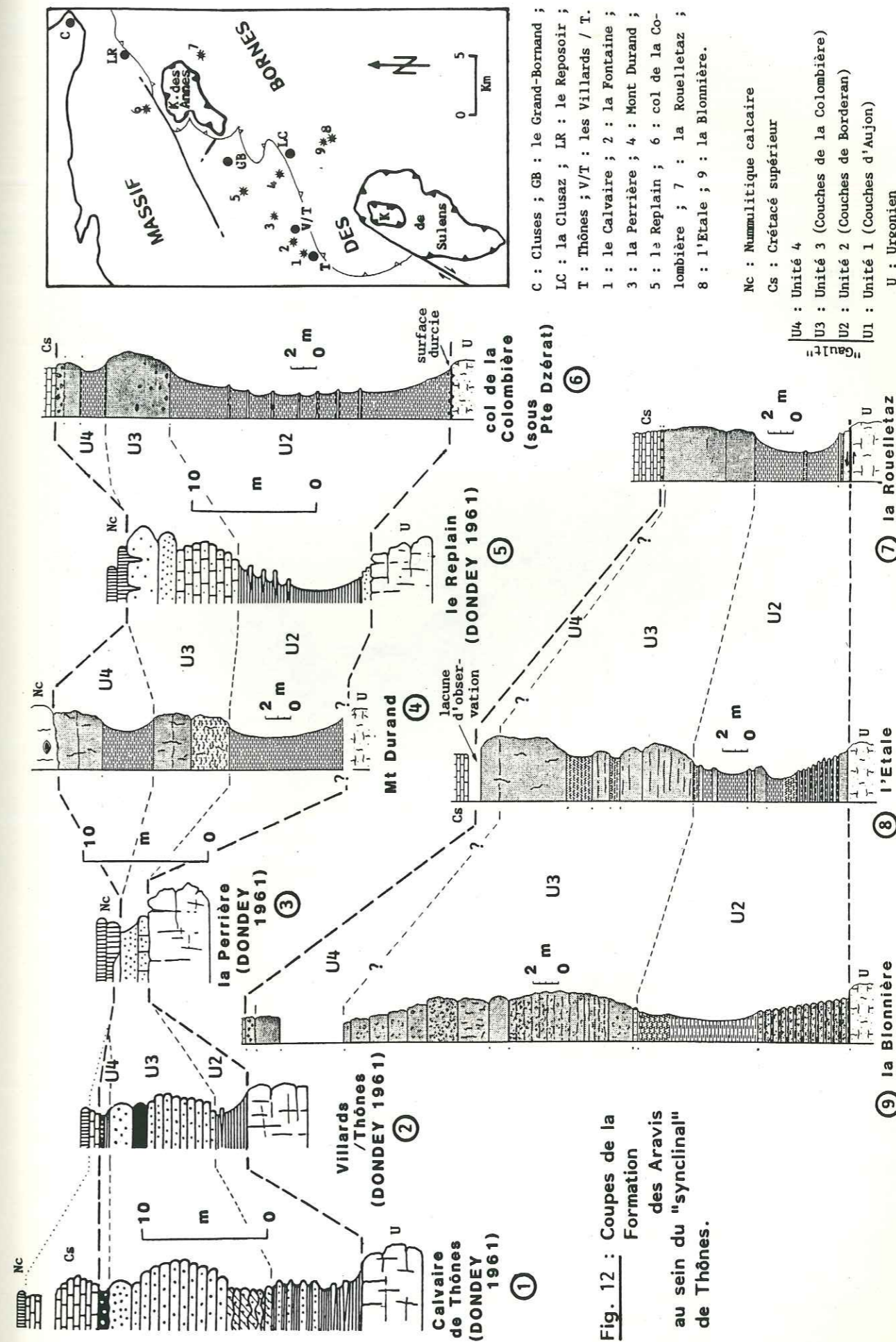
e222 - Mont-Durand (St-Jean-de-Sixt) : E=23 m

La formation est constituée, au dessus d'une base non visible, par :

Unité 2 - 9 m de schistes marno-gréseux.

Unité 3 - 3 m de grès plus ou moins marneux.
- 3 m de grès à patine brune verdâtre et cassure noire.

Unité 4 - 4 m de schistes marno-gréseux.
- 4 m de grès. Ils sont surmontés en discordance par les calcaires nummulitiques (photo. 15).



- e23 - Coupes levées sur le flanc SE du "synclinal" de Thônes

e231 - Pointe de la Rouelletaz : E=15 m

Au-dessus de l'Urgonien blanchâtre, légèrement gréseux et peu glauconieux, faillé, sont distinguées :

Unité 2 - 1 m de grès fins de couleur ocre dans lesquels sont intercalés des schistes marno-gréseux.
- 6,50 m de schistes noirs, gréseux, peu glauconieux.

Unité 3 - 7,30 m de grès à patine brune et cassure noire dont le grain, d'abord fin, devient plus grossier et la patine plus claire.

Unité 4 - 0,20 m constitué d'un niveau phosphaté micro-bréchi ("Couche Béton") renfermant une grande quantité d'ammonites. Les foraminifères planctoniques de ce niveau (*Thalmaninella* sp., *Favusella* sp.) indiquent l'Albo-Cénomani (F. BAUDIN, 1986, p.12).

e232 - L'Etale : E=30 m (photo. 3)

Au-dessus de l'Urgonien viennent un ensemble inférieur schisteux et un ensemble supérieur surtout gréseux.

- Ensemble inférieur ; E=12 m

Unité 2 - 4 m d'alternance marnes-grès.
- 2,50 m de schistes marno-gréseux.
- 1,50 m essentiellement gréseux.
- 4,30 m de schistes marno-gréseux dans lesquels s'intercalent quelques niveaux plus gréseux au sommet.

- Ensemble supérieur ; E=18 m

Unité 3 - environ 6 m de grès à patine rousse.
- 0,80 m de marnes gréseuses.
- 1,40 m de grès roux.
- 2 m de grès marneux.

Unité 4 - 6,70 m de grès massifs. Une lacune d'observation n'a pas permis de voir le niveau phosphaté sommital.

e233 - La Blonnière : E=48 m

- L'ensemble inférieur est constitué par :

Unité 2 - environ 7,20 m de niveaux gréseux "caverneux", à patine brune et cassure noire, épais de 40 cm, entre lesquels sont intercalés des niveaux marno-schisteux noirs de 20 cm d'épaisseur.
- 9,50 m de schistes marno-gréseux se chargeant, au som-

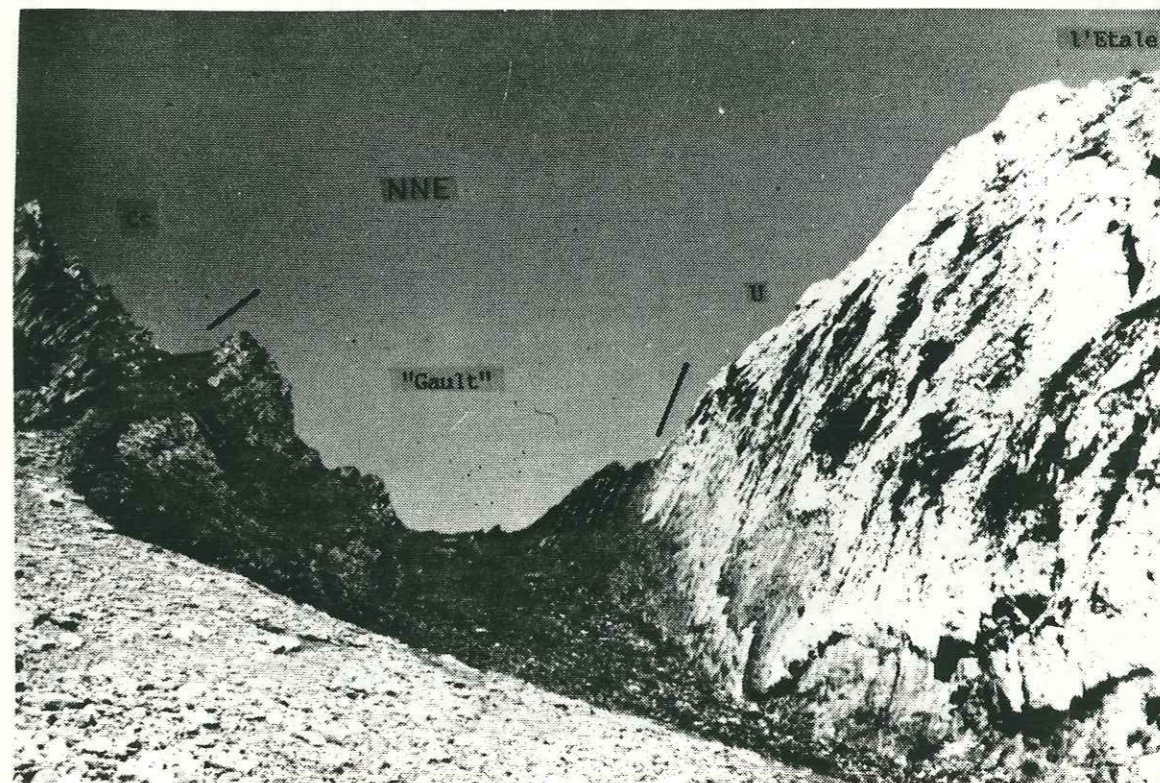


Photo 3 : Le "Gault" de l'Etale - Chaîne des Aravis

(vue prise depuis Foiroux)

Cs : Calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur
U : Calcaires urgoniens

met, en passées gréseuses de 3 à 5 cm d'épaisseur.

- L'ensemble supérieur gréseux

Unité 3 - 0,30 m de calcaires gréseux.

- 9,80 m de grès bruns. Les bancs, métriques, sont de plus en plus "caverneux" en allant vers le sommet.
- 2 m de grès noirs à débris coquillers.
- 11,50 m de grès à patine grise roussâtre et cassure jaunâtre, très fracturés, devenant très "caverneux".

Unité 4 - 5 m d'absence d'affleurement (niveau "marneux" ?) à l'endroit d'une dépression remplie d'éboulis .

- 2 m de grès noirs.
- 0,80 m de grès phosphatés à ammonites (photo. 4).

- e24 - Corrélation avec d'autres coupes (fig. 12)

Parmi les nombreuses observations sur la Formation des Aravis, les coupes levées par D. DONDEY (1961) intéressent particulièrement le flanc nord-ouest du "synclinal" de Thônes. Celles-ci sont situées (fig. 12) au calvaire de Thônes, au Nord-Ouest des Villards-sur-Thônes, à la Perrière (St-Jean-de-Sixt) et au Replain (le Grand-Bornand).

L'Unité 1 est toujours absente.

Il est à remarquer, aussi, la variabilité d'épaisseur des unités 2, 3 et 4.

Ces différences d'épaisseur, entre chaque coupe, peuvent-être le résultat de variations de sédimentation.

M. DELAMETTE (1988, p.p.44-45) signale aussi une lacune d'extension variable associée à une discontinuité fini-aptienne correspondant à la disparition, de tout ou partie, du Membre de Bossetan.

En ce qui concerne l'Unité 4, son absence ou sa variation d'épaisseur est parfois (la Perrière, Mt Durand, le Replain) à corrélérer avec l'émersion et l'érosion anté-nummulitique (cf. 2ème partie, chap. I).

Une autre coupe, levée par A. CAROZZI (1951, p.p. 27-30) au col de Taine (Petit-Bornand), apporte des informations supplémentaires mais les corrélations avec les unités 2 et 3 doivent-être abandonnées (M. DELAMETTE, B. WALTER, 1984, p.30).

Cette coupe est essentiellement constituée du Membre de Platé (Unité 4) surmonté par les Couches du Freu (faciès composés d'éléments phosphatés et calcaréo-gréseux remaniés de la Formation des Aravis dans une matrice de biomicrite glauconieuse ; M. DELAMETTE, 1988, p.36).

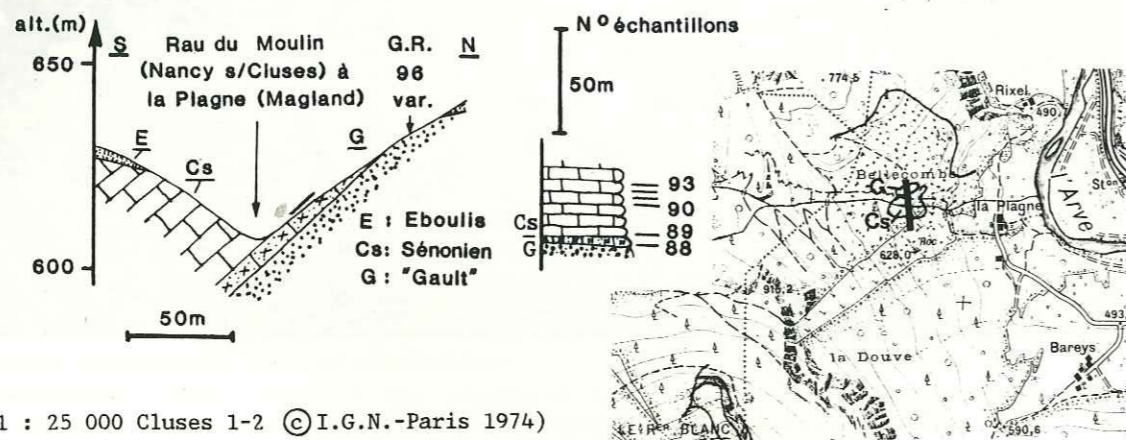
Ces derniers niveaux de calcaires glauconieux, dont les grains de glauconie d'abord nombreux diminuent rapidement vers le sommet (A. CAROZZI, 1953, p.22 et p.33), ont également été observés à Sommier-le Reposoir (J. ROSSET, 1957, p.380), au col des Aravis (unité M1 de V. TRUYOL, 1985, p.31) et dans une coupe située dans le ruisseau du "Moulin" (Nancy-sur-Cluses - Magland) (fig. 13).



Photo 4 : Grès phosphatés à ammonites ("Couche Béton")

La Blonnière - Chaîne des Aravis

Echantillons	Observations (détermination J.-P. BELLIER)	Sénonien						
		Albien	Cénomanién	Turonien	Coniacien	Santonien	Campanien	Maestrichtien
Crétacé supérieur "Gault"	90D	Pithonella sp. Calcisphaerula Heterohelix sp. Hedbergella sp. Globotruncana sp. Globotruncana gr. linneiana				
	89D	Pithonella ovalis Pithonella sphaerica Calcisphaerula innominata Hedbergella sp. Globotruncana sp. Globotruncana gr. linneiana				
	88D	Hedbergella sp. Praeglobotruncana ? gr. stephani (forma stephani s.st. & forma gibba) Rotalipora ? gr. cushmani (forma cushmani s.st. & forma turonica)					



(1 : 25 000 Cluses 1-2 © I.G.N.-Paris 1974)

Fig. 13: Coupe du ruisseau du Moulin (Nancy-sur-Cluses - Magland).

Dans la coupe du ruisseau du Moulin, l'échantillon 88D prélevé dans le premier centimètre de calcaire à cassure gris-sombre, contient 15 à 20% de grains de glauconie. La teneur en quartz détritique varie entre 5 et 3%. Nous y avons prélevé un oursin, malheureusement indéterminable. Mais l'étude des foraminifères (fig. 13) nous indique un âge Cénomanién probable.

B. de LEPINAY (1981, p.36), dans un niveau équivalent (coupe de l'Arvouille; Unité des Dents du Midi), trouve également une association caractéristique du Cénomanién.

e3 . Age de la Formation des Aravis

- e31 - Base de la Formation :

En ce qui la concerne, les premiers auteurs, comme G. de MORTILLET (1858, p.243), considéraient les marnes noirâtres comme

aptiennes.

J.J. CHAROLLAIS (1963, p.681), avec *Belemnites canaliculatus* BLAINV. trouvée près de la pointe d'Andey (Bornes externes), note le Gargasien supérieur et peut-être l'Albien inférieur. Et plus tard, J. CHAROLLAIS et al. (1971, p.136) découvrent dans le flanc SE du synclinal de Cenis (Bornes), à un mètre de la base, une association de foraminifères d'âge albien et une association d'ostracodes (p.138) correspondant à l'Albien inférieur. Mais ces niveaux fossilifères correspondraient déjà à l'Unité 4, directement transgressive sur l'Urgonien.

Enfin, M. DELAMETTE et al. (1984, p.p.28-30 et 1986, p.312) signalent au niveau de la surface durcie (Unité 1) encroûtant les calcaires urgoniens dans la combe de Borderan (Aravis), la découverte d'ammonites des genres *Epicheloniceras* et *Colombiceras* de l'Aptien, et plus précisément du Gargasien supérieur.

- e32 - Les unités 2 et 3

Coincées entre l'Unité 1 et un horizon à *Leymeriella* et *Hypacanthoplites* (d'âge albien basal), les unités 2 et 3 (tout comme l'Unité 1) sont de l'Aptien supérieur (M. DELAMETTE et B. WALTER, 1984, p.30). Cet âge est généralisé à tout le Sud du domaine helvétique (des Dents du Midi au Nord-Est des Bauges) : séquence de l'Aptien supérieur (M. DELAMETTE, 1987, p.29).

- e33 - Sommet de la Formation :

L.W. COLLET (1943, p.34), d'après la récolte dans la nappe de Morcles d'ammonites contenues dans le banc phosphaté, signale un âge cénomanién pour l'Unité 4. Or en 1926, Ad. JAYET (p.172) considérait la pseudobrèche, sur le versant Aravis de la commune du Reposoir, comme étant de l'Albien supérieur. Il en fut de même pour A. CAROZZI (1951, p.p.27-28) qui attribuait pour les faunes trouvées dans la pseudobrèche calcaire, gréseuse, glauconieuse et phosphatée du col de Taine et de la coupe de Vormy un âge Albien supérieur.

En 1963 (J.J. CHAROLLAIS, p.681), puis plus tard en 1966 (J. CHAROLLAIS, p.43) l'âge du sommet de la formation est toujours considéré dans le massif des Bornes comme Albien supérieur mais, M. CARON et al. (1970, p.59) citent pour une coupe du synclinal du Lindion, en ce qui concerne les galets phosphatés grésoglaucieux de la brèche, une microfaune albiénne, cénomaniénne, turonienne basale et, en ce qui concerne le ciment grésoglaucieux, une association faunistique non remaniée caractérisant le Turonien supérieur - Coniacien inférieur ?

En 1975, B. PAIRIS (p.45) fait remarquer que les éléments anguleux du conglomérat sommital des Chalets de Sales (Platé) livrent une faune évoquant déjà le Turonien.

En fait, le niveau condensé de l'Unité 4 est toujours albien (M. DELAMETTE et al., 1984, p.30), voire cénomanién basal (M. DELAMETTE, 1987, p.29). Les niveaux sus-jacents, d'âge variable entre le Cénomanién et le Turono-Coniacien, correspondent à des remaniements (Couches du Freu)(Rares sont les dépôts non remaniés qui constituent une continuité avec la formation sus-jacente : calcaires glauconieux : Couches

des Fiz).

Cet état s'explique par le fait que le fond-durci (niveau phosphaté : unité 4), formé durant l'Albien et le Cénomaniens inférieur, s'est désorganisé durant une phase de non-dépôt et d'érosion pour être remanié dans les dépôts turono-coniaciens (M. DELAMETTE, 1981, p.761); érosions polyphasées pouvant également affecter le Crétacé supérieur, les unités 3, 2 et 1, et remaniements dont le mélange peut reposer localement sur l'Urgonien.

e4 . Conclusion sur la Formation des Aravis

Surmontant l'Urgonien, cette formation correspond à l'ensablement de la plate-forme par ennoyage .

Connue couramment sous le terme de "Gault", la Formation des Aravis de couleur sombre est épaisse de 1 à 50 m. Cette formation se retrouve avec ses mêmes caractères généraux de part et d'autre du "synclinal" de Thônes (Mont Lachat-chaîne du Bargy et chaîne des Aravis).

Elle comprend quatre unités :

- L'Unité 1 : Bien développée dans le massif de Platé, elle passe latéralement, dans le massif des Bornes, à un simple fond-durci au toit des calcaires urgoniens.
- L'Unité 2 : Surtout schisteuse, elle peut renfermer à sa base quelques galets calcaires à faciès urgonien. Ce remaniement de calcaire urgonien est également en faveur de l'absence de sédimentation (unité 1) entre l'Aptien inférieur (sommet de l'Urgonien) et l'Aptien supérieur.
- L'Unité 3 : Essentiellement gréseuse, elle renferme des nodules calcaires fossilifères.

Les unités 1, 2 et 3 sont de l'Aptien supérieur.

- L'Unité 4 : Elle termine la formation et possède un niveau de grès glauconieux et phosphatés ("Couche Béton"). L'âge de cette unité varie de l'Albien inférieur à l'Albien supérieur.

Elle est surmontée :

- soit par : - des faciès intermédiaires entre la Formation des Aravis et les calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur (Couches des Fiz : Cénomaniens à Turonien supérieur, voire Coniacien inférieur,
- soit par : - un mélange d'âge variable correspondant à un remaniement des unités 3, 2, 1.

f / Le Crétacé supérieur "les calcaires sublithographiques"

f1 . Généralités

Les calcaires sublithographiques, en lits décimétriques réguliers, forment des falaises ou, plus généralement, des pentes raides herbeuses. La patine de ces calcaires micritiques est gris-clair à

beige et la cassure grise, beige ou verdâtre. Le sommet devient parfois schistosé, fripé.

Deux niveaux roses ou rouges sont fréquents dans les calcaires sublithographiques (la Blonnière ; F. BAUDIN, 1986) ; combe de la Balme, ...).

L. MORET (1934, p.32) note aussi la possibilité d'y trouver des silex jaunes ou blanchâtres.

L'épaisseur des calcaires sublithographiques est très variable d'un point à l'autre du secteur étudié. Elle peut être nulle, comme au Mont-Durand (la Clusaz), ou dépasser plus de 200 m comme au Rocher Blanc (Romme) ou au Mont Charvin (photo. 5) où ils sont surmontés en concordance par 150 m de couches de Wang (calcaires noirs et niveaux argileux, présentant des figures de chenalisations).

L'âge de ces couches de Wang est généralement considéré comme Maestrichtien mais il atteint probablement (d'après les courbes de teneur en Strontium) le Paléocène (V. TRUYOL, 1985, p.49).

Les variations d'épaisseur du Crétacé supérieur sont dues à l'impact plus ou moins important, selon les lieux, de l'érosion anté-priabonienne.

f2 . Description des coupes (*)

Trois coupes, cadrées entre le "Gault" et le Nummulitique, ont été levées dans la chaîne des Aravis. Celles-ci sont décrites du Nord vers le Sud.

f21 - Pointe de la Rouelletaz (fig. 14)

Au-dessus de la brèche phosphatée de la Formation des Aravis (N35NW40) viennent, en légère discordance angulaire, les calcaires sublithographiques (N20W50) sur une épaisseur de 33 m.

La patine est grise blanchâtre et la cassure claire est légèrement "café-au-lait" à la base.

Ces calcaires sont principalement constitués d'une micrite.

- De l'échantillon 143C (base) à l'échantillon 152C : E=12 m

Les lits ont entre 20 cm et 50 cm d'épaisseur. Il s'y intercale des niveaux plus massifs (145C, 147C) ou plus ou moins schisteux (146C). Ces calcaires renferment, en plus de débris d'échinodermes, d'inocérames et quelques débris de crinoïdes de type *Saccocoma*, une microfaune (fig. 14) du Turonien-Sénonien. L'étude des nannoflores, à la base, semble indiquer le Sénonien inférieur (F. BAUDIN, 1986, p.13).

(*) Les foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur ont été déterminés par J.-P. BELLIER à l'Université P. & M. CURIE de Paris.

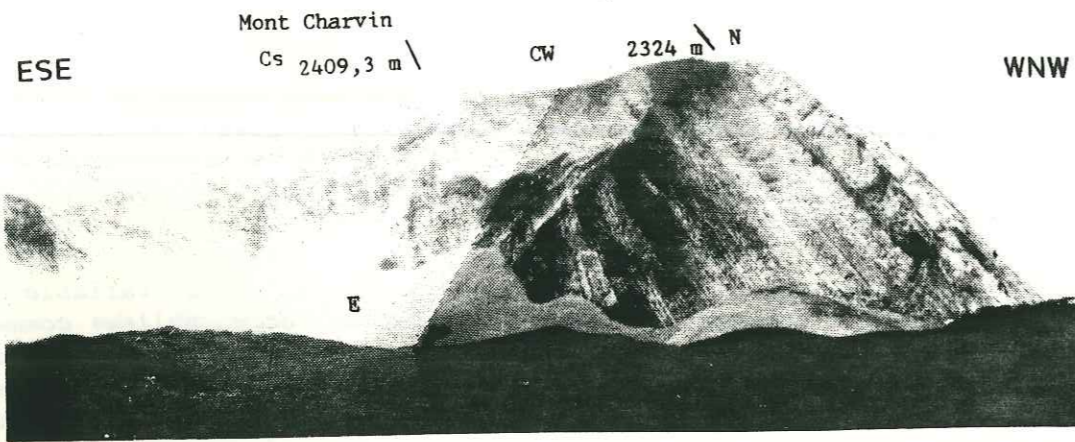


Photo 5 : La succession des couches du Crétacé supérieur et de la base du Nummulitique sur le flanc nord du Mont Charvin (vue prise du lac)

- E : Eboulis
- N : Nummulitique
- CW : Couches de Wang
- Cs : Calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur

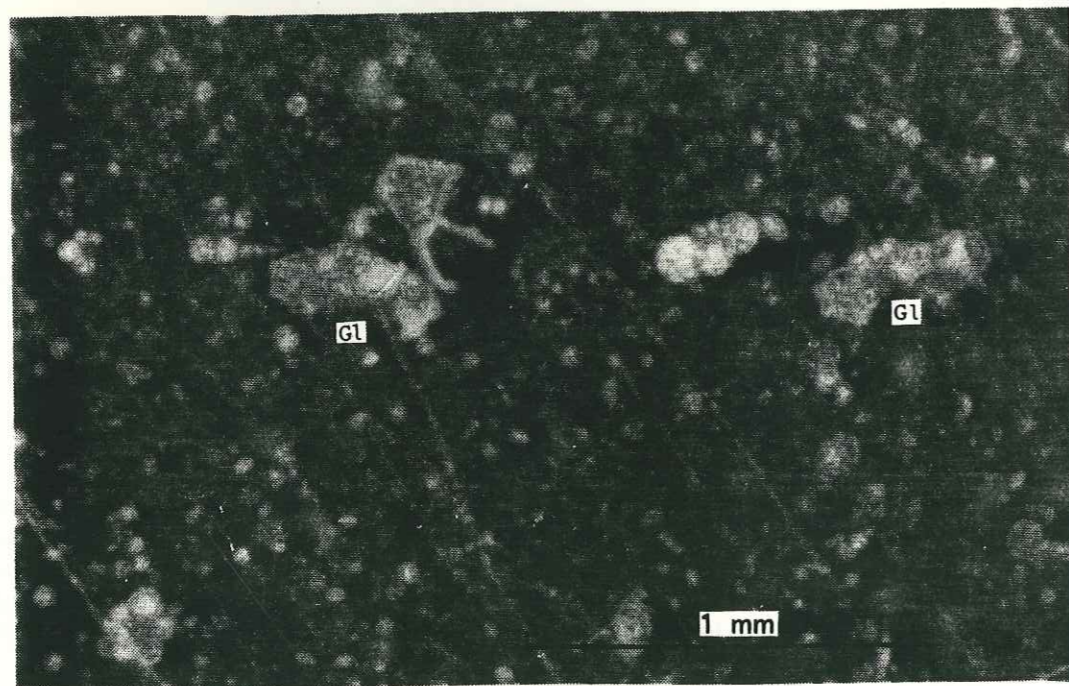
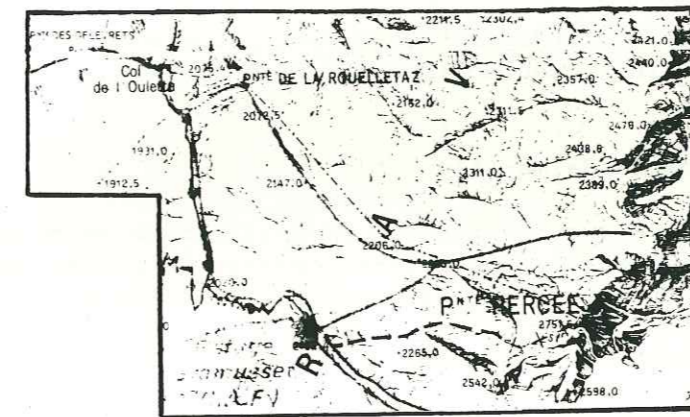
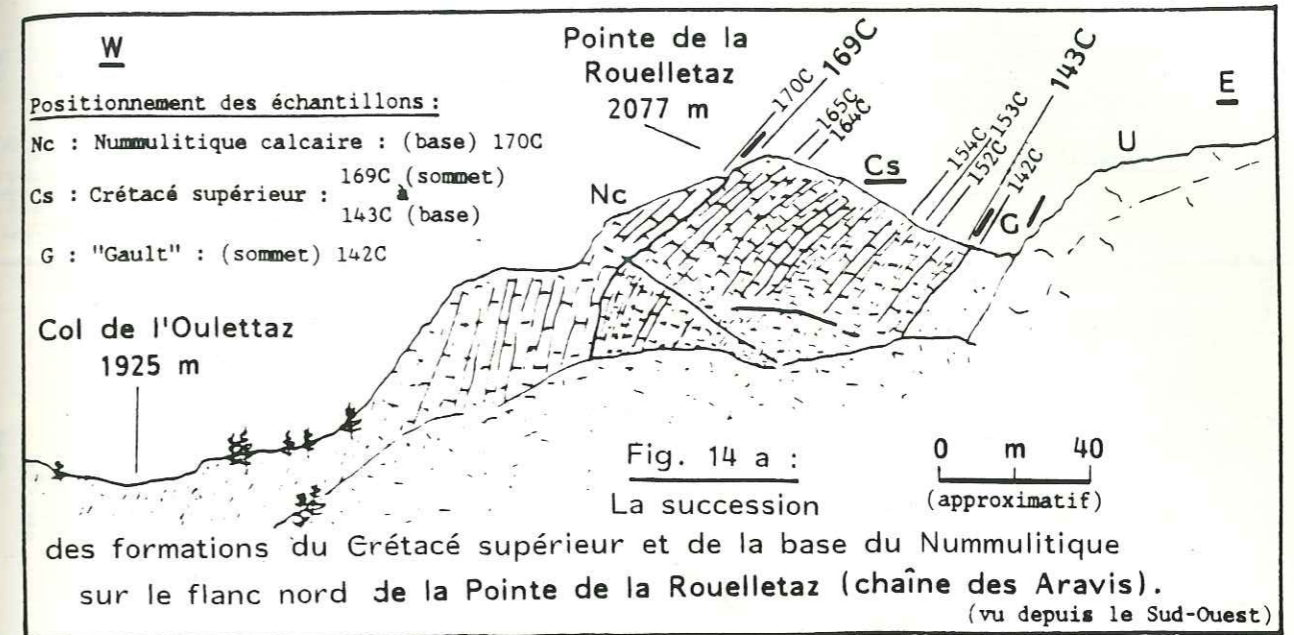


Photo 6 : Microfaciès des calcaires sublithographiques à foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur. (échantillon 97 D)
G1 : Globotruncanidae



(1 : 25 000 3530 Ouest)
© I.G.N.-Paris 1986)

Echantillons	Observations (détermination J.-P. BELIER)	Sénonien					
		Albien	Cénomannien	Turonien	Coniacien	Santonien	Campanien
165-169C	<i>Pithonella</i> sp. (rares) <i>Heterohelix</i> <i>Globotruncana</i> gr. <i>linneiana</i> <i>Globotruncana</i> <i>bulloides</i> <i>Rugoglobigerinella</i> ? sp.					
154-164C	<i>Pithonella</i> sp. <i>Hedbergella</i> sp. <i>Globigerinelloides</i> sp. <i>Globotruncana</i> gr. <i>linneiana</i> <i>Globotruncana</i> gr. <i>arca</i>					
153C	<i>Pithonella</i> sp. <i>Hedbergella</i> sp. <i>Globotruncana</i> gr. <i>linneiana</i>					
143-152C (base)	<i>Pithonella ovalis</i> <i>Pithonella sphaerica</i> <i>Calcispherula innominata</i> <i>Hedbergella</i> sp. <i>Globotruncana</i> gr. <i>linneiana</i>					

(Statigraphie — : M. CARON, 1985)
(Statigraphie : J. SIGAL, 1967)

Fig. 14 b : Association de foraminifères planctoniques provenant d'échantillons de calcaires du Crétacé supérieur prélevés sur le versant sud-ouest de la Pointe de la Rouelletaz.

- L'échantillon 153C (E=4,50 m)

Deux bancs épais (2 m et 2,50 m) constituent ce niveau. La microfaune reconstruite indique le Turonien-Sénonien sans plus de précision.

- De l'échantillon 154C à l'échantillon 164C (E=35 m)

Les lits ont entre 40 cm et 60 cm d'épaisseur. La microfaune indique le Sénonien supérieur probable (Santonien terminal-Maestrichtien supérieur).

- De l'échantillon 165C à l'échantillon 169C (sommets) E=11 m

Les calcaires deviennent plus argileux et les lits ont une épaisseur moyenne de 30 cm. L'association faunistique indique, là aussi, un âge compris entre le Santonien terminal et le Maestrichtien supérieur.

L'ensemble des calcaires sublithographiques est recouvert par un niveau gréseux à petits galets, peu épais, de la base du Priabonien.

f22 - Combe de la Balme (fig. 15)

Le Crétacé supérieur, ici épais d'une centaine de mètres, renferme deux niveaux à patine rose et cassure gris-rose (échantillon 16A et échantillons 19-20-21A) espacés d'environ 10 m.

Trois ensembles d'égale épaisseur peuvent-être distingués :

- De l'échantillon 32A (base) jusqu'à l'échantillon 24A

La teneur en calcisphères diminue progressivement. Inversement, la fréquence des globotruncanidés augmente.

L'échantillon 32A renferme: *Pithonella ovalis*, *Pithonella sphaerica*, *Calcisphaerula innominata*, *Rugoglobigerina* (?) sp., *Globotruncana* sp. : Sénonien (Campanien ?-Maestrichtien).

L'échantillon 31A renferme: des Pithonelles, *Globotruncana* sp., *Globotruncana* cf. *linneiana*, *Rugoglobigerina* (?) sp. : Sénonien (Campanien ?-Maestrichtien).

L'échantillon 30A renferme: des Pithonelles, *Heterohelix* sp., *Rugoglobigerina* (?) sp., *Globotruncana* sp. : Sénonien (Campanien ?-Maestrichtien).

L'échantillon 29A renferme: des Pithonelles, *Hedbergella* (?) sp., *Globotruncana* sp., *Globotruncana* cf. *linneiana* : Turonien-Sénonien.

- De l'échantillon 24A jusqu'à l'échantillon 17A

Les calcaires ne renferment que peu de calcisphères et beaucoup de globotruncanés. Les bancs d'où proviennent les échantillons 21A, 20A et 19A ont une patine rose et une cassure gris-rose dues aux oxydes de fer.

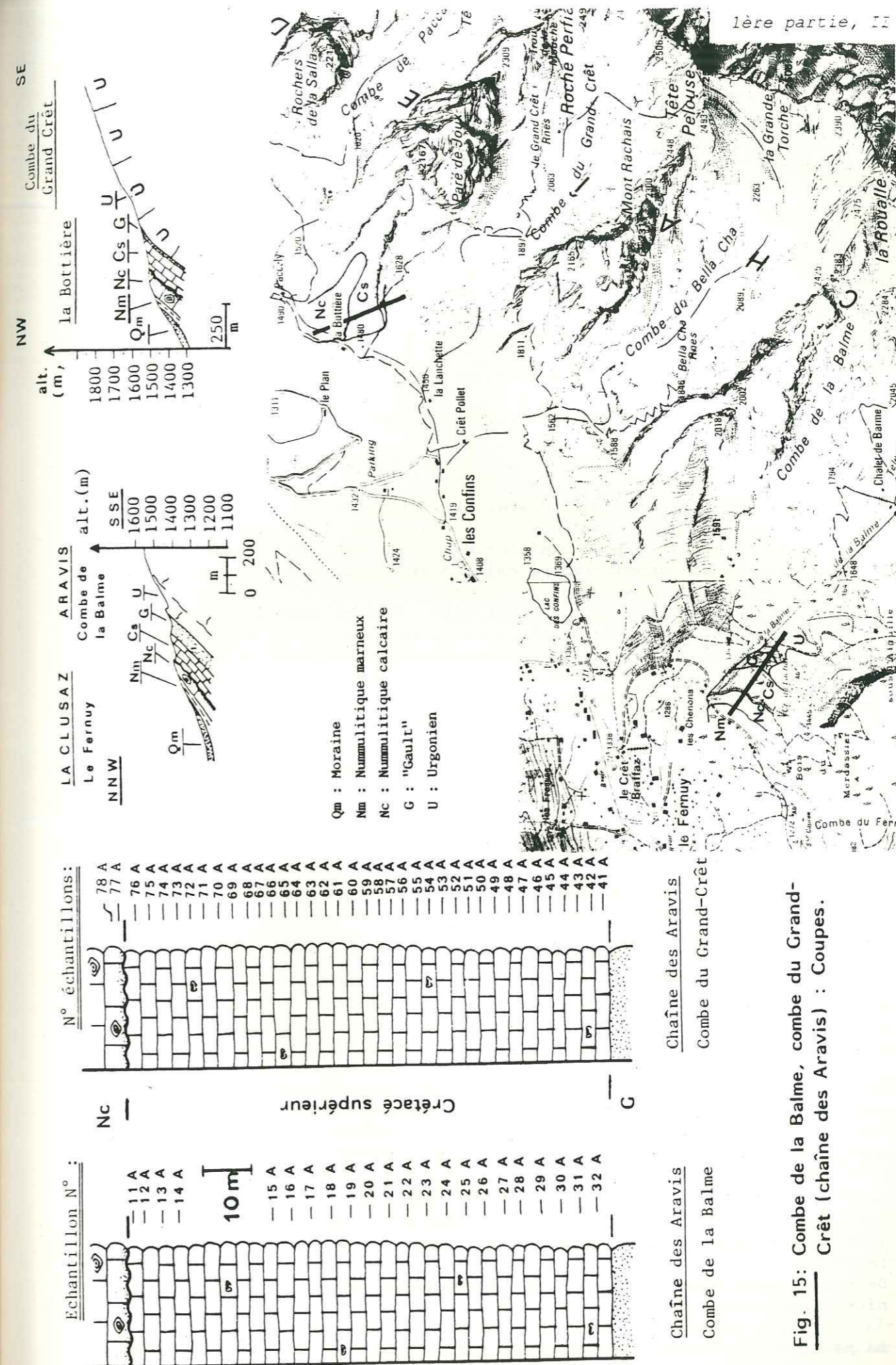


Fig. 15: Combe de la Balme, combe du Grand-Crêt (chaîne des Aravis) : Coupes.

- De l'échantillon 16A jusqu'au sommet (11A)

Il y a augmentation des calcisphères et diminution des globotruncanes.

L'échantillon 16A renferme: des Pithonelles, Globotruncana sp., Globotruncana cf. linneiana, Globotruncanita (?) sp., Dicarinella (?) sp., Heterohelix sp.: Turonien-Sénonien.

Les échantillons 13A, 12A, 11A renferment: des Pithonelles (rares), Globotruncana sp., Heterohelix sp., Rugoglobigerina (?) sp.: Sénonien (Campanien ?-Maestrichtien).

L'ensemble est surmonté par les calcaires gréseux biodétritiques du Priabonien.

- f23 - Combe du Grand-Crêt (fig. 15)

L'échantillon 41A contient une forte proportion de globotruncanes (70%) et une faible proportion de calcisphères (1%).

De l'échantillons 42A à l'échantillon 66A : Les globotruncanes sont en faible proportion (1%), voire absentes (échantillons 49A à 56A, 59A à 60A) et les calcisphères en forte proportion.

De l'échantillon 67A à l'échantillon 76A : Il y a disparition progressive des calcisphères et une légère augmentation des globotruncanes.

Le sommet de la formation est surmontée par les grès calcaires de la base du Priabonien.

- f24 - Conclusion tirée des coupes

Le passage entre la Formation des Aravis ("Gault") et les calcaires sublithographiques est généralement brusque. En 1908, Ch. JACOB (p.220) signale le caractère "transgressif" local du Sénonien (Chalets des Bourgets; Leschaux) et observe parfois, à la base de la "Craie", un poudingue à élément calcaires urgoniens et gaults (Calvaire de Thônes; p.222).

J. CHAROLLAIS (1966, p.43) observe également, dans la coupe de Solaison (Bornes externes), que les calcaires fins sublithographiques sont "transgressifs".

En ce qui concerne nos observations, seule une légère discordance a été remarquée (à la Pointe de la Rouelletaz) entre le "Gault" ayant subi de forts remaniements synsédimentaires (N35NW40) et les calcaires sublithographiques déposés en milieu calme (N20W50).

L'épaisseur de cette formation est très variable. Ceci est essentiellement dû à l'érosion anté-nummulitique qui entaille parfois profondément les calcaires sublithographiques jusqu'à les faire disparaître (Mont Durand).

De patine généralement grise, le Crétacé supérieur présente aussi des niveaux gris-vert ou roses.

La pauvreté de microfaune caractéristique d'étage précis ne permet

malheureusement pas une datation "pointue" des calcaires sublithographiques. La formation semble évoluer du Sénonien inférieur au Santonien terminal-Maestrichtien ?.

L'absence du Cénomaniens et du Turonien est due à une phase de non-dépôt (J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.687) ou à une phase de remaniement. Il n'y a que très rarement continuité entre l'Albien et le Sénonien supérieur (Couches des Fiz). Parfois, ce sont les Couches du Freu (faciès de remaniement) qui font la transition entre la Formation des Aravis et les calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur.

f3 . Etude des argiles du Crétacé supérieur

- f31 - Méthodologie

L'étude des argiles a été réalisée en collaboration avec l'équipe de P. BLANC (Université P. & M. CURIE, Paris).

- La concentration de la calcite a été obtenue par manocalcimétrie, ce qui donne, d'après une moyenne effectuée sur 104 échantillons, un ordre de grandeur de 92 % (68 à 99,5 %).

- Les principaux minéraux des roches ont été déterminés par passage de "lames-roche totale" aux rayons X (diffractomètre équipé d'un tube à anticathode de Cobalt) : Calcite (pics 104 et 102), Quartz (pics 101 et 100), Chlorite (pic 001),...

Les rapports des pics de la calcite et du quartz, en fonction de la concentration connue en calcite, nous mènent à la détermination des différentes quantités des principaux minéraux ; une erreur de l'ordre de 5 % à 7 % est à rattacher à ces valeurs.

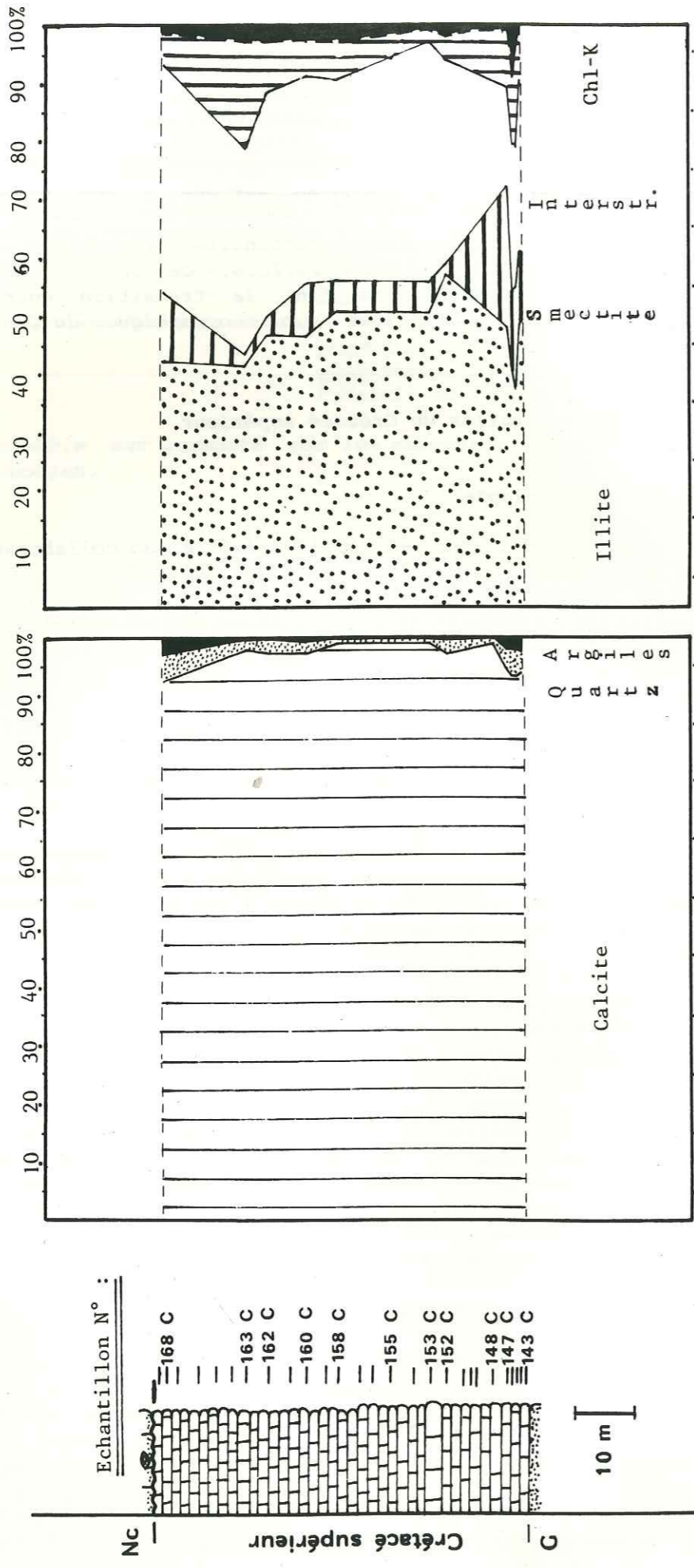
$$(Q) = \frac{(\text{Calcite})}{1,517 x - 0,25} \quad \text{avec} \quad x = \frac{h \text{ pic } 104 \text{ Calcite}}{h \text{ pic } 101 \text{ Quartz}}$$

- Pour ce qui est des évaluations des argiles, après attaque à l'acide acétique des échantillons et passage aux rayons X de "lames-argiles" normales et saturées à l'éthyle-glycol, nous avons procédé en affectant un coefficient sur les hauteurs des pics : x 1 pour h Illite, x 2 pour h Smectite et pour h Interstratifiés et x 1/2 pour h du groupe Chlorite-Kaolinite, puis nous avons rapporté à 100 %.

Les mesures finales qui distinguent la Chlorite de la Kaolinite restent incertaines. Les diagrammes (fig. 16 à 20) faisant apparaître ces deux argiles ne représentent donc qu'un ordre de grandeur. Dans ce qui suit, nous ne parlerons que du groupe Chl-K.

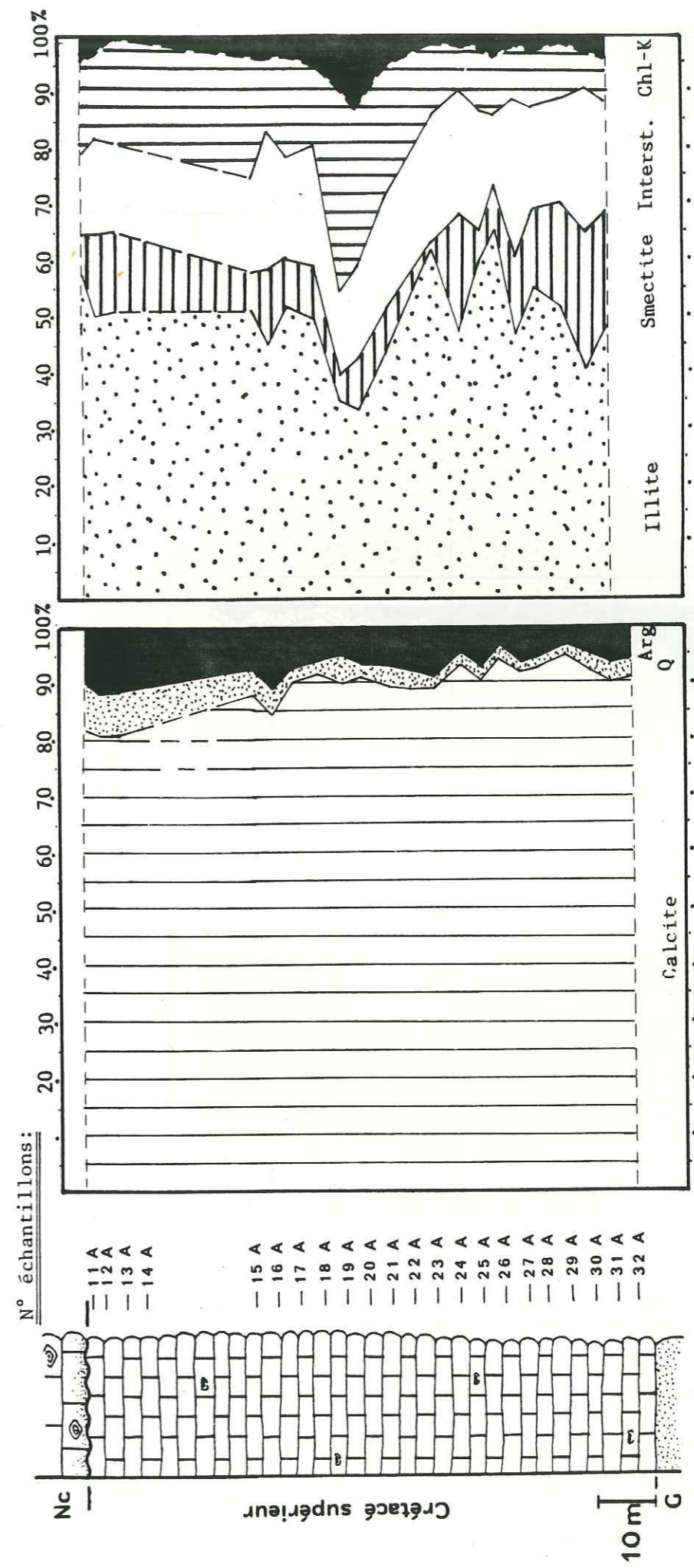
- f32 - Résultats

L'étude des argiles a été effectuée sur les échantillons des trois coupes décrites précédemment (Pointe de la Rouelle-



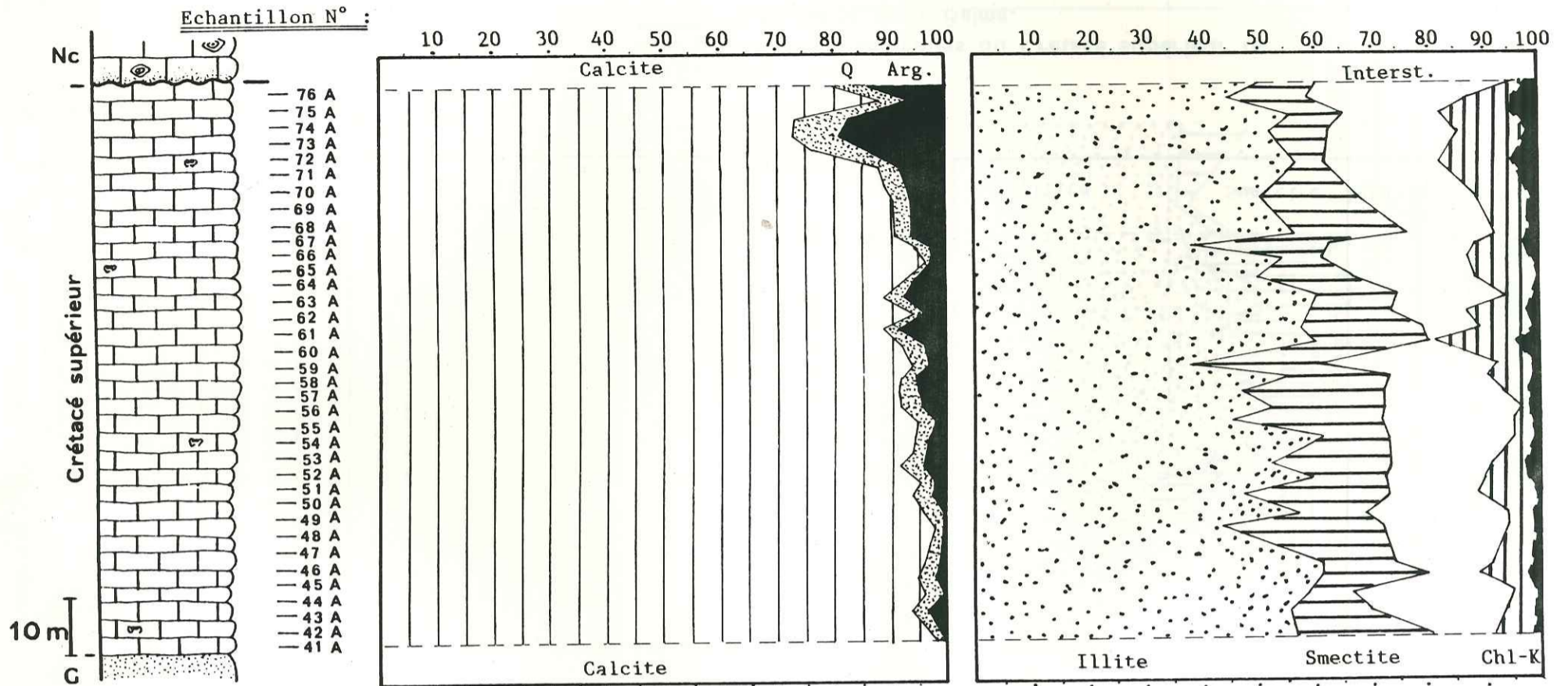
Coupe du Sénonien: Chaîne des Aravis
Pointe de Rouelletaz

Fig. 16 : Les argiles du Crétacé supérieur de la Pointe de la Rouelletaz.



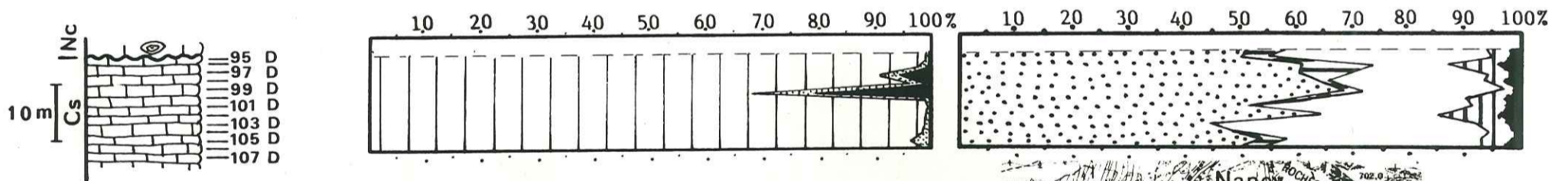
Coupe du SENONIEN : Chaîne des Aravis
Combe de la Balme

Fig. 17 : Les argiles du Crétacé supérieur de la combe de la Balme.



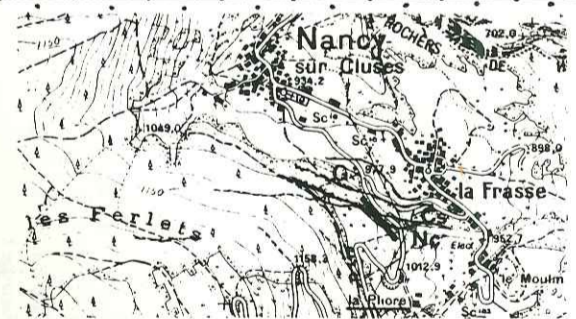
Coupe du SENONIEN: Chaîne des Aravis
Combe du Grand-Crêt

Fig. 18 : Les argiles du Crétacé supérieur de la combe du Grand-Crêt.

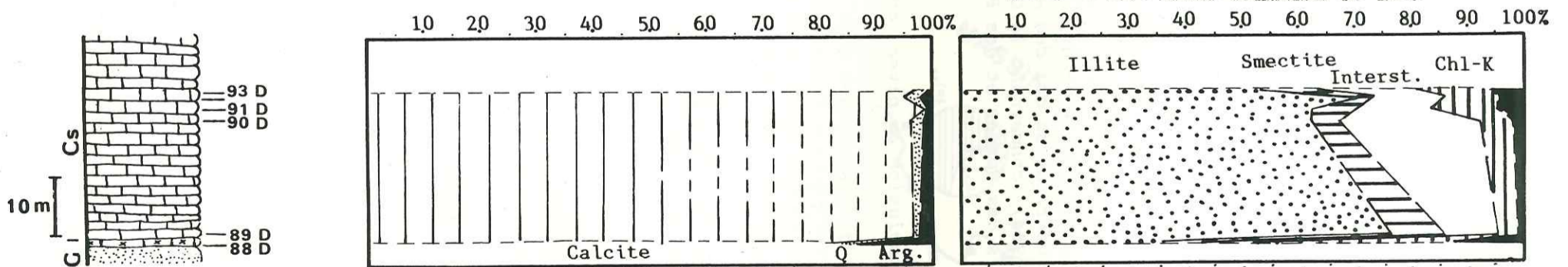


Coupe de la Pliore (la Frasse - Nancy-sur-Cluses)

Fig. 20 : Les argiles du sommet du Crétacé supérieur aux environs de Nancy-sur-Cluses.



1 : 25 000
Cluses 1-2
© I.G.N.
- Paris 1974



Rau du "Moulin" (Nancy-sur-Cluses - Magland)

Fig. 19 : Les argiles de la base du Crétacé supérieur à l'Ouest de la Plagne (Magland).
(Positionnement de la coupe : fig. 13)

taz : fig. 14 et 16 ; Combe de la Balme : fig. 15 et 17 ; Combe du Grand-Crêt : fig. 15 et 18). D'autres échantillons analysés proviennent de la base des calcaires sublithographiques (Rau du "Moulin" : Nancy-sur-Cluses - la Plagne ; fig. 19) et du sommet de la formation (la Pliore : Nancy-sur-Cluses ; fig. 20).

- La proportion d'argiles reste en moyenne très faible : environ 4 % (<1 % à rarement >20 %).

Parmi ces argiles, l'illite est présente en grande quantité (53 % en moyenne). Les Interstratifiés indifférenciés sont en quantité appréciable (25 % en moyenne). Le groupe Chlorite-Kaolinite représente 13 % en moyenne et la Smectite représente 9 % en moyenne.

Ces résultats sont en accord avec ceux de V. TRUYOL (1985, p.43) concernant le Crétacé supérieur du col des Aravis (la Clusaz) et ceux de J.-F. DECONINCK (1984) concernant le Crétacé supérieur des secteurs orientaux des massifs des Bornes et des Bauges.

- f33 - Conclusion au niveau du "synclinal" de Thônes

L'étude des argiles dans la chaîne des Aravis (flanc est) fait donc apparaître une forte teneur en Illite. Mais dans le flanc ouest du "synclinal", au calvaire de Thônes, l'étude effectuée par J.-F. DECONINCK (1984) fait apparaître une forte teneur en Smectite.

Cette différence, pour être appréciée au niveau régional, est comparée avec d'autres travaux effectués notamment plus au Sud, dans le massif des Bauges.

- f34 - Les principales argiles du massif des Bornes comparées à celles du massif des Bauges.

f341 - Généralités

A partir des travaux de J.-F. DECONINCK (1984) et ceux de V. TRUYOL (1985), complétés par nos résultats, une carte de répartition des principales argiles du Crétacé supérieur, de Chambéry à Cluses, peut être proposée (fig. 21).

Les principaux résultats font apparaître deux domaines distincts : un domaine oriental à Illite et un domaine occidental à Smectite.

f342 - Teneur des différentes argiles des secteurs occidentaux

Dans les secteurs occidentaux des massifs des Bornes et des Bauges, la Smectite est très abondante (60 à 75 %). L'Illite est très présente (15 à 25 %) alors que les Interstratifiés

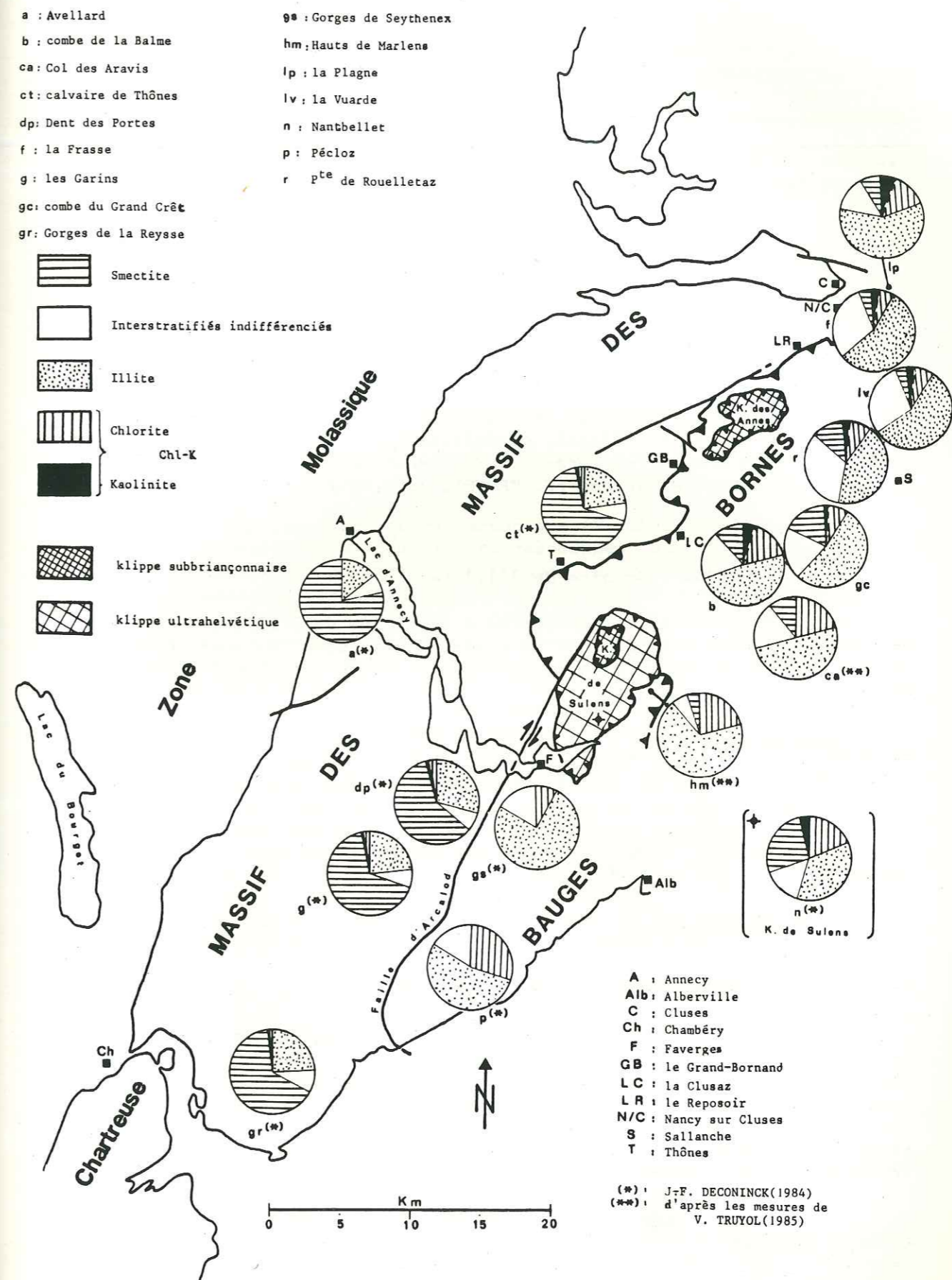


Fig. 21 : Répartition des principales argiles du Crétacé supérieur de Chambéry à Cluses.

sont en faible proportion et le groupe Chlorite-Kaolinite n'est que très peu représenté.

Ces assemblages riches en Smectite "paraissent bien représentatifs du stock argileux exporté depuis le continent jusqu'au bassin de sédimentation" (J.-F. DECONINCK, 1984) ; l'héritage représente le mécanisme dominant dans cette sédimentation argileuse.

f343 - Teneur des différentes argiles des secteurs orientaux.

A l'Est de la faille d'Arcalod et dans la chaîne des Aravis, l'Illite est en forte majorité. Suivent les Interstratifiés puis le groupe Chlorite-Kaolinite (peu) et la Smectite (très peu).

Nous remarquons aussi que dans les secteurs orientaux des massifs des Bornes et des Bauges, l'Illite, généralement présente autour de 50 %, atteint 75 à 80 % dans les Gorges de Seythenex (J.-F. DECONINCK, 1984, p.23) et aux Hauts de Marlens (V. TRUYOL, 1985, p.p.44-45).

f344 - Origine de l'Illite

En ce qui concerne l'origine de l'Illite dominante dans le Crétacé supérieur de la chaîne des Aravis, du Mont Charvin et dans la partie est du massif des Bauges, J.-F. DECONINCK (1984) à envisagé deux origines :

- Origine détritique (p.26) : "Comme on ne connaît pas d'assemblage argileux intermédiaire (entre Smectite dominante et Illite dominante), il faut envisager la présence d'une barrière morphologique séparant deux bassins de sédimentation. On peut également concevoir l'existence d'un seul bassin dont la zone de transition aurait disparu par suite de la superposition de nappe".

- Origine diagénétique (p.27) : "La comparaison des assemblages argileux des différentes coupes du domaine sud-oriental fournit des preuves indirectes de la transformation de Smectite en Chlorite". "L'abondance, la nature, la diversité et surtout la tendance à la régularité des édifices interstratifiés conduisent à les considérer comme intermédiaires des transformations diagénétiques des Smectites en Illite et Chlorite".

"Au microscope électronique à transmission, les minéraux argileux présentent parfois des contours nets subhexagonaux. Ils peuvent traduire l'influence de transformations diagénétiques conduisant à une régularisation des réseaux cristallins. Ces observations confortent l'hypothèse de l'origine diagénétique des assemblages à Illite et Chlorite".

(p.29) : "L'étude d'affleurement d'âge anté-Crétacé supérieur, soit confirme, soit n'apporte pas d'argument en faveur de l'hypothèse diagénétique, mais en aucun cas elle ne l'infirmé".

Plus-tard, J.-F. DECONINCK (1987, p.144) écrit : "L'étude minéralogique et micromorphologique des assemblages argileux, comparée aux données lithologiques des marno-calcaires crétacés du domaine subalpin, permet d'établir" que "l'héritage détermine l'augmentation des Smectites" et que "la diagenèse plus tardive, d'intensité variable, se marque par la transformation de Smectite surtout en Chlorite dans les calcaires, surtout en Illite dans les marnes".

f345 - Conclusion

L'héritage semble être le facteur principal des Smectites dominantes dans le secteur occidental, relativement peu tectonisé, des massifs des Bornes et des Bauges.

En ce qui concerne le domaine oriental des massifs des Bornes et des Bauges, nous sommes d'accord avec J.-F. DECONINCK (1984, p.32) pour penser à une diagenèse d'enfouissement plutôt qu'à une origine détritique dont la zone de transition aurait disparu.

En effet, d'après notre étude tectonique (M. CHAPLET et al., 1987 ; M. CHAPLET, 1988), les échantillons des coupes du Ruisseau du "Moulin" (la Plagne), de la Pliore (la Frasse) et de la Vuarde (Gravin) se situent dans les terrains appartenant au secteur occidental (domaine à Smectite). Ceux-ci, pourtant, présentent l'Illite dominante (à la Vuarde, vu la pauvreté de l'affleurement, l'étude n'a porté que sur un seul échantillon (110D) qui a donné les résultats suivants : I 56 %, Int 29 %, Sm 5 %, Chl-K 10 %).

Les résultats de ces coupes s'expliquent par la superposition des terrains des secteurs orientaux sur les terrains des secteurs occidentaux. L'érosion, au front de la nappe chevauchante ou à la faveur de l'entaille de la vallée de l'Arve, met à l'air libre les terrains sous-jacents ayant subi une diagenèse d'enfouissement.

En ce qui concerne la diagenèse d'enfouissement des terrains orientaux, elle semble due à l'avancée des nappes préalpines (klippe des Annes, klippe de Sulens, ...).

Deux secteurs sont à distinguer dans le domaine à Illite dominante :

- un secteur nord-oriental à Illite dominante (chaîne des Aravis).
- et - un secteur sud-oriental à Illite fortement dominante (Charvin - Dent-de-Cons).

f4 . Conclusion générale sur le Crétacé supérieur

La formation des calcaires sublithographiques (Sénonien) repose directement sur la "Couche Béton" albienne ou se situe en continuité des Fiz ou des Couches du Freu.

Déposés en milieu pélagique, les calcaires sublithographiques à globotruncanidés sont constitués d'une micrite grise à beige ou verdâtre. Des niveaux rosés ou rougis par des oxydes de fer continentaux sont fréquents.

La puissance de la formation, en fonction d'une érosion prénummulitique plus ou moins prononcée, varie de 0 m (Mont Durand) jusqu'à plus de 200 m (Mont Charvin, Rocher Blanc). Les calcaires sublithographiques sont localement surmontés (Mont Charvin) par les Couches de Wang (Campano-Maestrichtien - Paléocène ?).

Dans les massifs subalpins des Bauges et des Bornes, trois secteurs sont différenciés à partir de l'étude des argiles du Crétacé supérieur :

- Le secteur occidental à Smectite dominante : héritage.
- Le secteur nord-oriental à Illite dominante : diagenèse d'enfouissement.
- et - Le secteur sud-oriental à Illite fortement dominante : diagenèse d'enfouissement.

II 4 - Conclusion générale sur le Mésozoïque (fig. 22)

Ne nous étant intéressé qu'aux caractères stratigraphiques des formations post-bajociennes, nous n'évoquerons les traits généraux de l'évolution paléogéographique du secteur qu'à partir du Bathonien.

- Au Bathono-Oxfordien moyen : Dans l'ambiance pélagique du bassin delphino-helvétique différencié, s'installent les Terres Noires. Elles débutent, au dessus des calcaires sableux du Bajocien, par des faciès de transition (40 m), se poursuivent par des schistes noirs (environ 100 m) et, par enrichissement en carbonates, passent progressivement (environ 60 m) à des calcaires.

- A l'Oxfordien supérieur-Tithonique-Berriasien inférieur : La sédimentation de boues calcaires est à l'origine des calcaires fins pélagiques du Tithonique (100 à 170 m en bancs de 10 à 30 cm)

- Au Berriasien et au Valanginien : Il y a retour à une sédimentation plus détritique (environ 70 m, Berriasien et 200 m, Valanginien) ayant engendré des séquences pélagiques marneuses, calcaires et marno-calcaires.

Le voisinage de la plate-forme jurassienne se fait sentir par des envahissements épisodiques de faciès plus néritiques, notamment les calcaires roux du Valanginien dans les Bornes externes.

Deux aires nourricières de sables bioclastiques sont géographiquement distinguées (H. DETRAZ et al., 1987, p.87) :

- . La partie sud-occidentale du bassin est sous influence de la plate-forme jurassienne, au Nord-Ouest, avec une extension vers l'Est limitée par des contres pentes.
- et . La partie Aravis-Platé est sous influence d'une source nourricière située au Nord-Est.

- A l'Hauterivien : La sédimentation hémipélagique est à l'origine d'une série monotone (>400 m) de marno-calcaires sombres. Vers le sommet, l'installation de la plate-forme urgonienne se fait sentir par quelques mètres de calcaires clairs intercalés dans la partie sommitale (pré-Urgonien).

Ce pré-Urgonien est diachrone :

- . Dans la partie occidentale du bassin (Bornes externes - chaîne du Bargy), il est daté de l'Hauterivien alors que,
- . Dans la partie orientale (chaîne des Aravis), il ne se dépose qu'au Barrémien inférieur.

- Au Barrémo-Aptien : La plate-forme urgonienne s'installe uniformément dans les zones delphino-helvétique et jurassienne. Elle est constituée par des calcaires dont l'épaisseur totale varie entre 180 m et 250 m. Parmi ceux-ci,

- . Un ensemble inférieur généralement sans rudiste, témoigne de l'installation hésitante de la plate-forme externe.
- . Un ensemble supérieur correspond aux oscillations de progradation en plate-forme interne dont le sommet est caractérisé par des apports quartzeux plus importants et par l'apparition de passées

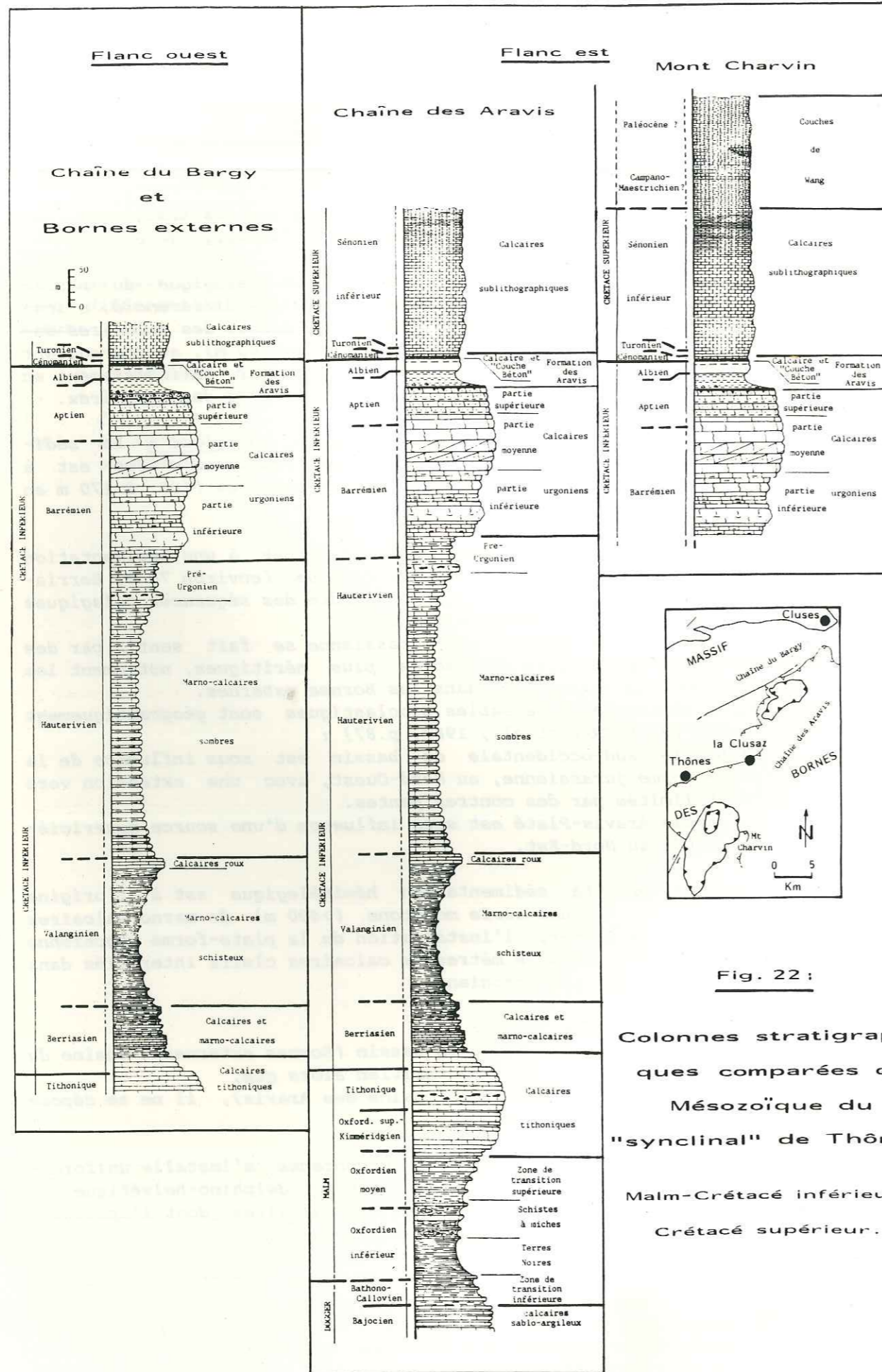


Fig. 22 :
Colonnes stratigraphiques comparées du Mésozoïque du "synclinal" de Thônes. Malm-Crétacé inférieur - Crétacé supérieur.

marneuses ou de niveaux à orbitolinidae.

L'âge de la base de l'Urgonien est diachrone.

- . Dans la partie occidentale du massif des Bornes (Mont Lachat-Chaîne du Bargy) la plate-forme débute à l'Hauterivien terminal-Barrémien inférieur alors que,
- . Dans la partie orientale (Chaîne des Aravis), elle ne débute que plus tardivement dans le Barrémien inférieur.

- A l'Aptien supérieur - Albien : Il y a ensablement et enfoncement de la plate-forme urgonienne dans une mer peu profonde à haute énergie. La sédimentation à l'origine de la Formation des Aravis ("Gault") est grésoglaucienne. Les organismes sont d'abord benthiques (Aptien supérieur) puis plus pélagiques (Céphalopodes de l'Albien). Durant l'Albien, de forts courants sous-marins sont à l'origine de nombreuses discontinuités sédimentaires, de surfaces durcies, de niveaux à phosphorite, stromatolites et de remaniement.

- Au Cénomano-Turonien : L'érosion et le remaniement des niveaux sous-jacents se poursuivent. Lorsqu'ils existent, les dépôts qui en résultent sont associés au retour d'une sédimentation pélagique.

- Au Sénonien : L'ambiance pélagique est à l'origine de calcaires sublithographiques (parfois sur plus de 200 m d'épaisseur) à Globotruncanes (Coniacien-Campanien ?). Puis le début d'un régime régressif, avec une ambiance de confinement, se fait ressentir. En témoignent les Couches de Wang (150 m) (Campano-Maestrichtien - Paléocène ?) du Mont Charvin.

Ensuite, vient l'émersion post-crétacée. L'érosion anté-nummulitique entaillera, parfois profondément, le sommet de la série mésozoïque.

III - Le CénozoïqueIII 1 - Introduction

Le Cénozoïque débute peut-être avec les couches de Wang (Paléocène ?) mais ces dernières n'ayant été "datées" que récemment par analogie des courbes du Strontium, nous reprendrons le plan généralement utilisé en débutant le Tertiaire avec les premières formations du cycle sédimentaire nummulitique.

La présence de séries post-priaboniennes distinctes dans les Bornes externes et les Aravis (B. DOUDOUX et al., 1982) a été vérifiée, affinée. Leur description est faite séparément.

III 2 - L'Eocènea / Le Lutétien-Bartonien : les calcaires à grandes nummulites puis à gastéropodes

a1 . Généralités

C'est en 1882 que les premières grandes nummulites furent signalées dans le Val de Thônes, au Charvin (D. HOLLANDE in J. ROSSET, 1957, p.49). Puis, en 1895, E. HAUG (p.232) propose une classification des terrains tertiaires dont les calcaires de base à Nummulites perforata représentent le Lutétien surmonté par les calcaires et les schistes du Priabonien.

L. MORET, en 1934 (p.p.57-69), décrit avec précision les affleurements du Mont-Charvin et du Plateau d'Arâche. Il signale notamment les calcaires à grandes nummulites et alvéolines surmontés par une série laguno-lacustre à gastéropodes.

Plus tard, en 1949, sont décrits au Rocher Blanc, près de Romme, des affleurements identiques à ceux d'Arâche (L. MORET et J. ROSSET, p.p.914-916 puis J. ROSSET, 1957, p.p.50-52).

En 1952, L. MORET parle déjà de chenal étroit de dépôt, défini entre Samoens et la montagne de Sulens. En 1975, B. PAIRIS (p.p.62-64) distinguera dans le massif de Platé plusieurs chenaux de direction NE-SW.

Le Lutétien-Bartonien débute donc par des dépôts chenalisés, transgressifs sur le Sénonien.

Il est présent en de rares endroits : dans la partie nord-orientale du massif des Bornes (... , Roc de Monteschet : J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.p.700-705) et dans le versant oriental du "synclinal" de Thônes (Rocher Blanc, Mont-Charvin).

La succession, lorsque la série est complète, est, de bas en haut :

- Conglomérat de base.
- Calcaires à nummulites (petites et grandes), puis à alvéolines

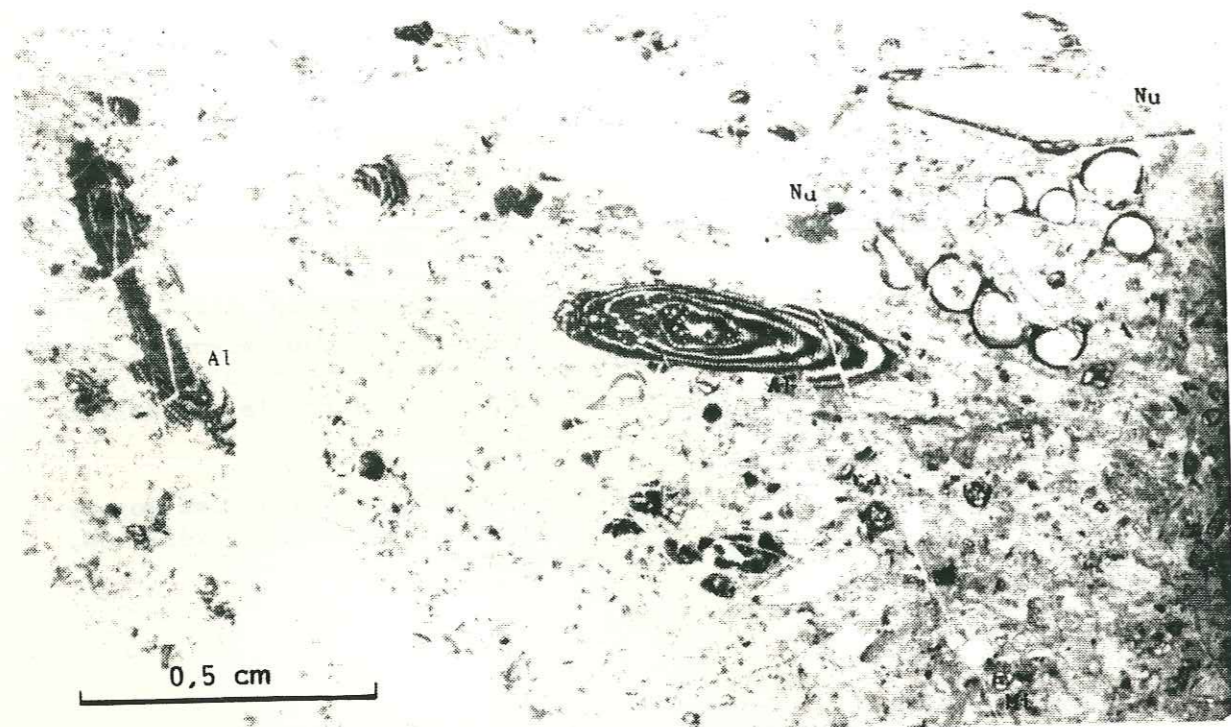


Photo 7 : Microfaciès
du Lutétien du
Rocher Blanc
(échantillon 42 D)

Al : Alvéolinidae
Nu : Nummulitidae
Mi : Miliolidae

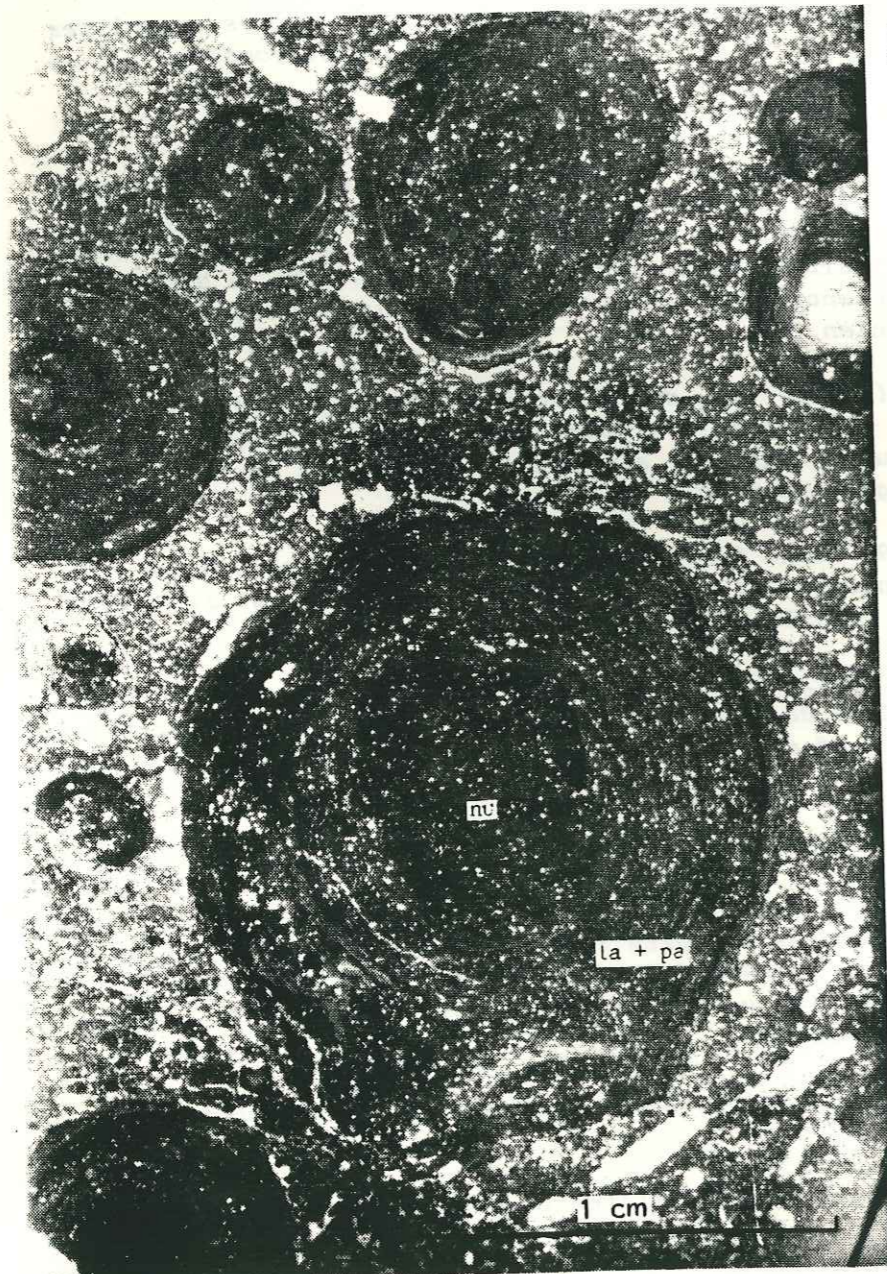


Photo 8 : Microfaciès
des calcaires à
oncolithes
du Bartonien

(le Rocher Blanc
Chaîne des Aravis)

(échantillon 56 D)

nu : nucleus
la + pa : lamines et
particules piégées

Photo 10 :

Microfaciès du
Bartonien
raviné par
le Priabonien

le Rocher Blanc
(échantillon 74D)

Re : Elément remanié
Nu : Nummulitidae

P : Priabonien
B : Bartonien

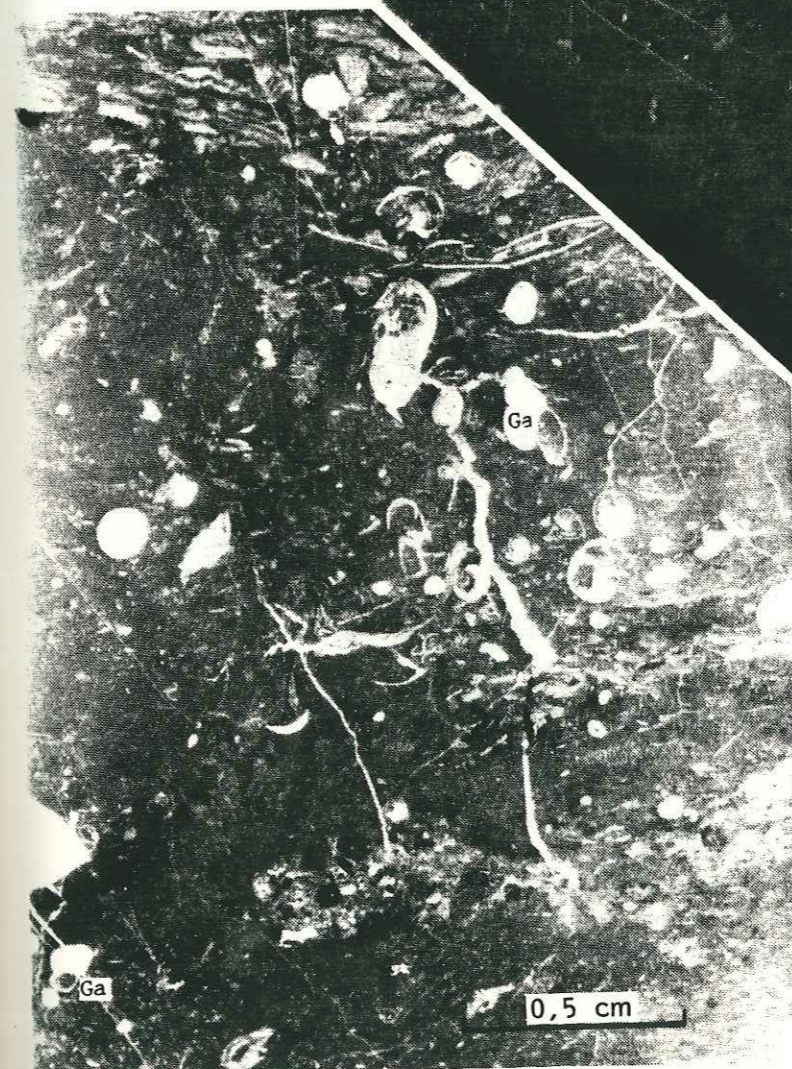


Photo 9 : Microfaciès du
Bartonien à
gastéropodes

le Rocher Blanc
(échantillon 71D)

Ga : Gastéropode

et enfin à milioles (photo 7). Les conditions de dépôt passent ainsi graduellement d'un milieu marin ouvert (NEMKOV, 1962 et ARNI, 1963 in D. DECROUEZ et al., 1979, p.p.69-70) à un milieu lagunaire (J. ROGER, 1974, p.119). Conditions qui se confirment par des :

- Calcaires à oncolithes (photo 8).
- Calcaires et marnes lacustres à gastéropodes (photo 9) et charophytes, alternant avec des bancs conglomératiques calcaires, monogéniques.
- Formation saumâtre à niveaux charbonneux ("Couches des Diable-rets"), possédant souvent un conglomérat de base. Ces niveaux peuvent reposer directement sur le Mésozoïque.

Des niveaux silicifiés comportant des traces de terriers sont parfois observables sous les calcaires gréseux transgressifs du Nummulitique (V. TRUYOL, 1985, p.32).

De même, à la base de la formation nummulitique du Rocher Blanc (Romme; chaîne des Aravis), la présence de *Microcodium* a été signalée (L. MORET, 1953, p.56 ; J. ROSSET, 1957, p.48). Ceux-ci, organisés en colonies de type "épi de maïs" ou "laminaire", se sont développés selon deux processus : un phénomène de biosynthèse associé à une action cariante des calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur au cours de l'émersion anté-lutétienne (ou sous faible profondeur d'eau) (G. LUCAS et al., 1967, p.914 ; A.M. BODERGAT, 1974, p.220 ; N. CAULIEZ, 1983, p.p.34-36).

a2 . Description de la coupe du Rocher Blanc (Nancy-sur-Cluses)

- a21 - Falaise est : Coupe A : le Lutétien-Bartonien
Coupe B : base de la falaise (fig. 23)

Ces coupes débutent au-dessus du Sénonien schistosé à patine grise argentée et cassure légèrement rosée. La puissance du Lutétien-Bartonien de ce secteur est d'une quarantaine de mètres.

- Echantillons 42D-47D (coupe A) et échantillons 33D, 79D-83D (coupe B)

Les 2,60 m de base, chenalisés d'axe NE-SW (coupe B), possèdent une cassure gris-sombre, parfois gris-verdâtre. Il s'agit de bancs calcaires semi-métriques à, le plus souvent, métriques. La teneur en quartz détritiques varie au sein même des bancs. Par exemple, l'échantillon 44D (base du deuxième banc) comprend 3 à 5 % de Q et l'échantillon 45D (sommet du banc) possède 5 à 7 % de Q. De même, le troisième banc d'aspect légèrement grumeleux est composé de : échantillon 46D, 5-6 % Q et échantillon 47D, 10-15 % Q. La teneur en grains de glauconie reste très faible.

Les fossiles rencontrés, pour les plus représentatifs, sont : des nummulites, notamment des grandes nummulites, et des alvéolines (42D-43D), des algues, des radioles d'oursin (44D) et des milioles (46D-47D). Il est à noter que l'échantillon 45D ne possède que des Rotalidés ce qui traduirait un faciès régressif.

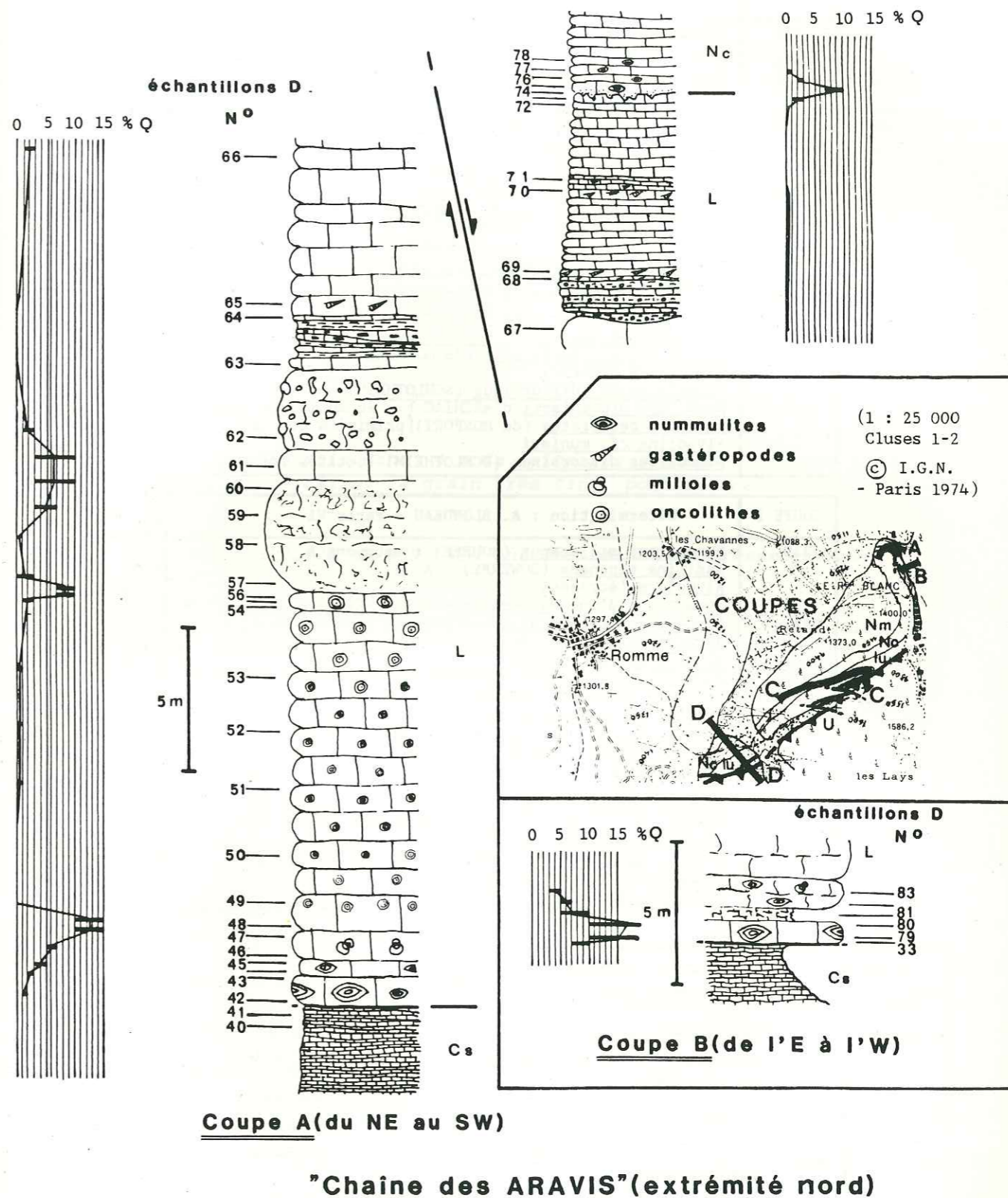


Fig. 23 : Coupes du Rocher Blanc (Romme).

COUPE A		Détermination : A. BLONDEAU	Zones faunistiques	Etages
78D	niveau à Polyptères	Nummulites non identifiables		
77D		Nummulites cf. Chavannesi de la HARPE		
76D		Nummulites cf. chavannesi de la HARPE		
75D		Nummulites garnieri (peu ornée) de la HARPE		
		Asterigerines (Ast. bartoniana)	P16	Priabonien
		Nummulites incrassatus de la HARPE	P15	
		Nummulites fabianii PREVER		
		Nummulites garnieri de la HARPE ?		
74D		Nummulites fabianii PREVER	P16	
		Nummulites incrassatus de la HARPE	P15	
		Nummulites fabianii PREVER		
46-73D	Oncolithes, Gastéropodes			
45D		Rotalides		
44D		Epines d'oursins	P13	Lutét. sup. Barto. basal
		Rotalia sp.	P12	
		Gyroidinella sp.		
43D		Nummulites gr. perforatus (de MONFORT)	P13	Lutétien Barto. basal
		Alveolines (débris)	P12	
		Nummulites cf. discorbinus (SCHLOTHEIM)		
42D		Numm. gr. brongniarti d'ARCHIAC } échantillons plus primitifs que les types	P12	Lutétien sup.
		Num. gr. perforatus (de MONFORT)		
		Alveolina cf. munieri		
		Nummulites discorbinus (SCHLOTHEIM) (petites formes)		

COUPE B		Détermination : A. BLONDEAU - Paris VI	Zon. fau.	Et.
83D	Nummulites millecaput (BOUBEE) : embryons A	Assilina exponens (SOWERBY) : A	P14	Bartonien
	Alveoline (écrasée)	apparition d'une N. Garnieri de la HARPE		
82D	Nummulites perforatus (de MONFORT)	Nummulites puschi d'ARCHIAC	P14	
	Alveolines (allongées)		P12	
81D	Nummulites millecaput (BOUBEE)	Assilina exponens (SOWERBY)	P14	
	Nummulites millecaput (BOUBEE) (A et B)	Nummulites discorbinus (SCHLOTHEIM)	P12	
	Nummulites discorbinus (SCHLOTHEIM)	Nummulites biarritzensis d'ARCHIAC		
	Discocyclone	Assilina exponens (SOWERBY) : forme finale		
79D	Nummulites perforatus (de MONFORT)	Nummulites cf. discorbinus (SCHLOTHEIM)	P14	Lut. sup.
	Assilina exponens (SOWERBY) : forme finale		P12	
33D	Nummulites millecaput (BOUBEE) embryons A	Nummulites perforatus (de MONFORT) : A	P13?	
	Assilina exponens (SOWERBY)		P12	

d'après C. CAVELIER et Ch. POMEROL, 1986

Etages	Zones à foraminifères planctoniques	Zones à Nummulites
PRIABONIEN	P17 <u>Globigerina gortanii</u>	<u>N. retiatus</u>
	P16 <u>Cribrorotaloides inflata</u>	<u>N. fabianii</u>
	P15 <u>Globigerinatheka semiinvoluta</u>	
BARTONIEN	P14 <u>Truncorotaloides rohri</u>	<u>N. brongniarti</u>
	P13 <u>Orbulinoides beckmanni</u>	<u>N. perforatus</u> <u>N. ptukhiani</u>
LUTETIEN supérieur	P12 <u>Morozovella lehneri</u>	<u>N. herbi</u> <u>N. aturicus</u> <u>N. bullatus</u>

Fig. 24 : Biostratigraphie des coupes (A et B) du Rocher Blanc. Relations avec les zones à foraminifères planctoniques.

- Echantillons 48D-56D

La base du premier banc (échantillon 48D) possède encore 10 à 15 % de quartz et renferme des radioles d'oursin. Avec le sommet de ce banc (49D), la sédimentation change; les calcaires gris-noir en bancs métriques, sur une épaisseur de 12 m, renferment des oncolithes.

D'abord semi-millimétriques (49D-52D), les oncolithes passent à un diamètre millimétrique à semi-centimétrique (53D), puis centimétrique (54D) et pluri-centimétriques (55-56D). La teneur en quartz varie avec la grosseur des oncolithes : 0-1 % Q (49D-53D), 2-3 % Q (54D), puis 7-10 % Q (55D-56D). Les échantillons 54D-56D ne renferment que des oncolithes et des débris de stromatolithes qui servent de noyau aux oncolithes, ce qui traduit un milieu soumis à l'émersion (V. BARBIN, communication personnelle) : estran.

- Echantillons 57D-60D

Ils ont été pris dans 4 m de calcaires rognonneux à base sili- ceuse. Le calcaire, à grain très fin, possède une cassure ver- dâtre.

- Echantillons 61D, 62D et 63D. Ils ont été pris dans, respectivement :

- . 1 m de calcaires siliceux sombres.
- . 3 m de pseudo-conglomérat à matrice friable et éléments calcai- res décimétriques.
- . 0,40 m de calcaire (lacustre ?)

- Suivent :

- . 0,05 m de joint marno-schisteux.
- . 0,20 m de calcaires.
- . 0,10 m de marnes schisteuses.
- . 0,20 m de calcaires à gros silex brun-noirs.
- . 0,05 m de joint marno-schisteux.
- . 0,20 à 0,80 m de calcaires à gros silex brun-noirs.
- . 0,30 m de marnes.
- . 0,10 m de calcaires (échantillon 64D).

- Echantillons 65D-67D (E=6 m)

Ils proviennent de calcaires à cassure noire en bancs de 0,50 à 1 m d'épaisseur, à galets moux semi-centimétriques (66D) et à gas- téropodes et charophytes (65D); ce qui indique un dépôt dans des eaux douces ou saumâtres.

- Viennent ensuite :

- . 0,10 à 0,40 m de marnes à petits éléments calcaires.
- . 0,20 m (0,10 + 0,10) de calcaires.
- . 0,30 m de marnes très calcaires à petits éléments calcaires.
- . 0,40 m de calcaires.
- . 0,40 m de marnes très calcaires à petits éléments calcaires.
- . 0,10 m de calcaires à gastéropodes (échantillon 68D).



Photo 11 : Calcaires à oncolithes du Bartonien
(le Rocher Blanc - Chaîne des Aravis)



Photo 12 : Conglomérat dans
le Bartonien du
Rocher Blanc
(Chaîne des Aravis)

Ma : matrice calcaire
e : élément calcaire

- Puis enfin :

- . 3 m de calcaires siliceux gris clair (69D et 70D) en bancs de 0,20 m à 0,30 m d'épaisseur, à grain très fin et horizons de silex blancs s'estompant latéralement.
- . 0,50 m de calcaires finement lités, gris-beige clair. (71D)
- . 3 m de calcaires gris en bancs décimétriques. (72D-73D)

L'échantillon 74D a été pris au contact du Bartonien raviné avec, au-dessus, le Priabonien possédant des traces de remaniement et de bioturbation pénétrative (photo. 10).

L'âge de cette formation calcaire anté-priabonienne, d'après les déterminations de A. BLONDEAU, est : Lutétien supérieur-Bartonien basal pour le premier mètre, puis Bartonien (fig. 24).

- a22 - Secteur sud du Rocher Blanc : Coupe C
(situation fig.23)

Au-dessus des calcaires fins verdâtres à *Heterohelix sp.* et *Globotruncana sp.* (échant. 37D, alt. 1525 m) du Sénonien, reposent des calcaires bréchiques à éléments pluridécimétriques, à la base, devenant centimétriques, à foraminifères planctoniques.

La matrice calcaire de patine blanchâtre et cassure noire à grains de quartz anguleux (3-7 %) renferme des oncolithes à cortex micritisé dont les noyaux sont souvent des débris de stromatolithes (38D).

Viennent ensuite des calcaires à petites nummulites (alt. 1500 m) et à nouveau des calcaires massifs bréchiques à éléments de même nature que les précédents et un banc possédant des oncolithes (alt.1490 m; échantillon 39D; photo 11).

Quelques niveaux de calcaires plus argileux apparaissent surmontés par un banc de calcaires fins puis un conglomérat à éléments centimétriques à décimétriques (échant. 36D; photo. 12) recouvert par des calcaires fins à algues (35D) surmontés par les marnes dites "à Globigérines" (Nummulitique marneux).

Il est à noter que tout ce secteur présente de nombreuses surfaces de friction, banc sur banc, et que des laminages tectoniques sont possibles.

- a23 - Secteur sud-sud-ouest du Rocher Blanc : Coupe D
(fig. 25 ; situation fig.23)

A l'altitude 1490 m, affleure le sommet de l'Urgonien des Laïjs à stratification horizontale, très sableux, à rudistes et éléments calcaires de 5 à 10 cm de diamètre. Ces calcaires sont surmontés par le "Gault".

A l'altitude 1470 m, coupe D (fig. 25), une lame constituée de calcaires sénoniens à stratification verticale, est coincée tectoniquement.

A l'altitude 1460 m, puis plus à l'Est à l'altitude 1445 m, le Luté-

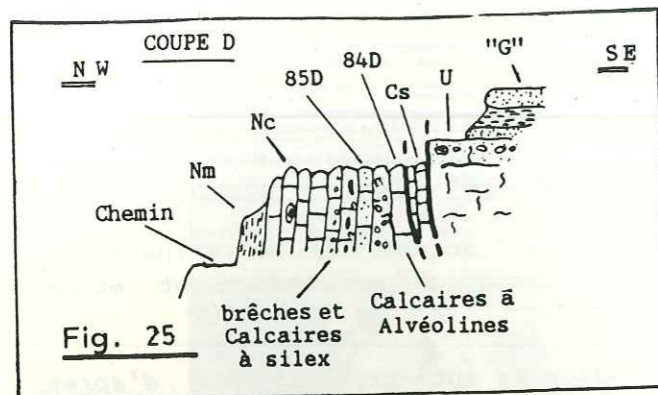


Fig. 25
brèches et Calcaires à silex
Calcaires à Alvéolines

A l'altitude 1420 m apparaissent des niveaux bréchiques et des calcaires à silex surmontés par des bancs calcaires à petits gastéropodes puis les calcaires à petites nummulites et discocyclines du Priabonien.

a3 . Conclusion

La première formation tertiaire est constituée de niveaux d'abord marins transgressifs (grandes nummulites, alvéolines, miliolles), E = 2,60 m ; puis par des dépôts à oncolithes, E = 12 m ; puis laguno-lacustres (gastéropodes, charophytes), E = 24 m.

Elle s'est déposée localement dans des chenaux qui calquent la tectonique post-Sénonienne (B. PAIRIS et al., 1975 a, p.84 et p.125 ; J.L. PAIRIS, 1984 a, p.452 et 1984 b, p.24).

L'âge de cette formation essentiellement calcaire est, en ce qui concerne le secteur du Rocher Blanc, Lutétien supérieur à Bartonien débutant pour le premier mètre basal, puis Bartonien pour le reste.

L'équivalent des "Couches des Diablerets", lorsqu'il existe (Brizon, "le Chouet" : Petit Bornand ; J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.p.701-704) est considéré d'âge Bartonien supérieur-Priabonien inférieur (J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.705 ; J.L. PAIRIS, 1984 (a), p.452).

b / Le Priabonien : les calcaires à petites nummulites

b1 . Généralités

Si en 1844 les terrains nummulitiques étaient déjà reconnus, le rattachement de ceux-ci au Tertiaire restait vigoureusement discuté. Ainsi, SISMONDA, AGASSIZ et FAVRE (S.G.F., 1844, p.p.26-28) attribuaient au Crétacé les calcaires à nummulites et le flysch sus-jacent. Au contraire, MICHELIN (S.G.F., 1844, p.26) comparant les fossiles à ceux du bassin de Paris, émettait l'opinion que ces terrains représentent le Tertiaire et CHAMOUSSET (S.G.F., 1844, p.214) décrit pour le Nummulitique la succession suivante ; de bas en haut :

- Grès grossiers et poudingues calcaires riches en nummulites de la dimension d'une lentille jusqu'à la grandeur d'une pièce de trente sous (grandes nummulites ?).

- Calcaires à *Pectens* et grès fins.
- Marnes plus ou moins micacées.

En 1847, A. FAVRE signale pour la première fois le caractère discordant du Nummulitique sur le Crétacé (in J. BOUSSAC, 1912, p.268). Cette transgression s'effectue en effet directement sur le "Gault" (entre St-Jean-de-Sixt et le Grand-Bornand) ou sur l'Urgonien (Mont-Durand).

La base du Priabonien est souvent détritique, voire conglomératique à éléments de taille inférieure à 10 cm de diamètre (J. CHAROLLAIS et al., 1962, p.35 ; J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.706 ; O. LATELTIN et al., 1987, p.130).

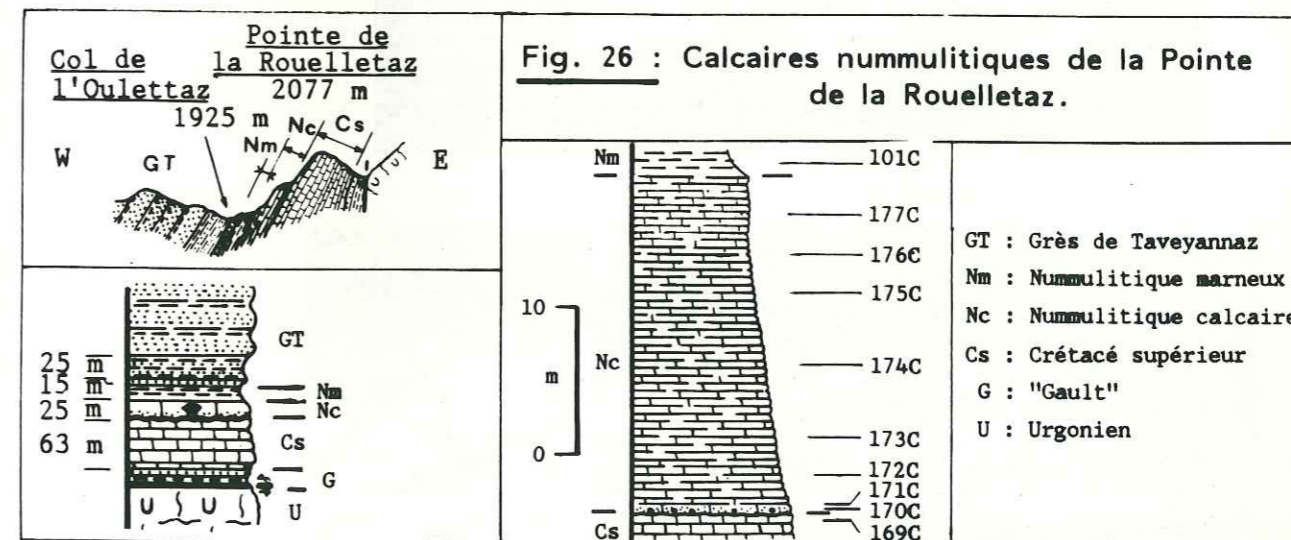
Hormis les nummulites et les discocyclines, ces calcaires renferment des polypiers, souvent brisés, des débris d'échinodermes, des bryozoaires, des algues (corallinacées), des huîtres et, au sommet, des pectens.

La puissance des calcaires du Priabonien varie de 20 à 100 m d'épaisseur.

b2 . Description du Priabonien dans le "synclinal" de Thônes

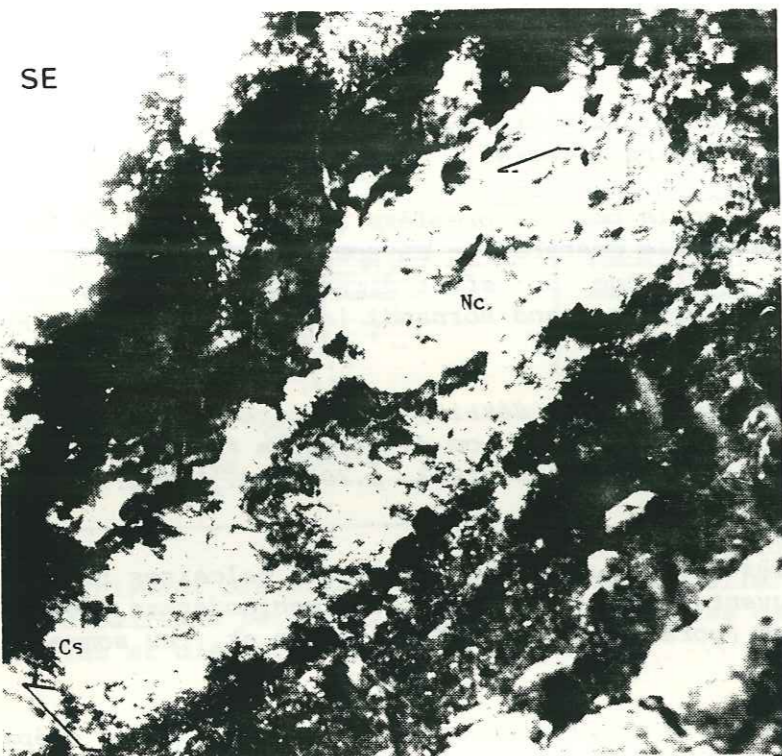
- b21 - Pointe de la Rouelletaz (chaîne des Aravis)

A l'affleurement, si la limite est franche entre les calcaires à petites nummulites et le Sénonien sous-jacent, en revanche la limite avec les marnes sus-jacentes, dites "à Globigérines", reste confuse ; seul le recul permet une vision globale des différentes formations et permet l'estimation des épaisseurs (fig.26).



- La base est caractérisée par un calcaire gréseux (15 à 20 % Q), englobant des petits galets calcaires du Sénonien. La matrice contient des débris d'operculines et A. BLONDEAU y a déterminé *Nummulites garnieri* de la HARPE et *Nummulites incrassatus* de la HARPE (170C).

- 5 cm au-dessus de la base, le calcaire de patine beige-grisâtre et cassure grise, présente déjà un aspect plus ou moins schistosé et un



Discordance
angulaire
des calcaires
nummulitiques
sur le
Mésozoïque

Nc : Nummulitique
Cs : Crétacé supérieur
G : "Gault"

Photo 13 :
à la Bombardellaz
(chaîne des Aravis)

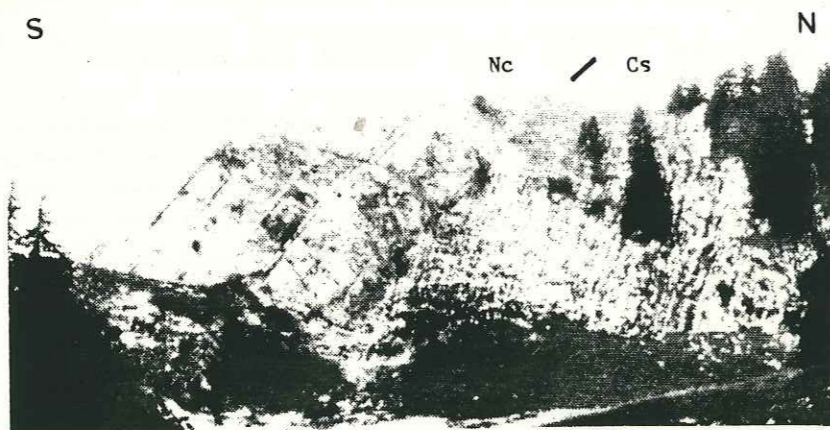


Photo 14 :
près du col de
la Colombière
(chaîne du Bargy)



Photo 15 :

Mont Durand

Route entre
St-Jean-de-Sixt
et la Clusaz.

← la Clusaz

D 909

St-Jean-de-Sixt →

grain très fin (171C).

- 2 m plus haut dans la formation, le calcaire argileux possède 2 à 3 % de quartz et quelques grains de glauconie (172C). Cette zone schisteuse est fortement laminée tectoniquement.
- 3 m au-dessus (échantillon 173C), le calcaire est légèrement gréseux. Il contient des bryozoaires, des valvulines, des gastéropodes et des foraminifères planctoniques très abondants. Ce faciès se poursuit sur 10 m (échantillons 174C, 175C) puis les calcaires deviennent argileux et légèrement gréseux, schistosé (176C).
- Ensuite la matrice devient fine (177C) et nous passons graduellement aux marnes encore très calcaires (101C).

- b22 - Variations de faciès du Priabonien

Tout au long de la chaîne des Aravis, la base des calcaires à petites nummulites présente des niveaux gréseux à grains de quartz arrondis ou anguleux, à grains de glauconie et à nombreux galets remaniés, millimétriques à centimétriques.

Sous forme de grès grossiers à stratification entrecroisée, ils sont particulièrement développés à la Bombardellaz (base de la combe de la Grande Forclaz), là où la discordance angulaire entre les calcaires à petites nummulites (N 170 W 30) et le Sénonien sous-jacent (N 50 NW 80) est spectaculaire (Photo. 13). Les galets sénoniens inclus dans la matrice nummulitique contiennent des pithonelles, *Hedbergella* (?) sp., *Heterohelix* (?) sp. et *Globotruncana* cf. *linneiana* (Détermination J.-P. BELLIER).

Dans la combe du Grand-Crêt (fig. 15) les échantillons 77A-78A à *Nummulites fabianii* PREVER (détermination A. BLONDEAU) renferment aussi des galets calcaires du Sénonien à pithonelles, *Heterohelix* sp., *Hedbergella* (?) sp. et *Globotruncana* sp. (détermination J.-P. BELLIER).

Dans la combe de la Balme (fig. 15), en plus des petits galets calcaires sénoniens, la matrice gréseuse contient des petits galets de calcaires micritiques à calpionelles (Photo. 17). Ce remaniement d'éléments autres que locaux n'est pas exceptionnel; B. de LEPINAY (1981, p.42) énumère, pour un niveau équivalent dans l'Unité des Dents du Midi, des galets jurassiques à filaments, des galets urgoniens, Crétacé supérieur, lacustres lutétiens ?, marins à petites nummulites priaboniennes.

Cette base gréseuse, généralement peu développée au Sud du col de l'Oulettaz, dépasse parfois plusieurs mètres d'épaisseur au Nord. Elle souligne alors nettement dans le paysage le contact avec le Sénonien schistosé sous-jacent. La patine est gris-beige et la cassure noire. Les galets remaniés, plus gros, atteignent 20 cm de diamètre.

Ce phénomène sédimentaire basal se retrouve avec des caractères semblables dans la région située au Nord du col de la Colombière, dans la chaîne du Bargy. Les galets remaniés y sont cependant de moindre dimensions (millimétriques).



Photo 16 :

Base gréseuse des
calcaires du Priabonien
à galets du
Crétacé supérieur :
Microfaciès
(échantillon 57B)

(le Gollet ; les Confins
- Chaîne des Aravis)

Cs : galet calcaires
à globotruncanidae
Nu : Nummulitidae

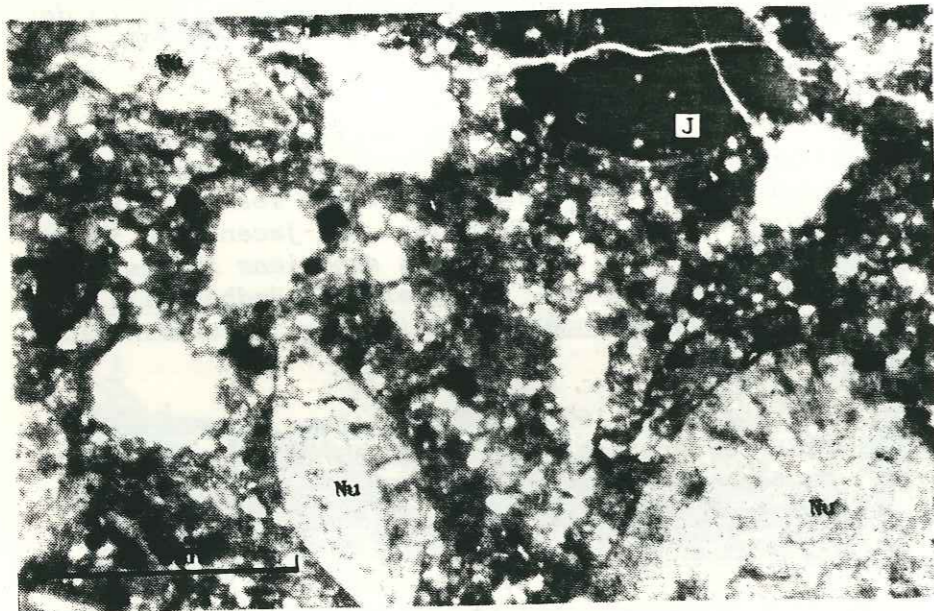


Photo 17 :

Base gréseuse des
calcaires du Priabonien
à galets du
Jurassique supérieur :
Microfaciès

(combe de la Balme -
chaîne des Aravis)
(échantillon 10A)

J : galet calcaire
du Jurassique
supérieur
Nu : Nummulitidae



Photo 18 :

Calcaires à
Nummulites
fabianii PREVER
: Priabonien
(Microfaciès)

(Barne Rousse ; Romme
- Nancy/Cluses)
(échantillon 108D)

Les différences sont aussi observables au-dessus de la base gréseuse.

Ainsi, dans la partie sud de la chaîne des Aravis, les calcaires sont présents sous-forme de bancs métriques à plurimétriques. Dans le secteur nord, les bancs sont décimétriques à plurimétriques et d'aspect schistosé (excepté au sud du sommet du télésiège de Romme où la schistosité n'apparaît que dans les derniers mètres de la formation).

Au Nord du col de la Colombière, les calcaires de patine gris-argenté sont essentiellement schistosés. L'angle formé entre le pendage et la schistosité peut parfois atteindre 40°. Dans le secteur sud de la chaîne du "Lachat"-Bargy, les calcaires sont en bancs métriques.

b3 . Le terme calcaréo-argileux de transition

Le passage entre les calcaires à petites nummulites et les marnes sus-jacentes est généralement progressif.

Les calcaires deviennent plus argileux. La présence de Pectinidés y est remarquée.

Ainsi, à l'Est du télésiège de la combe de la Jument (chaîne des Aravis-la Clusaz), à l'altitude 1465 m, juste avant la ferme, nous avons récolté des spécimens pouvant être, selon Mme Solange FREINEX, soit *Pecten (Parvamussium) Semiradiatus* MAYER (Crétacé supérieur à Actuel) soit *Pecten Bronni* MAYER (Eocène). Hormis leur âge peu précis, ces fossiles indiquent un milieu de dépôt calme et assez profond. Ce terme de transition reste peu développé. La limite cartographique entre les calcaires à petites nummulites et marnes à foraminifères, généralement, lui correspond.

b4 . Conclusion

Les calcaires à petites nummulites reposent toujours en discordance cartographique sur le Lutétien-Bartonien, le Sénonien, le "Gault", voire l'Urgonien.

En quelques endroits, de véritables discordances angulaires sont visibles comme à la Bombardellaz dans la chaîne des Aravis (photo 13), au Mont Durand près de St-Jean-de-Sixt (photo 15) ou près du col de la Colombière dans la chaîne du Bargy (photo 14). Elles témoignent probablement de phénomènes de glissements sédimentaires (slumping) ayant affecté le Crétacé supérieur alors que celui-ci n'était pas lithifié.

La base gréseuse remanie fréquemment des galets calcaires du Sénonien (photo 16) et parfois du Jurassique (photo 17).

Dans notre région d'étude, la nummulite caractéristique à la base de la formation est *Nummulites fabianii* PREVER (photo 18) qui indique pour la transgression un âge Priabonien, ce qui n'est pas le cas dans les Bauges externes où les calcaires à petites nummulites sont considérés oligocènes (Tongrien inférieur = Sannoisien : H. DOUXAMI et al., 1898, p.328 ; Lattorfien = Oligocène inférieur : J. BOUSSAC, 1912, p.290 et p.292), âge confirmé par la découverte de mammifère dans les sables transgressifs de Plainpalais (L. MORET, 1936, p.p.242-244).

Une approche de synthèse dans l'évolution de la transgression du nummulitique à été tentée par J. MARTINI (1962, p.p.524-525). Elle fait apparaître une progression des dépôts calcaires à petites nummulites du Priabonien à l'Oligocène, de la partie interne du domaine externe des Alpes vers la partie externe du domaine externe des Alpes (J. DEBELMAS et al., 1964, p.26).

Si les nummulites seules indiquent une profondeur d'eau de 60 à 80 m, les nummulites associées aux discocyclines et aux algues rouges traduisent une profondeur d'environ 30 m (D. DECROUEZ et al., 1979, p.89) en eau pure et agitée (J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.711).

Cette profondeur augmente et nous passons d'un ensemble de plate-forme vers un milieu marin ouvert avec le début des marnes sus-jacentes. La limite entre calcaires à petites nummulites et marnes à foraminifères, d'abord benthiques puis planctoniques, est souvent progressive (mais toujours rapide); on note alors des alternances de marnes très calcaires à pectens et de calcaires argileux à nummulites avant de passer finalement aux marnes à foraminifères (ou "Marnes à Globigérines").

Remarque : Parmi les algues contenues dans les calcaires priaboniens à *Nummulites fabianii* PREVER, les genres *Lithophyllum* et *Lithothamnium* sont très représentés. Notons toutefois qu'au Mont-Durand, à la sortie de la Clusaz (échantillon 7 A), à 10 m de la base non-gréseuse contenant des embryons de grandes nummulites remaniées (échantillon 1B), nous y avons prélevé une algue déterminée par A. POIGNANT (Université P. & M. CURIE, Paris), comme étant *Lithothamnium oranense* LEMOINE ? Cette algue possède la particularité d'avoir été décrite dans le Miocène supérieur-Pliocène d'Algérie (A.F. POIGNANT et al., 1986, p.121).

c / Priabonien terminal-Oligocène inférieur :
les Marnes à foraminifères

c1 . Généralités

Les Marnes à foraminifères sont mentionnées dans la littérature sous différents noms : Marnes ou Schistes bleu(e)s, Marnes ou Schistes à globigérines, ... Nous adoptons le terme général de D. RIGASSI (1957a, p.173), "Marnes à foraminifères", fréquemment utilisé par les auteurs.

Ces marnes se sont déposées en continuité de la formation gréso-calcaire priabonienne, mais parfois, l'Eocène peut être, en partie ou en totalité, localement absent. On note alors la présence d'une surface durcie surmontant, par exemple, directement l'Urgonien (Bornes externes, synclinal de Delaire; J. CHAROLLAIS et al., 1980, p.25 et p.31). Elles peuvent-être, également, envahies par des brèches synsédimentaires (Mont Charvin; B. DOUDOUX et al., 1987, p.308).

La teneur en CaCO₃ de ces marnes diminue rapidement de la base au sommet, traduisant ainsi l'augmentation de profondeur de leur dépôt.

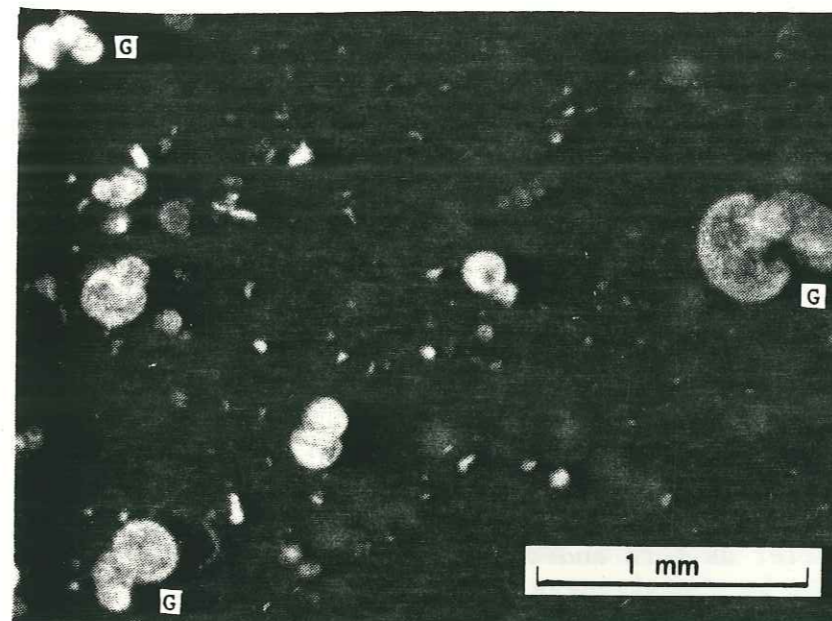


Photo 19 :

Marnes à foraminifères
(Microfaciès)

(échantillon 70E)

(la Rudettaz; la Clusaz)

G : Globigerinidae

c2 . Age des Marnes à foraminifères

De nombreux auteurs ont remarqué la grande fréquence des foraminifères benthiques (base) s'inversant au sommet en faveur des formes planctoniques (J. CHAROLLAIS et al., 1962, p.34; J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.p.717-719; B. PAIRIS, 1975, p.60; J. CHAROLLAIS et al., 1980, p.16; C. KERCKHOVE et al., 1980, p.249; ...).

Par la méthode des lavages, nous avons tenté d'isoler des globigérines à partir d'échantillons prélevés au col de l'Oulettaz (chaîne des Aravis). Celles-ci ne sont représentées que par des formes naines dont le diamètre est compris entre 63 µm et 79 µm. Leur détermination n'a pu être effectuée.

Selon J. CHAROLLAIS et al. (1980, p.49), des échantillons extraits au col de la Colombière (chaîne du Bargy), ont fourni des associations palynologiques et des foraminifères planctiques de l'Eocène terminal-Oligocène inférieur terminal.

Dans la chaîne des Aravis (chalet des Juments; Crêt du Loup, la Clusaz), O. LATELTIN et D. MÜLLER (1987, p.136) ont récolté une association de nanofossiles caractéristique de l'Oligocène inférieur (zone NP 21 de E. MARTINI).

c3 . Conclusion

Épaisses de 10 à 25 m dans la chaîne des Aravis et de 25 à 50 m dans la chaîne du Bargy, les Marnes à foraminifères sont le témoin de l'approfondissement par subsidence tectonique du bassin nummulitique (cf 2ème partie, II 1) avant l'établissement d'une épaisse série flyschoidé.

Ces marnes sont attribuées dans le massif des Bornes, à la limite Priabonien-Oligocène et, au moins en ce qui concerne leur sommet, à l'Oligocène inférieur.

III 3 - L'Oligocène

a / L'Oligocène de la chaîne des Aravis

Surmontant en continuité stratigraphique les Marnes à foraminifères, les formations oligocènes de la chaîne des Aravis sont, de bas en haut, les Grès de Taveyannaz, la formation pélito-gréseuse avec son wildflysch, et les Grès sommitaux.

a1 . Les Grès de Taveyannaz

- a11 - Généralités et historique des travaux

Les grès de la chaîne des Aravis sont classiquement appelés : Grès de Taveyannaz.

Ils renferment des éléments volcaniques, ce qui amena P. TERMIER (1891, p.p.747-749) à parler de tufs andésitiques.

Etudiés par de nombreux auteurs, ils sont de même type que d'autres formations volcano-détritiques : grès du Champsaur, de Clumanc, ...

En 1957, P. BELLAIR (p.2517) conclut, pour le volcanisme du Champsaur, à des émissions sous-marines, de type explosif (absence de coulée), à laves dacitiques et andésitiques.

Pour Clumanc, en se basant sur l'état de fraîcheur des plagioclases et des éléments vitreux, Y. GUBLER (1958, p.955) souligne aussi le caractère contemporain des éruptions et des dépôts détritiques.

La même année, R. BARBIER et R. MICHEL (1958, p.713) signalent un centre volcanique andésitique tertiaire à la base du flysch des Aiguilles d'Arves mais J. BOCQUET et R. MICHEL (1966, p.284), par analyse chimique, révèlent en fait que la composition est rhyolitique.

En 1961, S. BEUF et al. (p.p.150-151) notent que "la fin de la sédimentation, dans les fosses alpines externes, est marquée par l'apport de matériel détritique érodé" dont le phénomène peut provenir de séismes liés aux périodes d'activité volcanique. Et J. MARTINI (1968) explique que la fraîcheur des éléments volcaniques dépend de la série d'origine et non de la durée de transport; si la série est jeune, le matériel sera peu altéré.

En 1975, G.G. SAWATZKI retient l'hypothèse d'un arc volcanique situé au-dessus d'une zone de subduction; arc d'âge compris entre le Jurassique supérieur (âge de la majorité des ophiolites) et l'Oligocène inférieur (âge du dépôt des grès) et placé hors du domaine delphino-helvétique.

D.S. COOMBS et al. (1976) reprennent cette hypothèse et proposent pour la disparition de l'arc, une érosion ou une subduction.

Mais en 1978, J. DIDIER et J. LAMEYRE confortent l'idée d'un volcanisme *in-situ* en retrouvant un témoin d'arc volcanique paléogène, sous forme de parties internes d'édifices volcaniques, entre la station de Merdassier et le col de la Croix Fry près de la Clusaz. Ils expliquent l'absence de lave massive par analogie aux volcanismes des arcs insulaires actuels qui sont de type explosif.

En 1980, G. VITALLY (p.168) parle de magmatisme calco-alcalin (zone orogénique) selon une dynamique de type phréatomagmatique (volcanisme

explosif).

J.D. GIRAUD (1983 ; 1986 ; et al., 1981a et b) dans ses études sur le volcanisme tertiaire des Alpes françaises, retient le caractère explosif des centres d'émissions et signale que la diversité des produits émis est le reflet de la variété des environnements paléogéographiques.

La teneur décroissante des éléments volcano-détritiques andésitiques est signalée de la base au sommet des Grès de Taveyannaz. Cette teneur décroissante se poursuit dans la formation pélito-gréseuse et les Grès sommitaux (B. DOUDOUX et al., 1987, p.310). Inversement, le polygénisme grandissant aboutit aux grès de type "Val d'Illiez" (O. LATELTIN et al., 1987, p.134).

D'un point de vue général, les Grès de Taveyannaz se rencontrent en bancs pluridécimétriques à plurimétriques, souvent regroupés en barres massives, avec des interbancs schisteux. L'organisation au sein des bancs est parfois granoclassée ou présente un aspect slumpé.

Cet ensemble gréseux, d'après les modèles de C. RAVENNE et P. BEGHIN (1983), représente une séquence type : stratocroissance, barre(s) massive(s), stratodécroissance.

La patine est beige-brunâtre à grise et la cassure, selon le faciès rencontré (non moucheté ou moucheté (photo 20) par des amas de laumontite), est gris-cendré à verdâtre ou gris-beige.

Ce sont des roches hétérogranulaires, à grains millimétriques à centimétriques.

Au microscope (*), la matrice se présente souvent microlitique. Les éléments dacito-andésitiques (parfois jusqu'à 80 % de la roche totale) sont représentés par :

- des clastes à matrice vitreuse et microlitique parfois fluidale,
- des quartz subautomorphes ou xénomorphes et, dans ce dernier cas, fréquemment en échardes (volcanisme explosif),
- des hornblendes et des pyroxènes,
- des plagioclases parfois zonés, subautomorphes, souvent largement séricitisés ou présentant des inclusions vitreuses avec des figures de dévitrification.

Les éléments qui ne sont pas dacito-andésitiques, en faible quantité, sont représentés par des clastes de grands microclines perthitiques, des quartzites, des pegmatites, des quartz granulés, des fragments de roches métamorphiques et sédimentaires (calcaires urgoniens, sénoniens, priaboniens; marnes; ...) et des éléments volcaniques à structures sphérolitiques, fibroradiées, hiéroglyphiques.

- a12 - Coupe de Crevetout à la Frasse (la Clusaz)
La base stratocroissante (fig. 27 et 28)

L'échantillonnage a été effectué au long du chemin menant de Crevetout (combe de Borderan) à la Frasse, en passant sous

(*) Je tiens à remercier le professeur P.-L. GUILLOT (Université de Savoie) pour l'aide apportée lors de l'examen des lames minces.

le télésiège de la combe des Juments, à l'altitude 1450 m, puis en empruntant une nouvelle voie montant vers l'altitude 1500 m.

Au-dessus des derniers niveaux de Marnes à foraminifères, déjà fortement détritiques (échantillon 16 C : psammite), se succèdent :

- Environ 7 m de grès en bancs plus ou moins massifs de 0,40 m à 3 m d'épaisseur (17C-19C-20C-21C). La patine est beige à grise et la cassure est bleu-cendré à verdâtre. Le grain ne dépasse pas 2 mm de diamètre. Les derniers bancs présentent sporadiquement un aspect moucheté.

Les principaux minéraux détritiques sont des quartz (environ 20 %), des plagioclases (environ 15 %), des micas (< 10 %), et de rares microclines.

Les clastes volcaniques dacito-andésitiques sont, dès à la base, en forte proportion (17C).

Les échantillons 19C, 20C et 21C renferment des pyroxènes monocliniques (augite) (7 à 15 %) et le dernier échantillon contient, en outre, de la hornblende verte.

Les interlits marno-schisteux (18C) contiennent également des plagioclases (20 %) et du verre volcanique. Quelques foraminifères planctoniques (indéterminés) y sont présents.

- Environ 25 m d'alternance marno-gréseuse en niveaux de 10 à 15 cm d'épaisseur.

Les marnes ont une patine beige-grisâtre et une cassure grise à verdâtre (22C). Certaines contiennent 10 à 20 % de muscovite et 10 à 20 % de quartz (24C : pseudo-psammite). La présence de foraminifères y est remarquée.

Les grès ont une patine grise et une cassure bleu-cendré à jaunâtre (altération). Le grain varie de 0,2 à 0,5 mm de diamètre. Les plagioclases sont en forte proportion (23C : 25 % ; 25C : 10 %) et les feldpaths potassiques (microcline) ne dépassent pas 1 %. Le verre volcanique inclu dans la matrice est présent.

Ce terme marno-gréseux se traduit dans la morphologie par une dépression.

- Environ 14 m constitués de :
 - . 0,80 m de grès
 - . 1,50 m de marnes schisteuses
 - . 2 m de grès (26C)
 - . 1,50 m de marnes schisteuses
 - . 1 m de grès mouchetés
 - . 1 m de grès non mouchetés
 - . 1,50 m + 2 m (27C) + 2 m + 1 m (28C) de grès mouchetés. L'augite est présente dans les échantillons 27C (7-10 %) et 28C (2%).

La stratocroissance atteint sont maximum avec :

- 11 m de grès mouchetés
- Puis après 8 m d'absence d'affleurement (marnes schisteuses ?)
- 5 m de grès mouchetés à augite (30C); alt. 1500 m
- 10 m de grès non mouchetés
- 2,50 m de marnes très calcaires schisteuses (31C)
- 9 m de grès mouchetés

Puis la stratodécroissance s'établit. Elle débute par un dépression constituée de marnes.

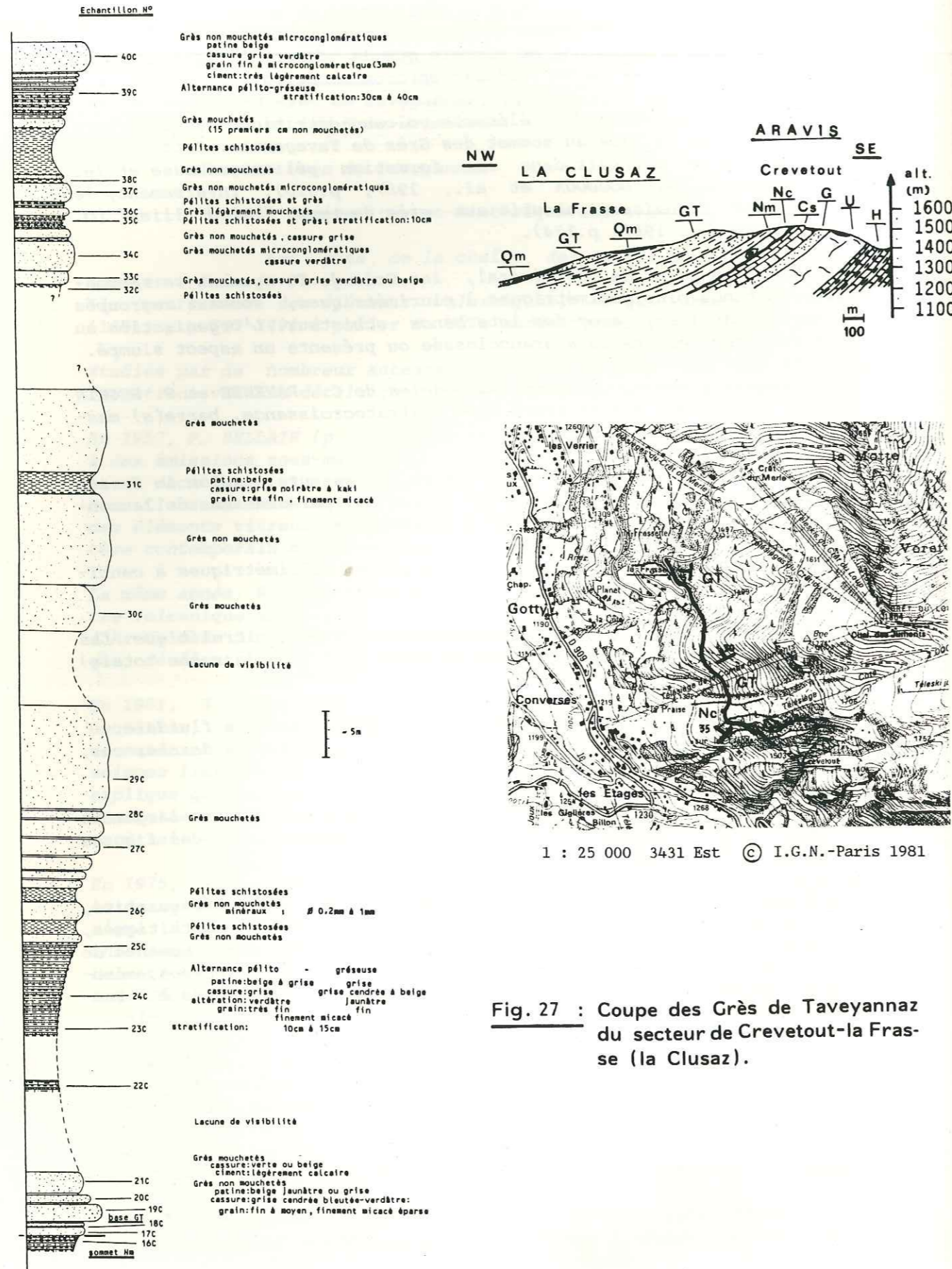
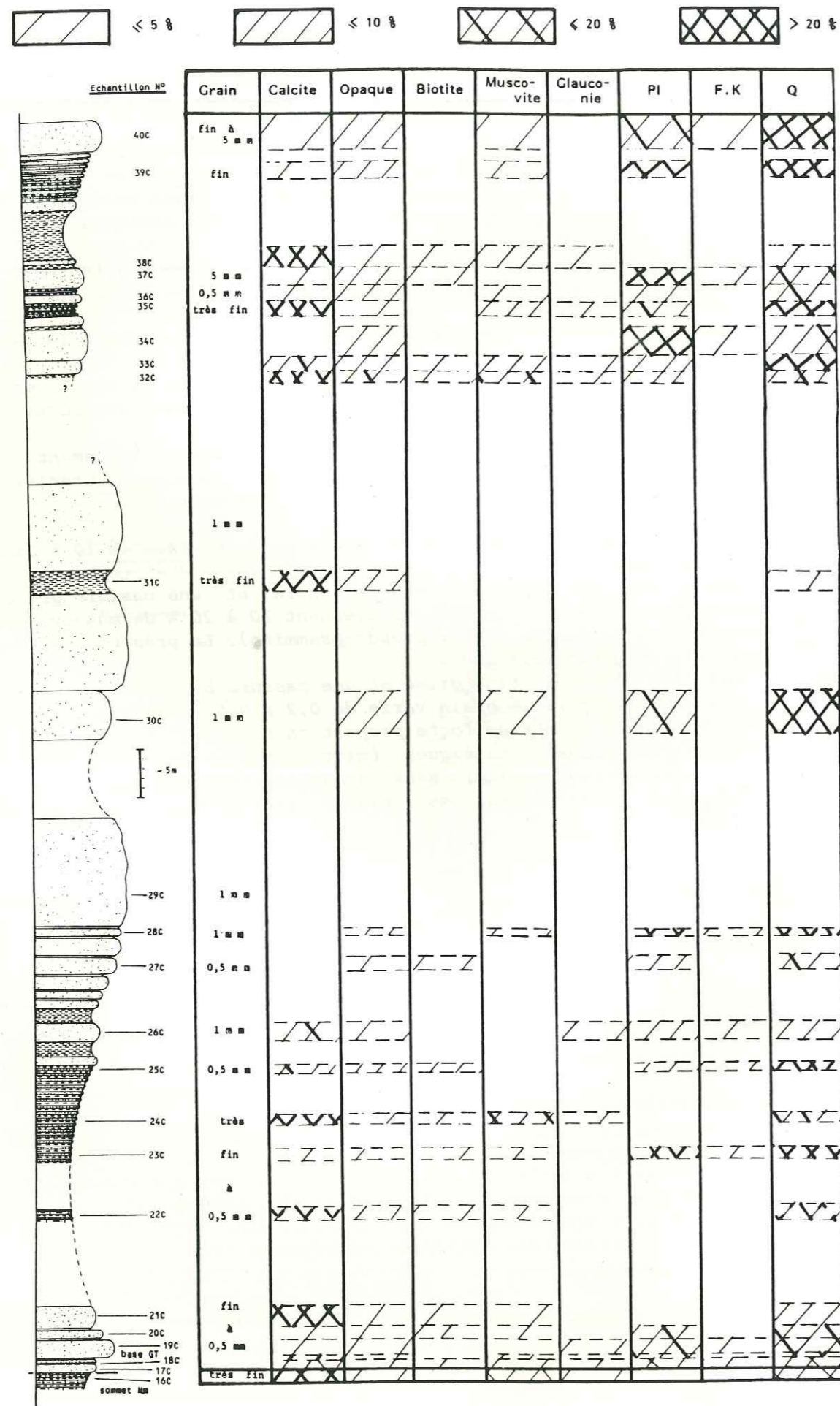


Fig. 27 : Coupe des Grès de Taveyannaz du secteur de Crevetout-la Frasse (la Clusaz).

Fig. 28 : Principales caractéristiques pétrographiques des Grès de Taveyannaz du secteur de Crevetout-la Frasse (la Clusaz).



L'échantillonnage a été repris à l'altitude 1410 m.

Au dessus de cette dépression marneuse (pseudo-psammite à plagioclases; échantillon 32C), viennent :

- 1,50 m de grès mouchetés (33C) à éléments de 0,5 mm
- 2,50 m à 4 m (croissance latérale) de grès mouchetés microconglomératiques. Les éléments atteignent 0,5 cm de diamètre. Les galets dacito-andésitiques renferment de l'augite (34C).
- 0,30 m de passée schisteuse
- 0,80 m de grès non mouchetés
- 1,30 m d'alternance schisto-gréseuse en passées décimétriques (35C ; pseudo-psammite à plagioclases et pyroxènes).
- 1 m de grès légèrement mouchetés (36C) renfermant de l'augite.
- 0,30 m de passée schisteuse
- 2 m de grès microconglomératiques (37C) à plagioclases, augites et microclines.
- 0,40 m de marnes schisteuse (38C)
- 0,30 m de grès non mouchetés
- 5 m de marnes très calcaires, schisteuses
- 0,15 m de grès non mouchetés + 1 m de grès légèrement mouchetés
- 5 m d'alternance schisto-gréseuse (39C) à plagioclases et augites
- 3,50 m de grès microconglomératiques (40C) à amphiboles (hornblende) et augites.

Avec cette coupe nous observons, pour les 90 premiers mètres, une première installation gréseuse (17C-21C) suivie rapidement par des marnes micacées (pseudo-psammite ; 22C-25C) s'enrichissant en niveaux de grès (stratocroissance ; 26C-28C) qui deviennent massifs et plurimétriques.

- a13 - Coupes à l'Ouest et au Nord-Ouest du col de l'Oulettaz et des Troncs (le Grand Bornand) (fig. 29, coupes A et B)

a131 - Coupe du col de l'Oulettaz-Tête des Annes

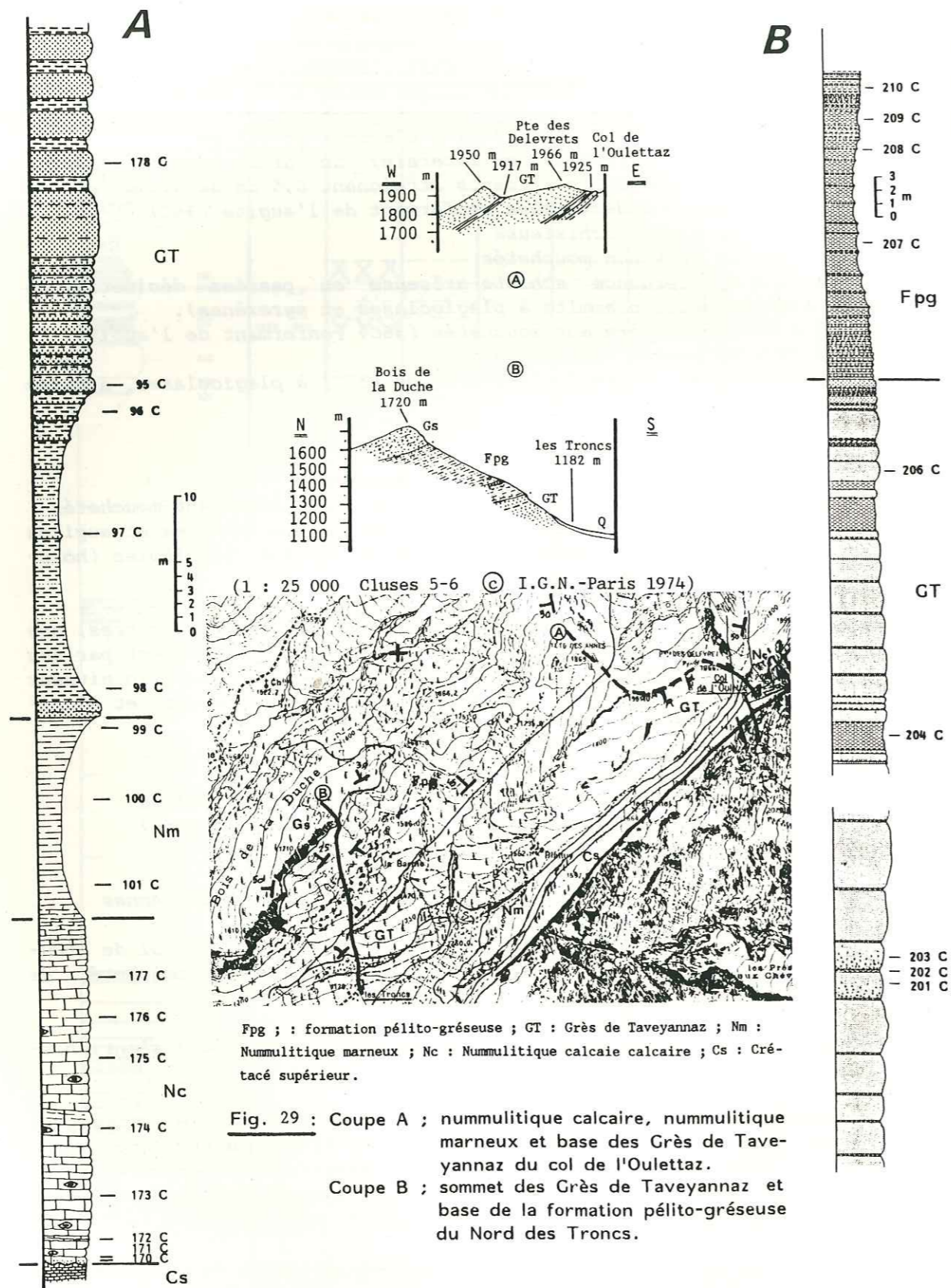
Les Grès de Taveyannaz débutent, au col de l'Oulettaz, (alt. 1925 m) par un premier banc gréseux, non moucheté, de 0,80 m d'épaisseur.

Suivent : 25 m de marnes micacées (échantillons 98C à 96C) s'enrichissant en niveaux gréseux.

S'installent ensuite, entre le col de l'Oulettaz et le point coté 1917 m : un premier corps gréseux (178C-179C) d'environ 215 m d'épaisseur, constitué de bancs massifs (rapidement stratocroissant) métriques à plurimétriques, avec des interbancs schisto-gréseux. Un niveau slumpé est visible à la base de la Pointe des Delevrets.

Ce corps gréseux, d'après la classification de G.G. SAWATZKI (1975, p.319), est constitué de Grès de Taveyannaz typiques (GTT : 75 % d'éléments volcaniques).

Séparé du premier par une intercalation marno-micacée, un second corps gréseux affleure entre le point coté 1917 m et la Tête des Annes, au point coté 1950 m.



Classés en Grès de Taveyannaz typiques (GTT), ces grès passent vers la moitié supérieure à des grès de type pauvre (GTP : 40 -60 % d'éléments volcaniques ; G.G. SAWATZKI, 1975, p.321).

La limite supérieure des Grès de Taveyannaz reste confuse du fait de la stratodécroissance. L'étude d'une autre coupe située plus au Sud-Ouest permet une meilleure approche de cette stratodécroissance.

a132 - Coupe des Troncs-Bois de la Duché

En remontant le Nant qui passe au lieu-dit les Troncs (le Grand Bornand), émergent de sous le Quaternaire, à l'altitude 1250 m, les premiers affleurements de grès.

Les bancs sont plurimétriques et sont séparés par des laminites marneuses de 10 cm d'épaisseur.

A l'altitude 1270 m : les éléments détritiques des bancs sont grano-classés; microconglomératiques (base) à gréseux (sommet). Au microscope, les grès mouchetés de cassure verdâtre (201C et 203C) présentent quelques minéraux d'orthose et de microcline, des amas de petits feldpaths et, entre autres, des petits blocs millimétriques de calcaires algaires à coté de petites nummulites remaniées. Les interbancs marneux (202C) contiennent environ 15 % de muscovite.

A l'altitude 1330 m : Les bancs de grès deviennent pluridécimétriques à métriques (0,20 m ; 0,50 m ; 0,20 m ; 1 m ; 0,40 m ; 0,40 m). Les marnes, de patine et cassure noire, sont en niveaux centimétriques à métriques (0,05 m ; 0,05 m ; 2 m (204C) ; 0,05 m ; 0,05 m).

Les bancs gréseux redeviennent métriques à plurimétriques, formant falaise.

Quelques mètres à l'Ouest de la coupe, coincé entre des bancs de grès, un banc microconglomératique semi-métrique (échantillon 205C) a révélé 10 à 20% de quartz anguleux, automorphes ou en échardes (en poignard) témoins d'une origine volcanique explosive. Les galets volcaniques contenus dans ce banc à matrice microlitique et vitreuse, renferment des plagioclases zonés, des feldpaths zonés et automorphes. Le grain de ce microconglomérat varie de 0,3 à 3 mm de diamètre. Les seuls fossiles que nous ayons rencontrés sont des petites nummulites (indéterminées).

Au sommet de la falaise (alt. 1335 m) la stratodécroissance apparaît : Les bancs gréseux sont pluridécimétriques à métriques (206C) et les niveaux pélitiques apparaissent plus importants. Les derniers niveaux de grès (e=0,50 m) qui marquent le sommet des Grès de Taveyannaz, laissent place à une alternance régulière de pélites (e=0,20 m) et de grès fins (e=0,20 m) : c'est le début de la formation pélito-gréseuse.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

- a14 - Age des Grès de Taveyannaz

Bien que, dès 1946, J.W. SCHROEDER et E. PICTET (p.33) aient trouvé des nummulites oligocènes au sommet des Grès de Taveyannaz du massif de Platé, la pauvreté, la mauvaise conservation, les formes naines et le remaniement important de la nannoflore et des foraminifères rencontrés dans cette formation n'ont pas permis, pendant longtemps, de disposer d'un âge valable.

En 1976, dans le secteur des Clefs (SE de Thônes), un niveau de marnes schisteuses a fourni à J. ROSSET et al. (p.372) des formes planctoniques voisines de genres abondants à l'Oligocène.

En 1980, d'après la nannoflore déterminée par H. FEINBERG (1980, *in* G. VITALLY, 1980, p.22), G. VITALLY attribue aux Grès de Taveyannaz un âge Oligocène inférieur.

O. LATELTIN et D. MÜLLER (1987, p.136) déterminent au sommet des marnes à foraminifères et à la base de la formation de Taveyannaz (chalet des Juments, la Clusaz, chaîne des Aravis), une association de nannofossiles caractéristique de l'Oligocène inférieur.

Ces auteurs rejoignent ainsi l'opinion de J. BOUSSAC (1912) et de D. RIGASSI (1957 b) qui, en leurs temps, stipulaient déjà l'âge Oligocène de cette formation.

- a15 - Conclusion sur les Grès de Taveyannaz

D'une puissance de 250 à 400 m, les Grès de Taveyannaz évoluent sous forme de séquence type : stratocroissance, barre massive, stratodécroissance.

- . Stratocroissance : La première installation gréseuse, d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique, laisse rapidement place à 20 à 30 m de dépôt marno-micacé s'enrichissant en niveaux gréseux.
- . Le corps gréseux : Il est constitué principalement de barres massives dans lesquelles sont intercalés quelques niveaux schisteux.
- . Stratodécroissance : Le sommet se caractérise par la fréquence croissante de lits pélitiques et la diminution d'épaisseur des bancs de grès. La stratodécroissance se poursuit à la base de la formation sus-jacente avec une inversion progressive des puissances respectives des niveaux gréseux et pélitiques (photo 21).

Le dépôt des Grès de Taveyannaz est régi par un épisode catastrophique liant le phénomène de séismes (apport d'éléments plutoniques et sédimentaires par arrachement de fragments de talus) et le phénomène volcanique (fraicheur des laves andésitiques émises selon une dynamique de type phréatomagmatique contemporaine du dépôt).

Les études récentes sur les nannofossiles confirment, au-moins pour la base, l'âge Oligocène inférieur de cette formation.



Photo 20 : Grès de Taveyannaz, faciès moucheté

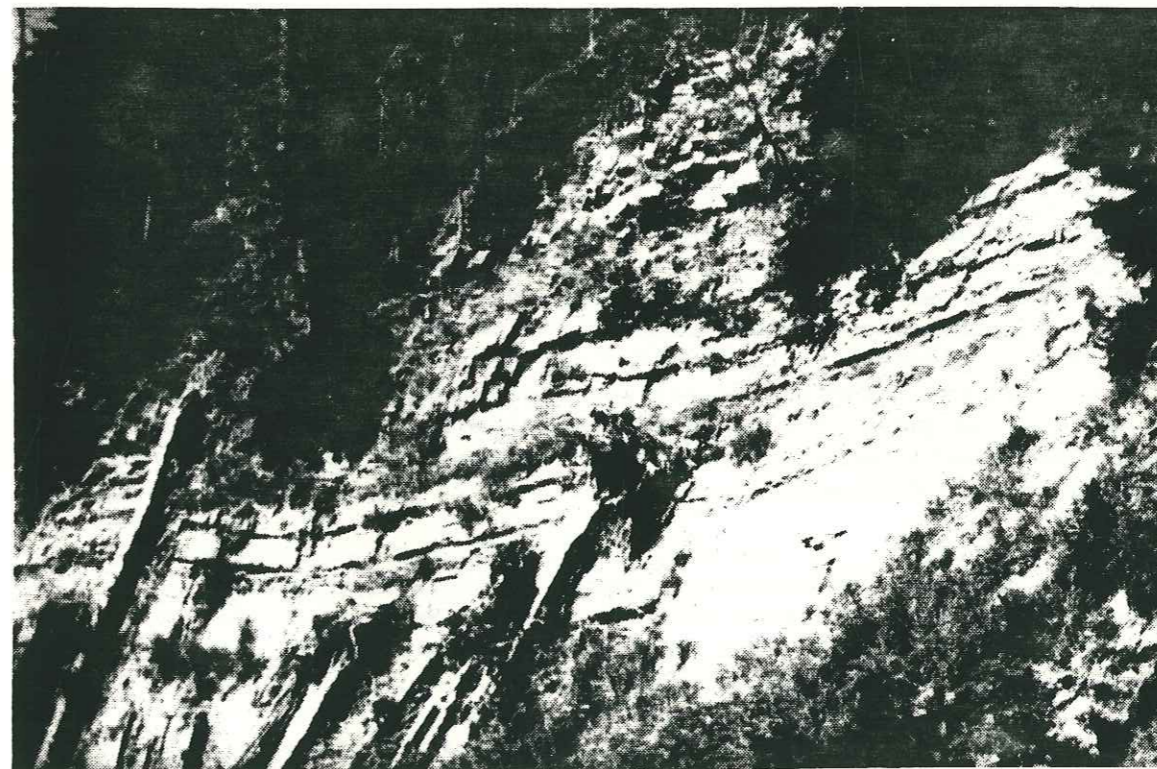


Photo 21 : Sommet stratodécroissant des Grès de Taveyannaz (environs de Plattuy ; le Grand-Bornand - Chaîne des Aravis)

a2 . La formation pélito-gréseuse, le wildflysch associé,
les Grès sommitaux

- a21 - Généralités et historique

Etudiés par de nombreux auteurs, la formation pélito-gréseuse qui surmonte les Grès de Taveyannaz, et les grès conglomératiques sommitaux du Danay-la Duché ont d'abord été rattachés à la série des Aravis (L. MORET, 1934).

Puis les Grès sommitaux ont été considérés tectoniquement indépendants des terrains sous-jacents (L. MORET et al., 1953, p.776). Les mêmes auteurs différencièrent ainsi une klippe de la Duché pouvant s'étendre jusqu'au Danay.

En 1957, J. ROSSET corrèle la nappe inférieure et la nappe moyenne de Sulens avec, respectivement, les sédiments détritiques à faciès flysch du Danay-la Duché et les grès conglomératiques de la Duché; la nappe supérieure étant les klippes sommitales de Sulens et des Annes. Cette interprétation a été reproduite sur la feuille d'Annecy au 1/80 000 (1969, 3ème édit.).

En 1967, C. CARON, J. CHAROLLAIS et J. ROSSET doutent, en ce qui concerne le secteur des Annes, de la réalité des nappes inférieure et moyenne. Ils rattachent une partie du flysch marno-micacé, sans galet devenant à galets, à l'autochtone des Aravis; ils suppriment ainsi, aux Annes, la nappe inférieure.

Quant à la nappe moyenne, elle leur pose problème, notamment en comparant les galets et lentilles avec ceux du flysch sous-jacent. Ils ne se prononcent pas et proposent deux solutions sur l'origine paléogéographique de ces terrains : autochtone ou ultrahelvetique; autochtonie reprise par J. ROSSET en 1968.

En 1971, J. ROSSET, J. CHAROLLAIS, J. GERARD et M. LACOSTE comparent la série stratigraphique comprise entre Vallon et les Plans (le Grand-Bornand) avec la série comprise entre la haute vallée du Borne et la vallée du Nom. Ces deux séries, à partir des Grès de Taveyannaz, présentent des schistes à intercalations de grauwackes à faciès Val d'Illicz. Mais la première se termine par des schistes à lentilles alors que la seconde est caractérisée par les faciès conglomératiques du Danay. Ces grès du Danay, chargés d'éléments ultrahelvetiques en quantité toujours croissante, seraient séparés tectoniquement de la série sous-jacente à Grès de Taveyannaz.

En 1976, J. ROSSET, J. CHAROLLAIS, M. TOUMARKINE, H. MANIVIT, J.-J. CHATEAUNEUF et H. SCHAUB reprennent cette dernière hypothèse. L'appartenance des grès de l'unité Danay-la Duché au type Grès du Val d'Illicz riches, les incite à situer paléogéographiquement cette unité entre les domaines Aravis et Bargy.

Quant à nous (M. CHAPLET et al., 1986), la cartographie et l'examen détaillé de nombreuses coupes permettent d'établir la continuité stratigraphique du flysch paléogène de la chaîne des Aravis; lequel comprend les Grès de Taveyannaz, la formation pélito-gréseuse et les Grès sommitaux du Danay-la Duché.

La formation pélito-gréseuse, d'une épaisseur supérieure à 350 m,

contient des passées de wildflysch à blocs de toutes tailles (millimétriques à hectométriques) et de toutes natures.

- a22 - Coupes du secteur de la Gutary-les Plans de Comburce

Ce secteur, à l'Est de Manigod, couvert de prairies et de bois, se présente avec une morphologie très mamelonnée témoignant de nombreux glissements de masse.

En parcourant les différents affleurements débutant dès le sommet des Grès de Taveyannaz (Nant de la Blonnière; la Turte-la Syrme; le Rosay; ...), la suite stratigraphique peut être donnée (fig. 30) :

- Le sommet des Grès de Taveyannaz est composé de bancs gréseux plurimétriques, souvent microconglomératiques, de cassure gris-bleuté.

- Viennent au-dessus :

Soit des pélites et des grès en lits décimétriques à pluridécimétriques et, espacées d'une dizaine de mètres, deux à trois barres gréseuses de 2 à 3 m d'épaisseur chacune.

S'installe ensuite, dans la formation pélito-gréseuse, un niveau généralement peu épais de pélites dissociées, noires, qui renferme des lentilles métriques de grès.

Soit directement des pélites dissociées dans lesquelles sont intercalées ou non des niveaux plus gréseux ou pélito-gréseux, qui renferment des galets décimétriques et/ou des lentilles métriques de grès.

Plus au Sud, dans le secteur des Choseaux, en remontant les Nants du Plan des Berthas et de Sulens (rive gauche du Fier), on retrouve, au-dessus des Grès de Taveyannaz affleurant dans le lit du Fier, les barres gréseuses intercalées dans la formation pélito-gréseuse; aucun niveau dissocié n'y a été remarqué.

En revanche, plus au Nord dans le secteur de la Tête de Cabeau, entre les cols de Merdassier et de la Croix Fry, la base de la formation, marno-micacée puis pélito-gréseuse à débris de plantes flottées, renferme des témoins de dissociation des Grès de Taveyannaz enrobés dans la matrice perturbée.

Plus au Nord, dans le secteur de la Pointe de Beauregard (à l'Ouest du télésiège du Névé, altitude 1550-1600 m), les pélites renferment des blocs de 20 à 30 cm de diamètre et des lentilles plurimétriques de grès fins.

- a23 - Des Confins à la Tête du Danay : la Clusaz (fig. 31)

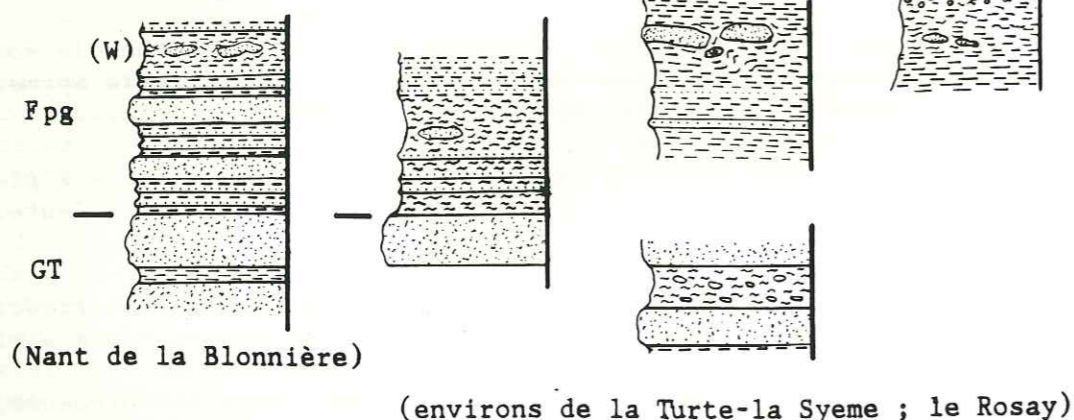
Dans ce secteur affleurent tous les représentants du flysch rattaché à la chaîne des Aravis.

- Les Grès de Taveyannaz, de patine ocre-jaune à rousse et de cassure gris-bleuté, sont microconglomératiques.

- Ils sont surmontés stratigraphiquement par environ 375 m de pélites gréseuses de cassure gris-noir ou kaki (altération).

Fig. 30 : Schémas synthétiques du passage Grès de Taveyannaz - formation périto-gréseuse du secteur de la Gutary-les Plans de Comburce. (secteur situé à l'Est de Manigod)

(coupes sans échelle); GT : Grès de Taveyannaz ; Fpg : formation périto-gréseuse avec (W) : pélites dissociées avec ou sans blocs et lentilles de grès.



Le grain très fin et le litage centimétrique à pluricentimétrique confèrent à ces pélites un aspect "gras". Elles se débitent en petites plaquettes ou en aiguilles. Des lits centimétriques plus gréseux alternent régulièrement, devenant de plus en plus nombreux et plus épais (décimétriques à pluridécimétriques).

Dans ce contexte périto-gréseux, des niveaux perturbés (slumps) possèdent une patine soit argentée (ils sont alors très schistosés), soit noire ou verdâtre (les argilites sont alors moins schistosées). Des blocs et lentilles de grès de toutes tailles sont inclus dans la matrice schisteuse (photo. 22).

Aux environs de sur Frête, ces grès possèdent une patine blanchâtre et une cassure grise à légèrement verdâtre. L'échantillon 111E (il s'agit d'un grès tufacé essentiellement feldspathique) a révélé des quartz subautomorphes arrondis, des quartz encore anguleux à tendance émoussée, des plagioclases subautomorphes qui constituent l'essentiel de la roche, d'origine volcanique, à inclusions vitreuses, des éléments de roches volcaniques microlitiques à tendance fluidale contenant des phénocristaux, des galets vitreux présentant des textures sphérolithiques, et des amphiboles. La matrice, peu représentée, est calcitique.

Puis des galets calcaires de toutes natures, centimétriques à pluridécimétriques, sont pris dans la matrice argileuse (Photo. 23). Certains de ces galets renferment des globotruncanes.

A partir du petit col qui sépare le bois du Crêt Perreux, au Sud, du bois de la Pezerette, au Nord, et en remontant en direction de la Tête du Danay, la formation périto-gréseuse, à nouveau bien rythmée, renferme des grès microconglomératiques à fins.

Les bancs, métriques à plurimétriques, sont chenalisés. La cassure est grise à gris-jaunâtre. Les éléments détritiques hétérogranulaires peuvent atteindre 1 cm de diamètre.

La matrice allochimique y est importante et remplit les espaces intergranulaires autant que les fissures des quartz transportés.

Le matériel de socle (granite, quartzite, quartz, microcline perthitique, ...) est plus abondant que le matériel volcanique remanié.

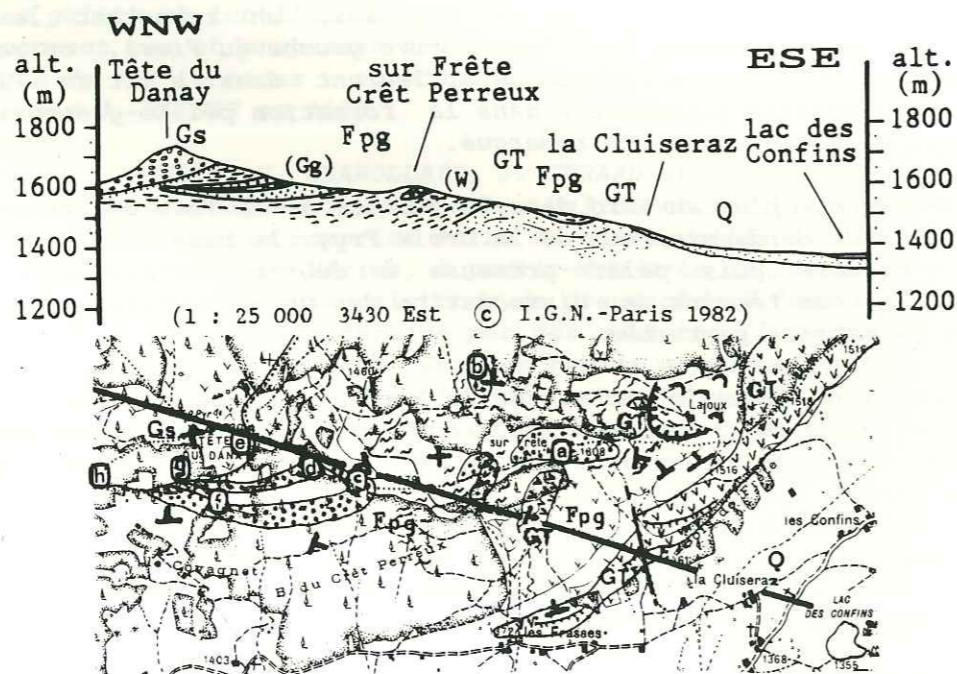
En continuant la ligne de crête, la formation périto-gréseuse, peu visible, se poursuit jusqu'à l'altitude 1670 m; là apparaissent les grès sommitaux. Mais dans l'arrachement situé au Nord de la crête, en remontant le ruisseau situé à l'Ouest, nous retrouvons:

- les pélites dissociées à blocs, affleurant sur plus de 4 m d'épaisseur, surmontées par plus de 15 m de pélites gréseuses bien rythmées. Intercalée entre ces deux niveaux bien distincts, une longue lentille de grès conglomératique, épaisse de 0,70 m, affleure.

Au sommet de la formation périto-gréseuse, un niveau de 1,50 m d'épaisseur de bancs de grès gris, est intercalé.

Selon les affleurements du secteur de la Tête du Danay, ce niveau de grès est pluridécimétrique à métrique. Il affleure soit à plusieurs mètres sous les grès sommitaux (Bois de la Cure), soit directement sous les grès sommitaux (à l'Ouest de "Danay d'en bas"), soit disparaît lorsque la chenalisation des grès sommitaux entaille profondément la formation périto-gréseuse.

- Les grès sommitaux apparaissent à la Tête du Danay sous l'aspect de grès blancs, en gros bancs de patine grise et cassure blanche deve-



Q : Quaternaire ; Gs : Grès sommitaux ; Fpg : formation périto-gréseuse avec (Gg) : Grès gris et (W) : pélites dissociées à blocs calcaires ; GT : Grès de Taveyannaz.

Echantillons : a : 111E, 112E ; b : 105E, 106E, 107E ; c : 113E, 93C ; d : 99E ; e : 100E, 101E, 102E ; f : 103E, 104E ; g : 116E, 117E ; h : 114E, 115E.

Fig. 31 : Secteur des Confins à la Tête du Danay (la Clusaz).

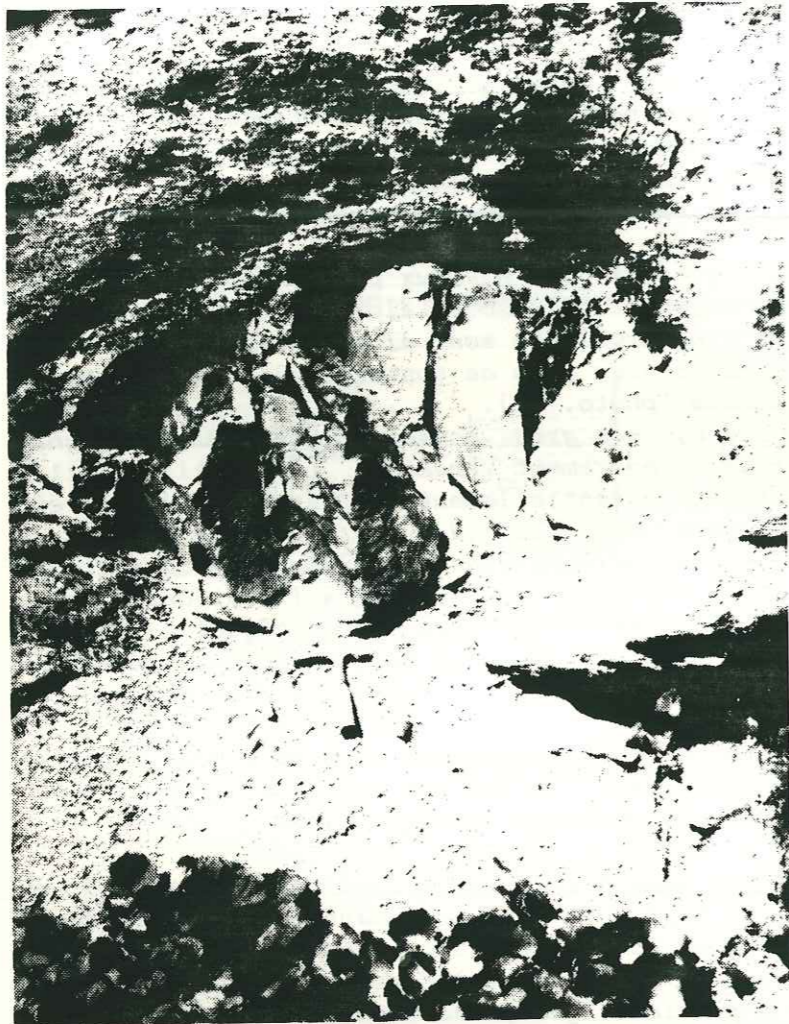


Photo 22 :

Lentille de grès dans la formation pélito-gréseuse

(sur Frête ; Danay - laClusaz)



Photo 23 : Galets calcaires dans les pélites dissociées de la formation pélito-gréseuse (sur Frête - Bois de la Pézerette ; Danay - le Grand-Bornand)

nant ocre jaune à l'altération.

L'échantillon 100E (grès arkosique à grains jointifs) présente une forte dominante en quartz (60 à 70 %) en cristaux xénomorphes et, pour quelques uns, en cristaux aplatis, engrenés. Les feldspaths sont surtout représentés par du microcline et du plagioclase. Quelques grenats sont visibles.

Les bancs peuvent devenir microconglomératiques à conglomératiques. L'échantillon 101E, hétérogranulaire à matrice calcitique importante, possède une dominante en formes émoussées (Q, FK, granite, roches sédimentaires, ...).

Plus à l'Ouest, dans le secteur du Danay d'en haut :

Dans les bancs de grès blancs, épais de 0,30 m à 2 m, sont intercalées des passées marneuses centimétriques. Les patines sont beige-jaunâtre et grises, les cassures sont blanches, rougeâtres ou grises à bleutées.

Les grès blancs présentent parfois un aspect légèrement "caverneux" ou sableux (altération).

Le grain varie entre 0,5 mm et 0,5 cm.

Les échantillons prélevés (233C-234C-235C) comprennent 30 à 40 % de quartz, 15 à 20 % de plagioclases, 1 % de feldspaths potassiques (microcline), moins de 1 % de biotite et muscovite, 7 à 10 % d'opaques. Le ciment est calcitique (30 à 40 %).

En continuant le chemin qui mène à la Tête du Danay :

Vers l'altitude 1550 m, les bancs de "grès" blancs sont granoclasés. Leur base renferme des galets calcaires de 1 à 10 cm de diamètre. La matrice calcaréo-argileuse blanchâtre et l'abondance de galets gris-blanchâtres, donne à la roche un aspect de "nougat".

Ces niveaux, lorsqu'ils sont grésocalcaires, deviennent "caverneux" à l'altération et sont alors de couleur ocre jaune.

Les bancs passent progressivement, vers le haut, à un faciès microconglomératique (éléments de 2 mm à 10 mm maxi), puis à grain fin (<0,1 mm: sommet).

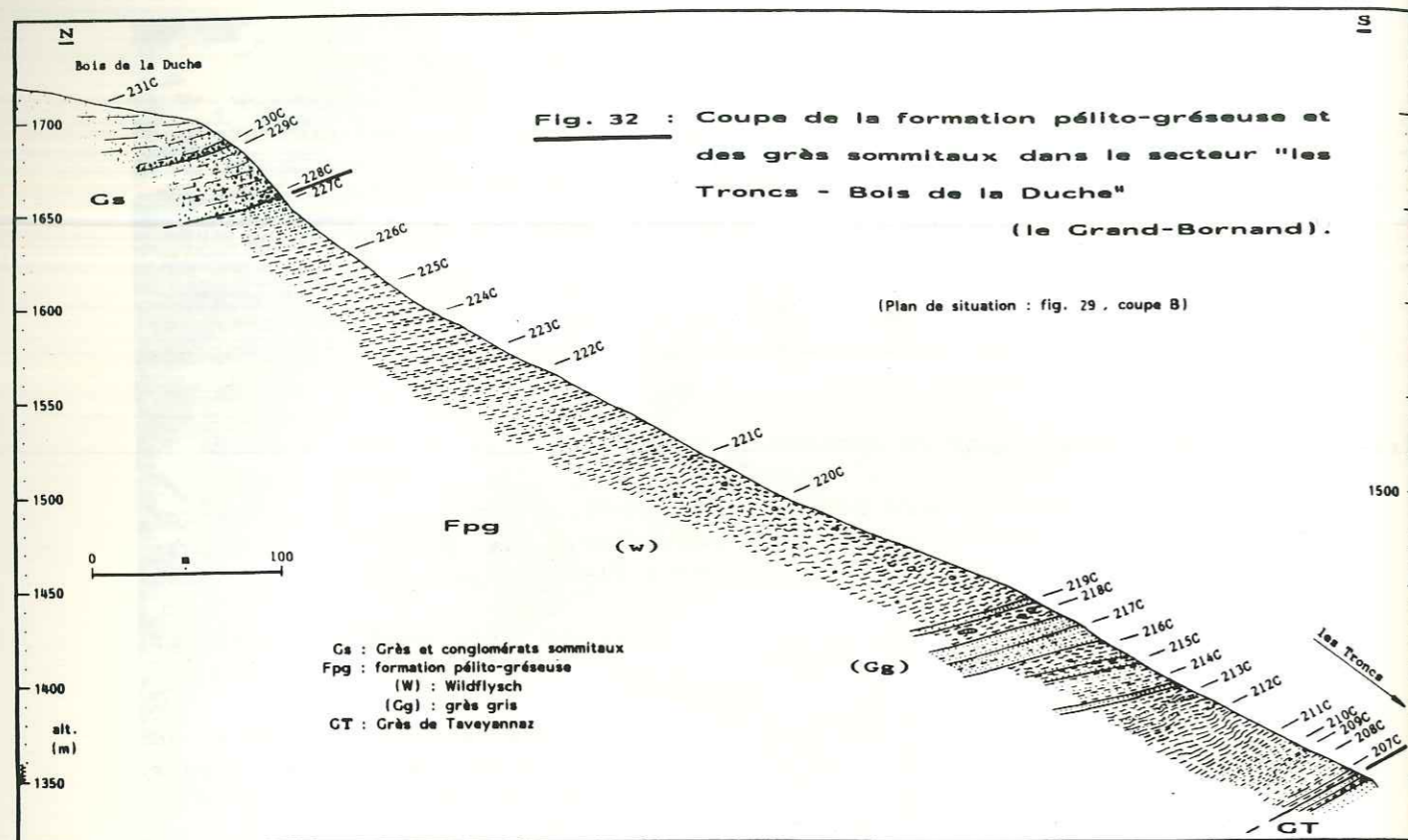
- a24 - Coupe des Troncs au Bois de la Duché.

En continuité stratigraphique au-dessus des Grès de Taveyannaz pauvres stratodécroissants, la formation pélito-gréseuse d'une puissance d'environ 400 m, affleure de l'altitude 1355 m jusqu'à l'altitude 1660 m (fig. 29, coupe B et fig. 32). Elle est surmontée par les grès sommitaux du Bois de la Duché.

En cet endroit, la formation présente à sa base la persistance de la stratodécroissance : les bancs de grès bidécimétriques sont espacés par 20 à 30 cm de pélites, puis les pélites deviennent dominantes (échantillons 207C et 208C).

Essentiellement marneuses, elles possèdent une texture laminaire régulière; les fines intercalations gréseuses renferment 7 à 20% de quartz en grains de diamètre inférieur à 0,1 mm.

Ensuite, jusqu'à l'altitude 1370 m, un "mini" cycle plus gréseux réapparaît.



Les grès, à grain fin (échantillon 210C), ont une texture laminaire. Le quartz y est présent pour 30 à 40%, la muscovite 10% et la biotite pour environ 3%.

D'abord décimétriques à bidécimétriques, les bancs de grès deviennent centimétriques à décimétriques. Inversement, les pélites (échantillon 209C) d'abord centimétriques deviennent semi-métriques.

Les pélites redeviennent donc majoritaires (échantillons 211C à 215C). Elles ont, sur le terrain, un aspect "gras" et se présentent en niveaux centimétriques à pluricentimétriques. Quelques rares lits gréseux, centimétriques à décimétriques, se retrouvent çà et là, devenant plus nombreux et plus épais ($e = 30$ à 50 cm) en remontant dans la formation.

A l'altitude 1420 m, les pélites (échantillon 216C) présentent un aspect dissocié. Au microscope, elles sont constituées de lamines marneuses à grains fins et de lamines finement gréseuses contenant 7 à 10% de quartz, 3 à 5% de muscovite et 3 à 5% de biotite.

Au-dessus de ces pélites dissociées viennent des grès gris en bancs (lenticulaires ?) semi-métriques à pluri-métriques.

La patine est gris-beige et la cassure gris-sombre.

L'origine des éléments est mixte : socle pour la majorité (granite, roches métamorphiques, feldpaths, quartz, microclines, muscovites et biotites détritiques, ...) et éléments volcaniques.

L'échantillon 217C contient 25 à 30% de quartz, 8 % de feldpaths, 3 à 5% de pyroxènes, moins de 1% de chlorite et glauconie. Il a livré, en outre, des débris d'algues rouges.

C'est probablement dans ces grès que G.G. SAWATZKI (1975, p.322) a observé 40% d'éléments volcaniques dont la teneur indique soit des Grès du Val d'Illiez riches ou des Grès de Taveyannaz pauvres en éléments volcaniques.

Vers l'altitude 1440 m et jusqu'à l'altitude 1520 m des pélites dissociées (échantillons 218C à 220C) réapparaissent.

Elles contiennent des lentilles gréseuses métriques et de petits galets de verre volcanique.

A la base de ces pélites dissociées s'intercale un banc massif de grès gris, de 3 m d'épaisseur (échantillon 219C), contenant des galets micritiques et volcaniques de 0,5 mm à 2 mm.

C'est dans ces niveaux dissociés qu'apparaissent çà et là des olistolithes décimétriques à bihctométriques. Ce matériel remanié comprend du Crétacé supérieur à globotruncanes (Sud du Bois de la Duché entre le Saix et les Troncs, à environ 350 m à l'Est de la Chapelle de la Duché), du Jurassique supérieur à calpionelles (Nord du lieu-dit "le Saugy", le Grand Bornand), du Flysch à helminthoïdes (Sud de la Croix du Châtelet, le Chinaillon).

A l'altitude 1520 m, les pélites redeviennent bien litées. L'échantillon 221C (pseudo-psammite) renferme encore quelques petits galets gréseux et possède des marques de bioturbations en domaine peu profond avec de nombreuses pelotes fécales.

Jusqu'à l'altitude 1600 m, les bancs de grès, décimétriques (échantillons 222C et 224C), sont peu nombreux.

A partir de l'altitude 1600 m, ils deviennent de plus en plus fréquents.

La formation péliito-gréseuse se termine vers l'altitude 1660 m sous les grès sommitaux du Bois de la Duché, conglomératiques et chenalisés (fig. 33).

C'est à 10-20 m sous ces grès sommitaux que G.G. SAWATZKI (1975, p.322) note le caractère "aberrant" des bancs gréseux contenus dans la formation péliito-gréseuse : "la teneur en éléments volcaniques andésitiques et diabasiques, toujours voisine de 40%, permet de classer ces grès soit dans les Grès du Val d'Illiez riches en éléments volcaniques soit dans les Grès de Taveyannaz pauvres".

Les grès sommitaux apparaissent fortement conglomératiques, hétérogranulaires et hétérogènes (éléments granitiques, métamorphiques, volcaniques ; échantillon 228C). La cassure de la matrice est blanchâtre. Les bancs de 3 m d'épaisseur se succèdent sur une puissance de 15 m et leur aspect rappelle les Grès du Val d'Illiez.

Vers l'altitude 1690 m, ce sont des grès de cassure gris-verdâtre à blanchâtre (échantillon 229C), à grains de 5 mm de diamètre maximum. Ils sont surmontés par un nouveau niveau conglomératique de 3 m de puissance (échantillon 230C).

Puis on passe à des grès blancs (échantillon 231C).

- a25 - Secteur du Reposoir

Au-dessus des Grès de Taveyannaz du Bois de Vallon-Plan de Brion, repose la formation péliito-gréseuse dont les niveaux deviennent rapidement dissociés.

Véritable wildflysch, ces niveaux dissociés renferment des blocs et mégablocs de toutes tailles (centimétriques à plurihctométriques) notamment celui de St Clément - le Chable constitué de calcaires du Crétacé supérieur (fig. 34).

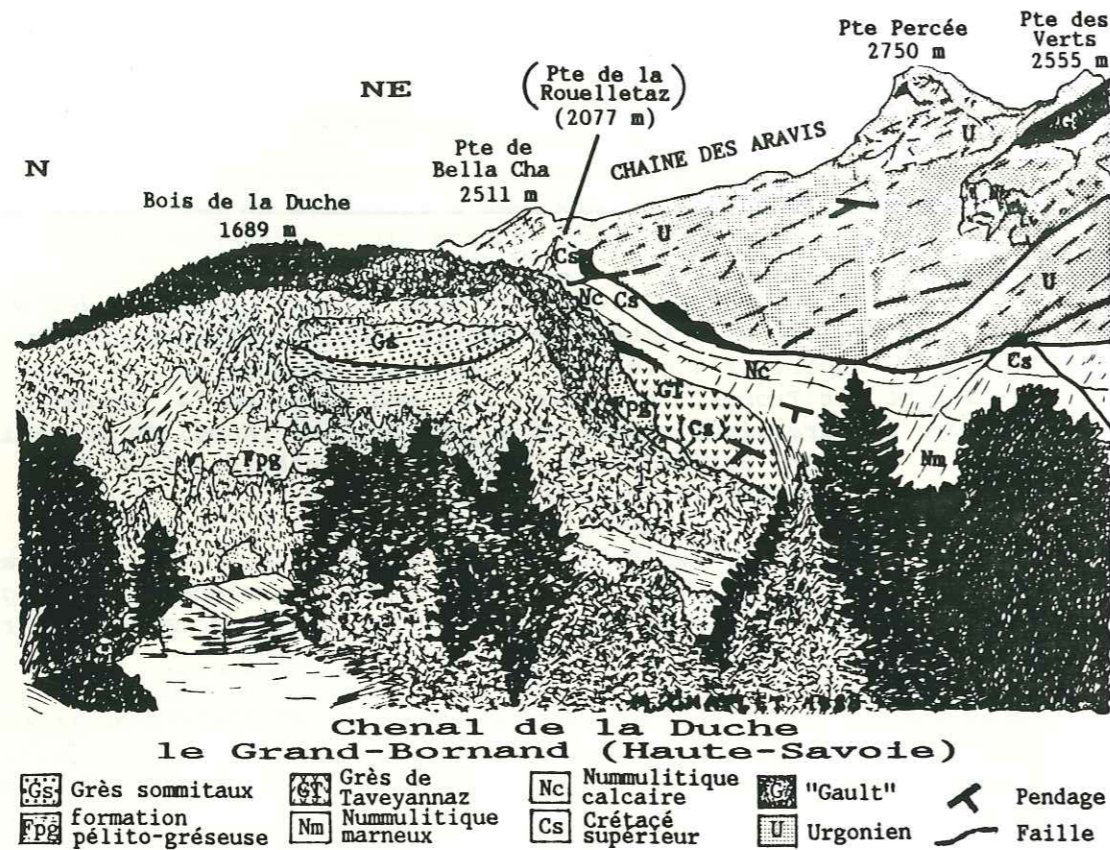
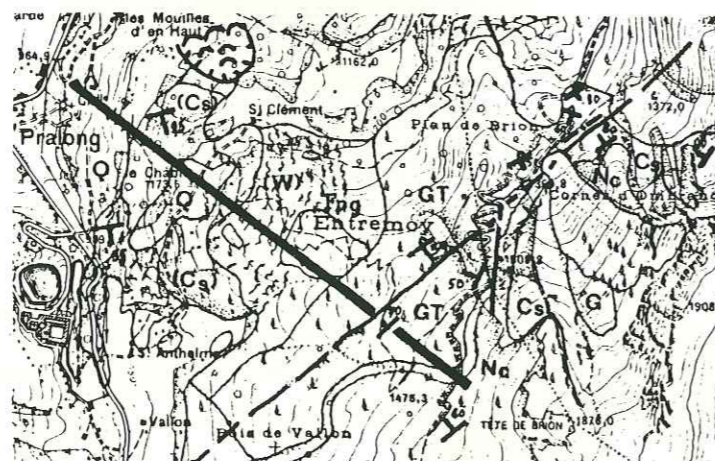
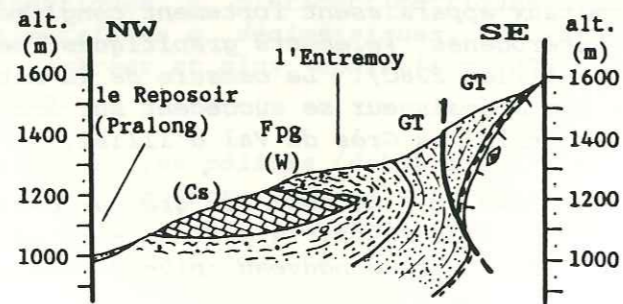


Fig. 33

Fig. 34 : Coupe dans le secteur de l'Entremoy (Pralong : le Reposoir).

Q : Quaternaire ; Fpg : formation périto-gréseuse avec (W) : wildflysch et (Cs) : blocs de Crétacé supérieur ; GT : Grès de Taveyannaz.



1 : 25 000 Cluses 1-2
© I.G.N.-Paris 1974

Au Sud-Ouest, en rive gauche du Petit Foron et jusqu'à la klippe des Annes, on retrouve la formation périto-gréseuse. Le wildflysch y apparait à deux niveaux. Il renferme de nombreux olistolithes dont le recensement est rendu difficile par la végétation.

Un des secteurs les plus représentatifs est celui de la Pointe de la Botte (col de la Colombière) où affleurent, emballé dans une matrice de patine grise argentée à noire, des olistolithes sans position organisée. Les olistolithes rencontrés sont très variés (L. MORET, 1926, p.5 ; D. DONDEY, 1961 a, p.76) : brèche à grandes nummulites, calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur, du Jurassique supérieur, couches rouges ou vertes, grès, ...

- a26 - Conclusion sur la formation périto-gréseuse et les grès sommitaux

D'une puissance d'environ 375-400 m, la formation périto-gréseuse surmonte stratigraphiquement les Grès de Taveyannaz.

En certains sites, nous avons pu observer la continuité de la strato-décroissance du sommet des Grès de Taveyannaz jusqu'à 20-30 m dans la base de la formation.

D'une manière générale, il s'agit de marnes micacées gréseuses et de grès à ciment argilo-calcaire en lits centimétriques à décimétriques s'enrichissant en nombre et en épaisseur vers le sommet. Des fragments de plantes flottées ne sont pas rares.

Du Sud-Ouest (les Choseaux-Comburce) au Nord-Est (le Reposoir) des variations de faciès interviennent au sein même de la formation :

- Dans le secteur des Choseaux, des bancs épais de grès gris sont intercalés dans les niveaux périto-gréseux.
- Vers Comburce, en plus des bancs de grès gris, des niveaux plus ou moins dissociés apparaissent, emballant des blocs décimétriques et des lentilles métriques de grès.
- Plus au Nord, dans la région de "sur Frête" (tête du Danay), les niveaux à matrice dissociée renferment des galets centimétriques à bi-décimétriques de calcaire essentiellement du Crétacé supérieur et des lentilles métriques à hectométriques de grès gris.
- Dans le secteur de la Duché au Chinailon, outre les éléments déjà signalés, des olistolithes de toutes tailles et de nature variée se retrouvent çà et là.
- Du col de la Colombière à la commune du Reposoir, les olistolithes sont nombreux et donnent un aspect chaotique à la formation.

Cette formation est rattachée à l'Oligocène inférieur mais la pauvreté en fossiles et les remaniements empêchent une datation précise.

La formation périto-gréseuse est surmontée et ravinée par les épais bancs des grès sommitaux chenalisés. Les niveaux de fond-de-chenal sont conglomératiques, parfois à faciès "nougat" ou "caverneux". Quant aux grès, ils possèdent une teneur faible en éléments volcaniques par

rapport aux éléments de socle. Ils se présentent aussi sous une forme arkosique (faciès grès blanc).

Tout au long du flanc occidental de la chaîne des Aravis, nous avons donc cartographiquement et stratigraphiquement la continuité entre les Grès de Taveyannaz, la formation périto-gréseuse et les grès sommitaux. Les "Grès intermédiaires" de SAWATZKI (1975) contenant entre 1 et 40 % d'éléments volcaniques (région de Manigod) et les "Grès abérrants" contenant 40 % d'éléments volcaniques (Bois de la Duché) se positionnent au sein et au sommet des pélites gréseuses. Ils indiquent une diminution de l'alimentation en éléments dacito-andésitiques.

Les unités "de Manigod", "du Danay-la Duché" (L. MORET et al., 1953, p.776 ; J. ROSSET et al., 1976 ; J. CHAROLLAIS et al., 1977, p.261)) n'ont donc pas lieu d'être séparées de la série continue des "Aravis-les Clefs".

Cette série, où la teneur en grès varie dans l'espace et dans le temps en fonction des apports chenalisés et dans laquelle nous notons que le wildflysch n'occupe pas la position sommitale, supporte, par l'intermédiaire d'un coussin de cargneules, la klippe subbriançonnaise des Annes.

b / L'Oligocène lié à la chaîne du Bargy

b1 . Généralités

En continuité stratigraphique avec les Marnes à foraminifères, l'Oligocène lié à la chaîne du Bargy est représenté par plusieurs formations constituant un flysch.

L'ensemble évolue de marnes très calcaires et micacées, contenant des écailles de poissons (Marnes à Meletta), à des marnes micacées dans lesquelles s'intercalent quelques rares lits centimétriques de grès quartzeux à grain fin et ciment calcaire, puis, par enrichissement progressif en bancs gréseux, vers un terme gréso-pélitique micacé.

Cet ensemble est surmonté par les Grès du Val d'Illicz (du nom d'une localité du Bas-Valais) nommés également Grès des Carrières ou Grès de Massongex (J.W. SCHROEDER et C. DUCLOZ, 1955, p.p.5-18).

Caractérisés par des bancs conglomératiques généralement granoclassés (Photo. 24), hétérogènes, ils se rencontrent, dans la région, entre Thônes et St-Jean-de-Sixt.

Leur étude pétrographique et minéralogique a été effectuée avec précision par G.G. SAWATZKI en 1975.

b2 . Description des coupes

- b21 - Flanc nord du Mont Durand

Deux coupes sont décrites. La première, classique, se situe entre la Clusaz et St-Jean-de-Sixt. L'autre, restreinte aux Grès du Val d'Illicz, se situe dans le bois de l'Enchainieux, à l'Est des Villards-sur-Thônes.

- b11 - Au Nord du bois de l'Ars (fig. 35)

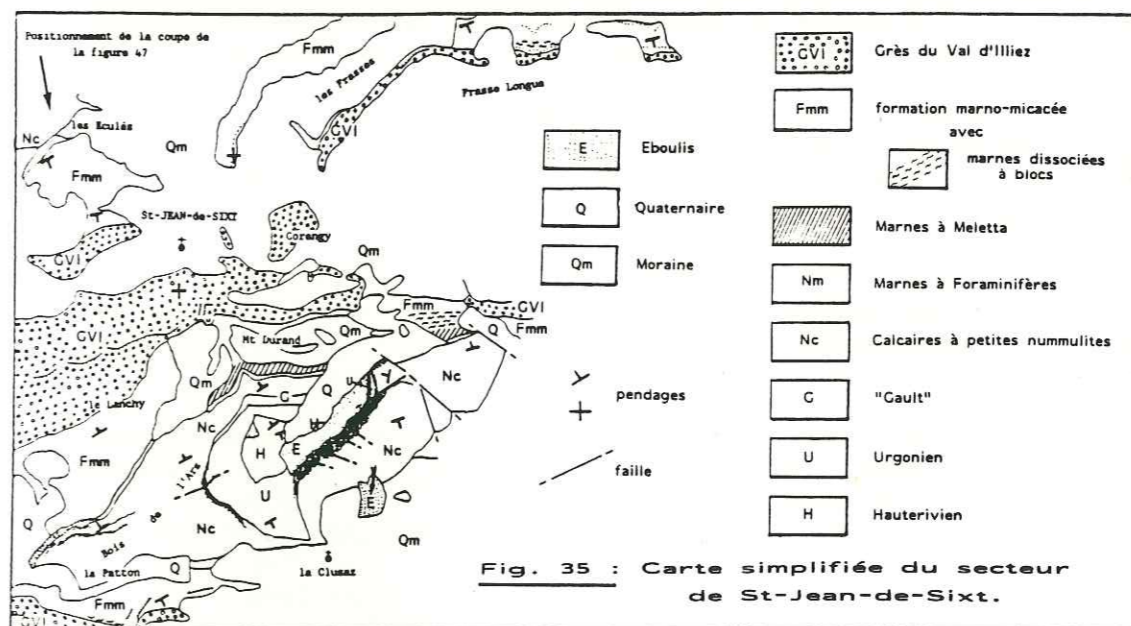
Entre la Frasse aux Femmes et Saint-Jean-de-Sixt affleurent, en descendant le cours du Nom ou en empruntant la D 909, tous les terrains allant de l'Hauterivien jusqu'aux Grès du Val d'Illicz.

Cette coupe, facile d'accès, a été fréquemment évoquée : H. DOUXAMI (1909, p.149) ; Ch. GORCEIX (1916, p.50 ; 1918, p.p.346-349) ; L. MORET (1934, p.p.56-57) ; J. ROSSET (1957, p.54) ; ...

Au sortir du flanc nord de l'anticlinal du Mont Durand, les Marnes à foraminifères passent à des calcaires argileux et des marnes très calcaires à patine beige à gris-noirâtre et à cassure gris-noir. Le grain est fin et on note les premiers petits débris de muscovite. C'est dans ces "Marnes à Meletta" que l'on trouve des écailles de poissons.

Puis, graduellement, la formation marno-micacée s'établit avec des pélites schisteuses très micacées. Les rares lits centimétriques de grès deviennent progressivement plus nombreux vers le sommet.

La puissance de la formation marno-micacée dans ce secteur est de 240 à 250 m.



Elle est surmontée par les Grès du Val d'Illicz.

Ceux-ci se présentent le plus généralement en bancs métriques. Ils sont gréseux et/ou conglomératiques granoclassés. Quelques lits marno-gréseux de plusieurs centimètres d'épaisseur s'intercalent çà et là entre les bancs.

La matrice calcitique renferme des quartz, des plagioclases, de la muscovite, de la biotite et des microclines.

Les éléments généralement bien roulés, de 5 mm à 50 cm de diamètre, sont volcaniques (diabases, andésites), calcaires (Urgonien, Sénonien, Priabonien), gréseux, marneux, de socle (granites, gneiss, ...), ...

Les Grès du Val d'Illiez conglomératiques se poursuivent vers le Nord-Est, en rive gauche du Borne, mais le faciès devient moins caractéristique.

b212 - Bois de l'Enchainieux (les Villards-sur-Thônes)

L'échantillonnage a été effectué sur le chemin menant des Villards-sur-Thônes au Bois de l'Enchainieux, à l'altitude 1000 m - 1010 m (fig. 36, 37 et 38) et n'intéresse que les Grès du Val d'Illiez.

Au-dessus de la formation marno-micacée schistosée à patine beige à grise et à cassure grise noirâtre s'installent :

- 4,50 m (terme a) de grès (échantillon 58C) en bancs métriques alternant avec des lits marno-schisteux (échantillon 59C) centimétriques à décimétriques. Les grès à grains isogranulaires sont constitués de quartz arrondis ou anguleux (20 à 25 %), de feldpaths détritiques (<10 %), de muscovite et de biotite détritiques (3 %) et contiennent des galets de roches métamorphiques et de roches sédimentaires. La matrice est carbonatée. Les marnes renferment du quartz (10-15 %), de la muscovite (1 %), des plagioclases (1%), de la glauconie (1%) et des opaques (3-5%).
- 0,20 m (terme b) d'une alternance marnes-grès en lits centimétriques (échantillon 60C). Les grains fins sont constitués principalement par du quartz, plagioclases, glauconie, muscovites, biotites et opaques.
- 1,50 m (termes c + d) qui comprennent un niveau de grès (e = 0,10 m), une passée marneuse (e = 0,15 m ; échantillon 61C), un banc conglomératique (e = 1 m) à éléments non classés d'un diamètre maximum de 10 cm, puis un niveau marneux (e = 0,30 m).
- 7,20 m (terme e) d'une alternance de bancs gréseux (décimétriques à pluridécimétriques) et de bancs conglomératiques granoclassés métriques à plurimétriques. La base du premier banc conglomératique (échantillon 62C) est marneuse. Le conglomérat proprement dit (échantillons 63C et 146E) renferme une association de matériel volcanique, plutonique et sédimentaire. Sont reconnus, des fragments de pyroxènes, des microclines, des plagioclases, des quartz (parfois microcristallins), des clastes de péridots, des galets diabasiques, des galets calcaires argilo-gréseux, calcaires du Sénonien, des granitoïdes ...
- 8 m (terme f) d'une alternance gréseuse (e = 5 mm) et marneuse (e = 10 cm). Les six derniers mètres n'affleurent pas.
- 9 m (terme g) de bancs conglomératiques granoclassés, plurimétri-

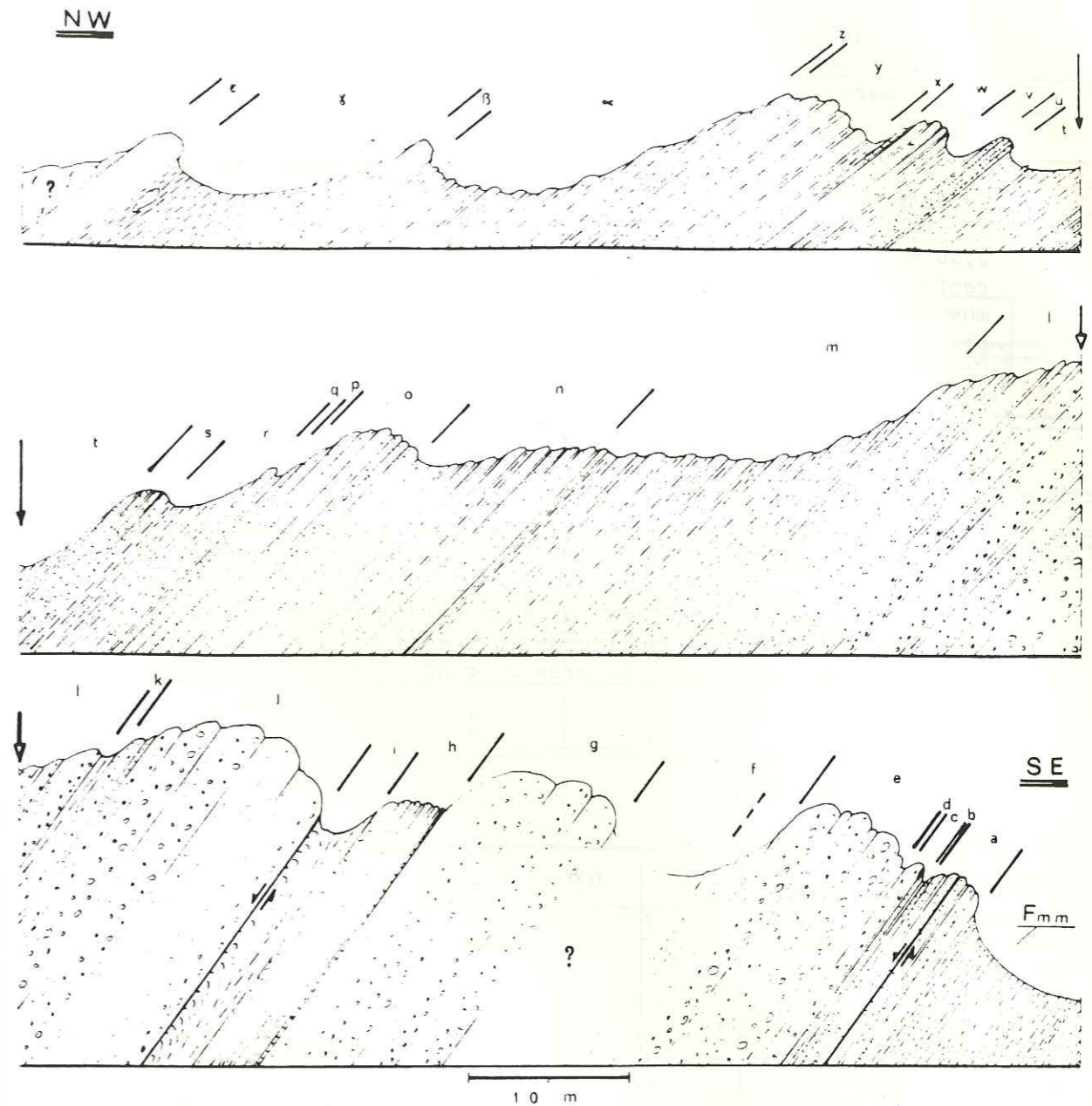
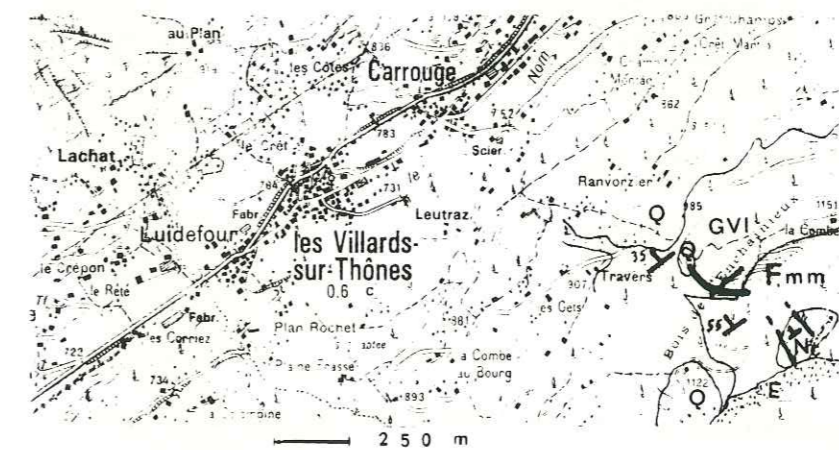


Fig. 36: Coupe des Grès du Val d'Illiez du Bois de l'Enchainieux (les Villards-sur-Thônes).



1 : 25 000 3430 Est
© I.G.N.-Paris 1982

ques (échantillon 64C).
Les blocs sont décimétriques à millimétriques et sont constitués de galets marneux, de galets diabasiques, de quartzites et de microclines.

- 3,2 m (terme h) d'une alternance de lits marneux centimétriques et de bancs gréseux pluridécimétriques.
- 2,50 m (terme i) de marnes schisto-gréseuses (échantillon 65C) qui renferment des quartz (30-40 %), des plagioclases (5 à 10 %), de la muscovite (2-3 %), de la biotite (2-3 %) et des opaques (3-5 %) emballés dans une matrice micritique. Ces marnes schisto-gréseuses sont plissées au contact d'une faille normale.
- 13,7 m (terme j) de bancs gréseux plurimétriques, le plus souvent conglomératiques non granoclassés.
- 0,60 m (terme k) comprenant deux niveaux grés-marneux (échantillon 66C) séparés par une passée schisteuse millimétrique.
- 9,70 m (terme l) de bancs grés-conglomératiques, d'abord métriques devenant pluridécimétriques. Les échantillons 67C et 68C sont de même composition que les grès et conglomérats déjà cités.

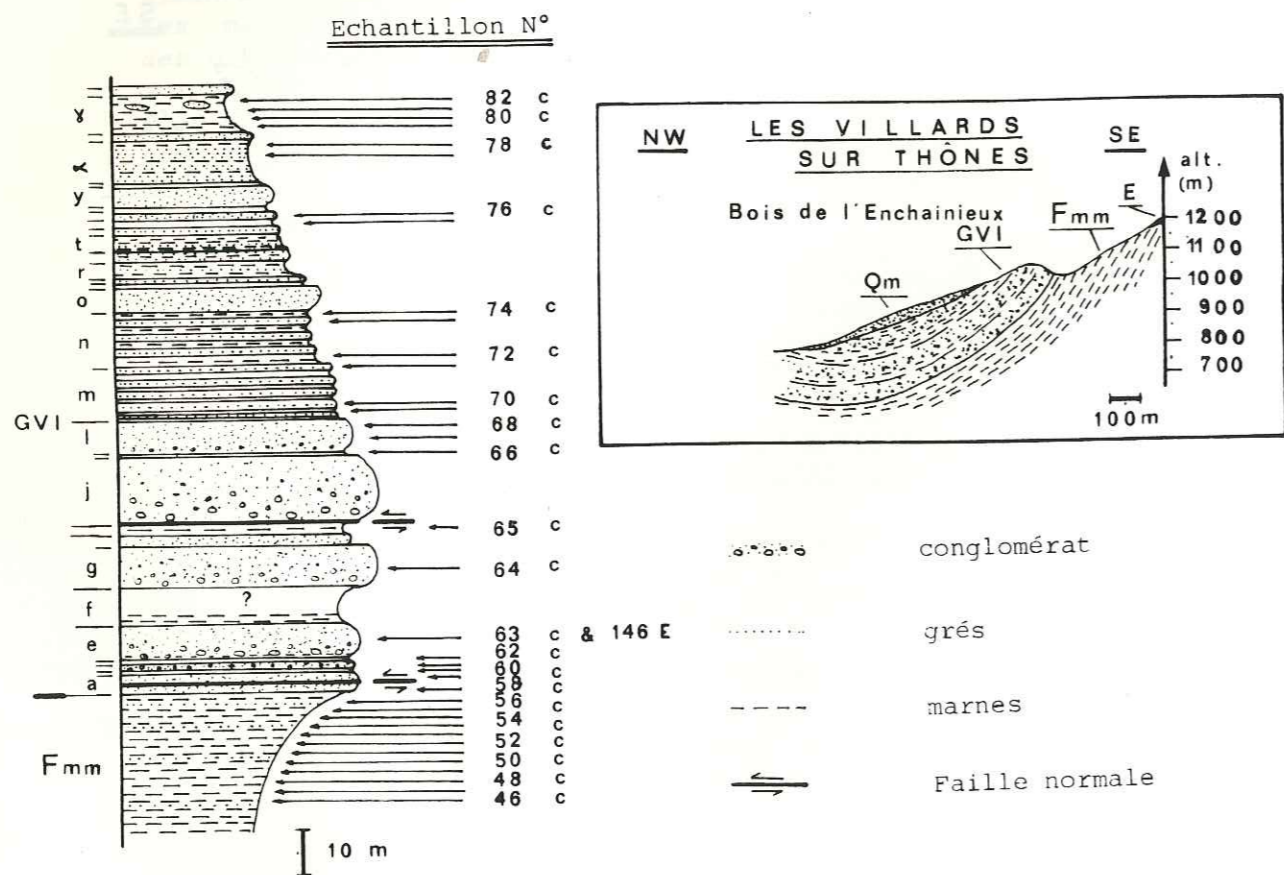
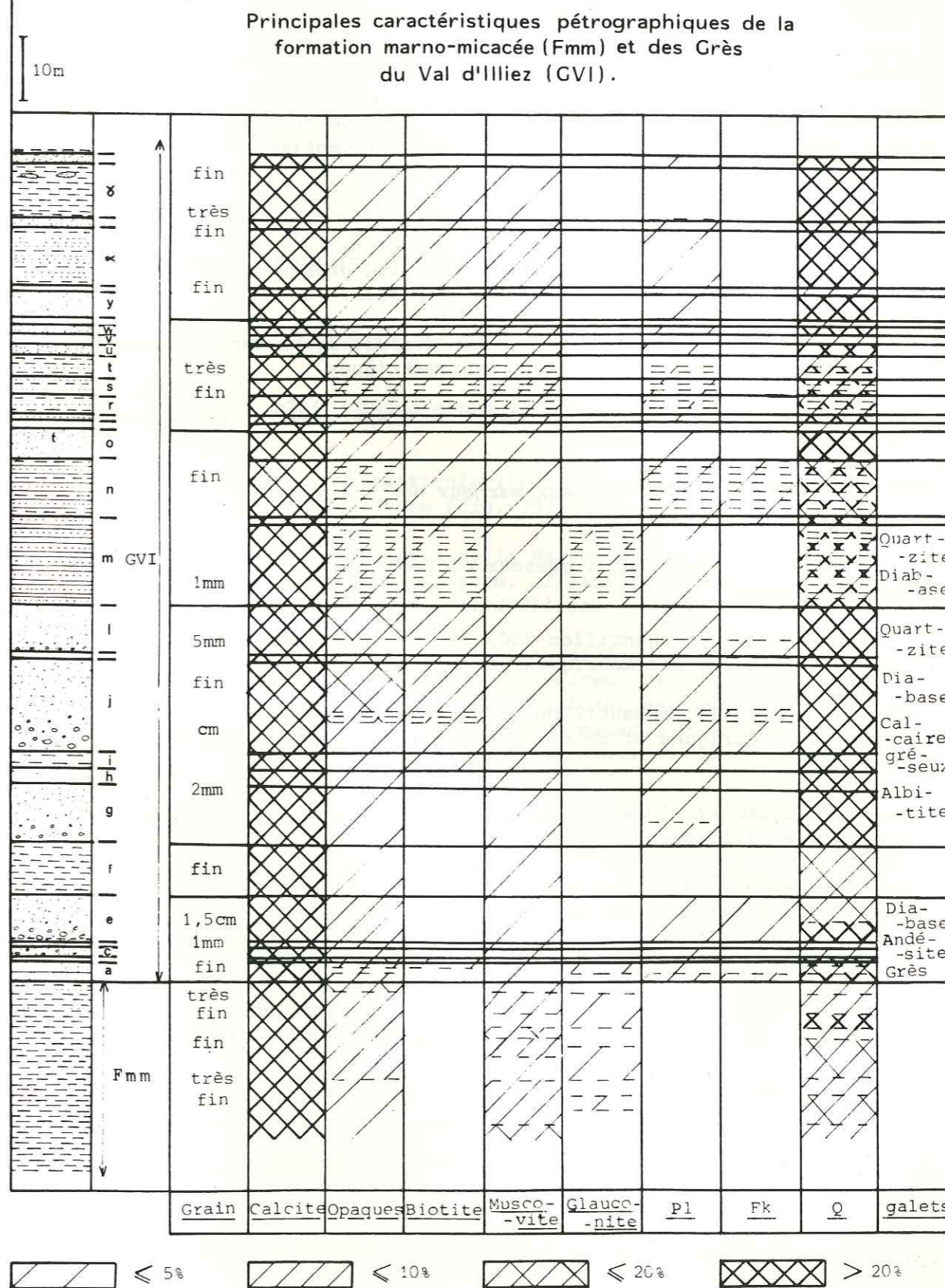


Fig. 37 : Echantillonnage des Grès du Val d'Illiez du Bois de l'Enchainieux

Fig. 38 : Coupe du Bois de l'Enchainieux (les Villards-sur-Thônes).



- 11 m (terme m) d'une alternance de lits gréseux de 15 cm d'épaisseur et de lits schisteux de 5 mm d'épaisseur (échantillons 69C, 70C, 71C).
- 7,50 m (terme n) de lits gréseux décimétriques à pluridécimétriques alternant avec des passées marno-schisteuses centimétriques à pluridécimétriques (échantillons 72C, 73C et 74C).
- 5,40 m (terme o) de bancs de grès métriques devenant décimétriques dans lesquels s'intercalent des lits marneux centimétriques à décimétriques.
- 0,50 m (terme p) de marnes schisteuses.
- 0,70 m (terme q) d'une alternance de lits gréseux décimétriques et de niveaux marneux également décimétriques.
- 3 m (terme r) de marnes en niveaux décimétriques dans lesquelles sont intercalés des lits gréseux centimétriques.
- 2 m (terme s) de grès en lits de 25 cm d'épaisseur et de marnes en lits de 15 cm d'épaisseur.
- 5,50 m (terme t) de niveaux marneux de 5 à 10 cm d'épaisseur et gréseux de 2 cm d'épaisseur.
- 1 m (terme u) de niveaux gréseux décimétriques et de lits marneux centimétriques.
- 1,50 m (terme v ; échantillon 75C) d'une alternance de niveaux marneux généralement décimétriques et de lits gréseux centimétriques.
- 2,50 m (terme w ; échantillon 76C) de bancs gréseux décimétriques à pluridécimétriques et de niveaux marneux centimétriques à décimétriques.
- 0,70 m (terme x) d'une alternance de niveaux marneux de 20 cm d'épaisseur et lits gréseux de 5 cm d'épaisseur.
- 4,80 m (terme y) de bancs de grès décimétriques à métriques séparés par des lits marneux centimétriques à décimétriques.
- 0,60 m (terme z) de marnes schisto-gréseuses.
- 9,70 m (terme , échantillons 77C et 78C) de grès en bancs décimétriques et de lits schisteux centimétriques à décimétriques.
- 1,5 m (terme) constitués d'un banc de grès.
- 8 m (terme , échantillons 79C, 80C, 81C et 82C) de schistes marneux englobant au sommet des lentilles gréseuses.
- 2 m (terme) constitués d'un banc gréseux.

Quelques centimètres de marnes finement gréseuses surmontent et terminent l'affleurement.

Nous constatons donc que les Grès du Val d'Illiez du Bois de l'Enchainieux peuvent-être divisés en deux parties. L'épaisseur totale mesurée est proche de 130 m.

- La base, d'environ 57 m de puissance, est caractérisée par trois corps gréso-conglomératiques à éléments hétérogènes (socle, volcanique, sédimentaire).
Ils sont respectivement épais de : 13,4 m (termes a, b, c, d et e),
9,20 m (termes g et h),
24 m (termes j, k, l),
et sont séparés par deux épais niveaux pélito-gréseux (8 m et 2,50 m).
- Au-dessus, une alternance de lits gréseux et marneux se développe sur plus de 70 m. Des termes gréseux plus épais s'y intercallent. Au sommet, au sein des marnes, apparaissent des lentilles de grès.

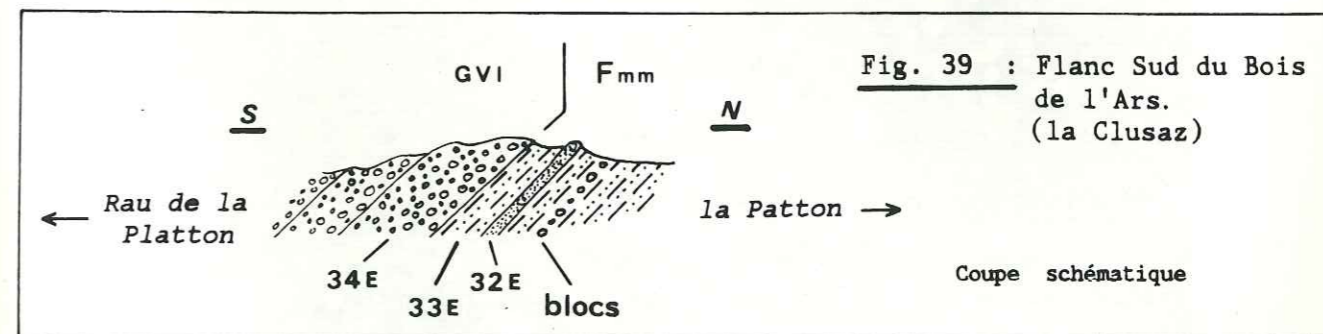
- b22 - Flanc sud du Mont Durand

b221 - Coupe entre la Patton et le ruisseau de la Platten

La particularité de ce secteur concerne le sommet de la formation marno-micacée (fig. 39).

Du Nord au Sud, sur le chemin de la Patton à la Clusaz, avant le pont enjambant le ruisseau de la Platten, affleure la formation marno-micacée surmontée par les Grès du Val d'Illiez.

Sous les bancs conglomératiques (échantillon 34E) des Grès du Val d'Illiez à éléments hétérogènes (calcaires fins ; radiolarites non métamorphosées (photo 25) ; ...) et fossiles remaniés (nummulites ; globigérines ; ...), la formation marno-micacée (échantillons 33E et 32E) présente des niveaux pélitiques gréseux et des lits de grès à grain fin.



Intercalé dans cette formation apparaît un niveau à blocs centimétriques à décimétriques noyés dans une matrice schisteuse.

Ce niveau est parallèle à la stratification et les blocs pris au hasard sont :

- (pour 5/15) des grès à quartz anguleux, plagioclases et petits galets volcaniques. Quelques globigérines sont incluses dans la matrice.



Photo 24 :
Granoclasement dans
les Grès du Val d'Illicz
(le Covagnet - la Clusaz)

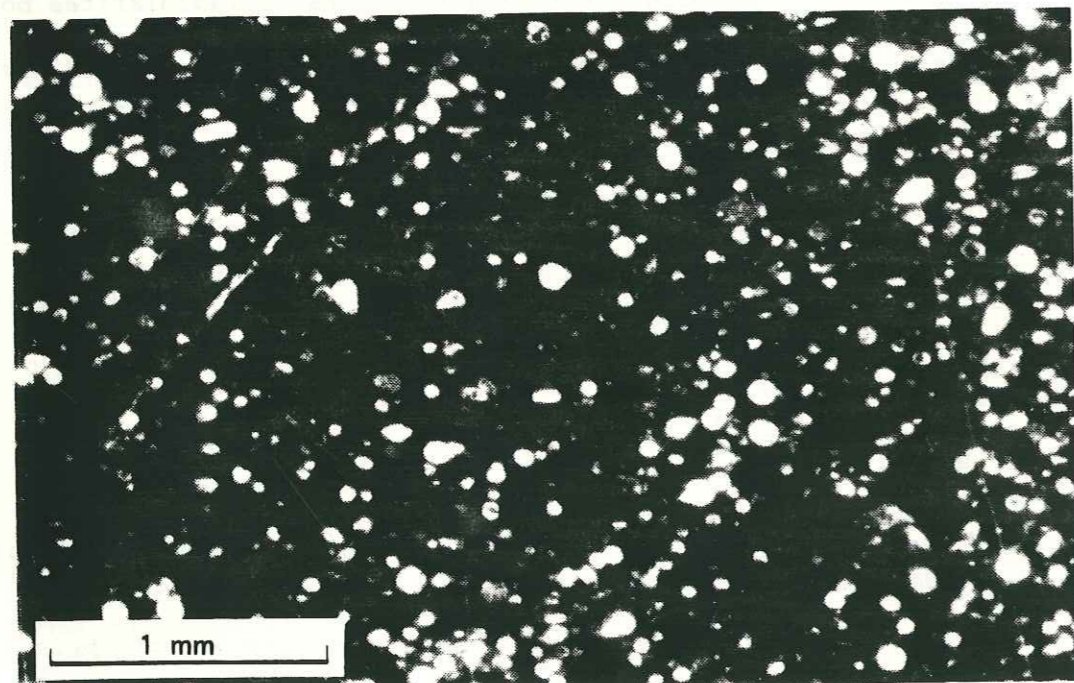
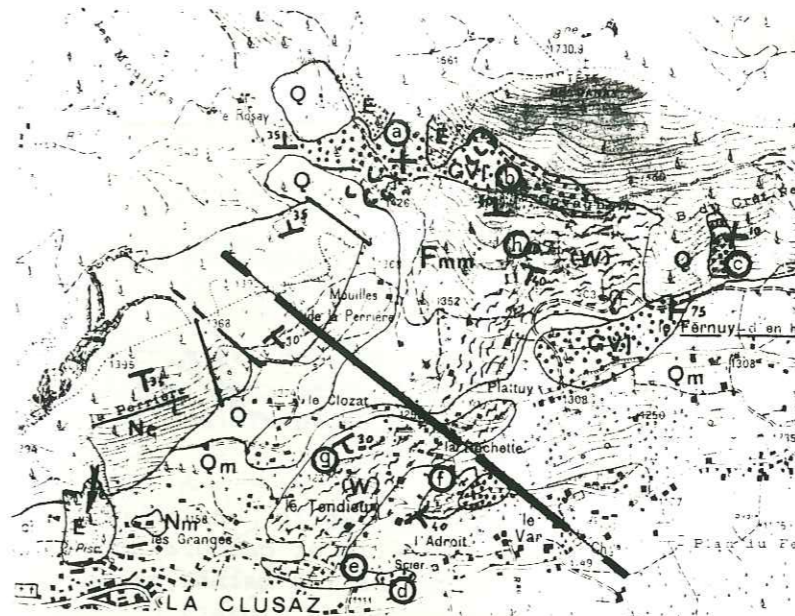


Photo 25 : Galet de radiolarite (Microfaciès) contenu dans les
Grès du Val d'Illicz (la Patton - la Clusaz)
(échantillon 34E)



1 : 25 000 3430 Est
© I.G.N.-Paris 1982

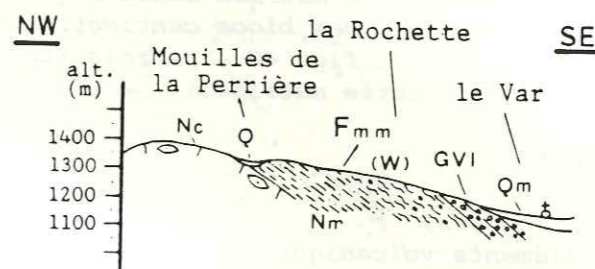


Fig. 40 : Flanc SE de l'anticlinal du Mont Durand au NE de la Clusaz.

E : Eboulis ;
Q : Quaternaire ; Qm : moraine ; GVI : Grès du Val d'Illicz ; Fmm : formation marno-micacée avec
(W) : marnes dissociées à blocs centimétriques à métriques ; Nm : Nummulitique marneux ; Nc : Num-
mulitique calcaire. Echantillons : a : 114E, 115E ; b : 98E ; c : 110E, 120E, 121E ; d : 84E, 85E,
86E, 87E, 88E, 89E, 90E, 91E ; e : 92E, 93E, 94E, 95E ; f : 84C ; g : 87C ; h :
96E, 97E.

Nemocardium Nicense BELLARDI ?

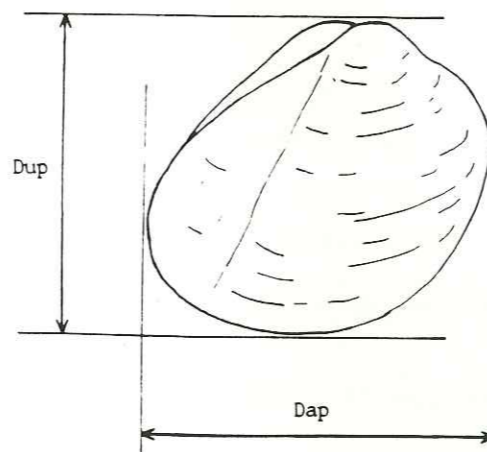


Fig. 41 : Bivalve (*Nemocardium Nicense*
Bellardi ?) prélevé dans les
marnes dissociées de la for-
mation marno - micacée au
Nord-Est de la Clusaz .

(*Nemocardium* : Crétacé à Actuel ;
Nemocardium Nicense BELLARDI : Auversien ;
Bartonien inférieur)

Dap : Diamètre antéro-postérieur : 68 mm
Dup : Diamètre umbono-palléal : 70 mm
Allongement de la coquille : Dap/Dup : 0,97

(échantillon n° 84C)

- (pour 3/15) des galets marneux, finement gréseux.
- (pour 3/15) des calcaires fins.
- (pour 3/15) des granitoïdes.

b222 - Entre la Perrière et le Fernuy-d'en haut

La particularité de la coupe précédente s'accroît.

La formation marno-micacée, puissante d'environ 250 m, débute par des marnes encore très calcaires, de patine et cassure gris-kaki à noires, à grain très fin (à l'Est des Mouilles de la Perrière; au Sud du Clozat).

Puis des lits gréso-calcaires micacés à débris charbonneux de 2 à 10 cm d'épaisseur, à patine beige-grisâtre et cassure noire, à grain fin, s'intercalent tous les 2 à 30 cm dans les marnes micacées schistosées (SE des Mouilles de la Perrière; SSE du Clozat).

Pour les 140 à 150 derniers mètres, la matrice schistosée devient dissociée et la patine grise argentée. Des blocs centimétriques à pluridécimétriques (points : e, f, g, h; fig. 40), parfois semi-décimétriques (point h), sont inclus dans cette matrice.

Les éléments contenus sont:

- des marnes gréseuses micacées;
- des grès, parfois à éléments volcaniques;
- des quartz de 1 cm de diamètre, arrondis;
- et surtout des calcaires fins du Sénonien.

Le macrofossile découvert (point f; échantillon 84C; fig. 41) est un bivalve écrasé et usé qui rappelle *Nemocardium Nicense* BELLARDI ? (détermination Mme Solange FRENEIX).

La formation est surmontée par les Grès du Val d'Illiez dont les affleurements, discontinus se situent :

- dans le secteur de la scierie de l'Adroit,
- sur la route menant du Plan du Fernuy au Tendieu,
- entre Plattuy et le Fernuy-d'en haut,
- dans le Bois du Crêt Perreux.

Au Nord, les affleurements du Covagnet font la liaison avec les Grès du Val d'Illiez du flanc occidental de l'anticlinal du Mont Durand.

- b23 - Rive gauche du torrent de Chinailon (fig. 42)

Tout le long du torrent de Chinailon, du lieu-dit le Terret (le Grand-Bornand) jusqu'au Nord-Est du lieu-dit les Frasses, affleurent les calcaires à petites nummulites surmontés par peu, ou pas, de Marnes à foraminifères ou directement par les formations mica-

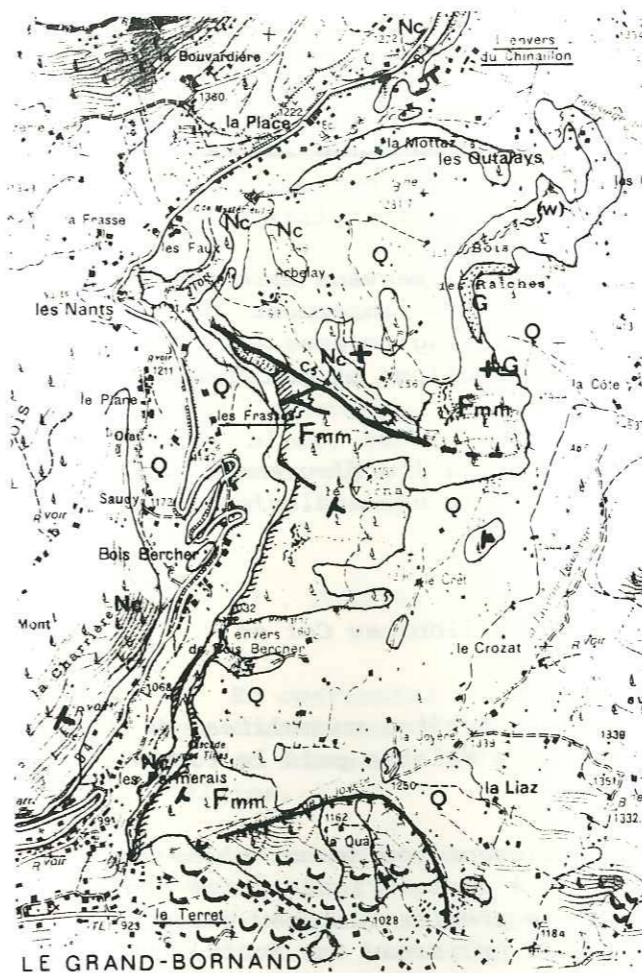


Fig. 42 : Le torrent de Chinailon entre le Terret (le Grand-Bornand), les Frasses et l'envers du Chinailon.

- Q : Quaternaire
 G : Grès
 Fmm : formation marno-micacée avec
 (W) : pélites dissociées à blocs
 [hatched pattern] : Marnes à Foraminifères et
 Marnes à Meletta
 Nc : Nummulitique calcaire

(1 : 25 000 3430 Est
 © I.G.N.-Paris 1982)

La première de celles-ci correspond aux Marnes à Meletta à patine grise bleutée et cassure noire. Les lits de 1 à 5 cm se présentent sous un aspect "gras".

Hormis les écailles de poissons, de nombreux débris de plantes flottées sont observables. Parmi ceux-ci, nous avons récolté une feuille de monocotylédones (indéterminée) d'une longueur supérieure à 13 cm, d'une largeur de 2,5 cm et d'extrémité arrondie de 0,9 cm de rayon. Le nombre important de débris végétaux indique la proximité du rivage. Le dépôt des Marnes à Meletta se serait effectué en milieu marin interne ou restreint.

Rapidement la formation marno-micacée apparaît.

Dans les pélites sont intercalés, tous les 15 à 25 cm, des lits centimétriques à pluricentimétriques de grès laminés à cassure noire.

S'intercalent également des pélites très schistosées et perturbées, de patine gris-argenté et cassure noire, pouvant renfermer des blocs centimétriques à décimétriques de grès et de calcaire. Ce niveau dissocié est fréquemment surmonté par un banc de grès gris pluridécimétrique, puis l'alternance pélites-grès, bien rythmée, se poursuit.

Le sommet de la formation marno-micacée de ce secteur, lorsqu'il est

visible, est constitué par des grès chenalisés (Bois des Raïches; alt. 1390-1400 m).

Ces grès (échantillons 124E) se présentent en bancs de 30 cm à 80 cm dans l'axe du paléo-chenal et de 20 à 30 cm latéralement. L'épaisseur totale est de 15 m à l'axe et d'environ 1,80 m latéralement.

Les bancs de grès, généralement blancs sableux, peuvent être microconglomératiques (éléments de 0,5 mm à 5 mm). Ils renferment des quartz anguleux ou subanguleux (40 % à 60 %), des plagioclases (3 % à 7 %), de la muscovite, de la glauconie, des microclines et quelques débris d'algues.

Si le faciès Val d'Illiez ne se ressent pas à l'affleurement, en revanche l'étude des lames minces fait ressortir une analogie minéralogique.

- b24 - Du Pont de Venay (le Chinaillon) au Col de la Colombière

Au-dessus des calcaires à petites nummulites et des Marnes à foraminifères viennent les Marnes à Meletta puis la formation marno-micacée.

Les marnes micacées, bien réglées, laissent rapidement place à des pélites dissociées à blocs centimétriques à décimétriques (rive droite du torrent de Chinaillon, en remontant le premier ruisseau débouchant à la croix de Venay), voire décimétriques (ruisseau des Bouts).

En remontant le premier ruisseau ou en allant vers les Chalets de Cuillery, la formation se poursuit par une alternance bien réglée de pélites plus ou moins gréseuses et schistosées et de lits gréseux décimétriques à pluridécimétriques.

Ces terrains butent au Nord-Ouest (Samance), à la faveur d'une longue faille sub-verticale d'orientation NE-SW, contre le Mésozoïque du Roc des Tours - le Buclon - Pic de Jallouvre.

Au col de la Colombière, nous retrouvons la même succession : calcaires à petites nummulites, Marnes à foraminifères, Marnes à Meletta, pélites gréseuses dissociées à blocs, flysch bien réglé. La coupe, en cet endroit, a été étudiée par de nombreux auteurs (J. CHAROLLAIS et al., 1962, p.26 ; 1965, p.75 ; 1977, p.257 ; 1980, p.16 ; J. ROSSET, 1968, p.337 ; ...). Nous ne reviendrons donc pas sur sa description détaillée.

L'un des faits importants concerne la séparation entre :

- la formation marno-micacée ("autochtone" rattaché à la chaîne du Bargy dont le sommet de la formation se situe à 250-300 m au-dessus des calcaires à petites nummulites) et,
- la formation pélito-gréseuse à wildflysch affleurant à la Pointe de la Botte ("autochtone" rattaché à la chaîne des Aravis dont le premier niveau à olistolithes se situe à environ 400 m au-dessus des calcaires à petites nummulites ; le deuxième niveau olistolistique important constituant la Pointe de la Botte).

La longue faille sub-verticale de Samance détectée sur près de 4 Km et qui met parfois en contact l'Hauterivien contre la formation marno-micacée, se poursuit en direction du Col de la Colombière.

Passé ce col, nous la retrouvons décalée par des petites failles tardives d'orientation NW-SE à N-S.

Au niveau du col, cette faille est peu visible du fait de la nature des terrains qui sont quasi identiques, mais la logique ne nous permet pas d'entrevoir la disparition de celle-ci sur 500 à 700 m puis sa réapparition plus au Nord-Est lorsque les terrains sont de natures différentes.

Nous plaçons donc la continuité de cette faille au niveau du replat du col de la Colombière, à l'altitude 1620 m, entre la formation marno-micacée à blocs, située au Nord et appartenant à la série du Bargy, et la formation pélito-gréseuse à olistolithes, située au Sud et appartenant à la série nummulitique des Aravis.

b3 . Conclusion sur les Marnes à Meletta, la formation marno-micacée et les Grès du Val d'Illiez

En continuité stratigraphique sur les Marnes à foraminifères, les deux formations micacées d'une puissance d'environ 250 m (Marnes à Meletta et formation marno-micacée) sont surmontées par les Grès du Val d'Illiez.

La base est caractérisée par la présence d'écaillés de poissons (Marnes à Meletta).

Par enrichissement en éléments détritiques, les Marnes à Meletta passent rapidement à un flysch marno-gréseux micacé (formation marno-micacée).

Au sein de cette formation sont intercalées des pélites dissociées à blocs.

Du Nord au Sud, nous remarquons plusieurs positions stratigraphiques de ces niveaux dissociés :

- Au-dessus des Marnes à Meletta, ou quelques mètres au-dessus des Marnes à Meletta (col de la Colombière, pont de Venay, rive gauche du torrent de Chinaillon).
- Vers le milieu de la formation (sur quelques mètres d'épaisseur: rive gauche du torrent de Chinaillon), ou vers le milieu de la formation marno-micacée jusqu'à la base des Grès du Val d'Illiez (flanc sud du Mont-Durand).

Les paléo-coulées à blocs ont eu une extension vers le Sud-Ouest limitée. Elles se retrouvent encore dans le secteur de la Patton, à l'Ouest de la Clusaz, mais au-delà, elles sont absentes.

Les paléo-coulées à blocs du flysch lié à la chaîne du Bargy, semblent donc provenir d'un espace géographique situé au Nord-Est avec une évolution progradante dans le temps et dans l'espace; niveaux dissociés à blocs dès la base de la formation, au Nord-Est, et niveaux dissociés à blocs au sommet de la formation, au Sud-Ouest.

Notons toutefois que ces épanchements "catastrophiques" arrivent dans un bassin dont la sédimentation marno-micacée a conservé des directions de courant (relevées par les "casts") inverses aux coulées à blocs (du Sud-Ouest vers le Nord-Est : J.J. CHAROLLAIS, 1963, p.720).

Les niveaux dissociés à blocs sont les précurseurs des Grès du Val d'Illiez.

Ceux-ci, chenalisés, ont une extension vers l'Ouest plus importante.

Ils sont constitués d'une partie basale d'une soixantaine de mètres, grés-conglomératique, surmontée par plus de 70 m de marnes pélito-gréseuses.

Les Grès du Val d'Illiez s.str. (grès conglomératiques) sont caractérisés par leur hétérogénéité.

Les galets inclus dans un ciment calcaire, associés à de fines particules détritiques, proviennent :

- du socle (granites, gneiss, ...).
- de séries sédimentaires (grès, marnes, calcaires urgonien, sénonien, priabonien, ...).
- de séries volcaniques (andésites, diabases). Les éléments diabasiques, provenant d'un domaine supra-pennique ou ligure, sont à séparer des andésites de par leurs métamorphismes différents : limite supérieure du faciès schiste vert contractée avant leur dépôt, en opposition au métamorphisme régional d'après dépôt, de faciès zéolitique (G.G. SAWATZKI, 1975, p.307 et p.359).

III 4 - Conclusion générale sur le Cénozoïque (fig. 43)

a / Evolution sédimentaire et phénomènes généraux

L'analyse des dépôts du Cénozoïque liés aux flancs Aravis et Bargy du "synclinal" de Thônes, permet de retracer les grands traits de l'évolution sédimentaire de cette partie du bassin nummulitique.

- Au Paléocène-Eocène inférieur : Il n'existe pas de dépôt. le domaine était émergé, en proie à l'érosion du substratum mésozoïque.

- Au Lutétien-Bartonien : Débute une transgression marine limitée à des chenaux qui semblent calquer la tectonique post-sénonienne (B. PAIRIS et al., 1975 a). Suivent des dépôts laguno-lacustres signalant une régression.

Dans le secteur du Rocher Blanc, seul site du domaine étudié ayant conservé ces dépôts, le premier mètre est Lutétien supérieur - Bartonien basal puis, les 37 mètres suivants sont du Bartonien.

Les dépôts calcaires à grandes nummulites, alvéolines et "oncolithes" sont marins. Les dépôts supérieurs à "oncolithes", gastéropodes et charophytes sont laguno-lacustres.

- Au Bartonien supérieur-Priabonien : Certains secteurs enregistrent le début de la transgression priabonienne.

Elle débute souvent par des couches fluvio-lacustres conglomératiques et se poursuit par une formation saumâtre à niveaux charbonneux ("Couches des Diablerets"). Ces niveaux peuvent directement transgresser sur le Mésozoïque.

Dans notre secteur d'étude, les Couches des Diablerets ne sont pas représentées.

- Au Priabonien : La transgression marine est en pleine extension.

Les calcaires à petites nummulites surmontent en continuité stratigraphique les Couches des Diablerets ou sont transgressifs sur le Mésozoïque ou le Lutétien-Bartonien.

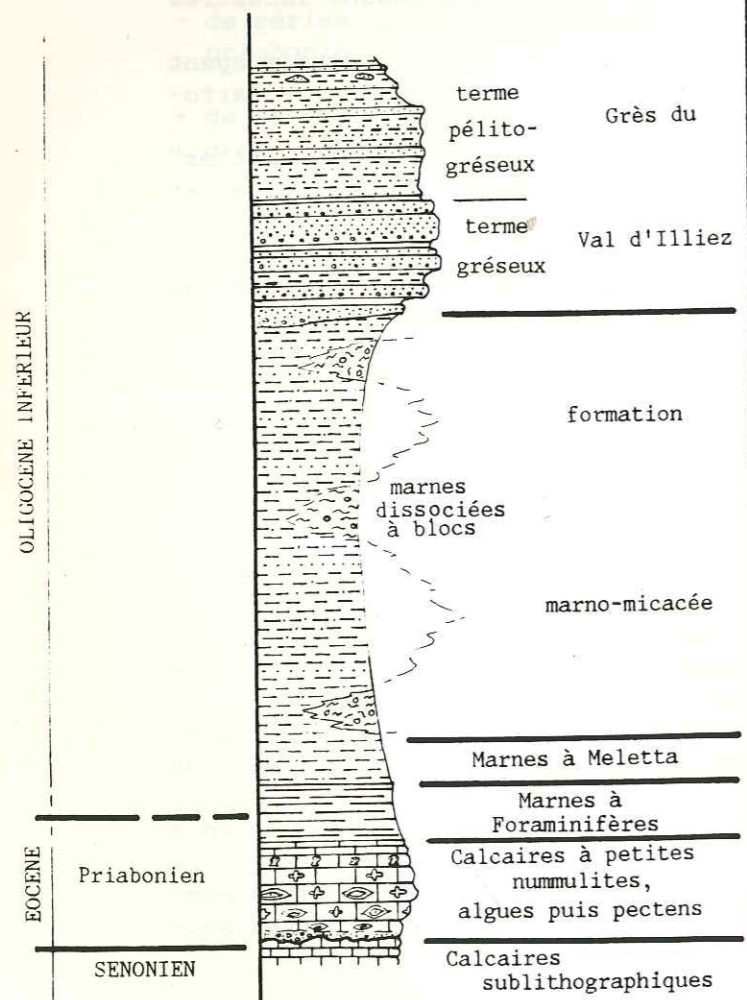
Dans ce dernier cas, les calcaires du Priabonien, parfois en discordance angulaire sur les niveaux slumpés du Sénonien, présentent une base calcaréo-gréseuse.

Cette base remanie fréquemment des petits galets du Sénonien, parfois du Jurassique.

Cet ensemble de plate-forme de 20 à 100 m de puissance, à petites nummulites, algues et pectens (sommet), passe rapidement aux marnes sus-jacentes.

- Au Priabonien terminal-Oligocène inférieur : Les dépôts sont de plus en plus pélagiques et profonds (Marnes à Foraminifères). Des brèches synsédimentaires envahissent parfois, en partie ou en totalité, les dépôts. Elles sont les témoins de la subsidence tectonique par failles distensives du bassin nummulitique (cf. 2ème partie, II 1).

Mont Lachat - Chaîne du Bargy



Chaîne des Aravis

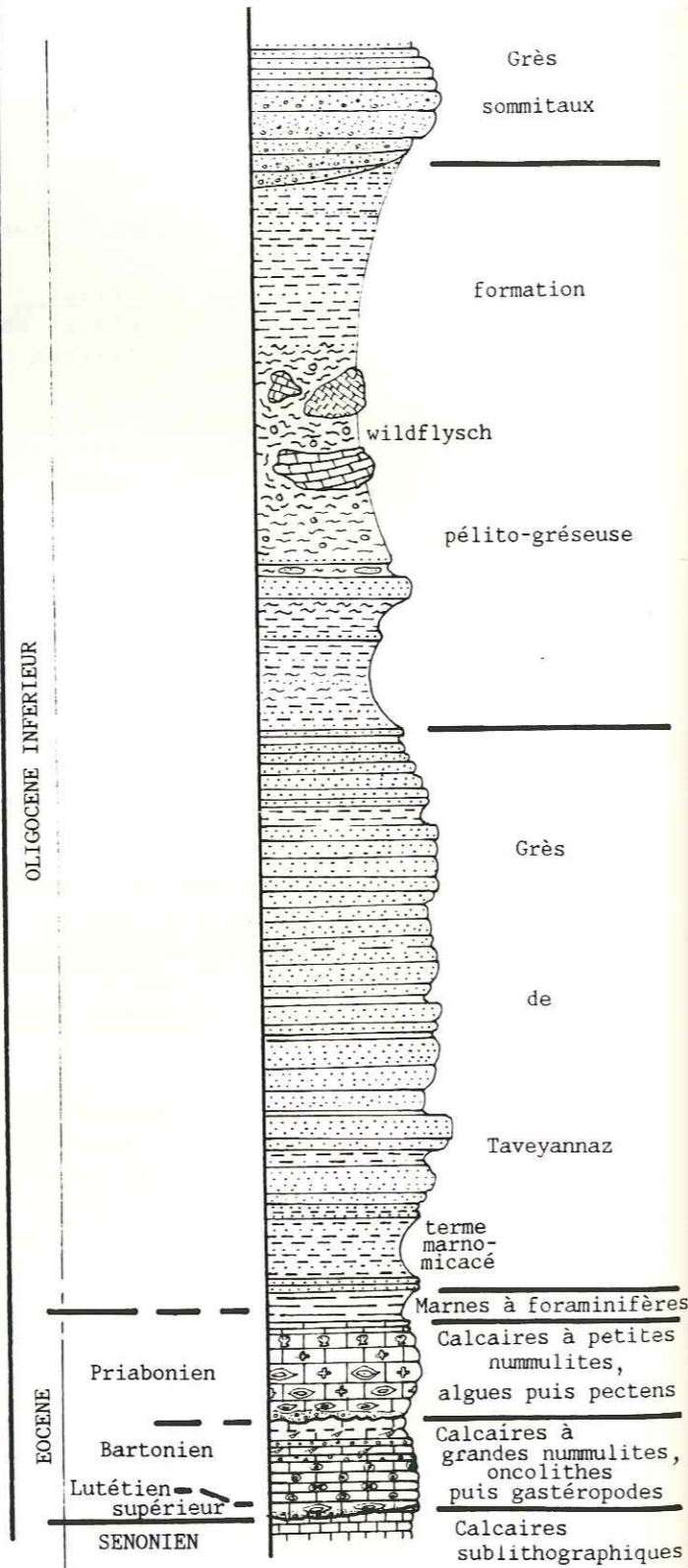


Fig. 43 : Colonnes stratigraphiques comparées du Cénozoïque du "synclinal" de Thônes : Eocène - Oligocène.

Les Marnes à foraminifères, parfois absentes (à leur place, on note alors une surface durcie), ont au maximum 50 m d'épaisseur (Bornes externes). Dans la chaîne des Aravis, elles ne dépassent jamais 25 m.

- A l'Oligocène inférieur : L'arrivée de matériel détritique plus grossier, témoin de grands événements tectoniques situés dans les régions internes des Alpes, entraîne le comblement sédimentaire du bassin.

Selon les secteurs, la sédimentation au sein du bassin nummulitique présente des différences.

En ce qui concerne les dépôts détritiques rattachés à la chaîne du Bargy, ils débutent avec les Marnes à Meletta suivies, par enrichissement rapide en éléments plus grossiers, par la formation marno-micacée. L'ensemble (Marnes à Meletta, formation marno-micacée) a, dans le secteur étudié, une puissance d'environ 250 m.

En ce qui concerne le flysch rattaché à la chaîne des Aravis, il débute directement par des grès, Grès de Taveyannaz (GT), où s'intercalent, à la base, 20 à 30 m de dépôts marno-micacés.

D'une puissance de 250 à 400 m, les Grès de Taveyannaz présentent une séquence type (stratocroissance - corps gréseux - stratodécroissance).

Les éléments contenus sont d'origines plutoniques, sédimentaires et, surtout, volcaniques. La fraîcheur des éléments dacito-andésitiques, en quantité décroissante de la base au sommet, est expliquée par une dynamique de type phréatomagmatique contemporaine du dépôt. Ce volcanisme se manifeste très probablement au sein même du bassin nummulitique, en relation avec la distension tectonique.

S'installe progressivement, dans la continuité de la stratodécroissance des Grès de Taveyannaz, une formation pélito-gréseuse de 375 m à 400 m d'épaisseur.

Que ce soit dans la formation marno-micacée (Bargy) ou dans la formation pélito-gréseuse (Aravis), des pélites dissociées à blocs sont intercalées. Elles correspondent à des paléo-coulées, dans le bassin nummulitique, dues à des épisodes catastrophiques liés à l'avancée des nappes préalpines.

La classification spatiale des éléments contenus dans ces paléo-coulées, varie au sein du bassin. :

- olistolithes parfois hectométriques et galets à l'Est (Aravis), puis - galets et uniquement pélites dissociées à l'Ouest (Aravis puis Bargy).

L'extension de ces paléo-coulées, vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest, reste limitée.

La formation pélito-gréseuse renferme également des bancs gréseux à éléments dacito-andésitiques en quantité intermédiaire entre les Grès de Taveyannaz et les Grès du Val d'Illiez.

Dans le secteur du Charvin, les premiers termes entièrement gréseux du flysch marno-micacé surmontant les Marnes à Foraminifères, renferment également des éléments dacito-andésitiques en faible proportion (B. DOUDOUX, M. CHAPLET, M. TARDY, 1987, p.307). Dans cette partie du bassin, des pélites dissociées sont visibles localement mais on ne connaît pas de wildflysch. Il faut noter que le contact basal de la klippe de Sulens tronque le sommet de la série.

En ce qui concerne les secteurs du Bargy et des Aravis, les formations marno-micacées sont ravinées au sommet par des grès conglomératiques, chenalisés, de nature sensiblement identique (respectivement : Grès du Val d'Illiez (GVI) et grès sommitaux du Danay-la Duché (Gs)).

Ces grès sont constitués d'éléments hétérogènes : socle, roches sédimentaires, roches volcaniques (diabases et dacito-andésites en faible proportion).

Dans l'ensemble du bassin nummulitique, les éléments dacito-andésitiques se présentent avec une classification spatiale et temporelle :

- forte teneur en éléments volcaniques à la base du flysch rattaché à la chaîne des Aravis (GT);
- diminution progressive de cette teneur vers le sommet;
- diminution latérale de cette teneur dans les secteurs du Charvin et du Bargy (GVI).

Cette classification spatiale et temporelle est en faveur d'émissions volcaniques *in situ* de type phréato-magmatique. Les Grès de Taveyannaz représenteraient les dépôts à l'endroit même, ou proche, des centres d'émissions. Les Grès du Charvin, puis les grès sommitaux et les Grès du Val d'Illiez représenteraient des dépôts soit latéraux, soit de fin d'émissions volcaniques.

b / Constatations

Dans le "synclinal" de Thônes, des différences stratigraphiques sont notées à partir de l'Oligocène inférieur.

Pourtant, le flysch de la chaîne des Aravis et le flysch de la chaîne du Bargy se retrouvent, aujourd'hui, très proches cartographiquement.

Ce rapprochement géographique s'explique, comme nous allons le voir dans la deuxième partie de cet ouvrage, par la notion d'unité tectonique (Unité du Bargy, Unité des Aravis : fig. 44).

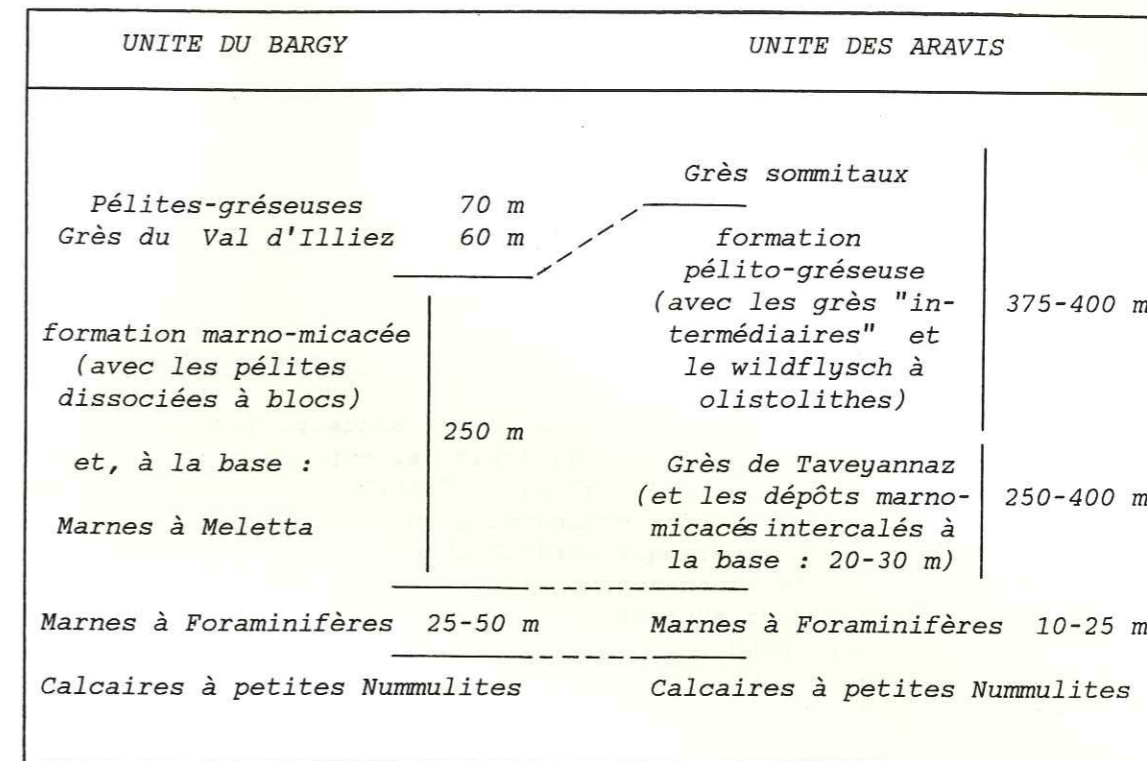


Fig. 44 : Successions stratigraphiques comparées du Nummulitique de l'Unité du Bargy et l'Unité des Aravis à partir du Priabonien.

2ème partie

TECTONIQUELA SEDIMENTATION EN RELATION AVEC LA TECTONIQUEI - La base du Priabonien et ses rapports avec les formations
sous-jacentes : Conséquences tectoniques
(fig. 45)I 1 - Introduction

La cartographie et une étude morpho-stratigraphique permettent de constater que la transgression priabonienne s'est effectuée sur l'Urgonien, le "Gault", le Crétacé supérieur ou le Lutétien-Bartonien avec parfois une discordance angulaire importante. Les épaisseurs conservées du Crétacé supérieur, ou les absences de ce dernier, laissent apparaître des points-hauts et des points-bas mais l'homogénéité du faciès sublithographique du Crétacé supérieur et l'absence de remaniements importants à la base de ce dernier, indiquent que la phase marquante (érosion) s'est produite après les dépôts crétacés et avant le Priabonien. D'ailleurs, la base gréseuse des calcaires à petites nummulites remanie fréquemment des galets calcaires du Sénonien et, parfois, des galets urgoniens et jurassiques.

I 2 - Dans l'Unité des Aravis

Au long de la chaîne des Aravis, trois hauts-fonds post-Crétacé de faible importance sont décelés ; l'un, au Sud du col des Aravis dans le secteur de l'Etale-Merdassier, le second entre la combe de Pacaly et le col de l'Oulettaz, et le dernier au niveau du plateau des Laÿs.

Le secteur du Rocher Blanc, au Nord du plateau des Laÿs, présente la particularité d'avoir conservé le Lutétien-Bartonien. Ce dernier, chenalisé, ravine le Crétacé supérieur sous-jacent et est raviné et pénétré, au sommet, par le Priabonien. Le conglomérat de base du Lutétien, observé en rive droite de l'Arve (L. FEUGUEUR, 1949, p.630 ; J. ROSSET, 1957, p.50 ; ...) ne se retrouve pas en rive gauche de l'Arve; seuls 10 à 20 % de quartz détritiques sont présents.

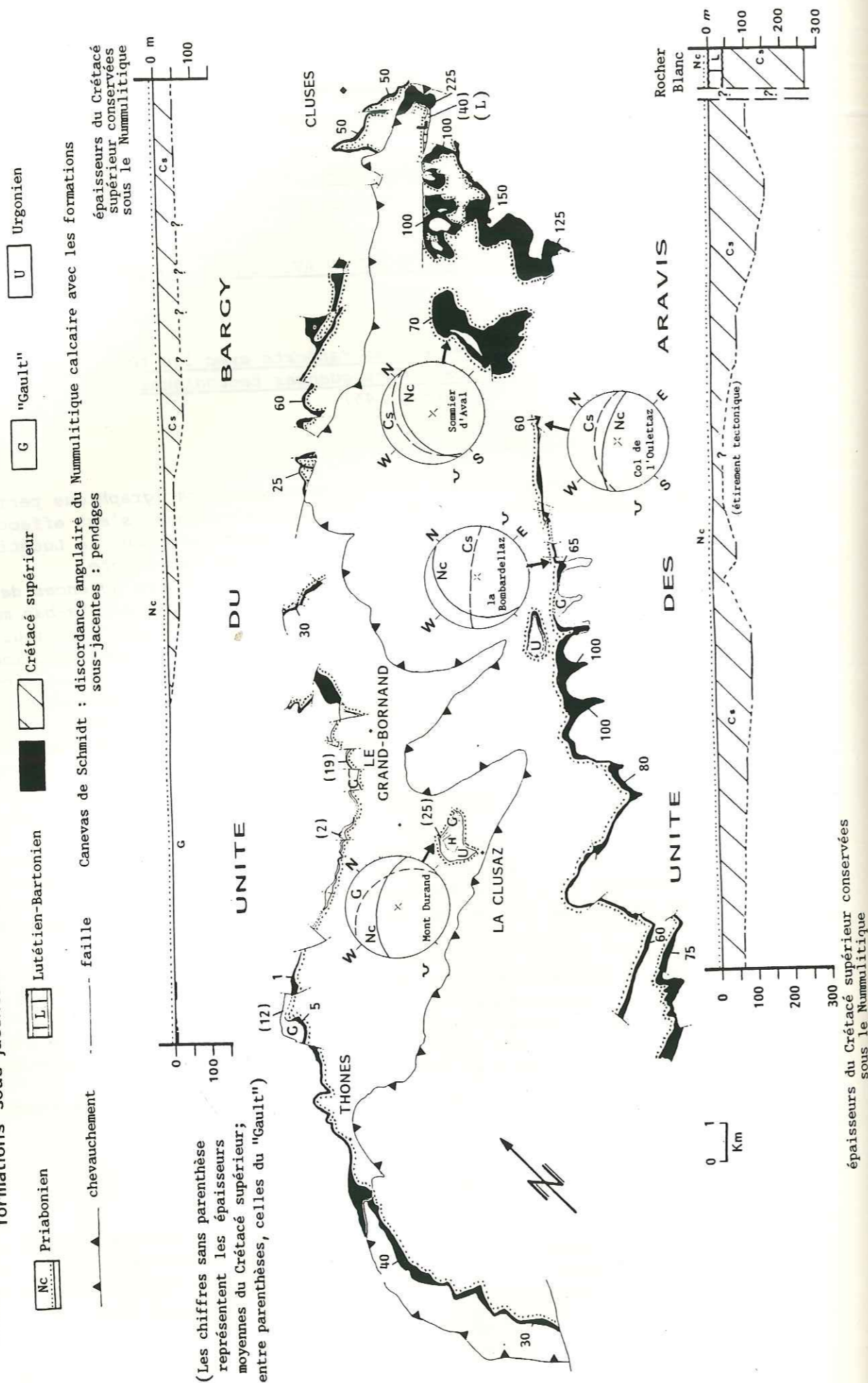
I 3 - Dans l'Unité du Bargy

De Thônes à Cluses, un seul haut-fond post-Crétacé est mis en évidence; celui situé à l'Ouest du Grand-Bornand. Le Priabonien repose sur le "Gault" mais au Mont Durand, aux portes de la Clusaz, il repose directement sur l'Urgonien.

ISBN 2-904431-20-9

ISSN 0758-749X

Fig. 45 : Carte et coupes de la base du Priabonien dans le synclinal de nappe de Thônes : les rapports avec les formations sous-jacentes.



(Les chiffres sans parenthèse représentent les épaisseurs moyennes du Crétacé supérieur; entre parenthèses, celles du "Gault")

épaisseurs du Crétacé supérieur conservées sous le Nummulitique

Le Lutétien-Bartonien n'est pas présent mais J.J. CHAROLLAIS (1963, P.701) le signale plus au Nord, au Roc de Monteschet (anticlinal de la Pointe d'Andey) et au Ruisseau de Pierre Lente (environs de Brizon).

I 4 - Conclusion

Les points-hauts et les points-bas anté-priaboniens sont attribuables aux jeux de l'érosion lors de l'émersion générale post-Crétacé supérieur.

Dans le domaine de Platé, B. PAIRIS (1975, p.49) signale que les zones d'érosion maximale du Crétacé supérieur sont calquées sur des axes de plis anciens (originellement orientés N110°E, actuellement N60°E) et sur les fractures anté-lutésiennes N170°E et N50°E.

Dans le massif des Bornes, la discordance cartographique entre le Crétacé supérieur et le Nummulitique sus-jacent est probablement le témoin de ce plissement post-Crétacé supérieur - anté-Priabonien. Malheureusement, la direction générale de ces plis reste imprécise (N90°E + ou - 30°). Quant-aux discordances angulaires locales, elles sont les conséquences de glissements synsédimentaires au Crétacé supérieur.

D'autre part, deux épisodes de transgression sont constatées; l'une au Lutétien-Bartonien (sur le Crétacé supérieur), l'autre au Priabonien (sur le Lutétien-Bartonien, le Crétacé supérieur, le "Gault" et l'Urgonien).

II - La tectonique synsédimentaire nummulitique

Deux manifestations de celle-ci sont enregistrées : à la limite Priabonien-Oligocène et dans l'Oligocène inférieur. Elles témoignent, respectivement, de la distension associée à la subsidence du bassin nummulitique et à la mise en place des olistolithes au sein des dépôts détritiques marno-miacés du flysch.

II 1 - Distension à la limite Priabonien-Oligocène

a / Généralités

Après les dépôts des calcaires néritiques du Priabonien, la subsidence du bassin est marquée par l'apparition d'une sédimentation marneuse pélagique. D'après les constations effectuées dans l'Unité du Bargy et au Mont Charvin, cet approfondissement peut être rattaché à une tectonique distensive.

b / Les brèches à éléments locaux

b1 . Généralités

Au Mont Charvin (B. DOUDOUX et M. TARDY, 1986, p.54 ; M.

CHAPLET et al., 1986 b ; B. DOUDOUX et al., 1987, p.p.307-308) les Marnes à Foraminifères du col des Portettes renferment quelques intercalations de brèches polygéniques. Ces brèches, à éléments centimétriques à décimétriques, se développent considérablement, au Nord du col, jusqu'à envahir totalement les marnes. Les blocs, d'origine purement locale, sont alors décimétriques.

Ces brèches sont interprétées par les auteurs comme étant le résultat du jeu de failles synsédimentaires. Ce sont les témoins de la subsidence tectonique du bassin nummulitique à la limite Priabonien-Oligocène. Notons que F. VILLARS et al. (1988) réinterprètent le contact tectonique du Charvin sur les Aravis (B. DOUDOUX et al., 1982) comme étant cette faille synsédimentaire.

Dans les Bornes externes, les Marnes à Foraminifères contiennent aussi quelques niveaux conglomératiques à éléments centimétriques d'origine locale provenant du démantèlement de la série stratigraphique sous-jacente (Synclinal de Delaire : J. CHAROLLAIS et al., 1962, p.30 ; Synclinal de Solaizon-Champlaitier : J. CHAROLLAIS et al., 1980, p. 37) (fig. 46).

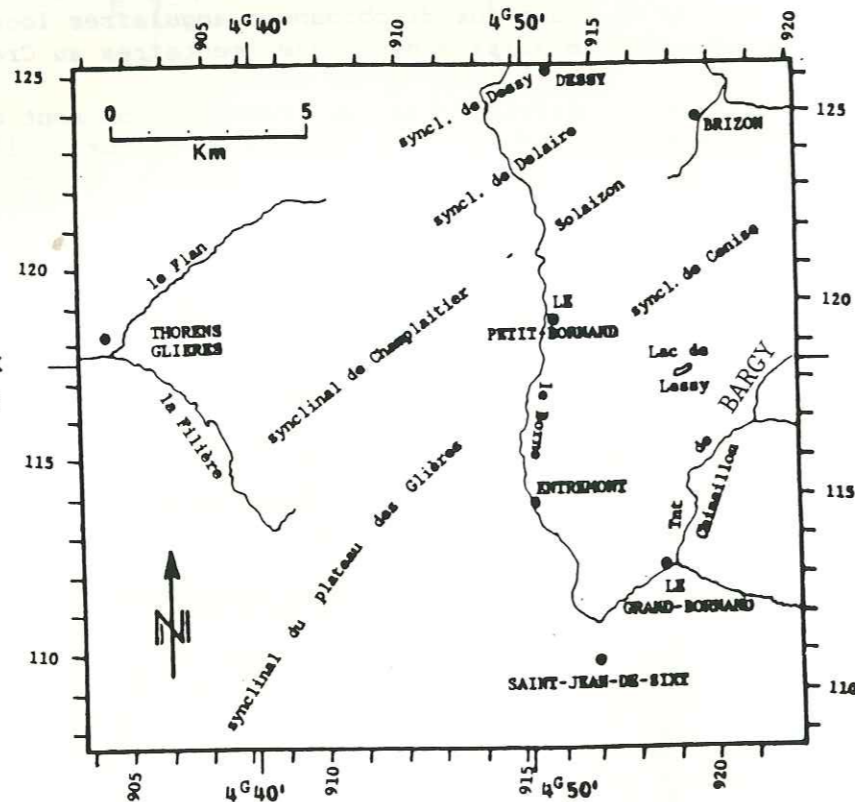


Fig. 46 :

Positionnement des synclinaux au Nord et Nord-Ouest de St-Jean-de-Sixt.

De plus, les auteurs signalent que dans le synclinal de Delaire, les Marnes à Foraminifères transgressent directement sur l'Urgonien rubéfié, raviné et perforé (1962, p.31) alors que dans le synclinal de Dessy, elles sont totalement absentes; les Marnes à Meletta sus-jacentes surmontent alors directement les calcaires du Priabonien par l'intermédiaire d'une surface durcie limonitique et glauconieuse (1980, p.39).

Dans notre secteur d'étude, du pont de Venay au col de la Colombière (Samance : le Chinailon), des blocs et des niveaux microconglomératiques sont observables. Ceux-ci ont la particularité de se positionner au dessus des Marnes à Meletta.

Bien que l'allochtonie ait été démontrée en ce qui concerne une partie des galets et des éléments des microconglomérats (faciès "couches rouges" du Sénonien et du Paléocène ; C. CARON et al., 1967, p.p.52-55), la présence de galets d'origine locale dans le secteur du pont de Venay (notamment la présence d'Urgonien à Orbitolines : B. DOUDOUX, communication orale) est en faveur d'arrachements dans les terrains autochtones.

b2 . Conclusion

Le passage brutal à la sédimentation pélagique marneuse, après le dépôt des calcaires de plate-forme nummulitiques, est accompagnée par l'apparition de brèches synsédimentaires à éléments d'origine locale. Des brèches, en position équivalente, ont également été observées dans le massif de Platé (B. PAIRIS, 1975) et dans le massif des Bauges (J. MARTINI, 1970 ; B. DOUDOUX et al., 1975).

Cette tectonique synsédimentaire, responsable de la subsidence du bassin nummulitique, correspond à la deuxième étape de B. PAIRIS (1975, p.75 et p.137) caractérisée par le rejeu vertical des fractures anté-lutésiennes N50°E senestres et des glissements synsédimentaires; les rejeux étant à l'origine de horsts et grabens dans le bassin.

B. PAIRIS (1975, p.75) signale aussi que "certaines de ces failles doivent jouer probablement au moment des dépôts des Grès de Taveyanaz".

II 2 - Le détritisme micacé, gréseux et olistolithique au sein du bassin nummulitique

a / Généralités

Le bassin nummulitique enregistre, après le dépôt des Marnes à foraminifères, des apports d'abord micacés, puis gréseux et olistolithiques. Ceux-ci, dans le temps et dans l'espace, présentent des différences.

b / Le détritisme micacé et gréseux

Que ce soit dans l'Unité du Bargy, dans l'Unité des Aravis ou au Mont Charvin, les séries de flyschs possèdent le même fond sédimentaire micacé. Mais en ce qui concerne les premiers apports gréseux, ils surmontent directement les Marnes à foraminifères (Priabonien terminal - Oligocène basal) dans l'Unité des Aravis et au Mont Charvin, alors que dans l'Unité du Bargy, les apports gréseux ne débutent qu'après le dépôt des Marnes à Meletta de l'Oligocène inférieur. Ces Marnes à Meletta qui renferment des micas flottés, sont contemporaines des grès des parties plus internes du bassin (Grès de Taveyanaz de l'Unité des Aravis et Grès du Mont Charvin).

c / Les olistolithes

L'arrivée de blocs (centimétriques à décimétriques) ou de mégablocs (décimétriques à hectométriques) se manifeste dans le bassin nummulitique avec, également, des différences.

Dans l'Unité du Bargy : seuls quelques niveaux dissociés à blocs cen-

timétriques à décimétriques (rarement métriques) et, pour une partie des éléments, d'origine subbriançonnaise, sont contenus dans la formation marno-micacée : quelques mètres au-dessus des Marnes à Meletta (rive gauche du torrent de Chinaillon, pont de Venay, col de la Colombière) ou vers le milieu de la formation marno-micacée jusqu'à la base des Grès du Val d'Illiez (rive gauche du torrent de Chinaillon et flanc sud du Mont Durand) (cf 1ère partie, III 3).

Dans l'Unité des Aravis : la formation périto-gréseuse contient non seulement des niveaux dissociés à blocs centimétriques à métriques (Tête du Danay, Bois de la Duché), mais ces niveaux dissociés passent rapidement à un véritable wildflysch à olistolithes décamétriques et hectométriques (Bois de la Duché, commune du Reposoir). (cf 1ère partie, III 3 a2).

Ces niveaux dissociés, véritables paléo-coulées dans le bassin nummulitique, possèdent donc une classification spatiale. Les mégablocs se situent à l'Est-Nord-Est (Unité des Aravis) et les petits galets au Nord-Est (Unité du Bargy) et à l'Ouest (Unités des Aravis et du Bargy). Au-delà, vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest, les paléo-coulées n'interviennent plus (cf 1ère partie, III 3 a2, b2 et b3).

d / Interprétation

L'apparition du détritisme micacé, gréseux et olistolithique enregistrée dans l'ensemble du bassin nummulitique et durant l'Oligocène inférieur, est le témoin d'une orogénèse se manifestant en dehors du bassin.

La progradation de ce détritisme s'effectue des parties internes vers la partie externe du massif des Bornes comme le suggère l'apport gréseux qui débute dès la base du flysch dans les unités du Charvin et des Aravis; plus tardivement, après les Marnes à Meletta, dans l'Unité du Bargy; et comme le suggèrent les apports olistolithiques dont l'extension des paléo-coulées diminue en allant vers la partie externe du bassin.

L'orogénèse évoquée correspond au démantèlement des nappes internes en mouvement; les blocs et mégablocs contenus dans les niveaux dissociés sont en effet, pour l'essentiel, d'origine ultrahelvétique et subbriançonnaise. Notons, toutefois, que les niveaux dissociés à blocs n'occupent pas la position sommitale des séries stratigraphiques des unités du Bargy et des Aravis, position occupée par des grès et conglomérats.

II 3 - Conclusion sur la tectonique synsédimentaire

A la limite du Priabonien-Oligocène débute une tectonique distensive en horsts et grabens responsable, entre autre, des rejeux verticaux des fractures N50°E anté-lutéliennes. Cette tectonique engendre:

- La subsidence tectonique du bassin nummulitique.
- Les brèches synsédimentaires le long et au pied des failles actives.

A l'Oligocène inférieur, l'apparition dans le bassin nummulitique du détritisme micacé, gréseux et olistolithique traduit l'avancée et le démantèlement des nappes préalpines avant que le domaine subalpin soit à son tour déformé.

DESCRIPTION DES UNITES STRUCTURALES ET DE LEURS DEFORMATIONS

III - Avant propos

Le massif des Bornes, dans sa partie sud-est, est représenté essentiellement par le "synclinal" de Thônes (E. HAUG et M. LUGEON, 1897). Il s'agit, en fait, d'un synclinal de nappes dont le versant occidental appartient à l'Unité du Bargy et le versant oriental à l'Unité des Aravis. Ces deux unités présentent, comme nous l'avons signalé, des différences stratigraphiques de même ordre que celles observées plus au Nord entre l'Unité des Dents du Midi et l'Unité de Sixt - Haut-Giffre (B. de LEPINAY, 1981). La notion de nappe de Morcles - Aravis (M. LUGEON, 1914) s'en retrouve donc affinée (Unité du Bargy = Unité des Dents du Midi = Nappe de Morcles et Unité des Aravis = Unité de Sixt - Haut-Giffre = Nappe des Diablerets);

Au coeur de ce synclinal de nappes sont conservées les klippen préalpines des Annes et de Sulens dont l'allochtonie a été exprimée dès le siècle dernier par M. BERTRAND (1884) et démontrée par H. SCHARDT (1893) (in B. de LEPINAY, 1981, p.19).

IV - L'Unité du Bargy

IV 1 - Introduction

Dans le secteur étudié sont rattachés à cette unité : la Chaîne du Bargy, le Mont Lachat, la Montagne de Cotagne, la Tournette, la vallée de Thônes - St-Jean-de-Sixt et le Mont Durand. Les noms de lieu-dit cités au cours du texte proviennent des cartes I.G.N. à 1 : 25 000.

Dans ce chapitre VI seules sont décrites les structures générales rencontrées; la fracturation du synclinal de nappes de Thônes faisant l'objet du chapitre VI.

IV 2 - Les structures plissées

a / L'anticlinal Mont Lachat - Bargy

Vaste pli orienté N45°E-N55°E à coeur néocomien, il prolonge l'anticlinal complexe, de direction subméridienne, de la Tournette - Montagne de Cotagne. Il se poursuit au Nord de la vallée de l'Arve, par l'anticlinal de Cluses d'axe N60°E. Il possède un axe courbe qui présente un plongement vers le Nord-Est.

Son flanc sud-est, aux endroits où il n'est pas recoupé par un intense réseau de failles normales (cf fracturation), plonge régulièrement alors que le flanc occidental est d'abord déjeté vers le Nord-Ouest (au Sud; fig. 47 A), puis cisailé et déversé vers le Nord-Ouest (au Nord; fig. 47 B et C). Notamment, dans la région de Cluses en rive gauche de l'Arve (Rochers de Huant - Rocher de Chevrier) et du Sud-Est vers le Nord-Ouest, les couches se redressent puis s'inversent; au contact de l'Urgonien, au front du pli, le "Gault" puis les calcaires à petites nummulites sont alors laminés (carte géologique jointe).

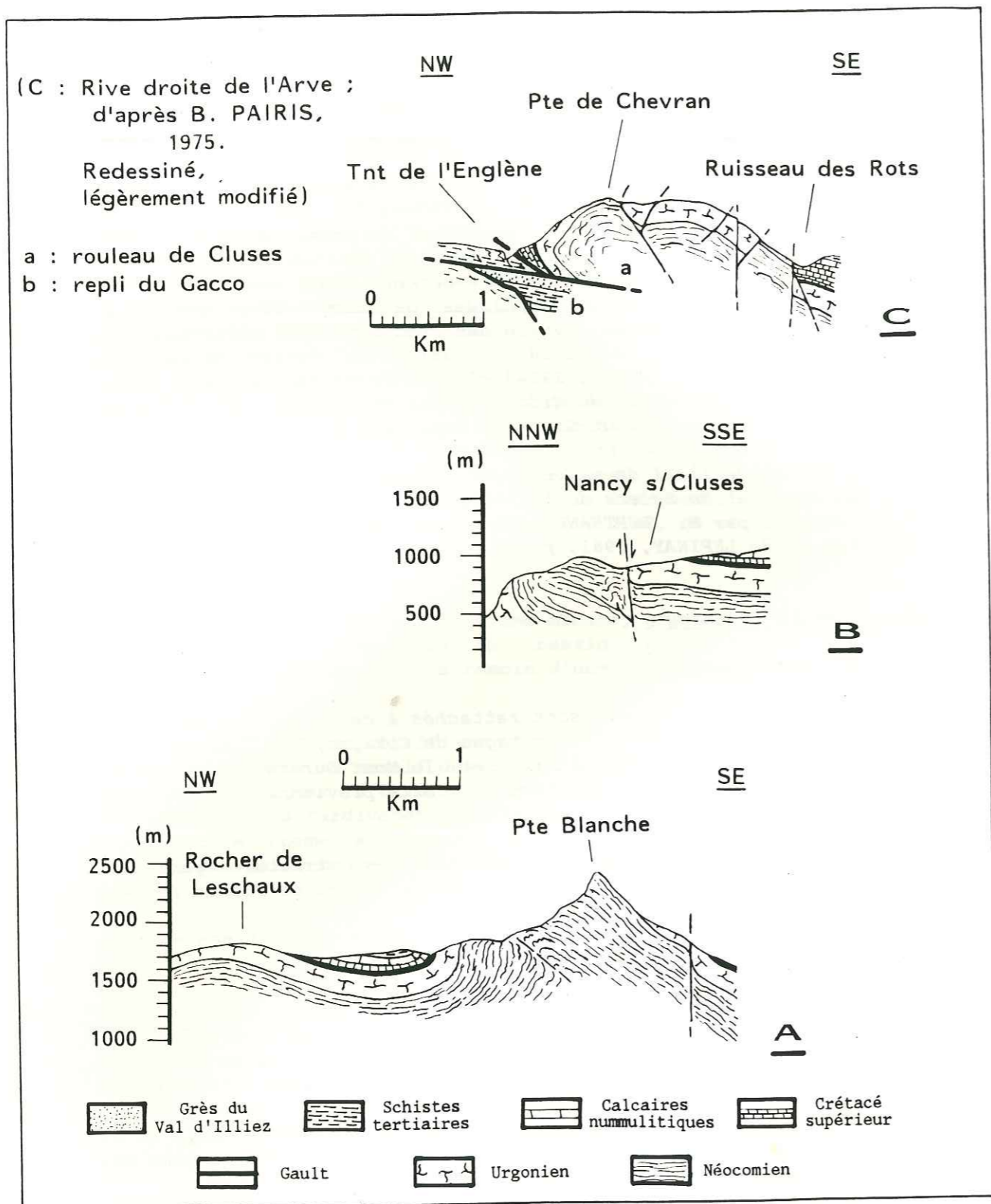


Fig. 47 : Coupes au travers de l'anticlinal du Mont Lachat-Chaîne du Bargy (A et B) et du pli de Cluses en rive droite de l'Arve (C).

En rive droite de l'Arve, l'anticlinal de Cluses, étudié par B. PAIRIS (1975, p.p.111-113) présente la même géométrie. Il surmonte à son front la structure anticlinale chevauchante du Gacco à Grès du Val d'Illiez (fig. 47 C).

Au Nord-Est des Rochers de Treydon, le rouleau de Cluses disparaît rapidement sous le chevauchement de l'unité à Grès de Taveyannaz.

Les équivalents structuraux des plis de Cluses et du Gacco se retrouvent plus à l'Est dans les plis de Bossetan et des Dents d'Odda (B. de LEPINAY, 1981, p.p.145-147) (fig. 48) à l'émergence de l'Unité des Dents du Midi. Cette dernière possède d'ailleurs des caractères stratigraphiques très proches de ceux relevés dans l'Unité du Bargy.

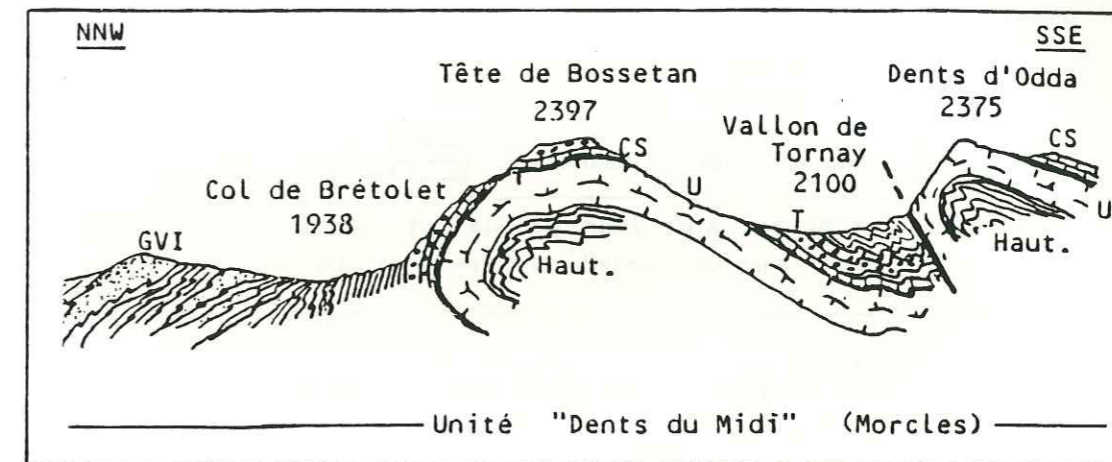


Fig. 48 : Coupe du front de l'Unité des Dents du Midi (B. de LEPINAY, 1981).

GVI : Grès du Val d'Illiez ; T : Tertiaire ; Cs : Crétacé supérieur ; U : Urgonien

b / Le synclinal de Saint-Jean-de-Sixt (fig. 49)

Situé sur la retombée orientale de l'anticlinal du Mont Lachat, il correspond à la vallée de Thônes - St-Jean-de-Sixt. Son extension longitudinale visible est d'environ 8 Km. Dans son coeur sont conservés les Grès du Val d'Illiez, formation nummulitique la plus récente de l'Unité du Bargy.

L'axe du synclinal, conforme à celui de l'anticlinal Mont Lachat - Chaîne du Bargy, est N50°E.

Il passe, avec son flanc méridional, à l'anticlinal du Mont Durand qui le borde au Sud-Est. Aux extrémités nord (le Grand-Bornand) et sud (Thônes), ce flanc méridional disparaît sous l'Unité des Aravis chevauchante.

c / L'anticlinal du Mont Durand (fig. 49)

Longitudinalement, il est visible sur plus de 5 Km; du Sud de la Beccua (les Villards-sur-Thônes) jusqu'au Nord-Est des Mouilles de la Perrière (la Clusaz).

De direction générale N55°E à plongement axial vers le Nord-Est, l'an-

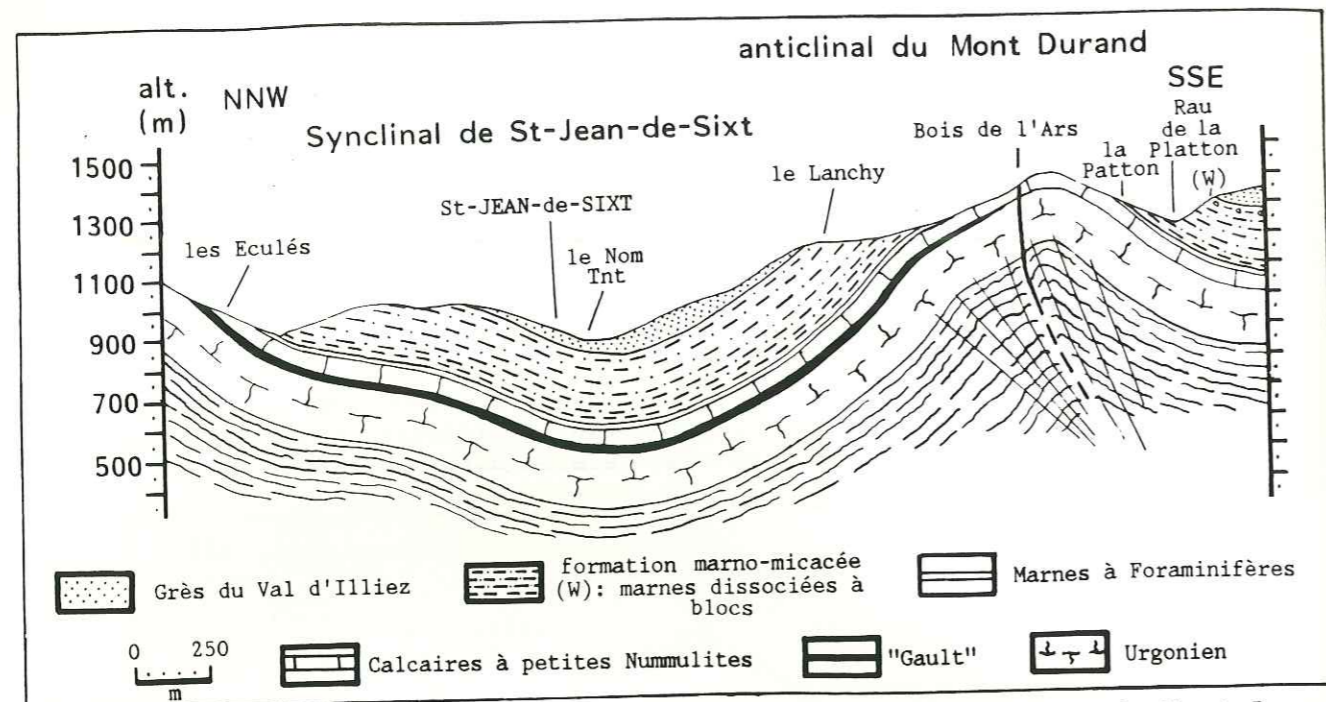


Fig. 49 : Coupe du synclinal de Saint-Jean-de-Sixt et de l'anticlinal du Mont Durand.
(positionnement de la coupe : fig. 35)

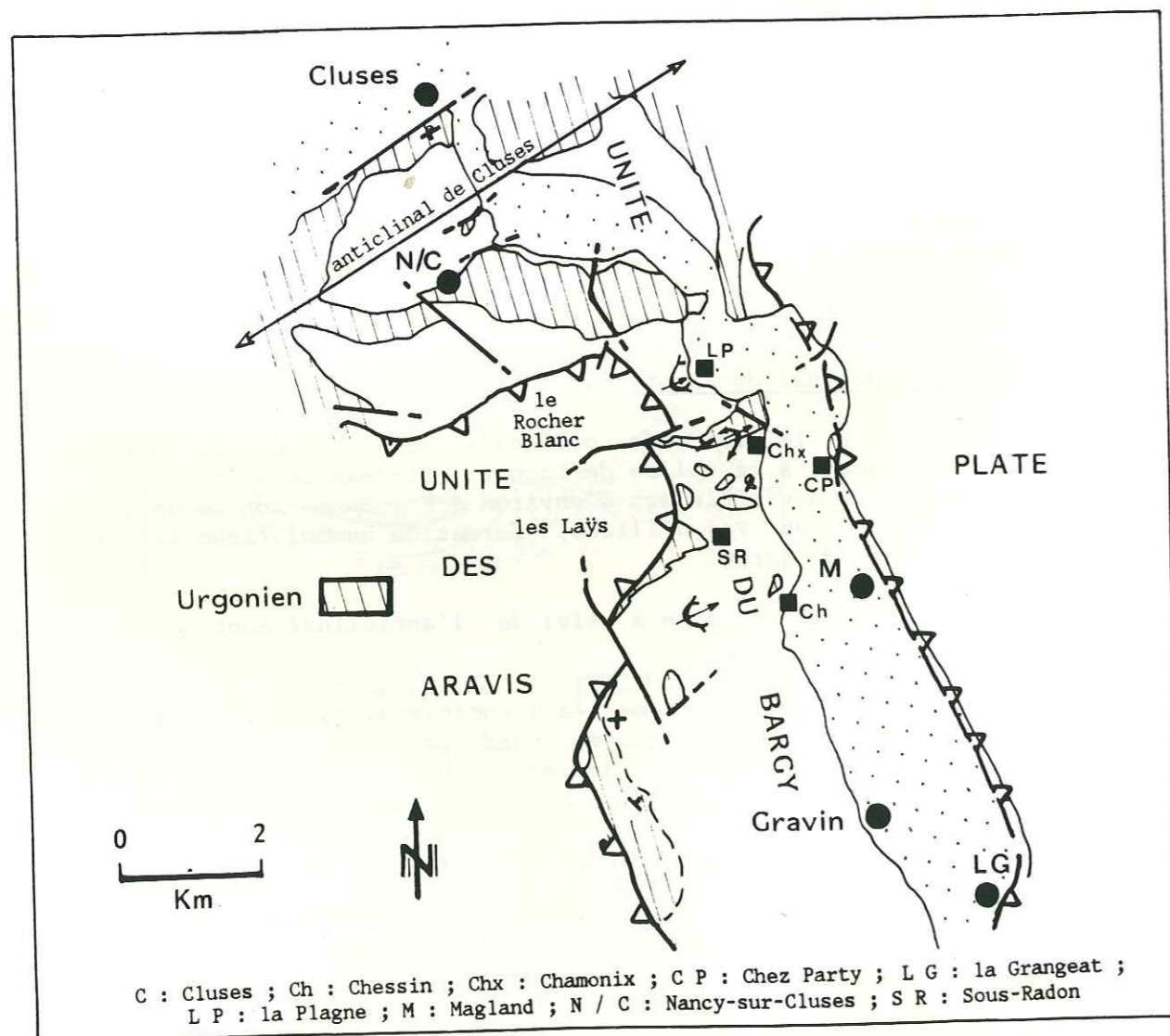


Fig. 50 : Carte simplifiée des structures de l'Unité du Bargy présentes entre Cluses et Gravin (vallée de l'Arve) sous le chevauchement de l'Unité des Aravis.

ticlinal passe localement, au Nord-Est de la Clusaz, à une direction N70°E.

Son flanc occidental est déjeté vers le Nord-Ouest et son flanc oriental possède un plongement régulier vers le Sud-Est.

Ce flanc oriental, de même que les extrémités nord (les Mouilles : St-Jean-de-Sixt ; les Mouilles de la Perrière - le Fernuy-d'en haut : la Clusaz) et sud (la Beccua-la Vargne : les Villard-sur-Thônes), disparaissent sous l'Unité des Aravis.

d / Au niveau de la vallée de l'Arve (fig. 50)

En rive gauche de la vallée de l'Arve, entre Cluses et Gravin, une succession d'anticlinaux et de synclinaux appartient à l'Unité du Bargy. Ces structures sont analogues à celles décrites dans la région de St-Jean-de-Sixt.

Du Nord au Sud, après l'anticlinal de Cluses (prolongement de l'anticlinal du Mont Lachat - Chaîne du Bargy), sont présents :

d1 . Le synclinal de la Plagne

Equivalent du synclinal de St-Jean-de-Sixt, son coeur est occupé par la formation marno-micacée nummulitique.

Orienté N60°E, il possède un plongement axial vers le Nord-Est. Son extension longitudinale visible n'est que de 1,5 Km. Elle est limitée à l'Ouest-Sud-Ouest et à l'Est-Nord-Est par la superposition de l'Unité des Aravis.

Ce synclinal fait le raccord entre l'anticlinal de Cluses, au Nord, et l'anticlinal de Chamonix, au Sud.

d2 . L'anticlinal de Chamonix

C'est sans doute l'équivalent de l'anticlinal du Mont Durand.

Cet anticlinal à armature urgonienne, orienté N60°E, est déversé vers le Nord-Nord-Ouest et bute, au Nord, contre la faille du Rocher Blanc.

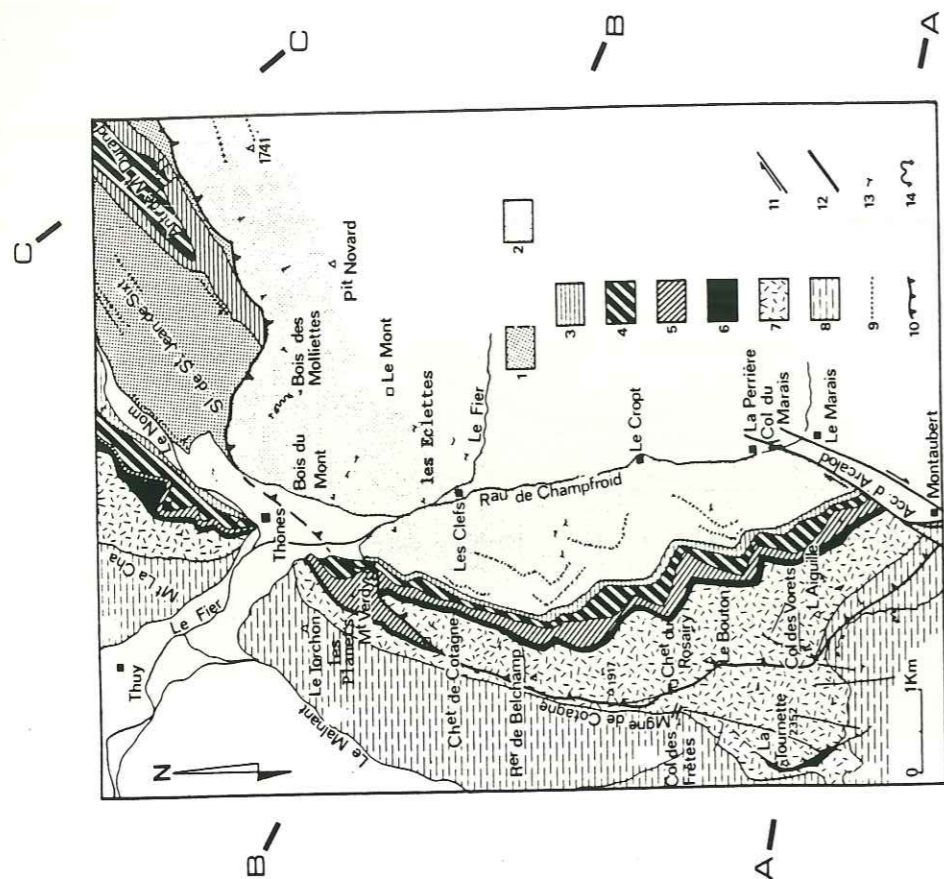
Le petit affleurement d'Urgonien, au Nord du lieu-dit "Chez Party" (rive droite de la vallée de l'Arve) semble représenter le témoin le plus oriental de cet anticlinal (J. ROSSET, 1953, p.657).

Son extension longitudinale visible, limitée à l'Ouest comme à l'Est par la superposition de l'Unité des Aravis, est d'environ 1,5 Km.

d3 . Le synclinal de Sous-Radon - Chessin

Il ne possède pas d'équivalent visible dans la région de St-Jean-de-Sixt - la Clusaz.

Orienté N60°E, son extension longitudinale visible varie entre 2 Km et 2,5 Km.



1: Grès du Val d'Illicz; 2: Grès de Tavayannaz; 3: Marnes à Foraminifères et schistes marno-miacés; 4: Calcaires à petites Nummulites; 5: Calcaires pélagiques du Crétacé supérieur; 6: Grès « albiens »; 7: Urgonien; 8: Marnes hauteriviennes; 9: barres à grès et/ou conglomérats; 10: chevauchement de la Montagne de Cotagne; 11: décrochement; 12: faille; 13: pendage; 14: plissement.

Fig. 52 : Carte géologique simplifiée de la Montagne de Cotagne. (M. TARDY, B. DOUDOUX, 1984, p.80)
(A, B, C : Emplacements des coupes de la fig. 53)

A l'Ouest, il est décalé et effondré par la faille des Laÿs orientée NNW-SSE.

Ce synclinal affecte les derniers affleurements méridionaux d'Urgonien, de "Gault" et de Crétacé supérieur de l'Unité du Bargy visibles en rive gauche de l'Arve, sous la falaise de la chaîne des Aravis, au droit des chalets de Vormy.

V - L'Unité des Aravis

V 1 - Généralités

Sont rattachés à cette unité : le flanc ouest de la montagne de Cotagne, le plateau de Beauregard, la Tête du Danay, le secteur de la Duché, le secteur supportant la klippe des Annes (Pointe de la Botte, Aufferand, ...) et toute la chaîne des Aravis.

L'Unité des Aravis chevauche vers le Nord-Ouest l'Unité du Bargy et est surmontée, au Sud, par l'Unité du Charvin (B. DOUDOUX et al., 1982) et la klippe de Sulens. Au Nord-Est, au-delà de la vallée de l'Arve, elle se prolonge dans le massif de Platé.

V 2 - L'accident chevauchant basal

a / Introduction (fig. 51)

Le contact cisailant responsable du chevauchement de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy est reconnu à l'arrière comme au front de la chaîne des Aravis.

A l'arrière, il longe le socle de Belledonne et passe au Nord de Megève. A l'avant, il chemine par la Montagne de Cotagne, au Sud-Ouest (M. TARDY et B. DOUDOUX, 1984), et les localités de Thônes, la Clusaz (G.G. SAWATZKI, 1975), le Grand-Bornand, le Reposoir, Romme et débouche dans la vallée de l'Arve, au Nord-Est (M. CHAPLET et M. TARDY, 1987 ; M. CHAPLET, 1988).

b / Le contact sur Belledonne (fig. 51)

Un décollement cisailant met en contact l'Unité des Aravis sur le tégument du massif de Belledonne.

Dans les soubassements méridionaux de la chaîne des Aravis, l'Aalénien décollé repose sur des lambeaux de Lias et, plus généralement, sur le Trias (Permo-Trias) qui est en discordance angulaire sur le Houiller, lui-même discordant sur la série satinée de Belledonne (J.C. CARFANTAN, 1975, p.p.60-62).

Le contact se poursuit vers le Nord-Est, entre Flumet et Praz-sur-Arly. Il sépare alors les terrains chevauchants de la chaîne des Aravis de ceux, chevauchés, de la nappe inférieure décrite par S. TRIBOULET (1980), C. ELTCHANINOFF (1980) et C. ELTCHANINOFF et al. (1980). Par corrélation de superposition, cette nappe inférieure (Hauteluze,

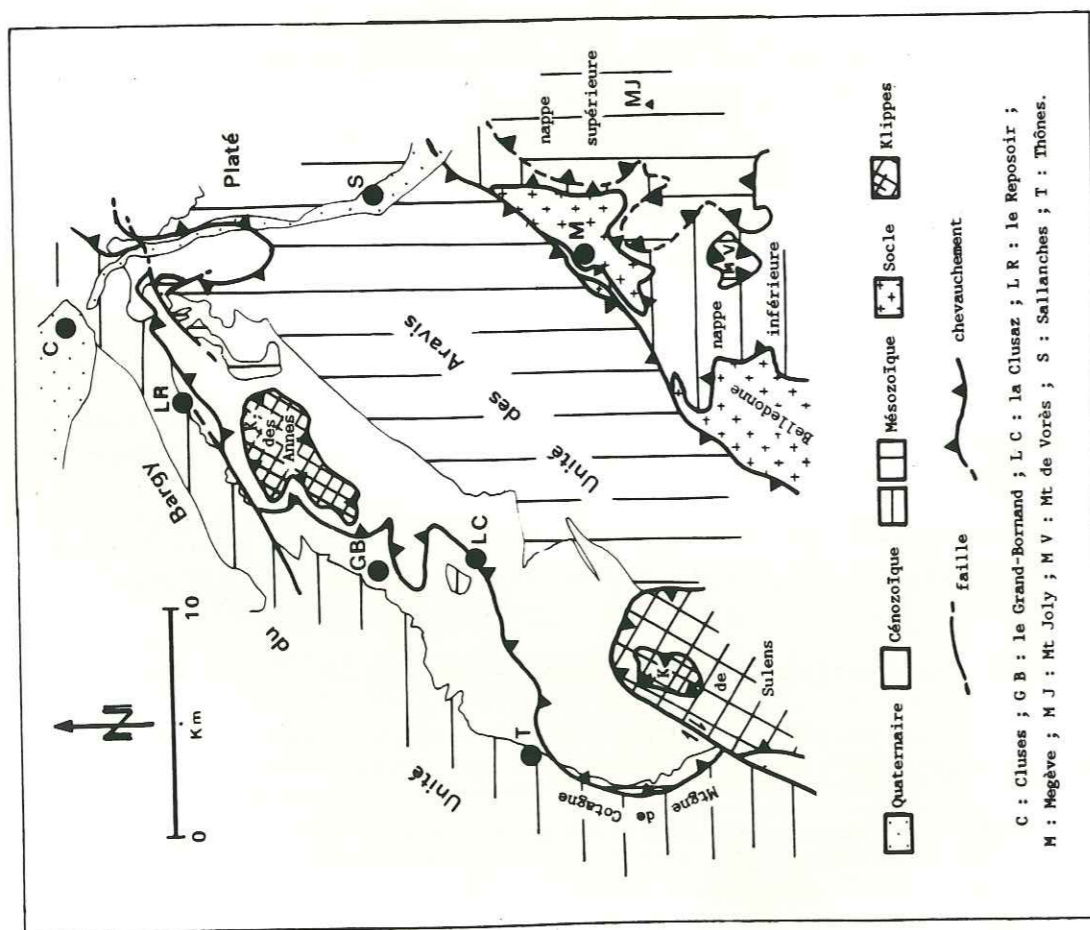


Fig. 51 : Schéma tectonique simplifié du contact basal de l'Unité des Aravis.

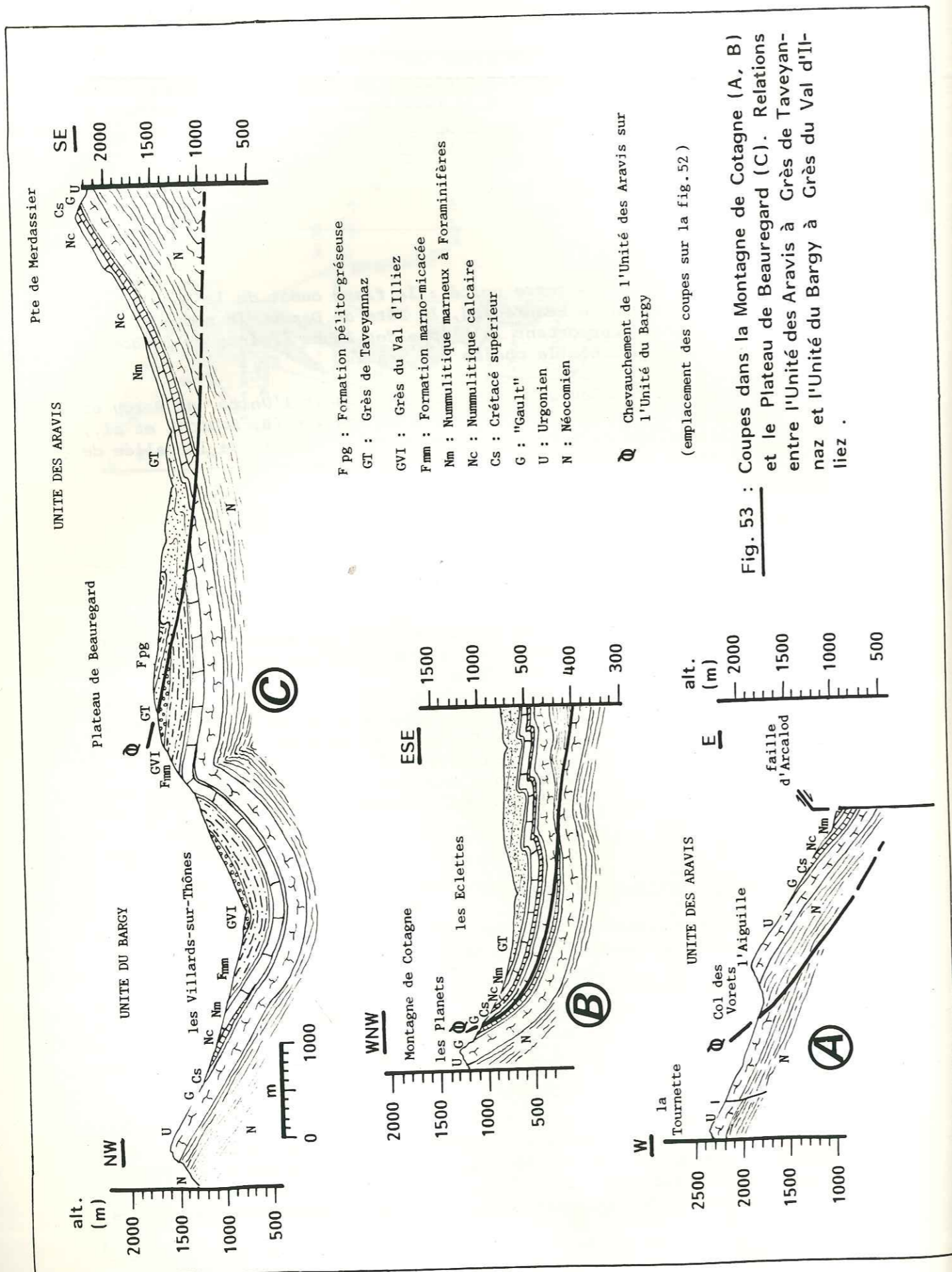


Fig. 53 : Coupes dans la Montagne de Cotagne (A, B) et le Plateau de Beauregard (C). Relations entre l'Unité des Aravis à Grès de Taveyannaz et l'Unité du Bargy à Grès du Val d'illiez .

col des Saisies, Notre Dame de Bellecombe, ...) appartenirait à l'Unité du Bargy et la nappe supérieure (Mt de Vorès, Aiguille Croche, Mt Joly) à l'Unité des Aravis.

Puis le contact longe par le Nord-Ouest la fenêtre de Megève. Aux abords du ruisseau "le Foron", à la Mottaz près de Megève, un lambeau de granite (granite qui n'existe pas dans le rameau externe) représente probablement une écaille arrachée au rameau interne de Belledonne, entraînée lors de la mise en place de l'Unité des Aravis et coincée dans son chevauchement basal.

c / Front de l'Unité des Aravis

c1 . Au Sud de la Clusaz

Le front de l'Unité des Aravis est un contact cisailant incliné vers l'Est qui débute, au Sud près du village de Montaubert, contre la faille décrochante dextre d'Arcalod.

c11 - De la faille d'Arcalod à Thônes (fig. 52 et 53 A, 53 B)

A l'arrière de la Tournette et dans la Montagne de Cotagne (autochtone relatif), jusqu'à Thônes, le contact cisailant penté à 35° vers l'Est a été reconnu par M. TARDY et B. DOUDOUX (1984). Les auteurs, par mesures entre les points du front les plus avancés vers le Nord-Ouest et les plus reculés vers le Sud-Est, déduisent une flèche minimale, dans ce secteur, de 5 Km pour le recouvrement de l'Unité des Aravis sur celle du Bargy.

Le contact débute, à l'Ouest de Montaubert, dans l'Hauterivien et fait chevaucher l'Urgonien au niveau du col des Vorets. Il se poursuit vers le Nord en passant à l'Ouest du Bouton, des chalets du Rosairy, du sommet coté 1917 m, de la croix de Belchamp puis descend vers la vallée dans le secteur de Mt Verdy .

Ces terrains chevauchants du Secondaire sont munis de leur série tertiaire à Grès de Taveyannaz.

c12 - De Thônes à la Clusaz. (fig. 53 C et 54)

Le contact a été signalé par G.G. SAWATZKI en 1975 (p.328, p.363 et pl.1). Il est responsable du chevauchement des Grès de Taveyannaz plissés et déversés vers le Nord-Nord-Ouest sur la formation marno-micacée et les Grès du Val d'illiez du synclinal de St-Jean-de-Sixt (B. DOUDOUX, M. CHAPLET, M. TARDY, 1987, p.305).

Il contourne par le Nord le bois des Monts où il sépare, dans le secteur de la chapelle des Murailles, les Grès du Val d'illiez, au Nord, des Grès de Taveyannaz, au Sud.

Puis il suit le nant Bruyant jusqu'au lieu-dit les Frasses. Il sépare alors la formation marno-micacée des Grès de Taveyannaz.

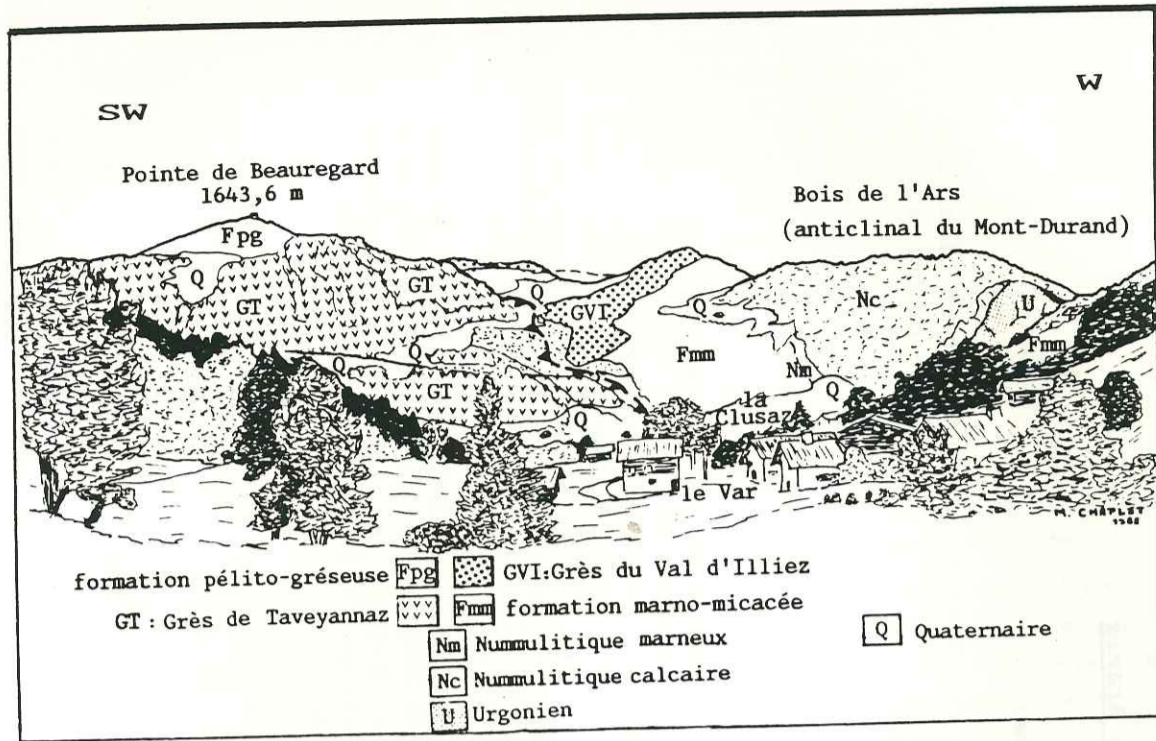


Fig. 54 : Panorama sur la Pointe de Beauregard-anticlinal du Mont Durand situant le contact basal de l'Unité des Aravis à l'Ouest-Sud-Ouest de la Clusaz. (vu depuis le Plan du Fernuy)
 Chevauchement de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bary

Fig. 55 : Panorama du secteur nord du synclinal de nappes de Thônes. (vu depuis la Pointe de Beauregard - la Clusaz)

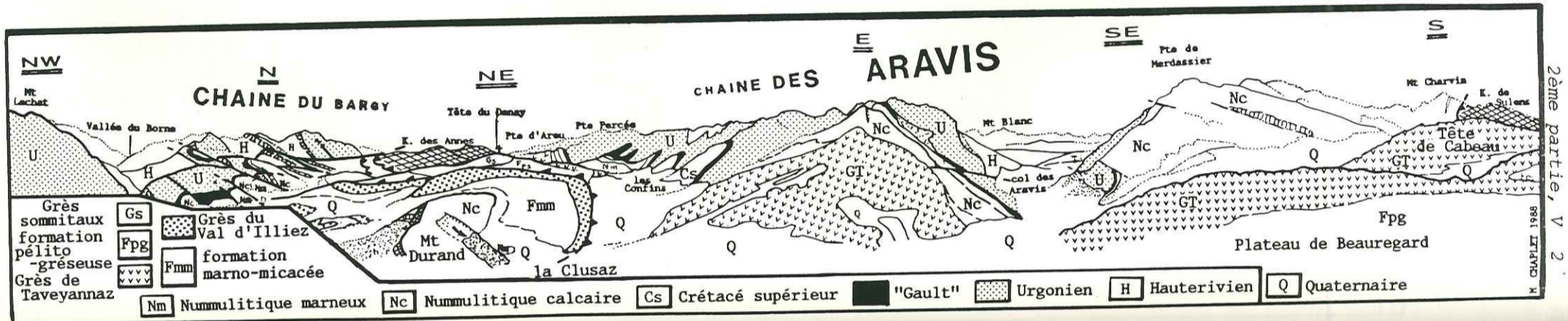
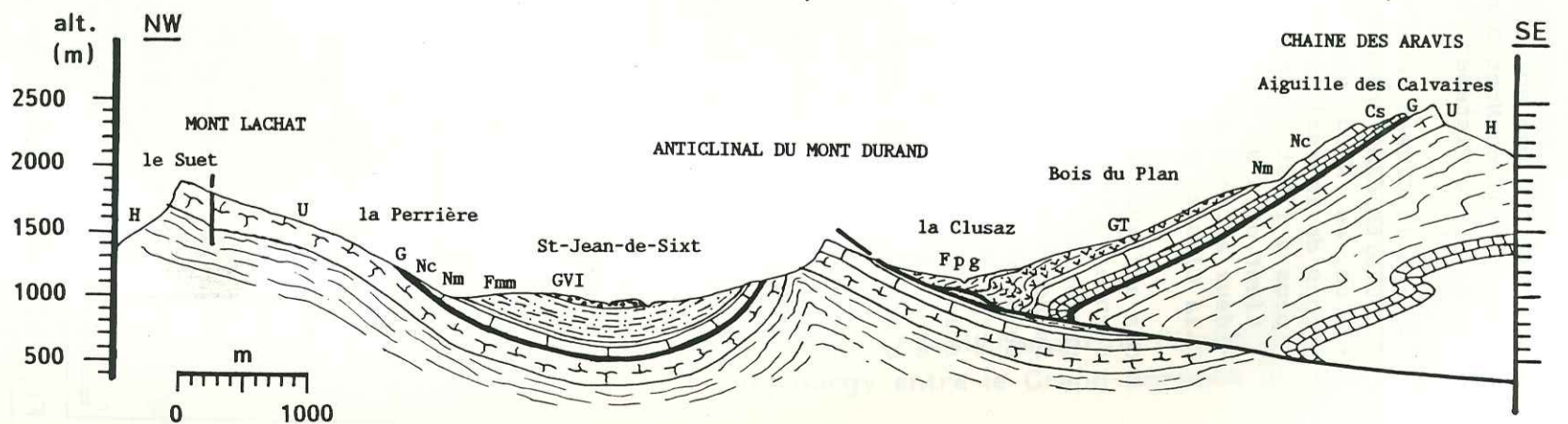
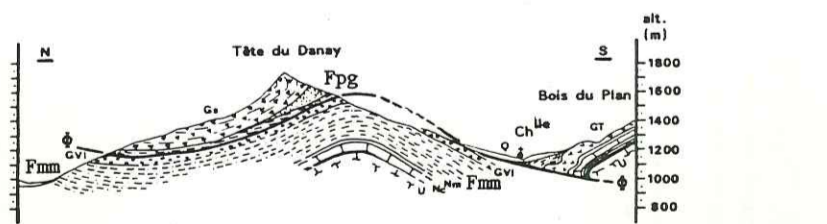
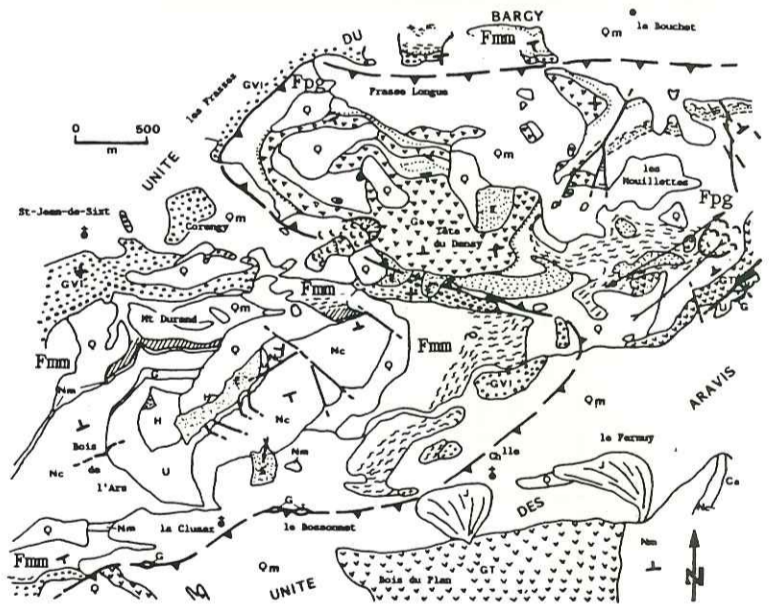


Fig. 56 : Le chevauchement de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bary dans le secteur de la Clusaz - St-Jean-de-Sixt - Tête du Danay. Carte et Coupes.

- J : Cône de déjection
- E : Eboulis
- Qm : Moraine
- Q : Quaternaire
- Gs : Grès sommitaux
- Fpg : formation périto-gréseuse avec grès gris et pélites dissociées à blocs
- GT : Grès de Taveyannaz
- GVI : Grès du Val d'Illicz
- Fmm : formation marno-micacée avec marnes dissociées à blocs
- Marnes à Meletta
- Nm : Nummulitique marneux à Foraminifères
- Nc : Nummulitique calcaire
- Cs : Crétacé supérieur
- G : "Gault"
- U : Urgonien
- H : Hauterivien

- chevauchement
- faille
- pendage



Le contact longe ensuite, jusqu'à la Clusaz, le flanc oriental de l'anticlinal du Mont Durand en passant par la Maridroulaz, le Sud du Planet et du Platenet, puis le Nord du plateau de Beauregard.

C'est à la Clusaz même que plusieurs affleurements de "Gault" ont été découverts dans une position particulière:

- l'un, au Nord des Riondes-dessous, a été mis à jour en juin 1985 lors de la réalisation des fondations d'un chalet; quelques mètres plus à l'Est (dessous ?), un affleurement de schistes à blocs appartient déjà au Tertiaire du flanc SSE de l'anticlinal du Mont Durand.
- deux autres affleurements de "Gault" sont visibles dans la ville de la Clusaz, à l'Ouest du Bossonnet.

Ces affleurements, surmontés par le Quaternaire, pour le premier et le dernier cités, ou entourés par le Quaternaire, à la Clusaz, ne peuvent provenir d'éboulement; le "Gault" de la chaîne des Aravis ou du Mont Durand n'étant pas en position topographique favorable pour former de tels éboulements. Nous pourrions alors les considérer comme des blocs erratiques mais des blocs d'autres natures n'ont pas été observés. La solution plausible est, en fonction de l'alignement de ces mégablocs dans la trace du contact basal de l'Unité des Aravis, la présence d'écaillles entraînées à la base du chevauchement.

c2 . Entre la Clusaz et le Reposoir

c21 - De la Clusaz au Grand-Bornand. (fig. 55 et 56)

Le contact contourne par l'Est l'anticlinal du Mont-Durand rattaché à l'Unité du Bargy puis, par l'Ouest, la Tête du Danay qui appartient à l'Unité des Aravis. Il file ensuite vers l'Est, du lieu-dit Lachat jusqu'au lieu-dit Frasse Longue, en direction de la vallée du Bouchet. Il sépare alors les Grès du Val d'Illiez conglomératiques (mais à faciès devenant moins caractéristique) de la formation périto-gréseuse surmontée par les Grès sommitaux (fig. 57).

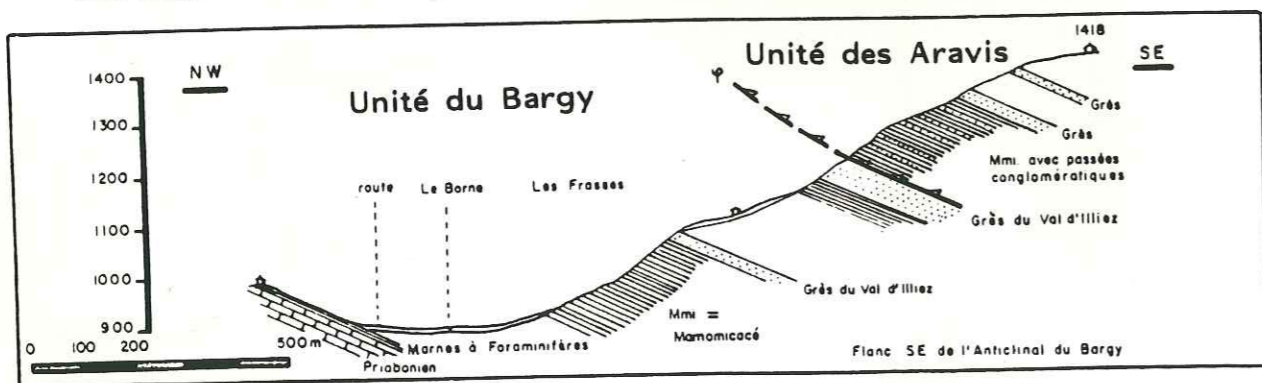


Fig. 57: Profil au NW de la Tête du Danay. (J. CHAROLLAIS, J. ROSSET, 1965, p.73 ; très légèrement modifié)

c22 - Du Grand-Bornand au Reposoir. (fig. 58)

Le contact est souvent masqué par le Quaternaire. Il se déduit de l'étude stratigraphique et reprend, à l'Ouest de la klippe

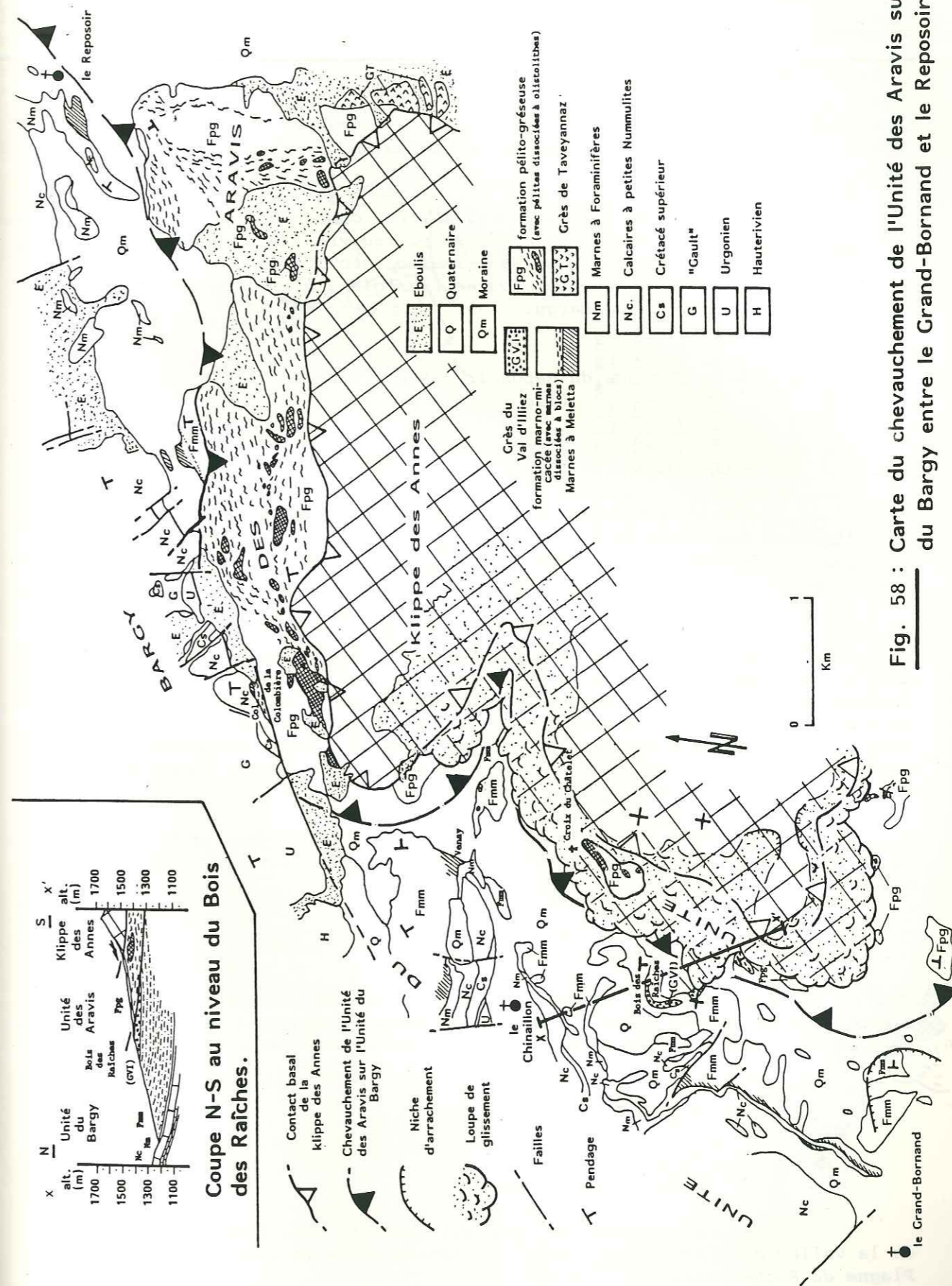


Fig. 58 : Carte du chevauchement de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy entre le Grand-Bornand et le Reposoir.

des Annes, le tracé de l'ancienne nappe inférieure décrit par L. MORET (1934).

Au niveau du Bois des Raïches (fig. 58), il sépare la formation marmo-micacée surmontée par des grès non conglomératiques (équivalents latéraux des Grès du Val d'Illiez; Unité du Bargy) de la formation pélito-gréseuse appartenant à l'Unité des Aravis. Cette dernière possède des niveaux dissociés à olistolithes, notamment un panneau de flysch à Helminthoïdes (fossilifère) situé au Sud de la Croix du Châtelet.

Puis le contact bute, au col de la Colombière, contre une des grandes failles d'orientation NE-SW avant de se poursuivre jusqu'à la commune du Reposoir. Il sépare alors les termes olistolithiques de l'Unité des Aravis de la formation marmo-micacée (parfois à blocs) ou les Marnes à Meletta de l'Unité du Bargy.

c3 . De la Commune du Reposoir à Nancy-sur-Cluses (fig. 59)

c31 - Du Reposoir à Romme

Entre le Reposoir et le lieu-dit St Charles, le fond de la vallée est tapissé de moraines. Le contact, non visible, sépare les Marnes à Foraminifères ou les Marnes à Meletta, situées au Nord, de la formation pélito-gréseuse chevauchante, située au Sud.

Ensuite, le Mésozoïque de l'Unité du Bargy est, le plus souvent, directement en contact avec la formation pélito-gréseuse de l'Unité des Aravis. Notamment, dans le ruisseau des Ouarapaz, au Nord-Est de la commune du Reposoir, l'Urgonien de l'Unité du Bargy, en dalles structurales, est surmonté tectoniquement par les lits très déformés de la formation pélito-gréseuse de l'Unité des Aravis. Plus en altitude, c'est le "Gault", puis le Crétacé supérieur de l'Unité du Bargy qui successivement supportent l'allochtone relatif.

Puis le contact contourne quelques affleurements pélito-gréseux situés dans le secteur de la Marquisade avant de se poursuivre au Nord de Romme.

c32 - De Romme à Nancy-sur-Cluses

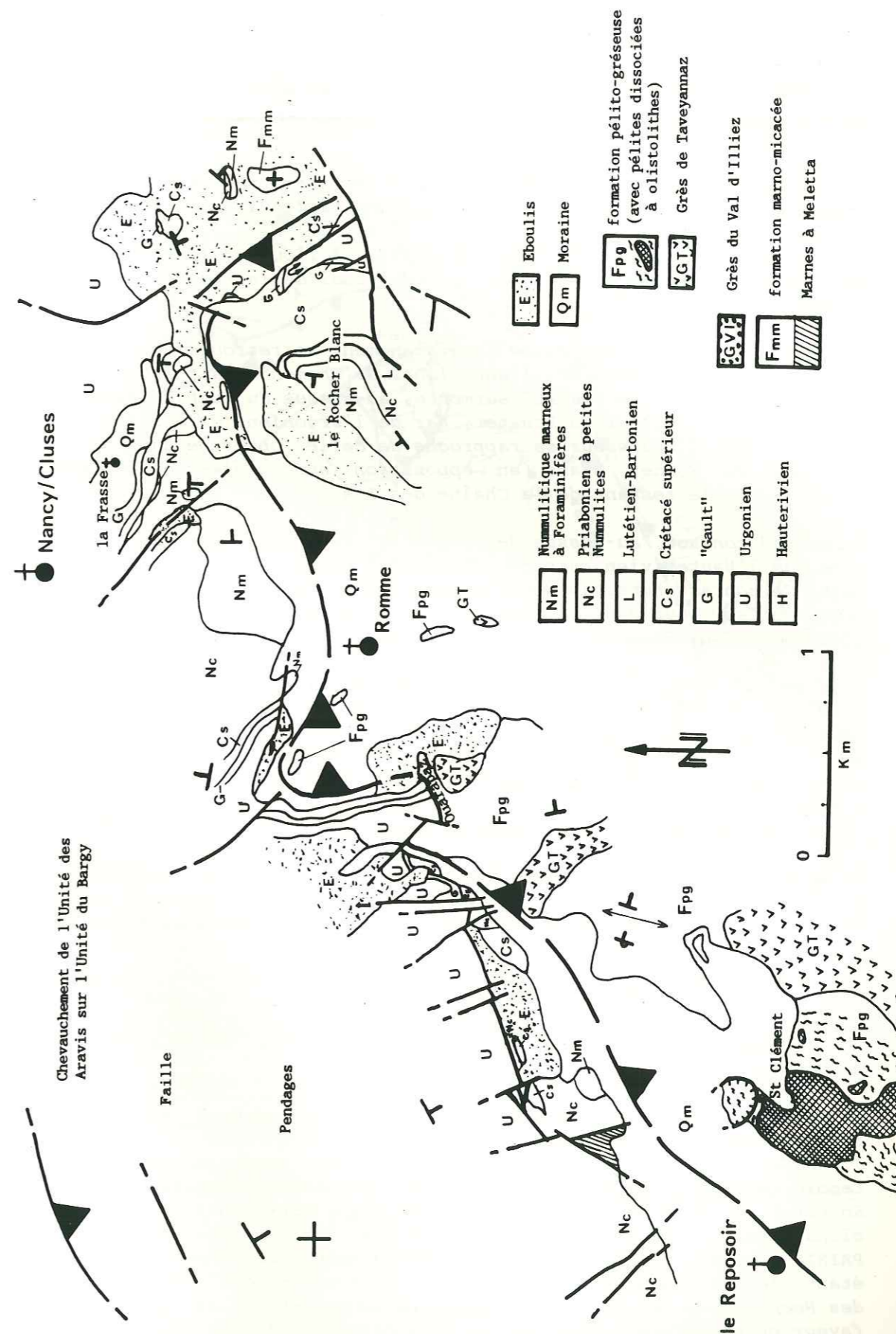
Le contact file vers Nancy-sur-Cluses où il contourne par le Nord le Rocher Blanc. Il superpose alors le Sénonien des Aravis sur les calcaires à petites nummulites de l'Unité du Bargy.

c4 . Dans la vallée de l'Arve (fig. 60)

c41 - En rive gauche de l'Arve

Le contact se poursuit vers le Sud, en rive gauche de la vallée de l'Arve (fig. 60). Il sépare alors le synclinal de la Plagne du Rocher Blanc.

Fig. 59: Carte du chevauchement de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy entre le Reposoir et Nancy-sur-Cluses.



Le synclinal de la Plagne dont le coeur est constitué par la formation marno-micacée, appartient à l'Unité du Bargy.

Le compartiment du Rocher Blanc (Unité des Aravis) est constitué par une lame urgonienne étirée, en flanc normal et à tête anticlinale déversée vers le Nord-Ouest. L'Urgonien est enveloppé par le "Gault" et par le Crétacé supérieur très plissé.

Le contact basal de l'Unité des Aravis est recoupé, à l'arrière du Rocher Blanc vers l'altitude 750 m, par une faille d'orientation NE-SW (faille du Rocher Blanc : J. ROSSET, 1952, p.1301 ; ou faille de Bareys : B. PAIRIS, 1975, p.108) qui sépare, à l'Ouest, le Rocher Blanc du Plateau des Laÿs et, à l'Est, le synclinal de la Plagne de l'anticlinal de Chamonix.

Au Sud de cette faille, le chevauchement se retrouve à l'altitude 950 m. Sous ce dernier, l'anticlinal de Chamonix, à toit urgonien, présente un témoin de "Gault" surmonté, au-dessus du contact basal des Aravis dans le secteur du Bouatet, par de l'Urgonien, du "Gault" et du Sénonien dont l'épaisseur se rapproche de celle observée dans le compartiment du Rocher Blanc (en opposition avec celles généralement relevée dans le restant de la Chaîne des Aravis).

Un second contact, au-dessus de ce Crétacé supérieur, est présent à la base de l'Hauterivien puis de l'Urgonien chevauchant du plateau des Laÿs. Ce contact bute, au Nord, contre la faille du Rocher Blanc - Bareys et se poursuit, au Sud, à la base de l'Unité des Aravis (à l'Ouest de Sous-Radon).

Plus au Sud, une nouvelle faille tardive décale le contact basal, le synclinal de Sous-Radon - Chessin (Unité du Bargy) et le Plateau des Laÿs (Unité des Aravis).

Nous retrouvons ainsi, sous les chalets de Vormy et s'enfonçant sous l'Unité des Aravis, le synclinal décalé de Sous-Radon - Chessin avec à l'affleurement : l'Hauterivien, l'Urgonien, un petit affleurement de "Gault" et quelques lits de Crétacé supérieur.

Puis le contact file en direction de la "faille dite de la Grangeat" où le Berriasien de l'Unité du Bargy, au Nord, est directement en contact avec le Tithonique sub-horizontale de l'Unité des Aravis, au Sud.

c42 - En rive droite de l'Arve

Des structures analogues à celles de la rive gauche sont observables.

Au Nord de Chez Party, un petit affleurement d'Urgonien est surmonté par l'Hauterivien des Rochers des Gérats.

J. ROSSET (1953, p.657) pense que cet Urgonien "pourrait constituer le témoin le plus oriental" de l'anticlinal de Chamonix (Unité du Bargy). En effet, le pendage vers le Sud-Est du flanc méridional de cet anticlinal peut expliquer simplement cet état. Notons toutefois que B. PAIRIS (1975, p.107) considère l'affleurement de Chez Party comme étant le prolongement affaissé par un accident N80°E de l'Urgonien des Rochers de Balme. La cartographie ne permet pas de trancher en faveur ou en défaveur de l'une ou l'autre de ces interprétations.

A l'Est de cet affleurement d'Urgonien, puis en allant vers le Nord,

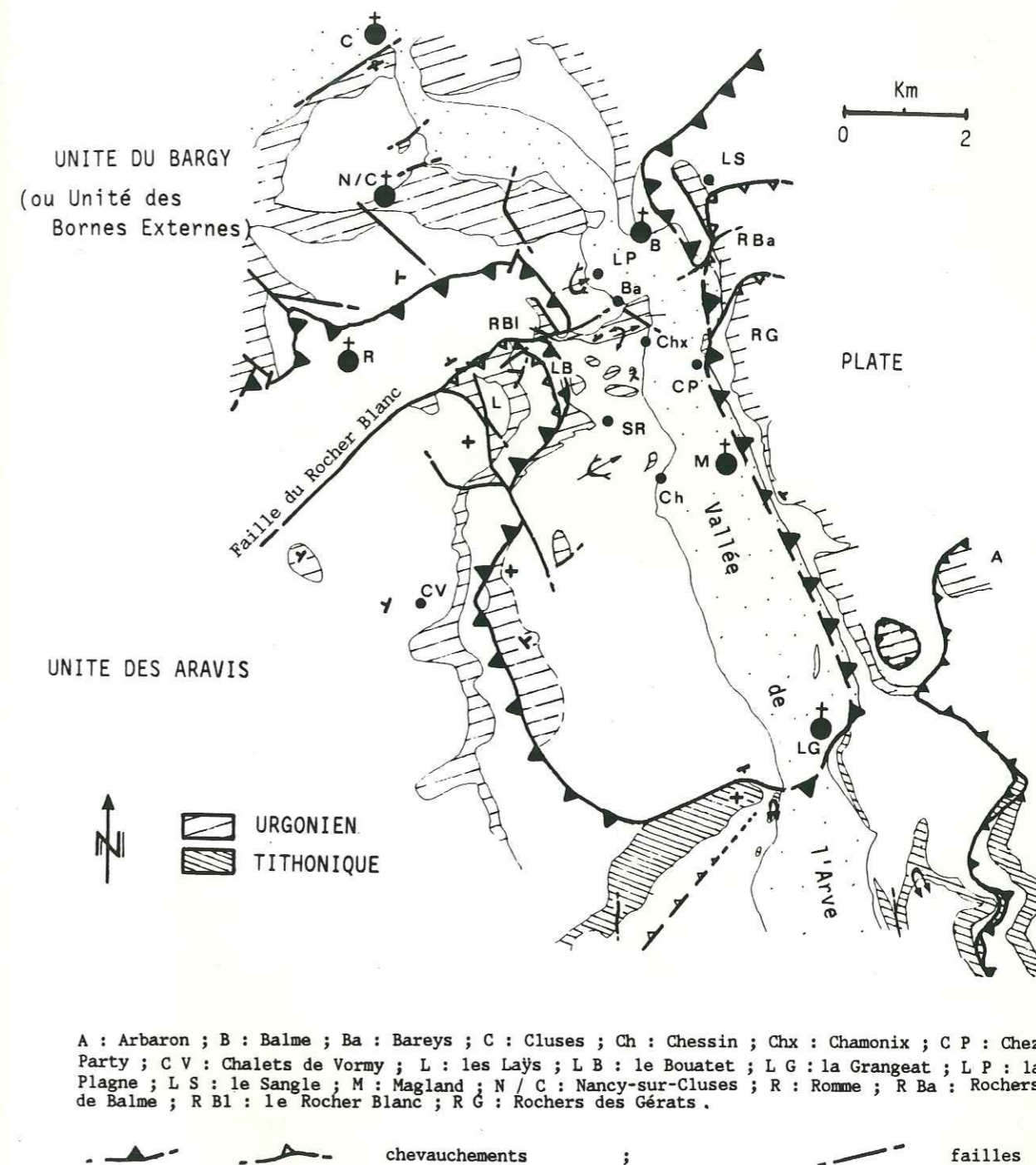


Fig. 60 : Schéma tectonique du Nord de la Chaîne des Aravis au niveau de la vallée de l'Arve.

trois compartiments sont présents :

- Le compartiment des Rochers des Gérats dont l'Hauterivien et l'Urgonien ployés en anticlinal viennent s'appuyer sur le Crétacé supérieur des Rochers de Balme. Le contact est penté vers le Sud-Est.
- Le compartiment des Rochers de Balme dont le Crétacé supérieur s'appuie contre l'Urgonien, puis le "Gault" et le Crétacé supérieur, du compartiment du Sangle. Le contact entre ces deux compartiments est haché par des failles inclinées vers le Sud-Est ou sub-verticales, notamment dans la prolongation de la faille du Rocher Blanc (ou faille de Bareys). Le contact est d'abord déversé vers le Nord-Ouest puis horizontal sur l'Urgonien du Sangle pour ensuite se redresser légèrement avant de filer cartographiquement vers l'Est.
- Le compartiment du Sangle est caractérisé par une lame urgonienne à flanc normal, ployée à son extrémité nord. Cette lame est enveloppée par du "Gault" et par du Crétacé supérieur. Le Tertiaire de ce compartiment comprend des Grès de Taveyannaz et, en allant plus à l'Est, la formation pétilo-gréseuse et son wildflysch. Sous la lame urgonienne, le Crétacé supérieur en flanc inverse et très déformé surmonte, au niveau de Balme, la formation marno-micacée de l'Unité du Bargy.

Le contact contourne ensuite, par l'Est, le pli de Cluses pour s'échapper vers Bonneville.

c43 - Conclusion sur les structures de la vallée de l'Arve

Dans la vallée de l'Arve, en rive droite et en rive gauche, nous observons des similitudes. De plus, les observations de terrain amènent à concevoir un système en rampes et paliers de chevauchement (R.W.H. BUTLER (1982), S.E. BOYER et D. ELLIOTT (1982), G. MITRA et S.E. BOYER (1986), R. GRAHAM et al. (1987), ...) pour le contact basal de l'Unité des Aravis. Ce contact basal présente en effet, dans la vallée de l'Arve, deux écailles frontales.

Du Nord au Sud (fig. 61 et 62) :

- Chevauchant l'Unité du Bargy (anticlinal de Cluses, synclinal de la Plagne ou de Balme), nous retrouvons de part et d'autre de la vallée une écaille frontale de l'Unité des Aravis (écaille du Rocher Blanc - le Sangle) avec une lame urgonienne à tête anticlinale enveloppée par le "Gault" et le Crétacé supérieur.
- Plus au Sud, l'écaille du Bouatet - Rochers de Balme chevauche, à l'Est (rive droite), l'écaille frontale alors qu'à l'Ouest (rive gauche), le contact chevauchant est repris par la faille d'orientation NE-SW du Rocher Blanc (ou faille de Bareys) (fig. 60). Cette faille ayant joué antérieurement aux dépôts nummulitiques avec une direction N50°E dextre a rejoué postérieurement verticalement (B. PAIRIS, 1975, p.73 ; B. PAIRIS et J.L. PAIRIS, 1975 a, p.113 et p.125).
- A l'arrière de ces écailles, le corps principal de l'Unité Aravis-

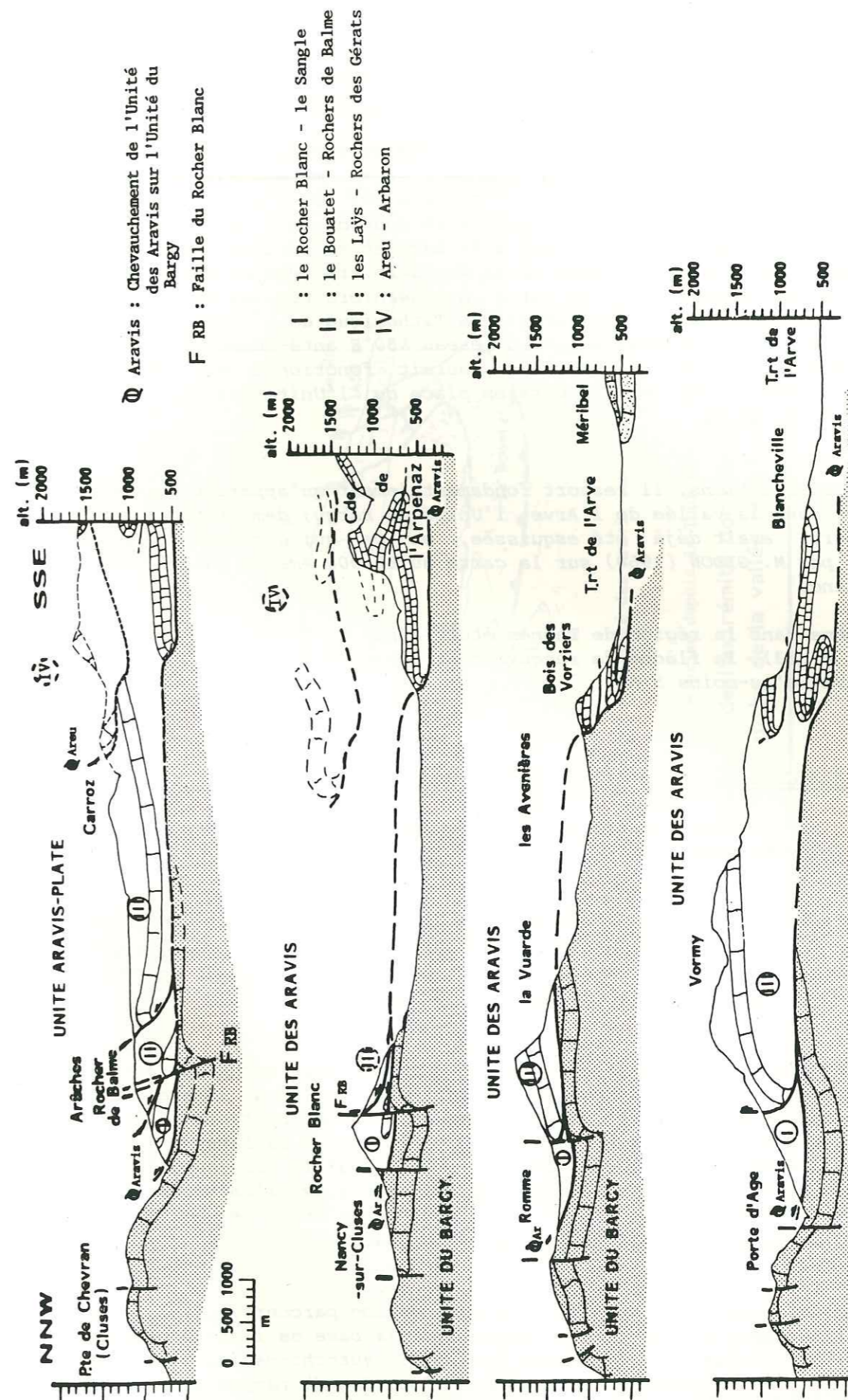


Fig. 61 : Coupes simplifiées de part et d'autre de la vallée de l'Arve.

Platé chevauche à son tour l'écaille du Bouatet - Rochers de Balme. En rive gauche de l'Arve, son contact basal rejoint vers le Nord la faille du Rocher Blanc - Bareys.

Vers le Sud, si le contact basal (palier de chevauchement) est facilement décelable en rive gauche de l'Arve, malheureusement, en rive droite, il se perd sous le Quaternaire. Ce n'est que dans le secteur de la Grangeat que nous le retrouvons sous la forme d'une faille N55°E pentée vers le Sud à sa base et se verticalisant rapidement. Cet accident sépare alors les derniers témoins méridionaux du Berriasien de l'Unité du Bargy des derniers témoins septentrionaux (dans la vallée de l'Arve) du Tithonique de l'Unité des Aravis. Cette faille appartenant au réseau N50°E anté-nummulitiques de B. PAIRIS et J.L. PAIRIS (1978) aurait fonctionné en rampe de chevauchement lors de la mise en place de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy.

De ces constatations, il ressort fondamentalement qu'apparaît en demi-fenêtre, dans la vallée de l'Arve, l'Unité du Bargy; demi-fenêtre qui, d'ailleurs, avait déjà été esquissée, en ce qui concerne la rive gauche, par M. GIDON (1964) sur la carte au 80 000 ème de Vallorcine - Mont Blanc.

Tout comme dans la région de Thônes étudiée par M. TARDY et B. DOUDOUX (1984, p. 83), la flèche de recouvrement mesurée est, dans la vallée de l'Arve, d'au-moins 5 Km.

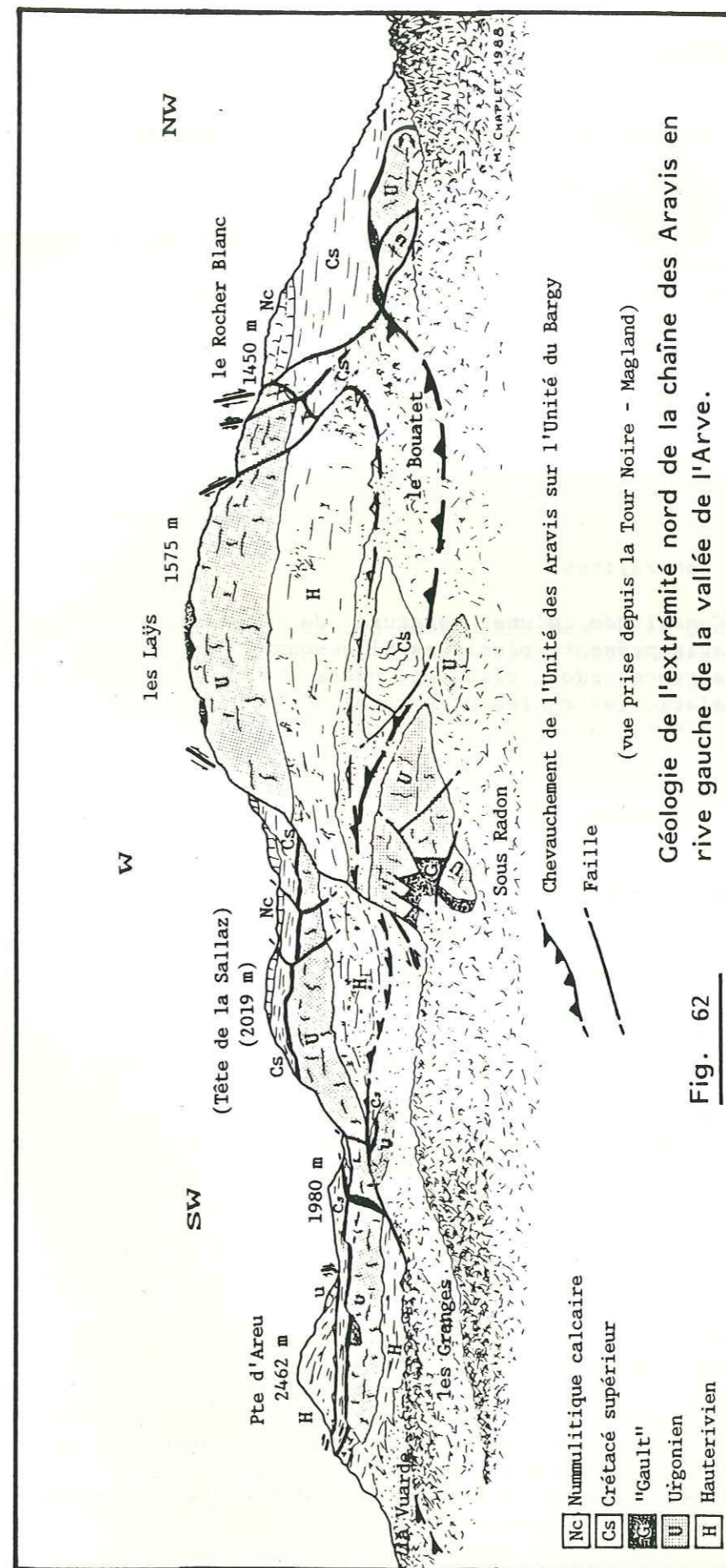
d / Conclusion sur l'accident chevauchant basal

Le contact basal de l'Unité des Aravis a été reconnu tout autour de cette dernière :

A l'arrière, lui correspond le décollement cisailant situé à l'avant et sur le socle de Belledonne muni du Trias inférieur à moyen, tégumentaire, que l'on touche en plusieurs points entre Flumet et Praz-sur-Arly et dans la boutonnière de Megève.

A l'avant, lors de la réalisation de ce travail, nous avons pu le suivre depuis la faille d'Arcalod jusqu'à la vallée de l'Arve. Son tracé complexe est fonction de l'érosion, des déformations plicatives, cassantes tardives et d'écailles entraînées à la base de l'unité chevauchante des Aravis. La profonde entaille de la vallée de l'Arve laisse apparaître en demi-fenêtre (sur 5 Km) l'enfoncement de l'Unité du Bargy (Bornes externes) sous cette Unité des Aravis qui se prolonge, au Nord Est de l'Arve, dans Platé.

A noter que ce contact est, tout au long de son parcours, cisailant de telle manière que les formations, à la base de l'unité chevauchante des Aravis et au sommet de l'unité autochtone (relative) du Bargy, varient d'un point à l'autre en fonction de rampes et paliers de chevauchements.



V 3 - Les structures plissées au sein de l'Unité des Aravis

a / Le synclinal de Manigod

D'orientation axiale $N40^{\circ}E$, ce synclinal s'étend du Sud de Manigod jusqu'à la Clusaz. Son flanc ouest qui chevauche l'Unité du Bargy, constitue le versant oriental de la Montagne de Cotagne et le Plateau de Beauregard. Son flanc est correspond à la partie sud de la Chaîne des Aravis (l'Etale, Merdassier, Aiguille des Calvaires). Il est à noter que le contact cisailant basal de l'Unité des Aravis, entre la montagne de Cotagne et le plateau de Beauregard est affecté par cette déformation synclinale. Apparaît ainsi l'effet d'un plissement tardif, postérieur au chevauchement de l'Unité des Aravis.

b / Les plis de la chaîne des Aravis

b1 . Généralités

Constituée d'une ossature de calcaires urgoniens, la chaîne des Aravis présente plusieurs plis souvent en relation avec la tectonique cassante. Ces plis et cette tectonique cassante sont eux-même en relation avec les structures du Tithonique visibles plus en arrière (Sud Est).

b2 . Structures affectant l'Urgonien

- b21 - L'anticlinal de la Sallaz

b211 - Description (fig. 64 et 65)

Anticlinal III de J. ROSSET (1957, p.91), ce pli se situe à environ 1 Km au Sud-Est de Romme et 1 Km à l'Est du Reposoir. L'axe de cet anticlinal ($N50^{\circ}E$) plonge doucement vers le Sud-Ouest. Déversé vers le Nord-Ouest, le pli est cisailé à sa base. Ce cisaillement qui rejoint en profondeur le contact basal de l'Unité des Aravis, se verticalise et ressort, à l'avant, contre l'écaille du Rocher Blanc - le Sangle.

Vers le Nord, le contact frontal est repris par la faille du Rocher Blanc - Bareys. Cette faille recoupe le contact basal de l'Unité des Aravis (cf 2ème partie, V 2 - c41).

Entre le Rocher Blanc et les Laÿs, les mesures des plans de failles et de leurs stries, reportées sur un canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) et selon la méthode des dièdres droits (J. ANGELIER et al., 1977 ; J. ANGELIER, 1979 ; J. ANGELIER et al., 1980 ; Q. HUANG et al., 1987 ; ...), font apparaître une direction de compression $N110^{\circ}E$ et une direction d'extension $N20^{\circ}E$ (fig. 63).

Les fractures dextres sont orientées $N40^{\circ}-N90^{\circ}E$ et les fractures senestres sont orientées $N130^{\circ}-N170^{\circ}E$.

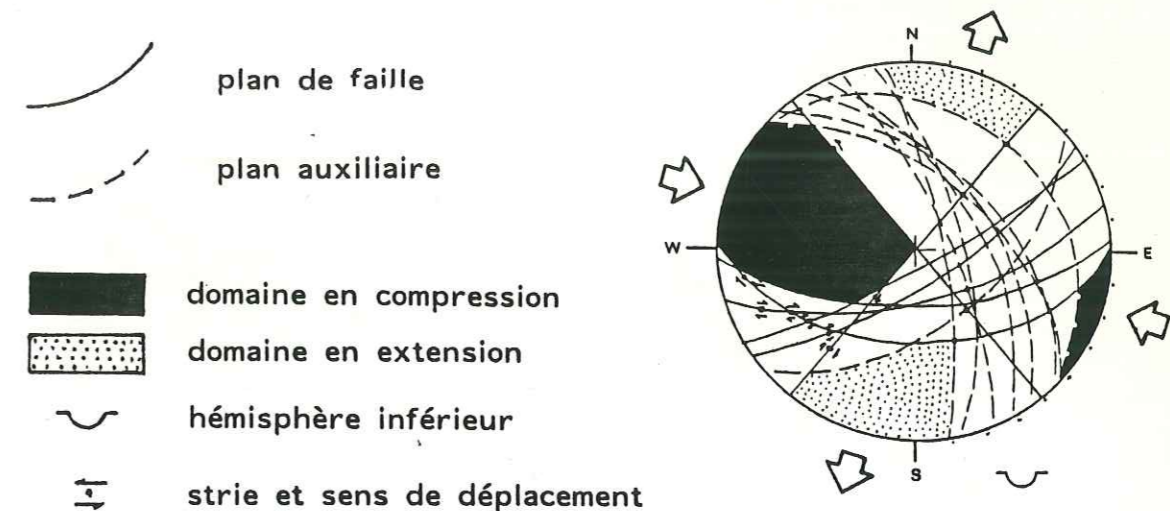


Fig. 63 : Représentation sur canevas de Schmidt des mesures de fractures relevées entre le Rocher Blanc et les Laÿs.

Ces mesures et leur interprétation sont conformes à la quatrième étape de déformation définie par B. PAIRIS (1975, p.91) caractérisée par des failles décrochantes $N145^{\circ}E$ senestres et $N80^{\circ}E$ dextres avec un champ de contraintes où les serrages seraient de direction $N110^{\circ}E$ environ.

Notons, aussi, que ces failles décrochantes, le plus souvent dextres, sont recoupées par des fractures $N80^{\circ}E$ et $N150^{\circ}E$ normales.

Plus au Sud, l'anticlinal des Plans - le Gollet, de direction axiale $N50^{\circ}E$, s'apparente à l'anticlinal de la Sallaz et se présente, lui-aussi, comme le pli urgonien frontal chevauchant l'Unité du Bargy. Son flanc nord-ouest est fortement redressé alors que son flanc sud-est rejoint en synclinal l'Urgonien de la chaîne des Aravis.

b212 - Conclusion sur l'anticlinal de la Sallaz

D'orientation $N50^{\circ}E$, déversé vers le Nord-Ouest, l'anticlinal de la Sallaz est cisailé à sa base et repose sur l'Unité du Bargy. A son front, il chevauche l'écaille du Rocher Blanc - le Sangle, lorsque celle-ci existe. Vers le Nord, le contact chevauchant est repris par la faille du Rocher Blanc - Bareys de composante dextre.

- b22 - L'anticlinal d'Areu

b221 - Description

Il a été reconnu par E. HAUG en 1895 puis par L. MORET (1934), J. ROSSET (1957), ...

Cet anticlinal montre, au niveau de l'Urgonien, une charnière orientée

a, b, c : positionnement des coupes de la fig. 65

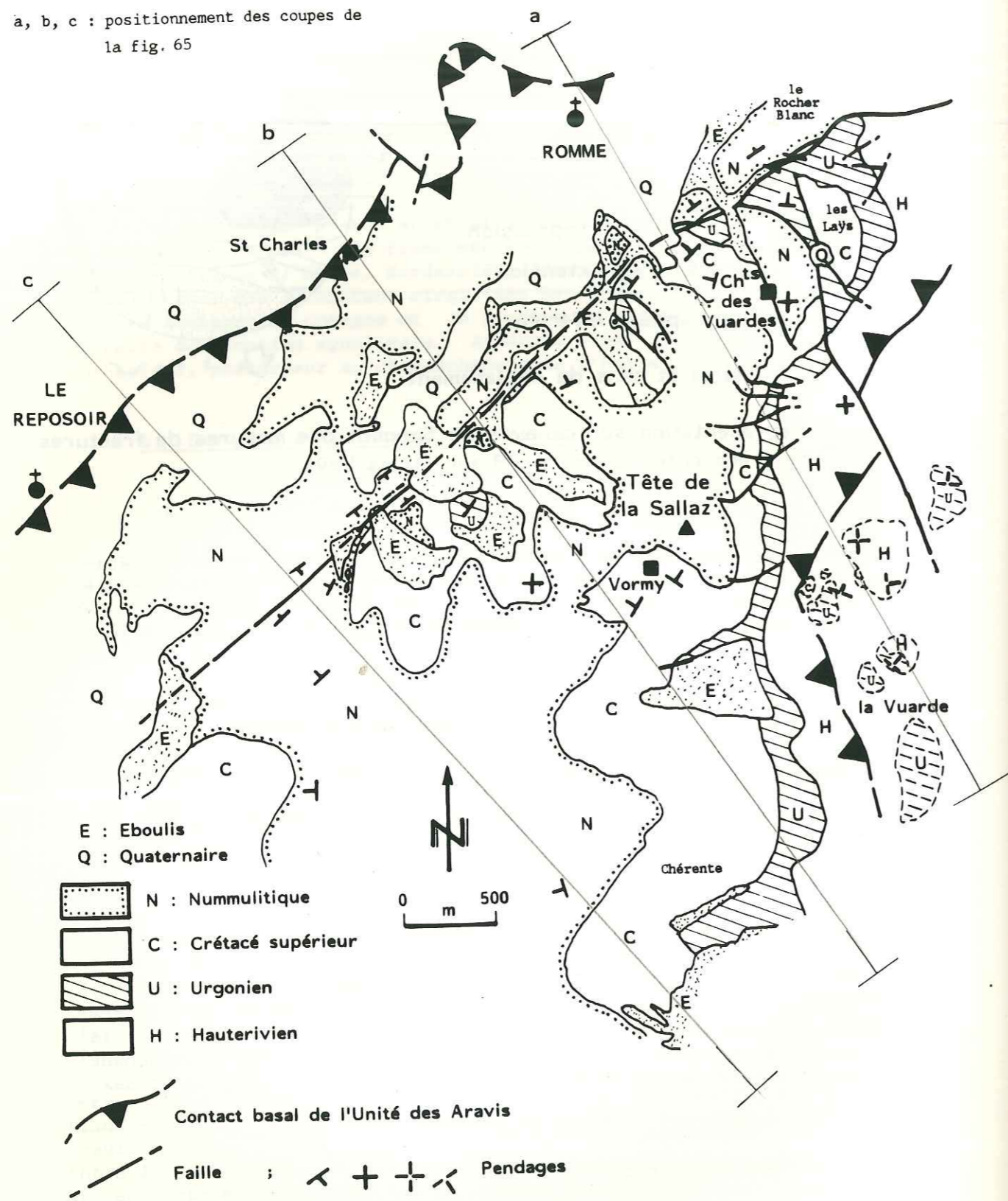
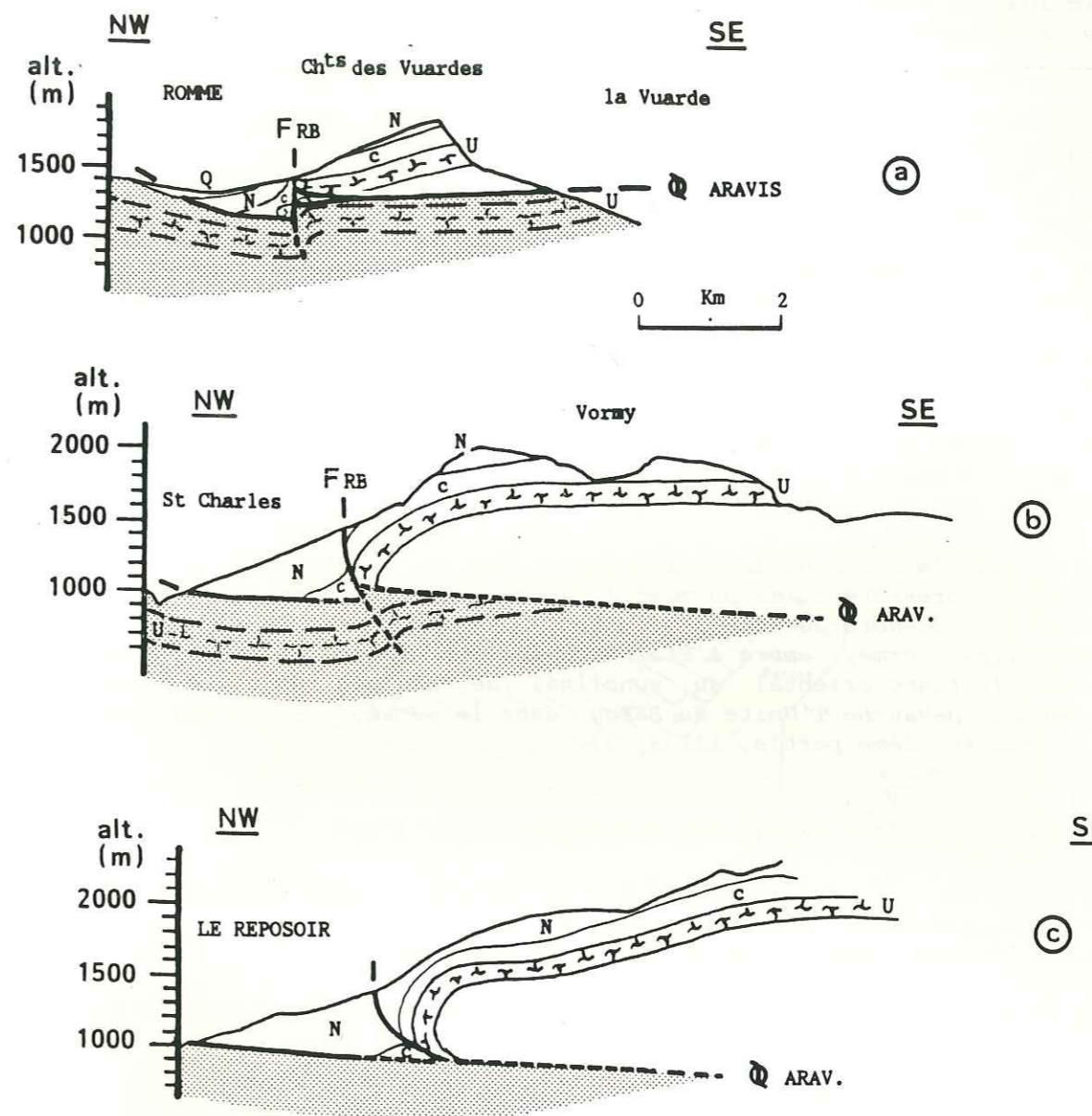


Fig. 64 : Carte simplifiée du secteur nord de la chaîne des Aravis.



N : Nummulitique ; C : Crétacé supérieur ; U : Urgonien ; F.R.B. : Faille du Rocher Blanc ; ARAVIS : Contact basal de l'Unité des Aravis.

a, b, c : positionnement des coupes en fig. 64

Fig. 65 : Coupes simplifiées dans le secteur nord de la chaîne des Aravis.

N50°E avec un plongement axial vers le Sud-Ouest. Ainsi, dans la combe de la Grande Forclaz séparant l'Ambrevetta du Mont Fleuri, l'axe anticlinal se situe à l'altitude 1550-1600 m alors que plus au Nord, dans le secteur de la Pointe d'Areu, il se situe à l'altitude 2300 m (fig. 66). C'est l'anticlinal IV de J. ROSSET (1957, p.100).

Du Sud vers le Nord, l'anticlinal est lié, lui-aussi, à une tectonique cassante.

- Dans le secteur de la Pointe d'Areu (fig. 66, A), l'Urgonien plissé est cisailé et recouvre à son front le Nummulitiques de l'anticlinal de la Sallaz. Ce pli, à la Pointe Percée, passe à un repli synclinal, plus interne, parallèle à l'axe anticlinal.
- En allant vers le Sud-Est (fig. 66, B et C), le recouvrement frontal du pli anticlinal cisailé est moindre, si bien qu'à la base de la combe de la Grande Forclaz, au Nord-Ouest de l'Ambrevetta (fig. 66, D), l'Urgonien fortement redressé ne présente plus de cisaillement et se raccorde par un pli simple à l'anticlinal des Plans - le Gollet (cf 2ème partie, III 3, b211).

Vers le Sud, la suite de la chaîne des Aravis, de l'Ambrevetta au Mont Charvin, se présente comme un monoclinale de direction générale N50°E à pendage vers le Nord-Ouest. Ce monoclinale forme, entre l'Etale (chaîne des Aravis) et la ville de Thônes, le flanc oriental du synclinal de Manigod dont le flanc occidental chevauche l'Unité du Bargy dans le secteur de la Montagne de Cotagne (cf 2ème partie, III 3, a).

b222 - Conclusion sur l'anticlinal d'Areu

D'orientation N50°E, il est déversé vers le Nord-Ouest et son flanc inférieur cisailé chevauche l'anticlinal de la Sallaz. Le cisaillement s'amortit vers le Sud-Ouest.

Dans le secteur de la Pointe Percée, son flanc supérieur est affecté d'un repli synclinal parallèle à la structure anticlinale.

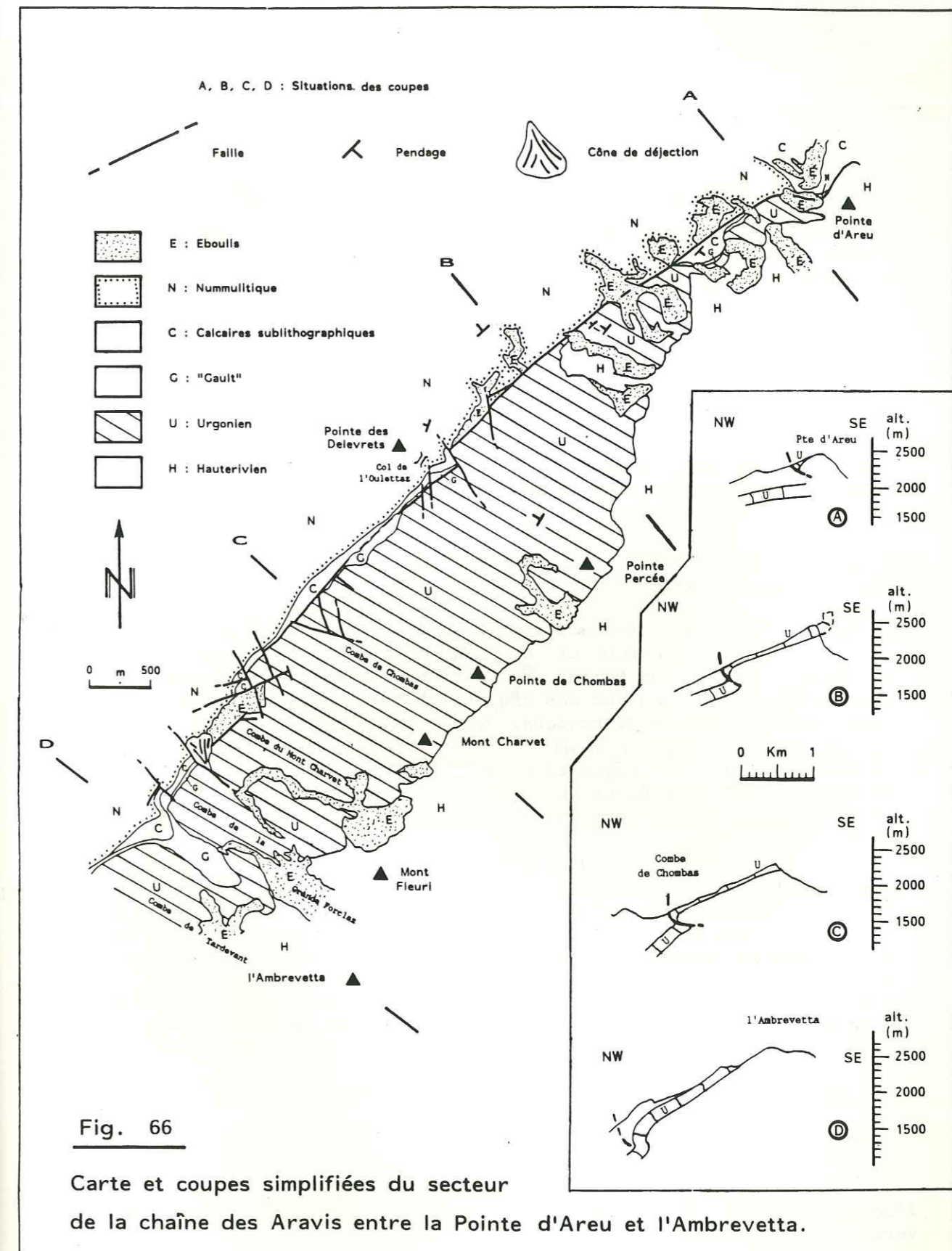
b3 . Conclusion sur les structures de l'Urgonien

Du Sud vers le Nord, l'Urgonien de la chaîne des Aravis se présente d'abord comme un simple monoclinale orienté N50°E à pendage vers le Nord-Ouest.

Au Nord-Est de la Clusaz, à partir des Confins, l'Urgonien est plissé et cisailé.

Le tectonogramme (fig. 67) retrace le dispositif général :

- un pli frontal à charnière anticlinale orientée N50°E, déversée vers le Nord-Ouest, dont le flanc inférieur cisailé repose sur l'Unité du Bargy. Au Nord, ce pli bute contre la faille du Rocher Blanc - Bareys de composante dextre. Il chevauche l'écaille du Bouatet - Rochers de Balme et, au Nord de la faille, l'écaille du Rocher Blanc - le Sangle.



- le pli d'Areu, de même nature que l'anticlinal frontal, prend naissance dans le secteur de l'Ambrevetta et se développe en direction de la vallée de l'Arve.

b4 . Structures du Tithonique

b41 - Descriptions (fig. 68)

Affleurant sur le flanc sud-est de la chaîne des Aravis, les belles structures du Tithonique sont surtout visibles au Nord de Sallanches. Ce sont les plis spectaculaires de la cascade de l'Arpe naz, en rive droite de la vallée de l'Arve. Ces plis d'axes N55°E à N60°E sont, à partir de la Grangeat, un synclinal puis un anticlinal couchés vers le Nord-Nord-Ouest. Au Sud de Vange, le flanc normal de l'anticlinal s'interrompt brutalement en dessinant une amorce de charnière synclinale. Plus haut en altitude, la barre tithonique se retrouve, redoublant le flanc normal de l'anticlinal, traduisant ainsi une faille-pli; faille anté-lutétienne reprise en plan préférentiel de chevauchement après l'Oligocène inférieur (B. PAIRIS, 1975, p.79, p.82 et p.137).

En rive gauche de l'Arve, la structure du Tithonique est semblable bien que plus complexe :

- La barre tithonique, redoublée par faille-pli, constitue la falaise de la Tête du Gréppon et des Quatre Têtes. Sous cette falaise affleurent les Terres Noires du Bathono-Oxfordien qui chevauchent soit le Berriasien, au Sud des chalets de Doran, soit, plus au Sud-Ouest, directement le Tithonique.
- Le niveau chevauché (équivalent du flanc normal de l'anticlinal de la rive droite) ne présente pas de flanc renversé visible. Pourtant, il surmonte en maints endroits l'équivalent du flanc normal du synclinal. Au Nord, le Tithonique subhorizontal, correspondant au flanc normal de l'anticlinal, bute contre la faille de la Grangeat (F. VILLARS, 1986, p.111) qui n'est autre, pour nous, que le contact basal de l'Unité des Aravis. Seules les Terres Noires, à environ 3 Km au Sud des chalets de Doran, offrent une charnière d'anticlinal couché (J. RICOUR et al., 1969, carte géologique à 1 : 80 000, Annecy). Nous ne retrouvons donc pas, comme en rive droite de la vallée de l'Arve, le synclinal et l'anticlinal couchés, mais seulement le flanc normal de l'anticlinal surmontant le flanc normal du synclinal.

b42 - Interprétation (fig. 69 et 72)

Lors de la mise en place de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy, le Tithonique se plisse de manière souple en se déversant vers le Nord-Ouest.

Certaines failles anté-lutésiennes sont reprises préférentiellement, engendrant des failles-plis. Celles-ci se présentent en rampes de chevauchement à l'endroit où elles recoupent la barre tithonique, et

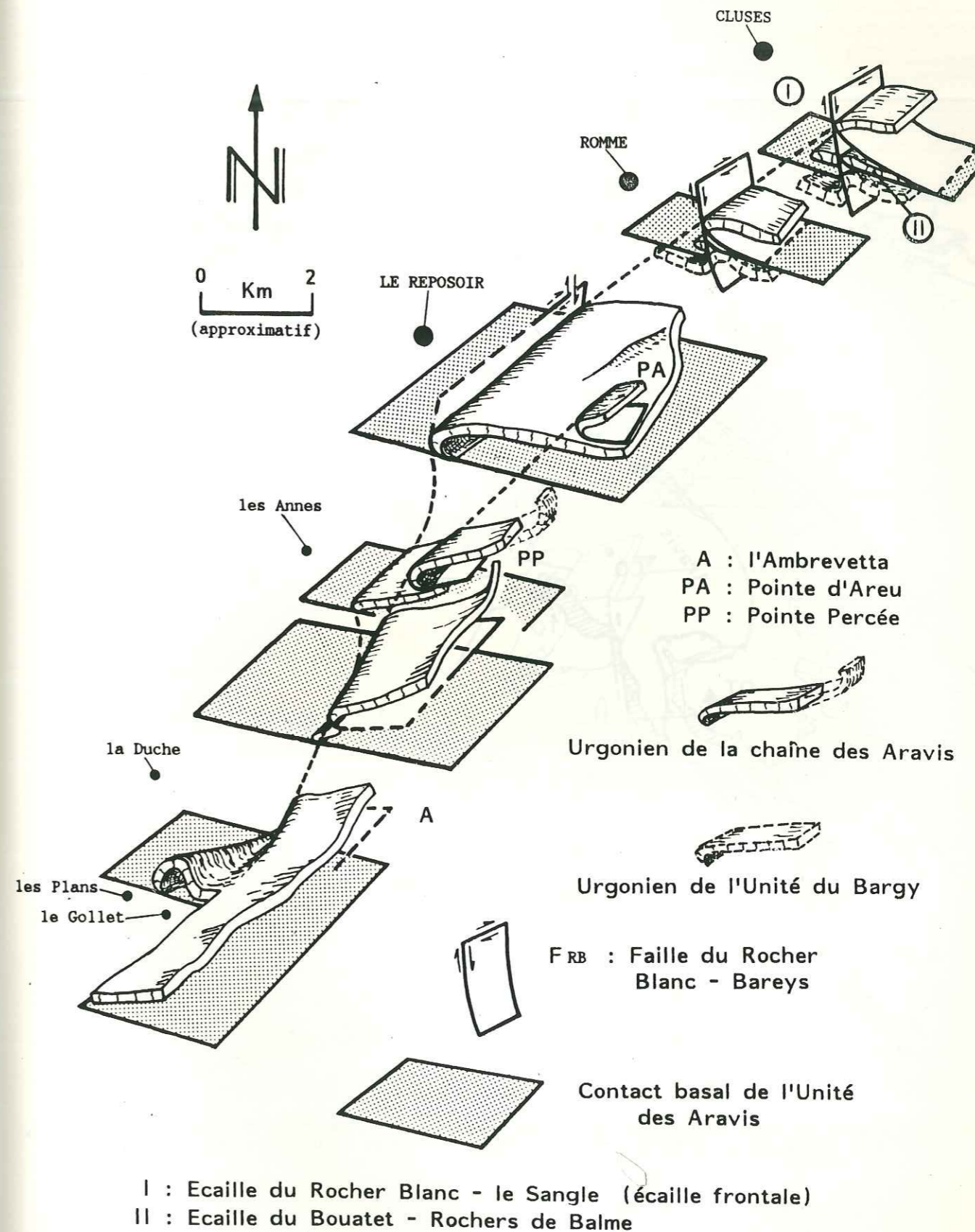


Fig. 67 : Tectonogramme de l'Urgonien de la chaîne des Aravis.

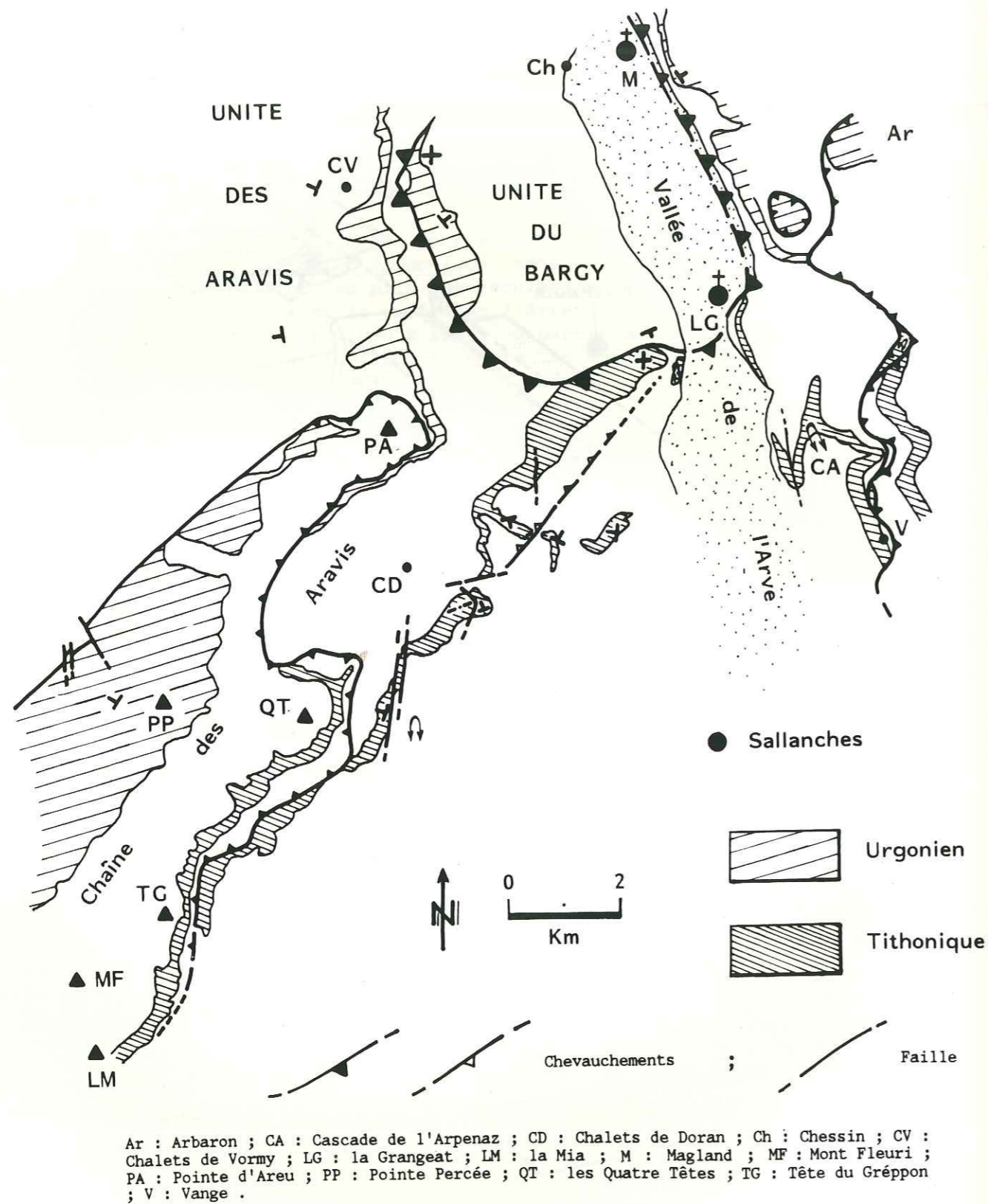
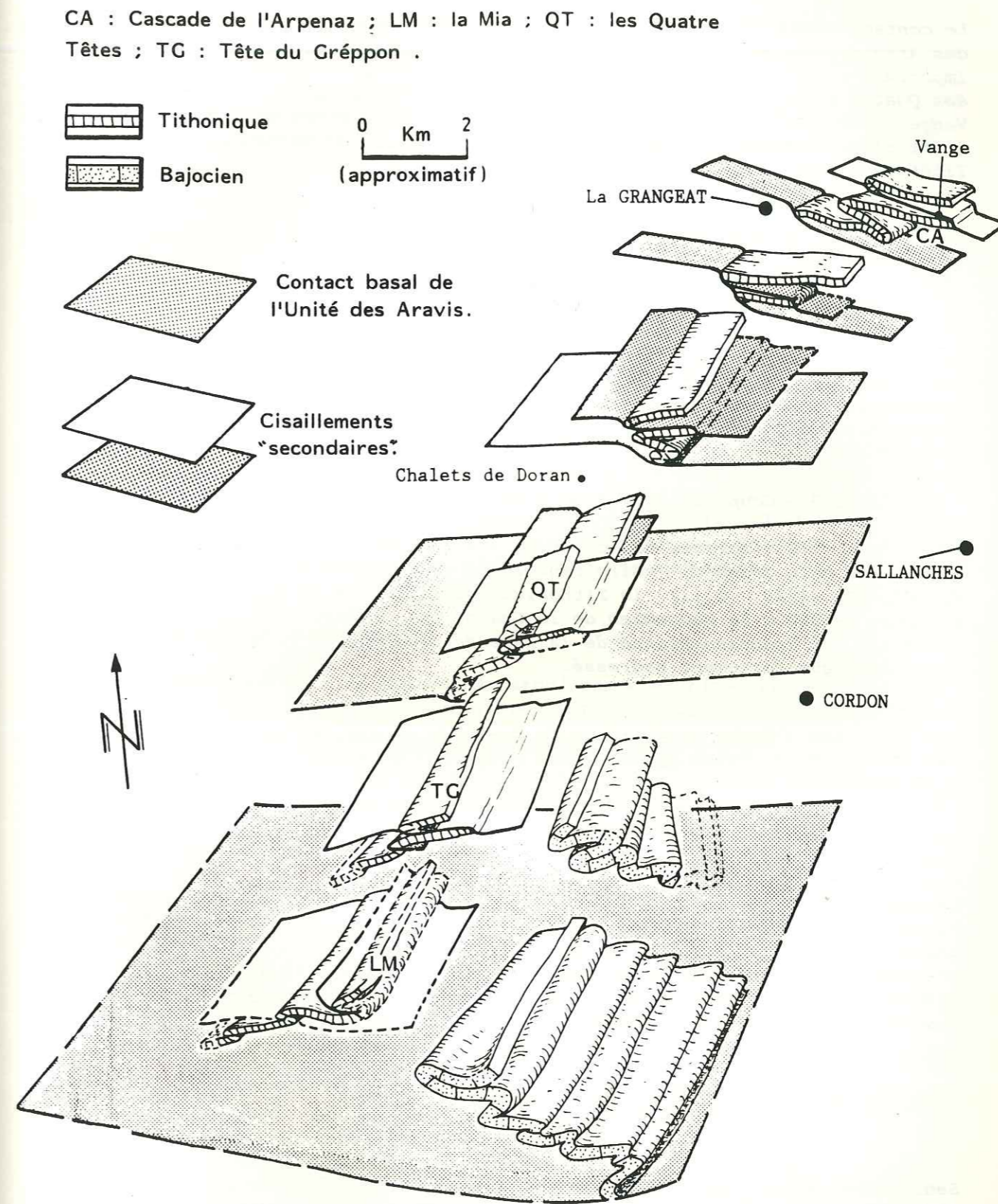


Fig. 68 : Carte structurale simplifiée du Tithonique et de l'Urgonien du secteur de Sallanches.

Fig. 69 : Tectonogramme du Tithonique (et du Bajocien) de la chaîne des Aravis.



en palier de chevauchement dans les Terres Noires et le Berriasien incompetents.

Le contact cisailant principal correspond au contact basal de l'Unité des Aravis. Viennent au-dessus des contacts "secondaires" dont le plus important est celui qui redouble les terrains de la Tête du Gréppon, des Quatre Têtes (rive gauche de la vallée de l'Arve) et du secteur de Vange (rive droite). Les autres, locaux, ont pour effet de cisailier l'anticlinal couché de la cascade de l'Arpenaz ou de redoubler le Tithonique dans le secteur de la Mia.

b5 . Le redoublement de la Pointe d'Areu

b51 - Généralités (fig. 70)

Du Sud vers le Nord, plus complexe qu'un simple anticlinal à charnière d'axe N50°E plongeant vers le Sud-Ouest, le dispositif géométrique est visualisé à l'aide de différentes coupes schématiques d'orientation NW-SE.

b52 - Coupe au niveau de l'Ambrevetta (fig. 71, A)

A l'arrière du sommet de l'Ambrevetta, le Tithonique est affecté de plis couchés, voire renversés, vers le Nord-Ouest. D'après F. VILLARS (1986, p.111) le Tithonique du sommet de la Mia chevauche sur près de 500 m le Néocomien de la Chaîne des Aravis. A l'avant, l'Urgonien plissé de la base de la Combe de la Grande Forclaz n'est que fortement redressé.

b53 - Coupe passant par la Combe de Chombas et par les Quatre Têtes (fig. 71, B et C)

Dans le secteur de la Tête du Gréppon (coupe B) ou dans le secteur des Quatre Têtes (coupe C), le Tithonique est cisailé à la base d'un de ses nombreux plis. Sous le Tithonique chevauchant, les Terres Noires du Bathono-Oxfordien sont conservées. Le cisaillement se prolonge vers le Nord-Ouest et ressort au front de la faille-pli de l'Urgonien. Ainsi, près de Plattuy, le "Gault" du compartiment chevauché est entièrement recouvert : l'Urgonien plissé et cisailé surmonte alors directement le Crétacé supérieur. Plus au Nord (coupe C) l'Urgonien plissé et cisailé est directement en contact avec les calcaires à petites Nummulites du Priabonien.

b54 - Coupe au niveau de la Pointe d'Areu (fig. 71, D)

A l'arrière, le Tithonique a été enlevé par l'érosion. Seuls subsistent, au Nord-Ouest des Chalets de Doran, le Néocomien et l'Urgonien de la Pointe d'Areu qui surmontent, par un contact plat, l'Urgonien et le Néocomien des Chalets de Doran.

Plus au Nord (fig. 71, E), au niveau de la vallée de l'Arve, la structure chevauchante de la Pointe d'Areu n'est plus visible; l'érosion

l'a totalement fait disparaître.

b55 - La prolongation des structures en rive droite de l'Arve (fig. 71, F)

Etudiée par B. PAIRIS (1975), B. PAIRIS et J.-L. PAIRIS (1975 a et b),, la rive droite de l'Arve, entre Magland et Salanches, présente un dispositif structural de redoublement des terrains post-oxfordiens analogue à celui observé dans la Chaîne des Aravis.

Les auteurs signalent que le Tithonique de la cascade de l'Arpenaz est interrompu au Sud de Vange par un cisaillement en "marche d'escalier". Cet accident, jalonné au Nord d'écaillés du Jurassique supérieur, est responsable du redoublement du Tithonique. La lame calcaire redoublée se prolonge vers le Nord où elle bute contre une faille d'orientation N50°E faiblement déversée vers le Nord-Ouest.

A l'avant, c'est l'Urgonien de l'Arbaron à tête anticlinale déversée vers le Nord-Ouest qui redouble l'Urgonien des Carroz.

L'étude des plans de failles subverticales des "marches d'escalier" à permis à B. PAIRIS et J.-L. PAIRIS (1974, p.1417) d'observer deux familles de stries. La première, liée aux fractures subverticales N50°E, présente des stries subhorizontales. La seconde, liée à la torsion de ces failles, présente des stries orientées N130-N150°E. C'est également contre ces failles que des plis d'écrasement d'axe N60°E se sont formés lors de la mise en place des chevauchements.

b56 - Conclusion

En rive droite (Arbaron) comme en rive gauche de la vallée de l'Arve (Areu), le même dispositif structural se retrouve.

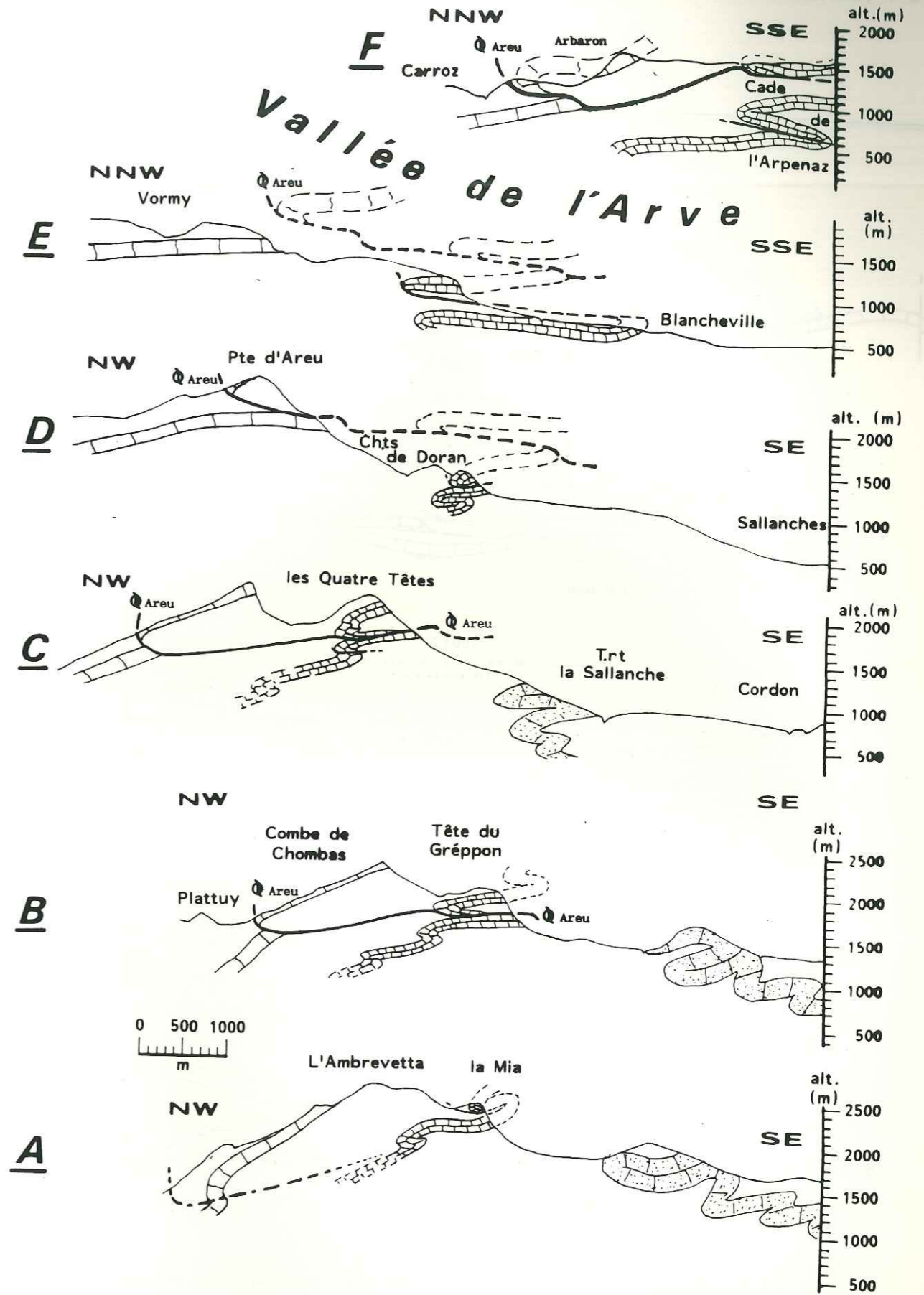
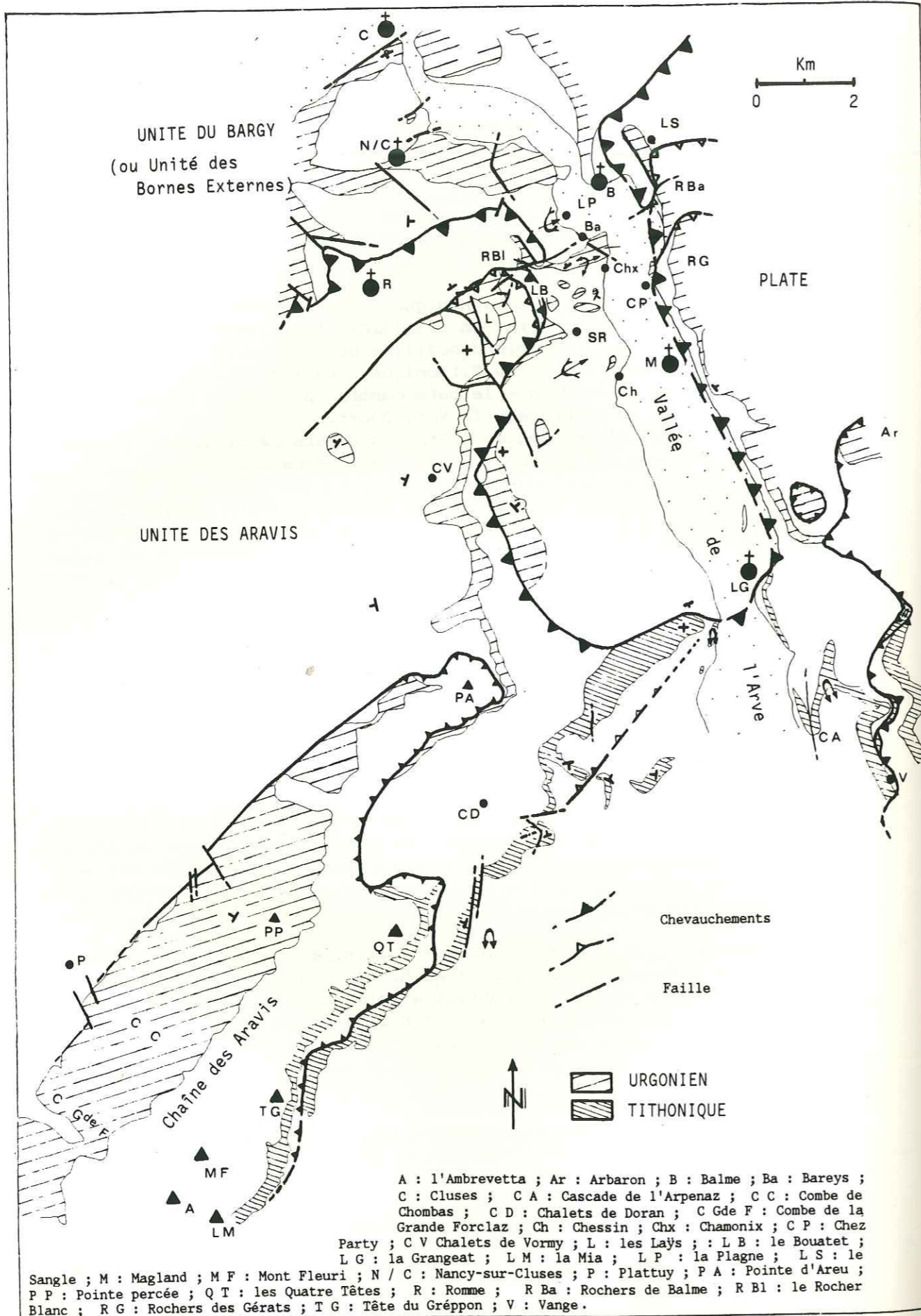
Simple pli anticlinal déversé vers le Nord-Ouest dans le secteur de la Combe de la Grande Forclaz (Aravis), la structure devient chevauchante, en allant vers le Nord-Est, jusqu'à redoubler les terrains du Mésozoïque dans les secteurs de la Tête du Gréppon - Pointe d'Areu (Aravis) et Vange - Arbaron (Platé).

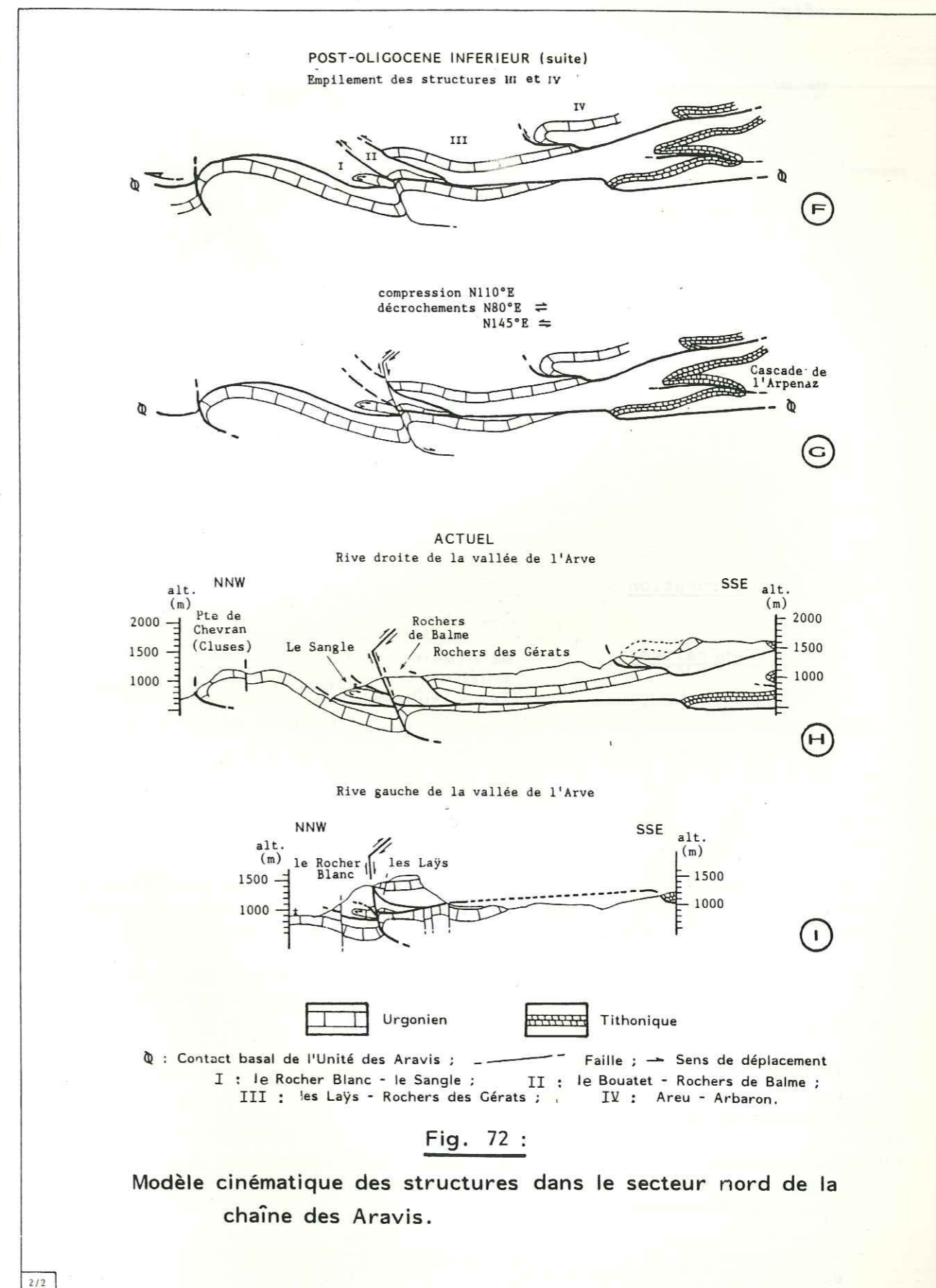
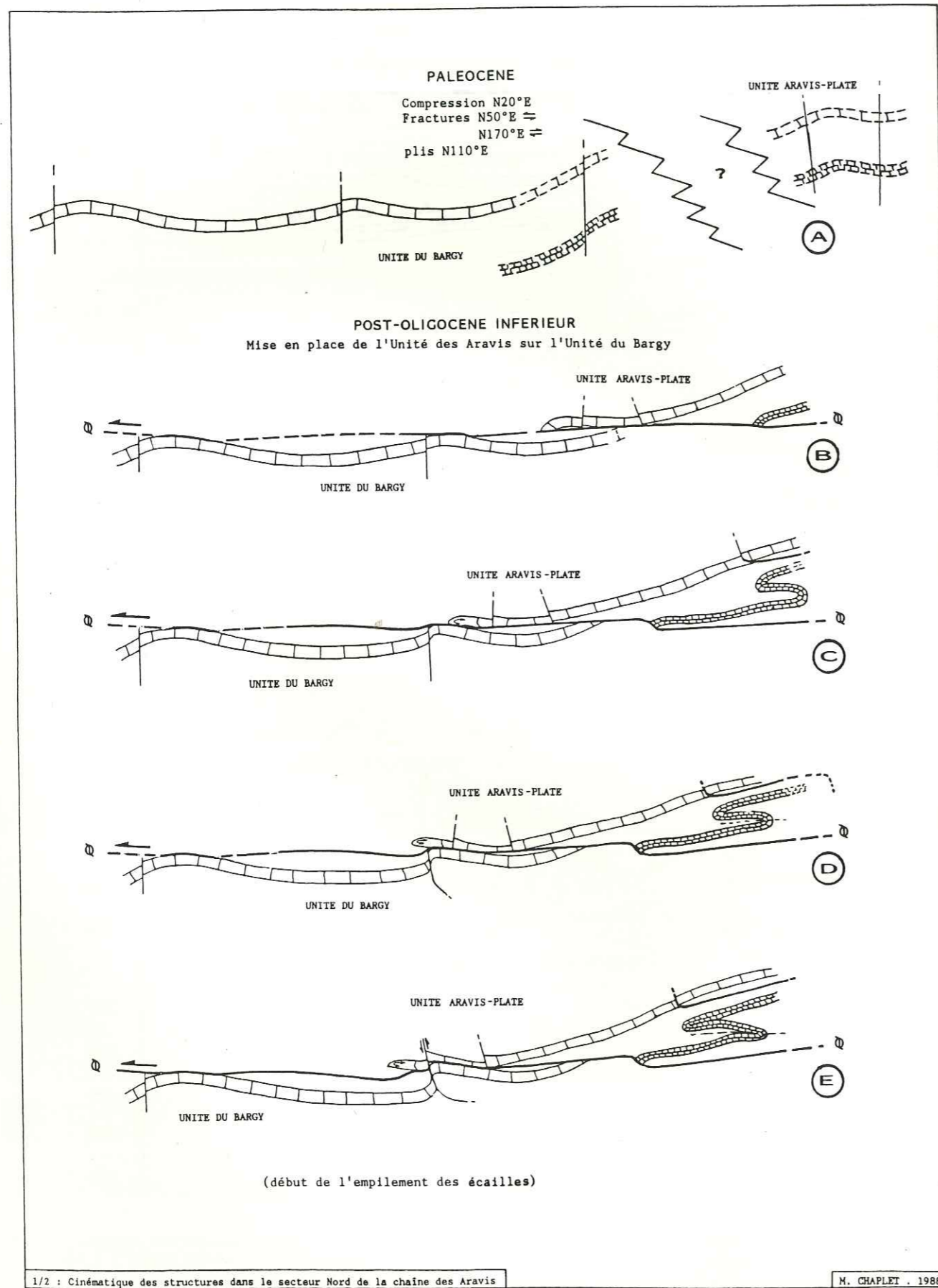
Ce redoublement, au dessus des Terres Noires, est dû à un contact plat à l'arrière, devenant subvertical au niveau des formations calcaires tithonique et urgonienne. Ce contact a pris sa forme finale lors de la mise en place de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy. Sa géométrie évolue d'une faille à une faille-pli puis à des rampes et paliers de chevauchement.

b6 . Conclusion chronologique sur la genèse des structures de l'Urgonien et du Tithonique (exemple du secteur de la vallée de l'Arve)

Après avoir détaillé les structures affectant l'Urgonien et le Tithonique dans le secteur de la vallée de l'Arve, il est possible de concevoir un modèle cinématique (fig. 72) du Paléocène à l'Actuel.

- Au Paléocène : Emersion, plissement d'axe N110°E et fracturation





d'orientation N50°E senestre et N170°E dextre selon (fig. 72 A) une compression N20°E (B. PAIRIS, 1975, p.74 et p.137)

- Après l'Oligocène inférieur : Mise en place de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy par cisaillement de l'Urgonien et du Tithonique (fig. 72, B à F).

(fig. 72 B à I)

Il est à noter que rien n'empêche, comme point de départ à ces structures, d'anciennes fractures anté-lutésiennes N50°E de rejouer en plan préférentiel. Dans ce cas, nous aurions des failles-plis comme l'a montré B. PAIRIS (1975, p.p.89-91);

. Rejeu dextre des plans de cisaillement et, en même temps, décalage du contact basal de l'Unité des Aravis par la faille du Rocher Blanc - Bareys selon une compression N110°E (fig. 72, G).

. Réajustement des masses par tassement des terrains selon le jeu normal de failles orientées N150°E et N80°E.

VI - La fracturation

VI 1 - Généralités

Hormis quelques failles subméridiennes corrélées à la phase anté-lutésienne de B. PAIRIS (1975) et reprises par la tectonique post-Oligocène inférieur, le jeu, le rejeu des fractures, la mise en place des unités, les accidents plus récents, ..., rendent difficiles la découverte et l'analyse d'accidents anciens. Les fractures visibles sont, pour l'essentiel, à rattacher à la tectonique post-Oligocène inférieur.

L'étude des directions de fractures cartographiées, ou relevées par photo-interprétation, a permis d'établir deux rosaces de fréquences; l'une pour l'Unité du Bargy, l'autre pour l'Unité des Aravis.

Toutes les directions se retrouvent dans les deux unités, mais pas toujours avec les mêmes proportions. Toutefois, quatre directions se distinguent par leurs fréquences (fig. 73) :

- la direction N55-N70°E (Unité du Bargy) et la direction N40-N60°E (Unité des Aravis) qui représentent les grandes structures faillées longitudinales.
- les directions N135°E (Unité du Bargy) et N135-N140°E (moins développée dans l'Unité des Aravis) qui sont celles de fractures recoupant les précédentes;
- les directions N150-N155°E et N165-N175°E (Unité du Bargy), N160°E et N170-N175°E (Unité des Aravis) de failles normales tardives et, en faible proportion, de quelques failles anté-lutésiennes.

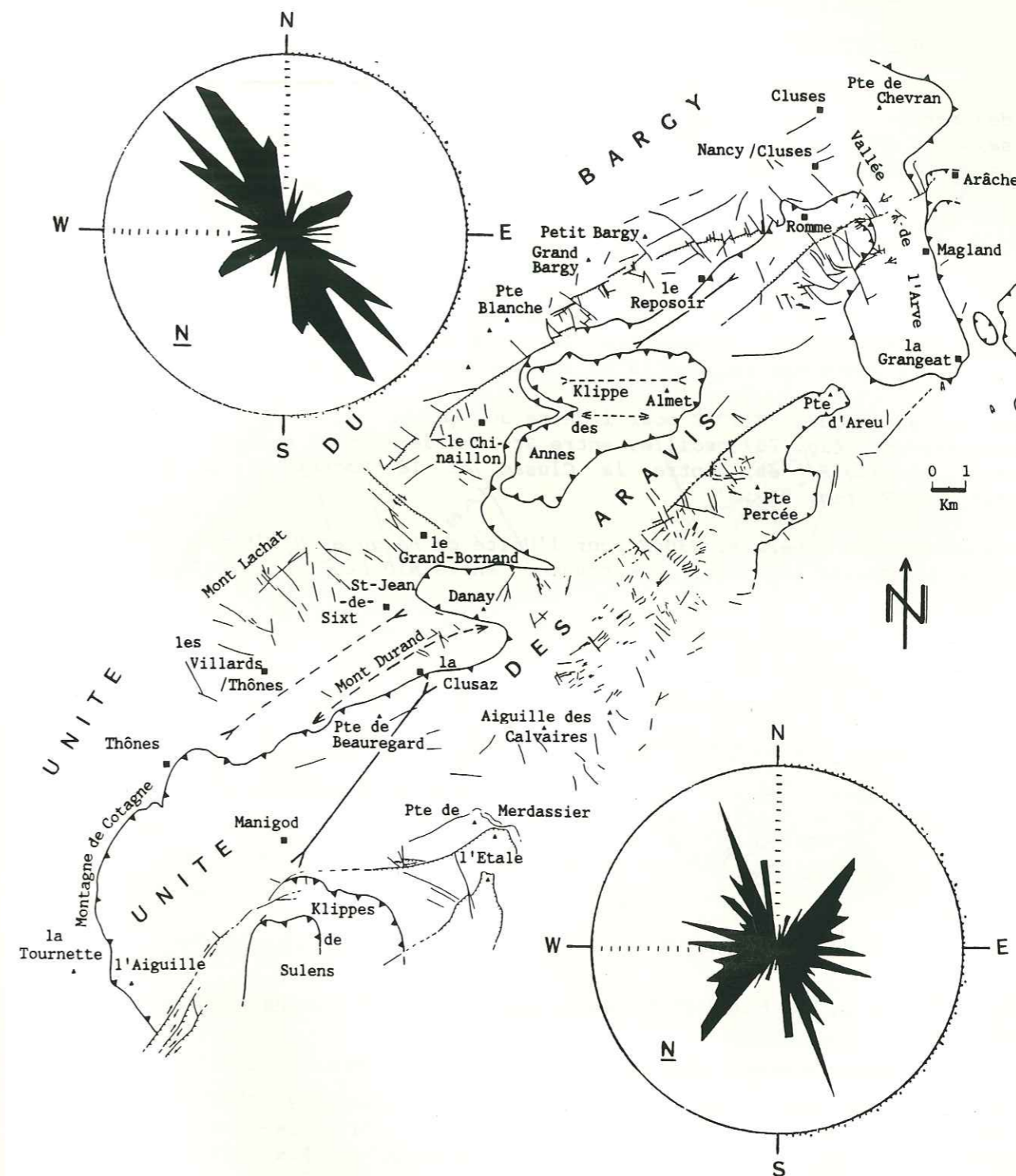


Fig. 73 : Schéma structural du synclinal de nappes de Thônes entre la Tournette et la vallée de l'Arve. Rosaces de fréquence des directions de fracture mesurées dans l'Unité du Bargy et l'Unité des Aravis.

- < <-----> synclinal et anticlinal de la klippe des Annes
 - >-----< <-----> synclinal de St-Jean-de-Sixt, anticlinal du Mont Durand
 - >-----< <-----> synclinal de Manigod, synclinal du Reposoir
 - ▲▲▲▲▲ chevauchement
 - failles
- (N=200 mesures ; le rayon=18 mesures)

VI 2 - Analyse des failles

a / Les décrochements

Trois familles avec leurs fractures associées sont déduites des reports de mesures sur canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) selon la méthode des dièdres droits (J. ANGELIER, 1977 ; J. ANGELIER et P. MECHLER, 1977 ; ...).

a1 . la famille N40-N80°E associée aux fractures N120-N175°E

Ce sont les directions les plus représentées dans le synclinal de nappes de Thônes. Elles correspondent à des fractures dextres (N40-N80°E), fréquemment dextres normales, associées à des accidents senestres (N120-N175°E) le plus souvent subverticaux.

Le serrage déduit (N120°E pour l'Unité du Bargy, N100°E pour l'Unité des Aravis; fig. 75) oscille, entre St-Jean-de-Sixt et Magland, entre N100 et N130°E et, entre la Clusaz et le Rocher Blanc, entre N95-N125°E (fig. 74).

La distension générale, N30°E pour l'Unité du Bargy et N10°E pour l'Unité des Aravis, oscille respectivement entre N10-N40°E et N5-N30°E.

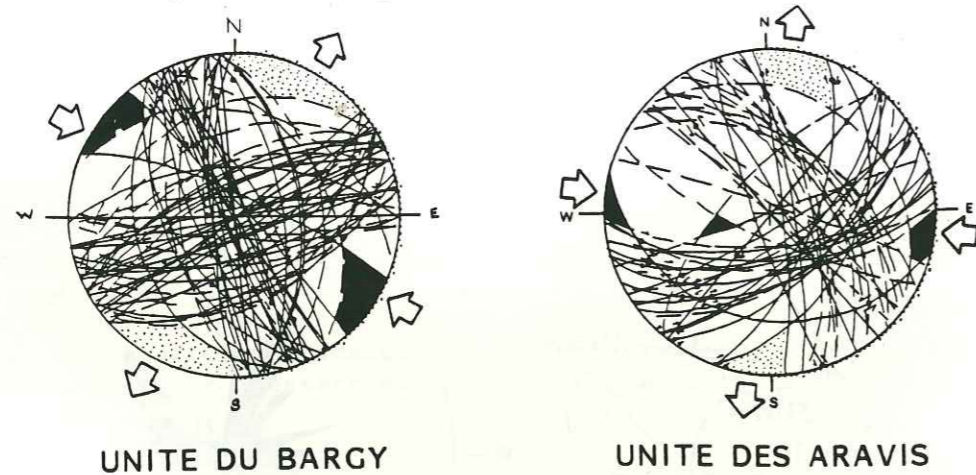


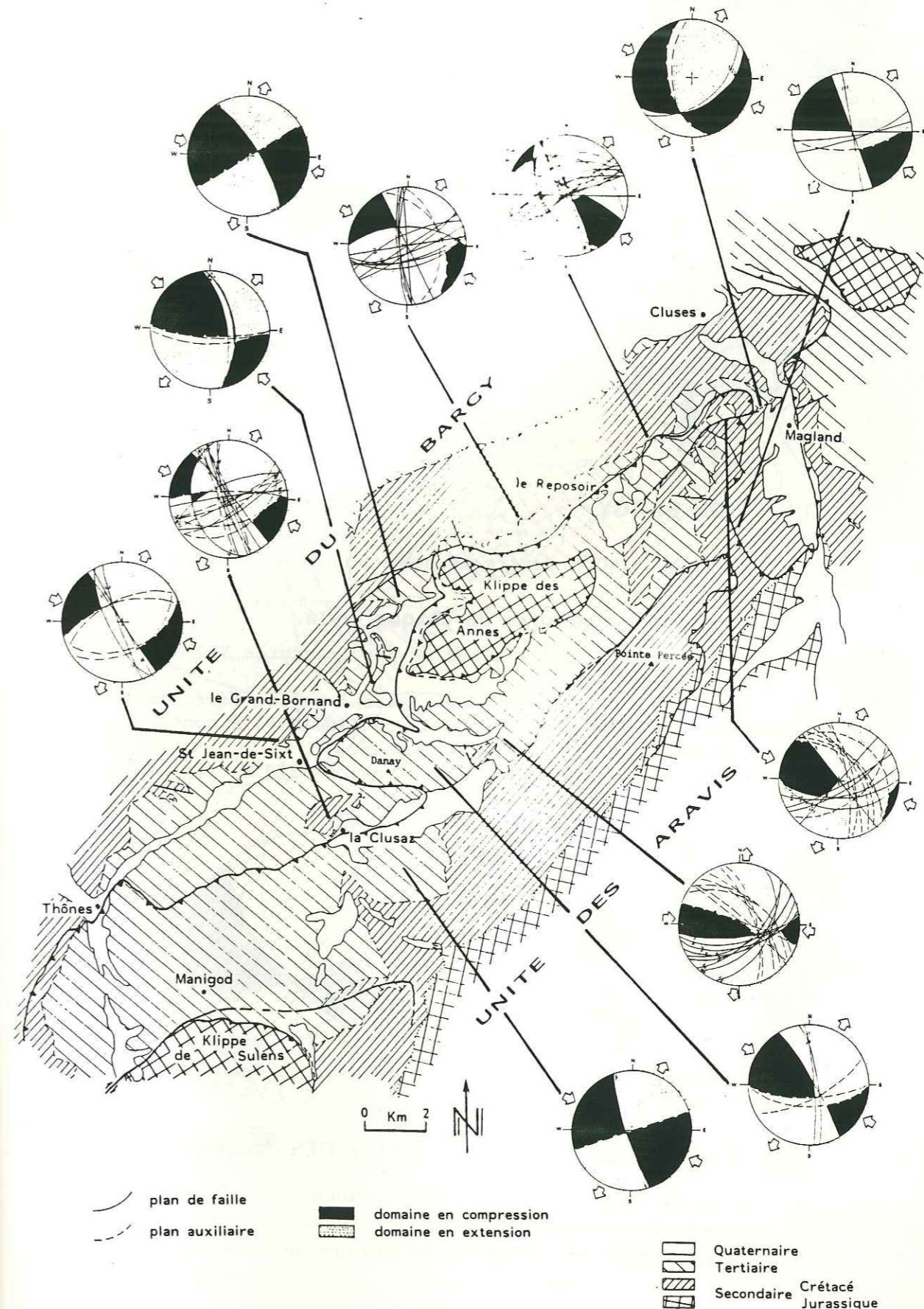
Fig. 75 : La famille N40-N80°E dextre associée aux fractures N120-N175°E senestres.

Rassemblement des mesures de chaque unité.

Ces fractures sont responsables des structures faillées de direction NE-SW, sub-parallèles à la chaîne du Bargy et à la chaîne des Aravis. Elles seraient issues de la quatrième étape de B. PAIRIS (1975, p.91) caractérisée par un réseau de failles décrochantes N145°E senestres et N80°E dextres compatible avec un serrage de direction N110°E environ.

Notons, toutefois, que ce système de failles longitudinales aux chaînes peut correspondre au rejeu de failles anciennes. En effet, J.J. CHAROLLAIS (1963, p.p.698-699) et B. PAIRIS (1975, p.137) signalent le rôle important joué par ces dernières au cours de la sédimentation du Tertiaire mais, en ce qui concerne ces fractures anté-lutéliennes de direction N50°E, le serrage déduit est N20°E pour un mouvement senestre (B. PAIRIS, 1975, p.74).

Fig. 74 : Représentation sur canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) des décrochements N40-N80°E dextres et N120-N175°E senestres. Positionnement des secteurs étudiés sur la carte simplifiée du synclinal de nappes de Thônes.



a2 . La famille N90-N140°E associée aux fractures N20-N70°E

Le serrage déduit à partir de ces accidents dextres (N90-N140°E) et senestres (N20-N70°E) est quasiment subméridien et la distension est-ouest (fig. 77).

Les fractures dextres (N90-N140°E) recoupent en maints endroits la famille décrochante N40-N80°E précédemment décrite. L'une des plus importantes est celle du Plan de la Forclaz située au Nord du Grand-Bornand (fig. 76).

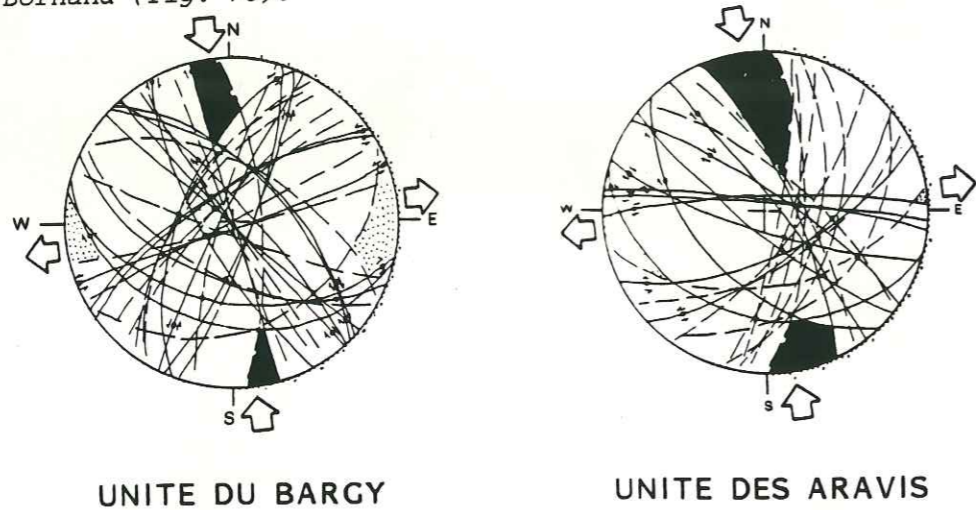


Fig. 77 : La famille N90-N140°E dextre associée aux fractures N20-N70°E senestres.
Rassemblement des mesures de chaque unité.

a3 . La famille N100-N140°E associée aux fractures N10-N60°E

Si leurs orientations sont identiques à celles décrites au paragraphe précédent, à l'inverse, les accidents N100-N140°E sont senestres et ceux orientés N10-N60°E sont dextres. Le serrage déduit est orienté N80°E et la distension N170°E (fig. 78).

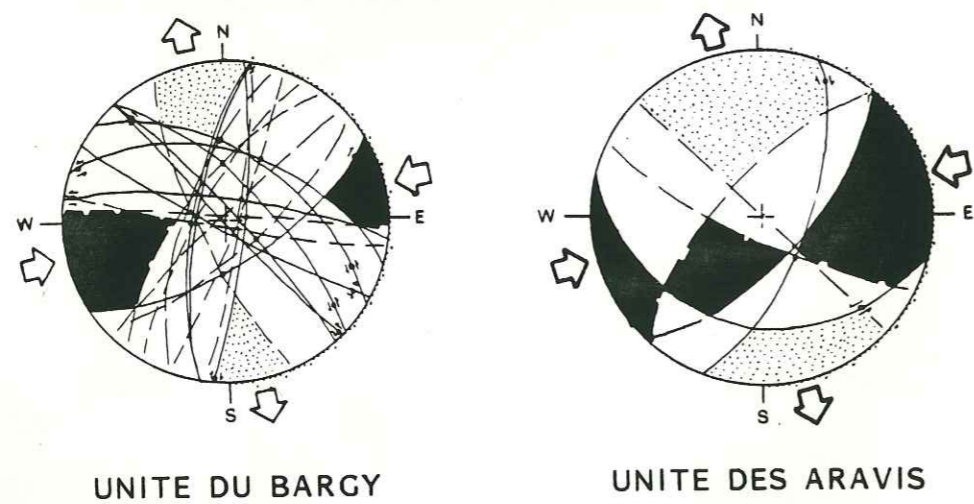


Fig. 78 : La famille N100-N140°E senestre associée aux fractures N10-N60°E dextres.
Rassemblement des mesures de chaque unité.

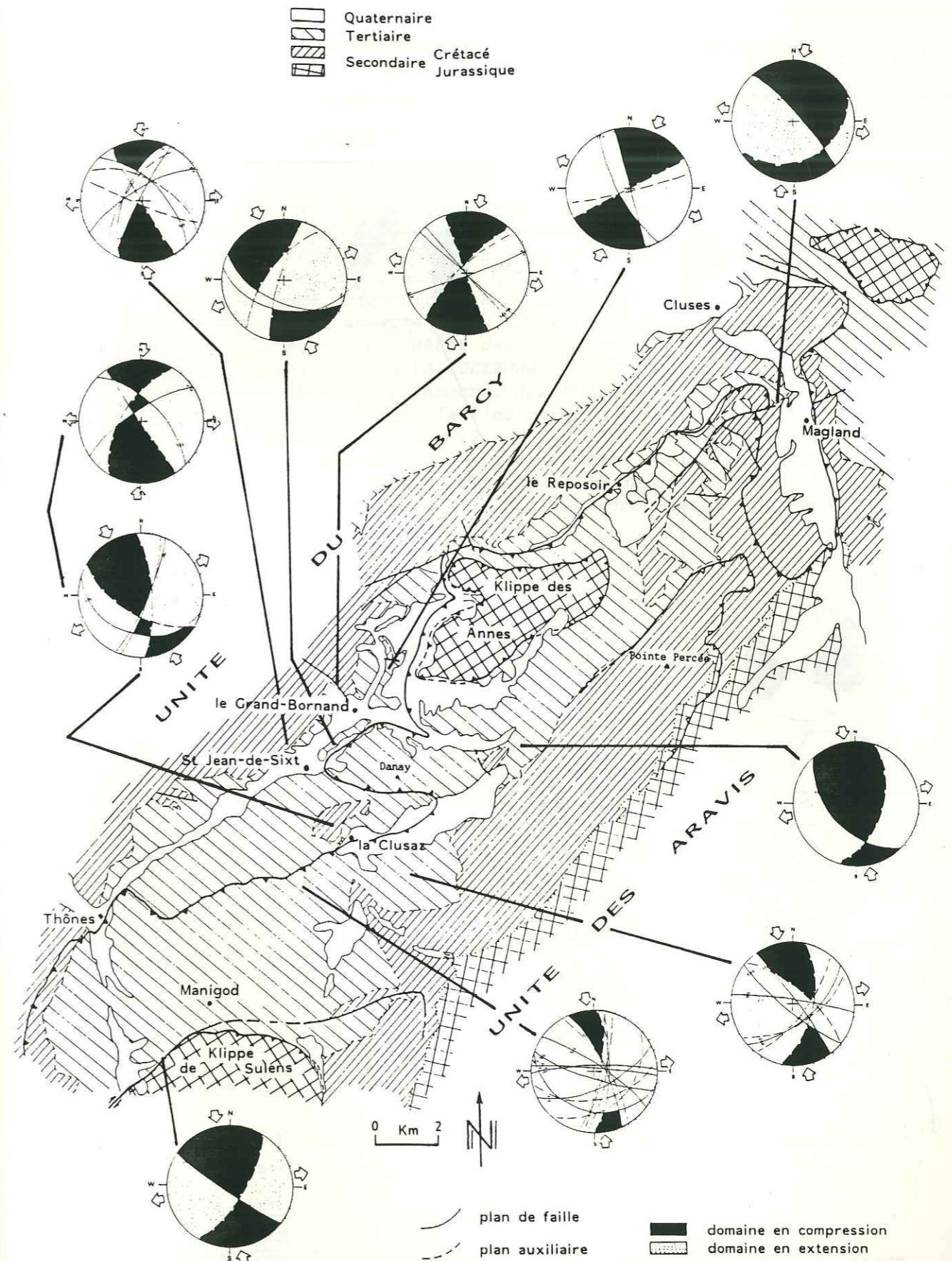
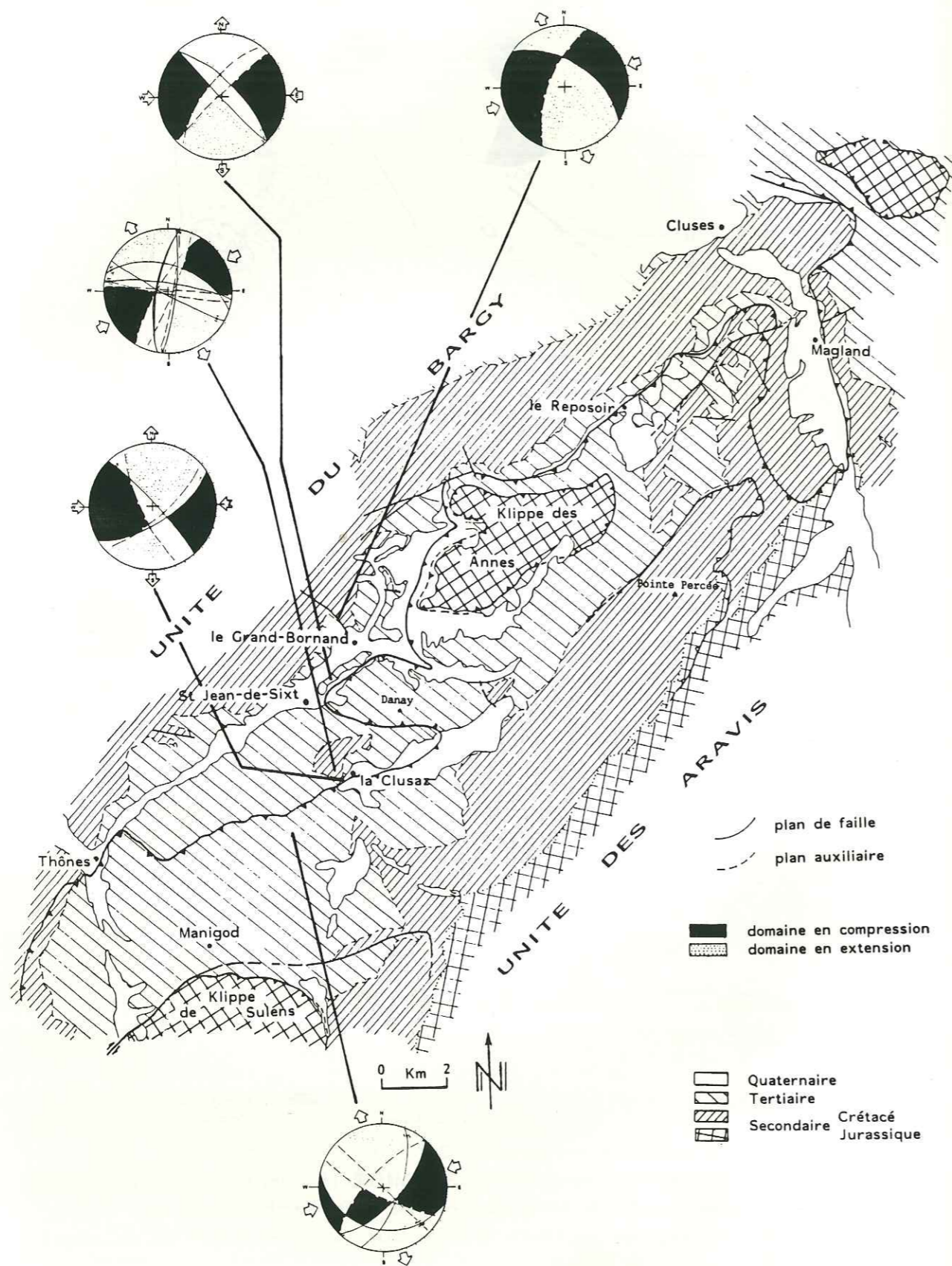


Fig. 76 : Représentation sur canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) des décrochements N90-N140°E dextres et N20-N70°E senestres. Positionnement des secteurs étudiés sur la carte simplifiée du synclinal de nappes de Thônes.

Fig. 79 : Représentation sur canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) des décrochements N100-N140°E senestres et N10-N60°E dextres. Positionnement des secteurs étudiés sur la carte simplifiée du synclinal de nappes de Thônes.



Une de ces failles, orientée N15-N20°E de composante dextre, recoupe (au Nord de la Fromentière; le Reposoir; chaîne du Bargy) une faille normale tardive (faille normale : N160E85 ; pitch : 57°SE).

Difficilement corrélable à la surrection encore active du massif cristallin de Belledonne (P. BORDET, 1970, p.47 ; J. FOURNIGUET, 1977, p.268) de contrainte maximale orientée ENE-WSW (J. FRECHET, 1978 ; J.-P. GELY, 1988, p.135), ces deux familles conjuguées peuvent être interprétées comme étant liées aux tassement par rejeux inversés des failles décrochantes N90-N140°E dextres et N20-N70°E senestres pendant la période tardive de distension.

Cependant, le même dispositif se retrouve au front des massifs des Bornes et des Bauges avec le rejeu actuel des décrochements fini-miocènes N120°E senestres et N80°E dextres enregistrant les contraintes compressives du bati alpin (A. DELAUNAY, J.-P. RAMPNOUX, 1981, p.211). De même, entre les Gets et Samoens, des bombements transversaux orientés NNW-SSE et le rejeu de failles profondes reprennent tardivement (voire actuellement) la région (B. de LEPINAY, 1981, p.188 et p.192). Une étude plus poussée de la fracturation dans le Quaternaire du synclinal de nappes de Thônes serait, sans aucun doute, nécessaire pour une datation précise de ces deux familles décrochantes conjuguées.

b / Les failles inverses (fig. 81)

Quelques failles inverses ont été décelées. Le plus souvent, elle sont inverses-décrochantes.

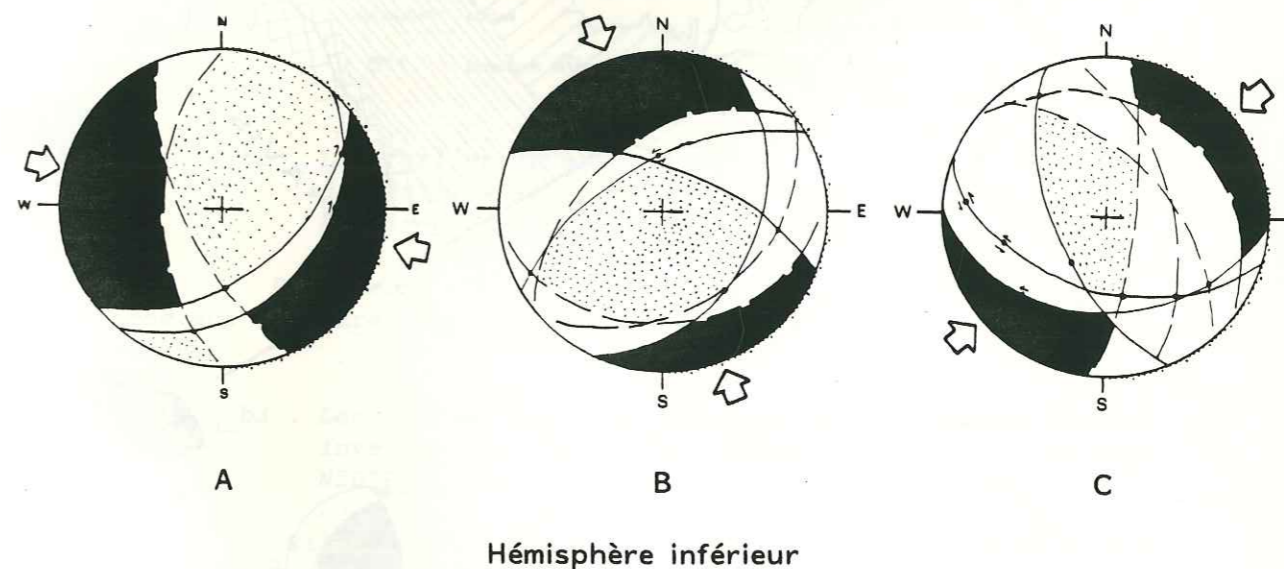


Fig. 80 : Représentation sur canevas de SCHMIDT des failles inverses et inverses-décrochantes.

b1 . Les failles dextres inverses N40-N50°E, pour un serrage de direction N100°E. (fig. 80, A)

Elles sont corrélées à la famille dextre N40-N80°E associée aux fractures senestres N120-N175°E.

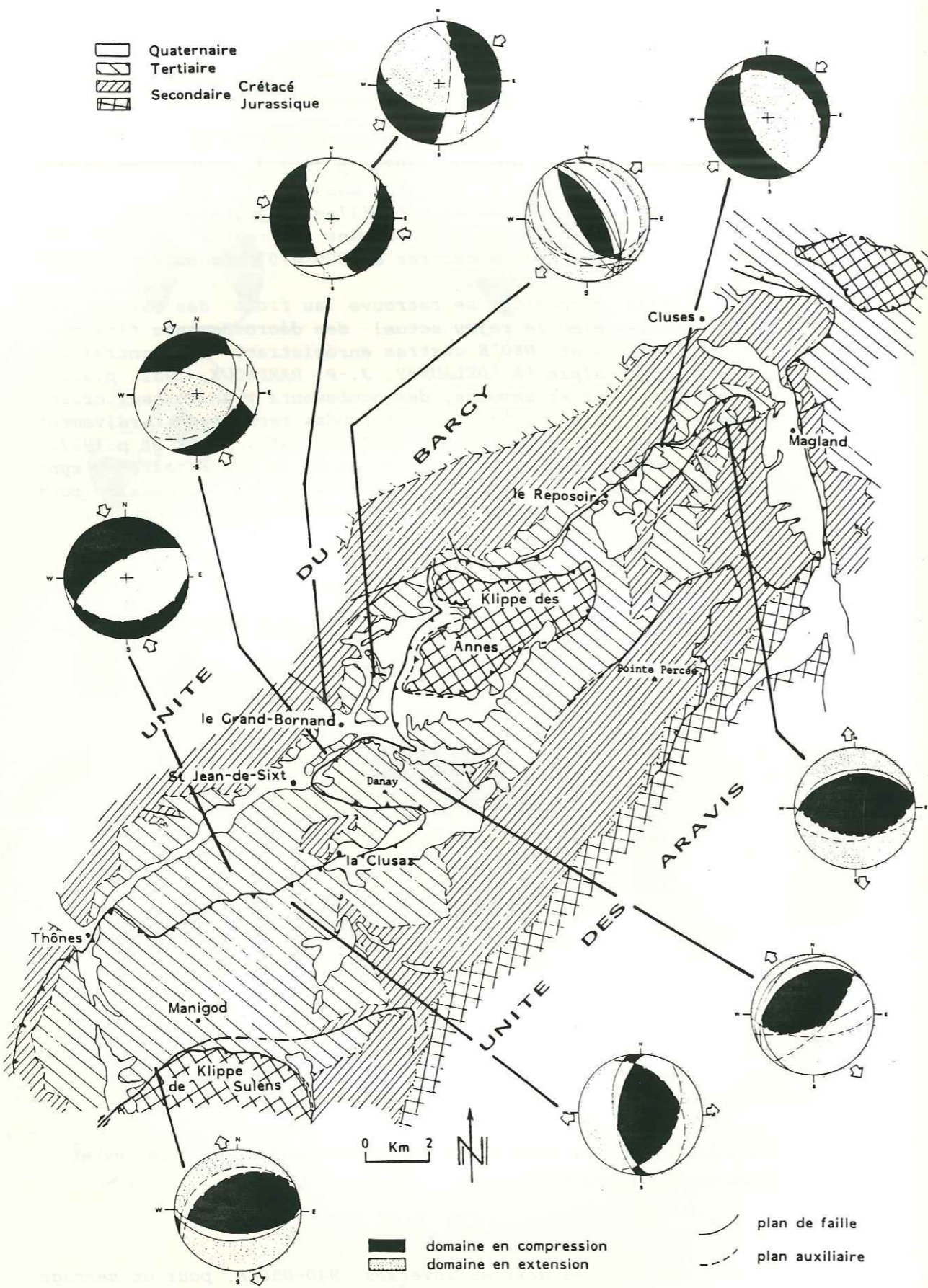
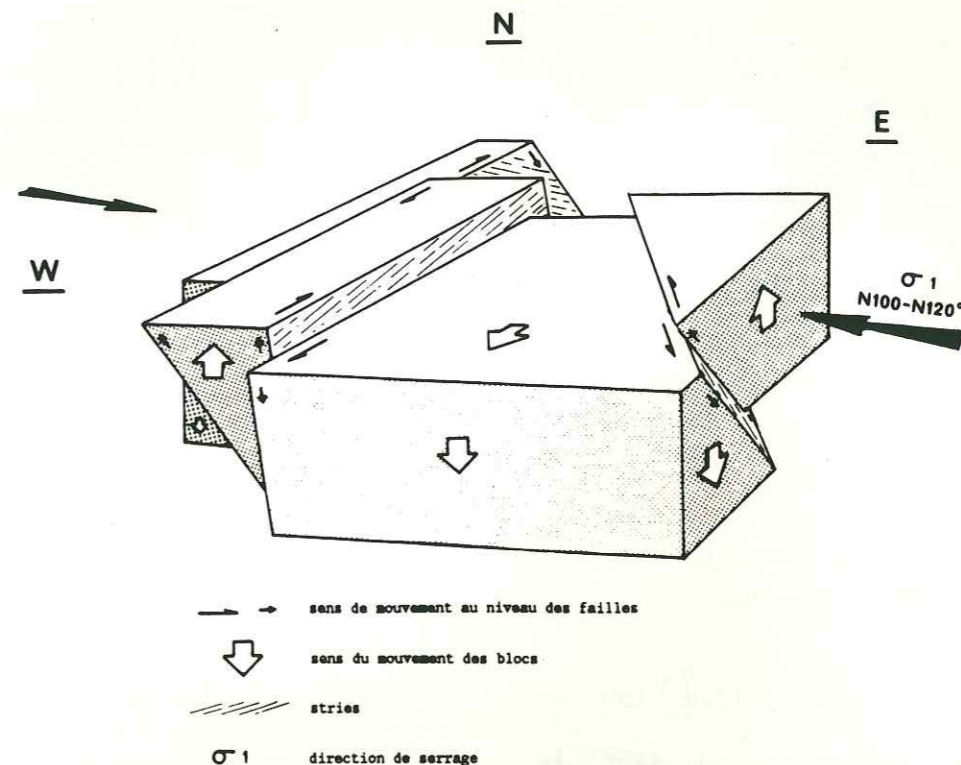


Fig. 81 : Représentation sur canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) des failles inverses à inverses-décrochantes et des failles normales à normales-décrochantes. Positionnement des secteurs sur la carte simplifiée du synclinal de nappes de Thônes.

Il est à remarquer que ces failles dextres inverses sont corrélées à une famille fréquemment dextre normale. Ce phénomène s'explique par le mouvement des blocs contenus entre chaque faille (fig. 82).

Fig. 82 : Modélisation de failles décrochantes normales et décrochantes inverses au cours d'une même phase de serrage.



b2 . Les failles inverses senestres $N30-N60^{\circ}E$ associées à des failles inverses dextres $N100^{\circ}E$, dans un serrage de direction $N160^{\circ}E$. (fig. 80, B)

Elles sont corrélées à la famille dextre $N90-N140^{\circ}E$ associées aux fractures $N20-N70^{\circ}E$ senestres.

b3 . Les failles inverses senestres $N90-N110^{\circ}E$ et failles inverses de direction perpendiculaires au serrage $N50^{\circ}E$. (fig. 80, C)

Elles sont corrélées à la famille senestre $N100-N140^{\circ}E$.

c / Les failles normales (fig. 81)

Il existe trois familles dont deux sont conjuguées.

c1 . La famille $N130-N160^{\circ}E$ (fig. 83, A)

Elle a été observée en rive gauche du torrent de Chinailon, à l'Ouest du lieu-dit les Frasses, dans la formation marnomicacée et, parfois, dans les Marnes à Meletta.

Ce système distensif, orienté $N45^{\circ}E$, se présente parfois comme le rejeu de la famille décrochante $N90-N140^{\circ}E$ dextre. Pour exemple, une de ces failles présente des crochons et des stries (dont le pitch est de 90°) qui indiquent une composante normale et, moins net, une famille primitive de stries, indiquant un mouvement dextre, avec un pitch de 0° .

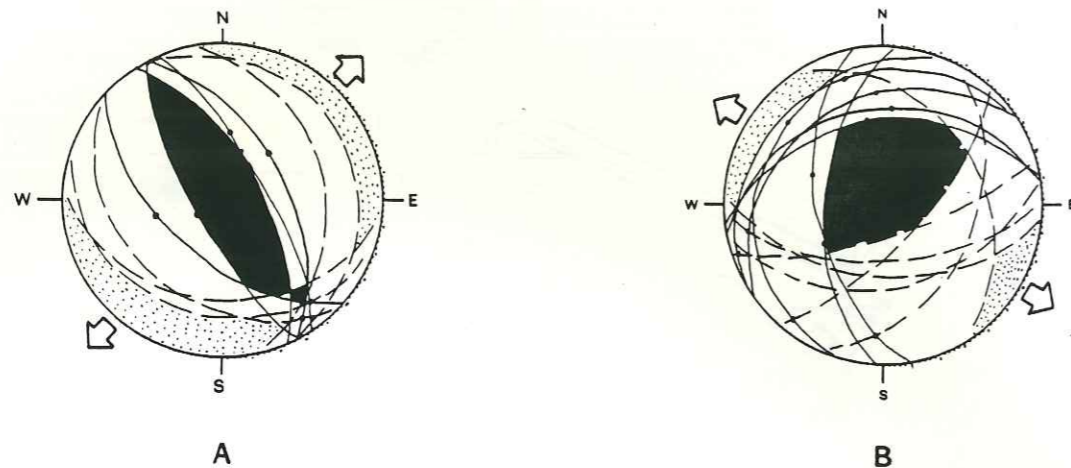


Fig. 83 : Représentation sur canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) des failles normales.

c2 . La famille $N150-N180^{\circ}E$ associée aux fractures $N55-N80^{\circ}E$

Tout comme dans la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine (S.O. RIVANO-GARCIA, 1978, p.176), ces deux familles conjuguées de failles normales tardives recoupent à la fois les structures plicatives et les accidents précédemment décrits.

La direction de contrainte minimale est $N120^{\circ}E$ (fig. 83,B). La famille la mieux représentée est celle orientée $N150-N180^{\circ}E$ qui découpe la chaîne des Aravis et la chaîne du Bargy.

Notons, qu'au moins en un lieu (au Nord de la Fromentière; le Reposoir), une de ces failles normales est décalée par une faille $N15-N20^{\circ}E$ de composante dextre (cf 2ème partie, IV 2, c).

d / La fin du système décrochant Arcalod-Arclusaz et les failles listriques de l'Etale-Merdassier

d1 . La fin du système décrochant Arcalod-Arclusaz

La faille d'Arcalod, orientée $N30^{\circ}E$, a été étudiée en détail sur près de 40 Km; de St Pierre d'Albigny, au Sud, jusqu'à l'Ouest de la klippe de Sulens, au Nord; par B. DOUDOUX en 1973. Sa composante décrochante est dextre.

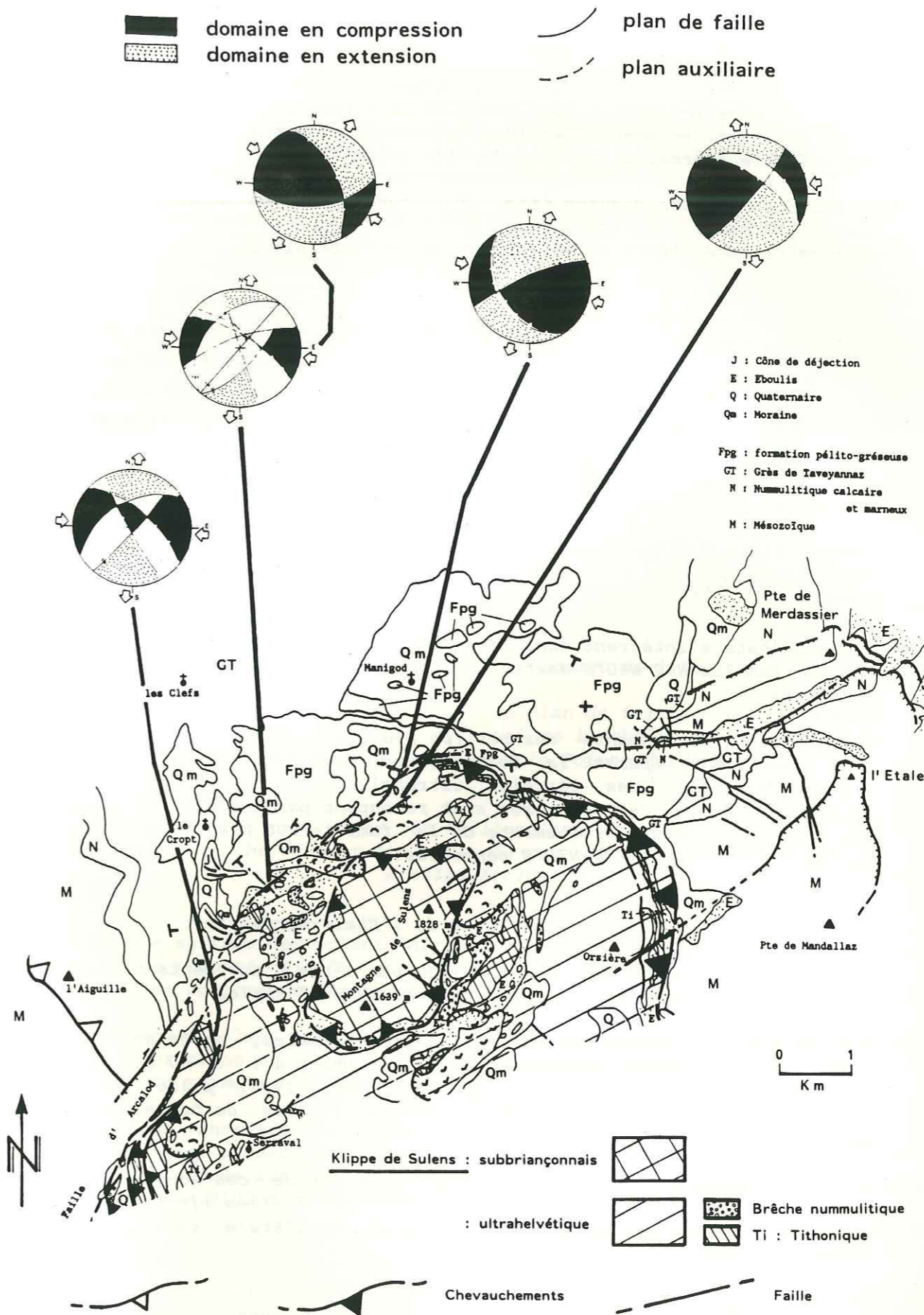


Fig. 84 : Représentation sur canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) d'accidents décrochants situés dans la prolongation de la faille d'Arcalod. Positionnement des secteurs étudiés sur la carte simplifiée du Nord-Ouest de la klippe de Sulens et de ses alentours.

Dans le secteur nord-ouest de la klippe de Sulens (fig. 84), seuls quelques segments d'accidents, correspondant à la prolongation de la faille d'Arcalod, ont été décelés à l'affleurement.

Le regroupement des mesures (fig. 85) sur canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) confère à l'extrémité nord de la faille d'Arcalod un serrage orienté N100°E et une extension orientée N10°E.

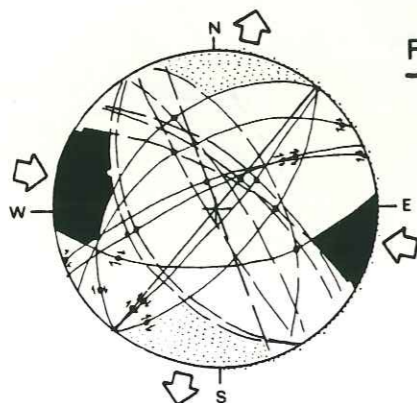


Fig. 85 : Représentation sur canevas de SCHMIDT (hémisphère inférieur) des mesures de failles de la fin du système décrochant "Arcalod-Arclusaz".

Ces résultats s'intègrent dans la tectonique décrochante déjà décrite de la famille N40-N80°E dextre associée aux fractures N120-N175°E senestres.

Ces accidents décrochants dextres (ou plus exactement : failles dextres normales) séparent la formation pélioto-gréseuse appartenant à l'Unité des Aravis des terrains ultrahelvétiques appartenant à la klippe de Sulens. Ces fractures sont recoupées par des failles normales tardives et des décrochements de la famille N90-N140°E dextre associée aux fractures N20-N70°E senestres.

d2 . Les failles listriques de l'Etale-Merdassier

Au Sud du col des Aravis, une série d'accidents cassants affectent le secteur de la Pointe de Merdassier-l'Etale.

Ces failles, normales dextres et dextres normales, après avoir été interprétées en chevauchements (feuille d'Annecy à 1 : 80 000, 1ère édition et Ch. SARAZIN, 1903 in L. MORET, 1934, p.106) ont été postérieurement considérées comme de simples failles de tassement (L. MORET, 1926, p.4 ; 1934, p.106).

Lorsque l'on observe la configuration de ces accidents, on s'aperçoit qu'il s'agit de tout un réseau de failles listriques (au moins huit) dont celles de la Blonnière et de l'Etale sont les plus spectaculaires.

- d21 - La faille listrique de la Blonnière

Du fait du Quaternaire et de la formation pélioto-gréseuse présents dans la vallée, à l'Est de Manigod, cette faille n'est vraiment décelable qu'à partir de Comburce où elle possède une orientation N80°E.

Vers l'altitude 1550 m, elle possède une orientation N55°E jusqu'à la ligne de crête, à l'altitude 2150 m, entre la Pointe de Merdassier (2313 m), au Nord-Ouest, et le sommet côté 2356 m, au Sud-Est.

Passé la crête, dans le secteur de l'envers des Aravis, l'érosion permet de voir que cet accident est entièrement couché vers l'Est-Sud-Est.

Puis, dans le versant oriental de la chaîne des Aravis, cet accident va décaler la barre du Tithonique avant de se perdre dans les Terres Noires.

- d22 - La faille listrique de l'Etale

Sur le versant occidental de la chaîne des Aravis, cette faille est visible du fond de la vallée de Manigod, dans le secteur de Joux, jusqu'au Nord de l'Etale.

Dans le secteur de Foiroux (fig. 86), le plan de faille est orienté N55°E avec un pendage de 35° vers le Sud-Est. Il sépare l'Hauterivien puis l'Urgonien, au Nord, de l'Urgonien puis du "Gault" et du Crétacé supérieur, au Sud.

Puis le contact contourne par le Nord le sommet de l'Etale.

Au Sud de la Blonnière (fig. 87), le plan de faille se couche vers l'Est puis file dans le versant oriental de la chaîne des Aravis où il se perd vers le Sud, dans le secteur de la Pointe de Mandallaz.

d3 . Relation entre les failles listriques de l'Etale-Merdassier et la fin du système décrochant Arcalod-Arclusaz

- Le système décrochant Arcalod-Arclusaz correspond à un serrage orienté N100°E et une extension orientée N10°E engendrant une composante dextre normale.

- Les failles listriques de l'Etale-Merdassier correspondent à des plans orientés N55°E de composante normale dextre et dextre normale.

. Ces deux ensembles s'intègrent dans le même système de contraintes tectoniques ; celui qui engendre la famille décrochante dextre N40-N80°E associée aux fractures orientées N120-N175°E senestres pour un serrage N100-N120°E et une extension N10-N30°E.

- La fin du système décrochant Arcalod-Arclusaz (au Sud et Sud-Sud-Ouest de Manigod) est caractérisé par une direction qui devient N40-N70°E.

- Le Sud du système des failles listriques de l'Etale-Merdassier (à l'Est-Sud-Est de Manigod) est caractérisé par une direction qui devient N80°E.

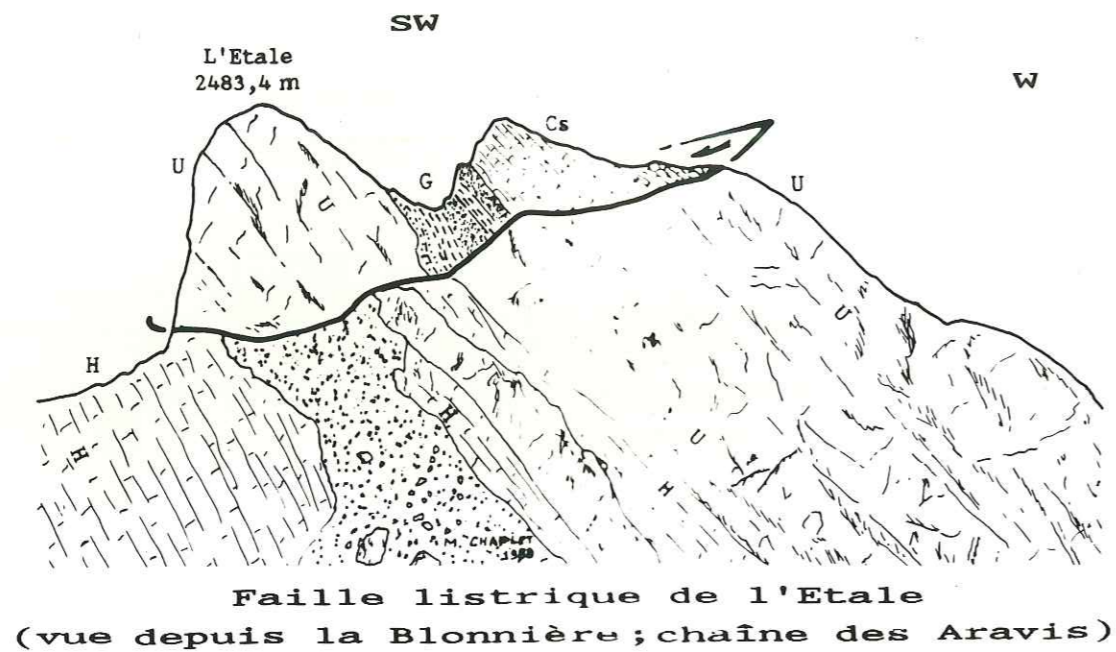
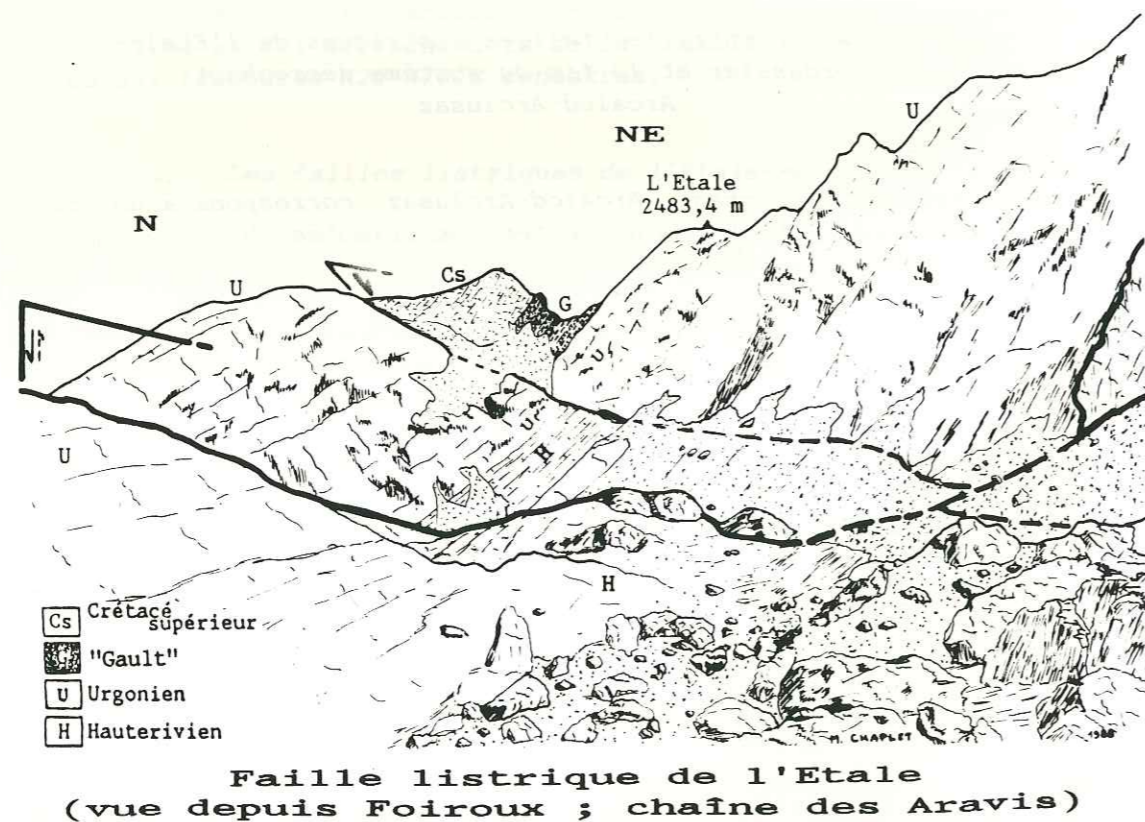


Fig. 87

Fig. 86

Faille listrique de l'Etale
(vue depuis Foiroux ; chaîne des Aravis)

. Ces deux ensembles, faille d'Arcalod et faille de Merdassier, semblent se rejoindre au niveau de la vallée ; la faille d'Arcalod se confondrait alors, à partir de ce secteur, au bord verticalisé de la faille listrique de Merdassier (fig. 88). Géométriquement, l'orientation $N80^{\circ}E$ de la faille listrique de Merdassier dans le secteur de la Cote Rouge et le mouvement normal dextre de cette dernière, pourrait expliquer l'écaillage de ce secteur.

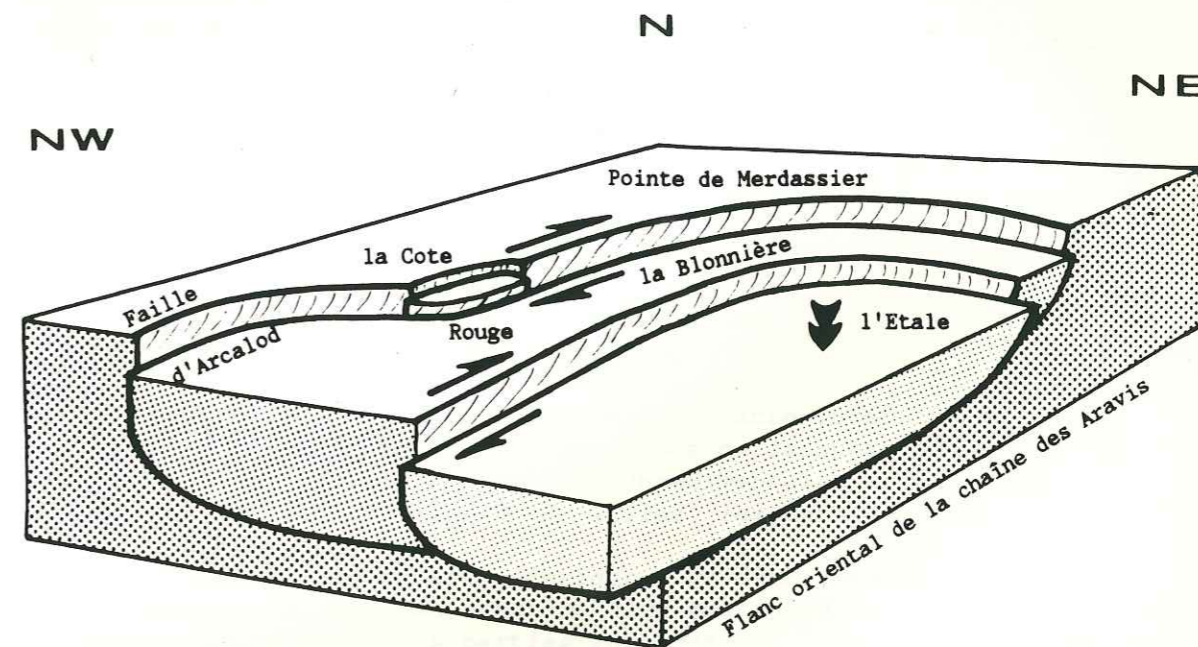


Fig. 88 : Modélisation du système décrochant Arcalod-Arclusaz en relation avec les failles listriques de l'Etale-Merdassier .

VI 3 - Conclusion générale sur la fracturation

L'analyse des fractures permet d'établir l'ordre chronologique post-Oligocène inférieur selon quatre événements.

Après les fractures anté-lutésiennes senestres ($N50^{\circ}E$) et dextres ($N170^{\circ}E$) pour un serrage orienté $N20^{\circ}E$:

Evènement 1 : Il est à l'origine des décrochements et des failles inverses-décrochantes dextres $N40^{\circ}-N80^{\circ}E$ et senestres $N120^{\circ}-N175^{\circ}E$ reprenant le plus souvent les fractures anté-lutésiennes dans un serrage $N110^{\circ}E$ et une extension orientée $N20^{\circ}E$.

Evènement 2 : Il est caractérisé par des décrochements et des failles inverses-décrochantes dextres $N90^{\circ}-N140^{\circ}E$ et senestres $N20^{\circ}-N70^{\circ}E$ pour un serrage $N170^{\circ}E$ et une distension orientée $N80^{\circ}E$.

Evènement 3 : Distensif, il a donné des failles normales orientées N150-N180°E et N55-N80°E pour une direction de contrainte minimale N120°E.

Evènement 4 : Les familles N100-N140°E senestres et N10-N60°E dextres pourraient-êtré interprétées comme étant liées au tassement par rejeux des accidents de l'évènement 2 durant l'évènement 3. Mais si l'on considère la néotectonique dans le secteur de Belledonne ou au front des massifs des Bornes et des Bauges, le serrage déduit, dans le synclinal de nappes de Thônes, de direction N80°E et d'extension N170°E, s'inscrit dans le rejeu des accidents de l'évènement 2 lié à la surrection du massif de Belledonne.

VII - La tectogenèse

VII 1 - Les principaux résultats de l'étude tectonique

Au terme de cette étude, il apparaît que la structure de la partie sud-orientale du massif des Bornes résulte d'une succession d'évènements plicatifs et cassants post-Crétacé supérieur. Ceux-ci peuvent-êtré, les uns par rapport aux autres, classés en ordre chronologique.

a / Evolution structurale de la partie sud-orientale du massif des Bornes

La première étape cénozoïque, généralisée à tout le bassin delphino-helvétique, est marquée par l'émersion post-crétacé supérieur. Des fractures N50°E à jeu senestre et N170°E à jeu dextre se développent dans un serrage de direction N20°E. Ces fractures, et les plis associés d'axe N110°E, jouent un rôle important dans l'érosion du Mésozoïque. La transgression chenalisée du Lutétien permet de cadrer cette étape entre le Crétacé supérieur et le Lutétien.

Les rejeux verticaux des accidents anté-lutétiens, à la limite Priabonien-Oligocène, sont responsables de la subsidence tectonique du bassin nummulitique. Des brèches synsédimentaires envahissent localement, le long et au pied de ces failles, les Marnes à foraminifères.

Durant l'Oligocène inférieur, le détritisme micacé, gréseux et olistolithique amène au comblement du bassin nummulitique (fig.89). Ce détritisme prograde des parties internes du bassin vers la partie externe. Il est le témoin d'une orogénèse se manifestant en dehors du bassin (démantèlement des nappes internes en mouvement dont les témoins actuels (klippes des Annes et de Sulens) reposent au coeur du synclinal de nappes de Thônes).

Après l'Oligocène inférieur, sous l'action de la mise en place des nappes préalpines (klippes des Annes et de Sulens) et en continuité de l'orogénèse plus interne, la structuration du massif des Bornes commence :

- La partie Aravis du bassin nummulitique chevauche la partie Bargy du bassin.

A l'arrière, cette avancée se traduit par de nombreux plis du Bajocien et du Tithonique. Certaines failles anté-lutétiennes sont reprises préférentiellement, ce qui aboutit à des redoublements du Tithonique et de l'Urgonien par contacts cisailants. Ces contacts sont, dans leur évolution, d'abord de simples failles-plis puis de véritables rampes et paliers de chevauchement. Le contact cisailant principal correspond au contact basal de l'Unité des Aravis.

A l'avant, de part et d'autre de la vallée de l'Arve, le front de l'Unité des Aravis tend à s'écailler avec une intensité diminuant du Nord-Est vers le Sud-Ouest. (fig. 90).

Sous l'action de cet évènement débute le plissement en grand rou-

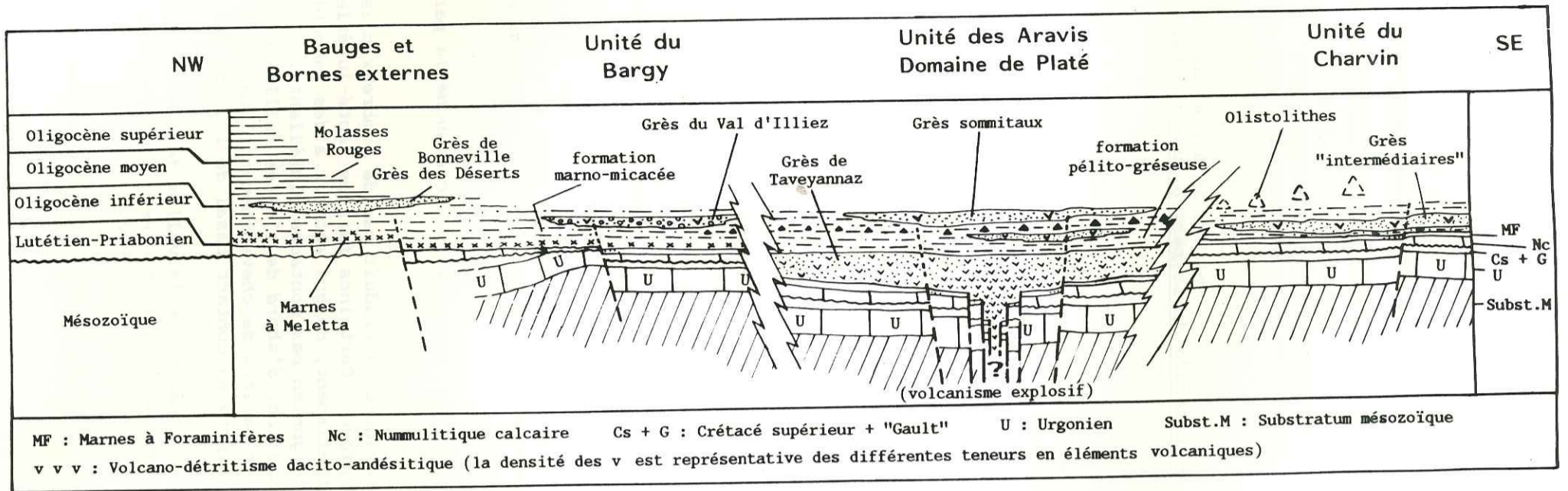
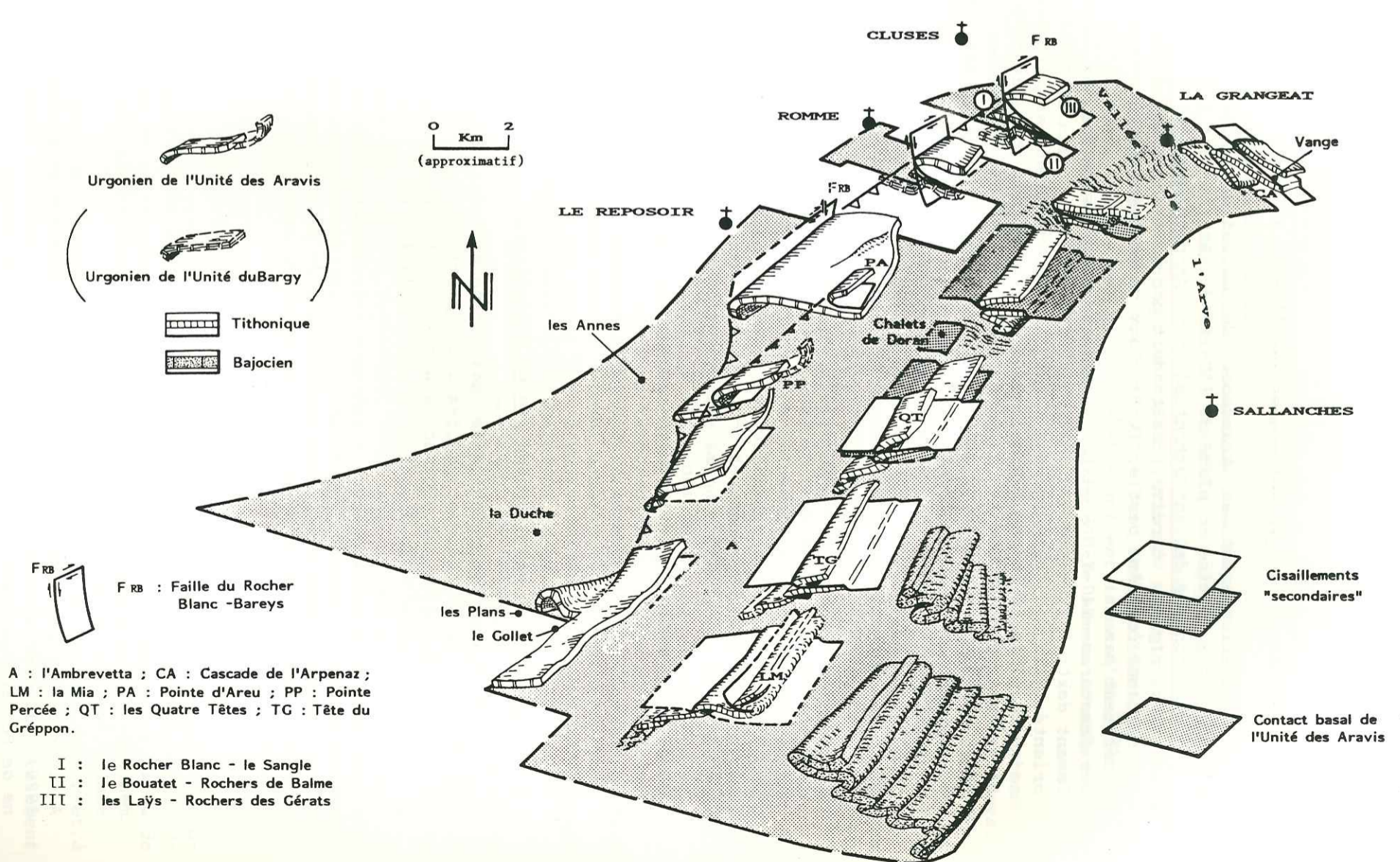


Fig. 89 : Schématisation du bassin paléogène du domaine externe des Alpes du Nord.

· L'apparition des olistolithes dans le bassin traduit l'avancée et le démantèlement des futures klippes préalpines.

TECTONOGRAMME DE LA CHAÎNE DES ARAVIS
URGONIEN-TITHONIQUE-(BAJOCIEN)

Fig. 90



leaux, déversés vers le Nord-Ouest, de l'Unité du Bargy.

Postérieurement au transport des masses préalpines vers le Nord-Ouest et à la mise en place de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy, la tectonique devient essentiellement décrochante. Cette déformation plus rigide, tardive, se traduit par une succession d'évènements cassants (cf 2ème partie, IV 6). Ceux-ci évoluent dans le temps. Ils débutent par :

- Des fractures N40-N80°E dextres normales, normales dextres et localement dextres inverses et N120-N175°E senestres pour un serrage orienté N110°E et une extension N20°E. Cet évènement est lié aux rejeux des fractures anté-lutésiennes. Les accidents sont responsables des grandes structures faillées sub-parallèles aux chaînes du Bargy et des Aravis et, notamment, au décalage du contact basal de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy (faille du Rocher Blanc-Bareys). C'est également à cet évènement qu'est rattaché la formation plicative du synclinal de nappes de Thônes; l'orientation générale N30°E du synclinal s'inscrit pleinement dans un tel champ de contrainte.
- Des décrochements dextres N90-N140°E et senestres N20-N70°E, compatibles avec un serrage de direction N170°E et une extension N80°E. Ces accidents sont responsables du découpage transversal à la chaîne du Bargy et, peut-être, initialement responsable des combes successives de la chaîne des Aravis.
- Deux familles de failles normales, N55-N80°E et N150-N180°E, pour une extension de direction N120°E. Ces fractures recoupent les structures plicatives et les accidents cassants précédemment décrits.
- Deux familles décrochantes N100-N140°E senestres et N10-N60°E dextres, pour un serrage orienté N80°E et une extension N170°E.

b / Essai de datation des phases tectoniques

Quatre phases principales post-Crétacé supérieur sont déduites de l'étude tectonique. Si les deux premières sont relativement bien datées (émersion post-Crétacé supérieur - (Lutétien) - anté-Priabonien, et distension en horsts et grabens à la limite Priabonien-Oligocène), en revanche, les deux dernières ne le sont pas (lacune d'information stratigraphique : absence du Néogène dans la partie sud-orientale du massif des Bornes). Les corrélations de ces évènements, locaux, avec ceux, régionaux, observés par d'autres auteurs, peuvent permettre une datation éventuelle des déformations du secteur étudiée.

b1 . La phase tangentielle du massif des Bornes

C'est la phase majeure de la structuration du massif. De la dénudation du massif de Belledonne, à l'arrière, au chevauchement sur les molasses du domaine jurassien, à l'avant, cette phase semble évoluer en plusieurs étapes.

À l'arrière, (S. TRIBOULET, 1980 ; C. ELTCHANINOF et S. TRIBOULET, 1980), elle correspond à un raccourcissement de socle du rameau interne de Belledonne impliquant trois évènements successifs :

- a - des plis couchés orientés N30-N50°E;
- puis, par accentuation de l'écaillage du socle et par l'apparition de grands cisaillements horizontaux :

b - la diverticulation et le charriage de la couverture vers le Nord-Ouest; et, tardivement :

c - marquant la fin de la tectonique compressive, une schistosité et des plis de même orientation (N30°E). Cet évènement se termine par le bombement du rameau externe de Belledonne.

Les auteurs datent cet épisode du Miocène moyen à supérieur (épisode métamorphique ayant produit les chloritoïdes dans certains niveaux de la nappe de Roselette qui est issue d'un bassin ultra Mont Blanc et qui chevauche actuellement le rameau interne de Belledonne).

C'est entre les deux derniers évènements (b et c) que la surrection du rameau externe de Belledonne pourrait débuter (migration des chevauchements de socle vers l'extérieur de la chaîne : G. MENARD, 1979). Le dernier évènement (c) correspondrait, dans le domaine de Platé et sous l'action de la surrection des Aiguilles Rouges (B. PAIRIS, 1975), à l'épisode de création des plis orientés N20°E, des grands décrochements N145°E senestres et N80°E dextres, ainsi qu'une nette schistosité de fracture. Dans la partie sud-orientale du massif des Bornes, cet évènement correspond au premier épisode de la phase essentiellement décrochante.

Dans notre secteur d'étude, l'évolution de la mise en place de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy (cf 2ème partie, III 3, b6) nous permet de distinguer et d'approfondir la succession des évènements post-Oligocène inférieur :

- a - des plis couchés du Bajocien et du Tithonique; puis :
- b 1 - le rejeu des failles anté-lutésiennes en faille-plis;
- b 2 - l'évolution des failles-plis en rampes et paliers de chevauchement;
- b 3 - l'écaillage au front de l'Unité des Aravis et le plissement en grands rouleaux dans l'Unité du Bargy.

Dans la progradation de la tectonique de l'interne vers l'externe, c'est probablement à ce dernier évènement qu'est à rattacher la mise en place finale de l'Unité du Bargy qui se traduit, à l'avant, par son chevauchement sur les molasses du domaine jurassien (J. CHAROLLAIS et al., 1977 ; J.P. RAMPNOUX et al., 1978 ; B. DOUDOUX et al., 1987).

En conclusion, la phase tangentielle du massif des Bornes semble avoir évolué, de l'interne vers l'externe, après l'Oligocène inférieur et avant, voire pendant, le Miocène moyen à supérieur.

b2 . La phase radiale tardive du massif des Bornes

Elle correspond à une tectonique essentiellement décrochante. L'étude des fractures (cf 2ème partie, IV 6) nous a permis de classer en ordre chronologique les différents évènements marquants de cette dernière.

Le premier de ces évènements est lié à un serrage orienté N110°E et à une extension N20°E. Il correspond à des failles :

- N40-N80°E dextres normales, normales dextres et localement dextres inverses;
- N120-N175°E senestres;

et à un plissement orienté N30°E (synclinal de nappe de Thônes). Dans le secteur de Belledonne - Mont Blanc (cf paragraphe précédent),

C. ELTCHANINOFF et S. TRIBOULET (1980) attribuent un âge Miocène moyen à supérieur à cet évènement.

Le second évènement est marqué par des décrochements dextres N90-N140°E et senestres N20-N70°E correspondant à un serrage de direction N170°E et une extension N80°E. Cet évènement est corrélable à celui de contrainte N-S décrite par B. de LEPINAY (1981, p.187) en ce qui concerne le Chablais, ou par J.-P. GELY (1988, p.135) en ce qui concerne le secteur de part et d'autre du front pennique. L'époque attribuable à cet évènement semble être essentiellement le Pliocène. B. de LEPINAY argumente l'âge de cet évènement en notant que les accidents se répercutent jusque dans les molasses marines périalpines du plateau suisse.

Le troisième évènement semble correspondre à une période générale de relâchement temporaire des contraintes compressives. Cette distension se traduit, dans notre secteur d'étude, par deux familles, N55-N80°E et N150-N180°E, de failles normales qui recoupent toutes les structures plicatives et les accidents cassants antérieurs. L'extension est de direction N120°E.

Cet évènement distensif a été également observé par C. ELTCHANINOFF et S. TRIBOULET (1980) (secteur compris entre Belledonne et Mont Blanc) et par S.O. RIVANO GARCIA (1978) (partie méridionale de la chaîne des Aravis).

Le dernier évènement de la phase radiale correspond à un serrage orienté N80°E et une extension N170°E qui engendrent deux familles décrochantes N100-N140°E senestres et N10-N60°E dextres. L'une de ces failles recoupe, au Nord du Reposoir, une des failles normales précédemment décrites. Cet évènement semble s'inscrire dans la néotectonique du secteur de Belledonne (surrection toujours active : P. BORDET, 1970 ; J. FOURNIGUET, 1977 ; J. FRECHET, 1978 ; J.-P. GELY, 1988). De même, cet épisode se retrouve au front des massifs des Bornes et des Bauges (A. DELAUNAY, J.-P. RAMPNOUX, 1981). Il est responsable du rejeu de fractures, notamment celle d'Arcalod-Arclusaz durant le Quaternaire (G. NICOU, 1983). Plus au Nord, entre les Gets et Samoens, le rejeu des fractures est associé à des bombements orientés NNW-SSE (B. de LEPINAY, 1981); bombements transversaux à la chaîne alpine, considérés comme actuels (J. VERNET, 1977 ; 1980).

En conclusion, la phase radiale tardive du massif des Bornes semble évoluer du Miocène moyen - Miocène supérieur au Quaternaire (voire actuel).

VII 2 - Proposition d'un calendrier tectonique

Les principaux évènements classés les uns par rapport aux autres et datés par la stratigraphie, la chronologie relative et les corrélations avec les régions environnantes, permettent de proposer un calendrier tectonique.

Emersion : post-Crétacé supérieur - (Lutétien) - anté-Priabonien

décrochements N50°E senestres
décrochements N170°E dextres
serrage de direction N20°E
plis associés d'axe N110°E

Distension : limite Priabonien-Oligocène

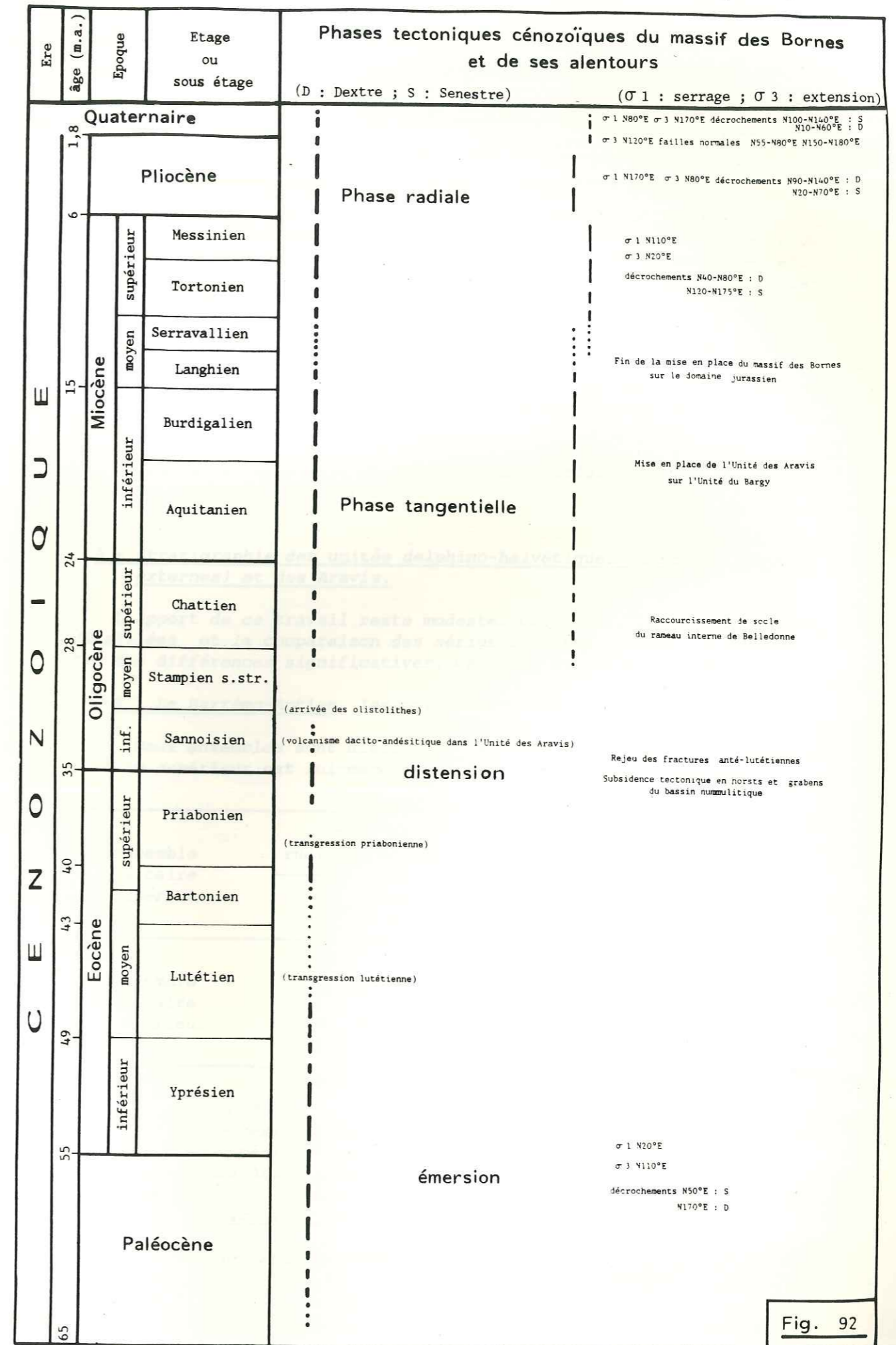
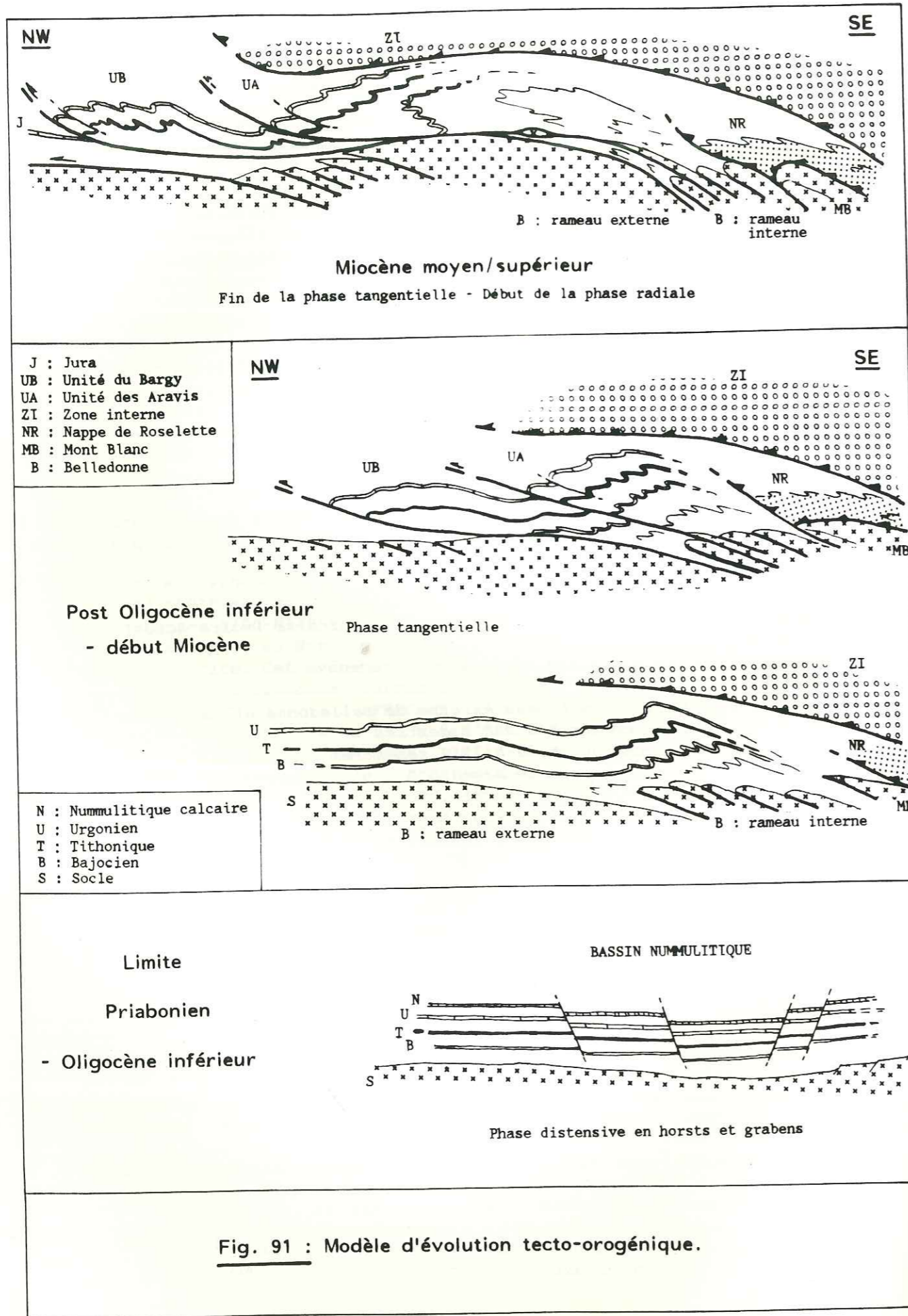
rejeu des fractures anté-lutésiennes
subsidence tectonique du bassin nummulitique
brèches synsédimentaires le long et au pied des failles

Phase tangentielle : post-Oligocène inférieur - Miocène moyen

- raccourcissement de socle du rameau interne de Belledonne entraînant dans la couverture :
 - la formation de plis couchés
 - la diverticulation et le charriage des unités subalpines vers le Nord-Ouest
 - le rejeu des failles anté-lutésiennes en failles-plis
 - l'évolution des failles-plis en rampes et paliers de chevauchement
 - l'écaillage au front de l'Unité des Aravis et les structures en grands rouleaux dans l'Unité du Bargy
- surrection du rameau externe de Belledonne en continuité du raccourcissement de socle du rameau interne
- fin de la mise en place du massif des Bornes sur le domaine jurassien pendant, ou antérieurement, au premier évènement de la phase radiale.

Phase radiale : Miocène moyen/supérieur - Quaternaire (voire Actuel)

- au Miocène moyen - Miocène supérieur
 - bombement du rameau externe de Belledonne et, à l'avant :
 - décrochements N40-N80°E dextres
 - décrochements N120-N175°E senestres
 - plissement orienté N20-N30°E
 - serrage de direction N110°E
 - extension de direction N20°E
- au Pliocène
 - décrochements N90-N140°E dextres
 - décrochements N20-N70°E senestres
 - serrage orienté N170°E
 - extension orientée N80°E
- du Pliocène au Quaternaire (voire Actuel)
 - relâchement temporaire des contraintes compressives entraînant :
 - des failles normales N55-N80°E
 - des failles normales N150-N180°E
 - pour une extension orientée N120°E
 - reprise des contraintes compressives entraînant le rejeu des fractures antérieurement créées au Mio-Pliocène et responsables des décrochements - N100-N140°E senestres
 - N10-N60°E dextres
 pour un serrage de direction N80°E et une extension N170°E



BILAN DE L'ETUDE

Cette thèse est une contribution à l'étude structurale des chaînes subalpines septentrionales. Elle intéresse la partie interne du massif des Bornes où l'existence de grandes unités delphino-helvétiques allochtones, dans le prolongement des célèbres nappes helvétiques, est toujours sujet à controverses.

Les références bibliographiques, citées tout au long de cet ouvrage, rappellent la part importante des observations et études antérieures et témoignent de la vivacité du débat.

Ce bilan rassemble les apports nouveaux qui finalement argumentent en faveur de l'allochtonie générale de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy.

Les faits importants concernant la stratigraphie, la tectonique et la cartographie sont rappelés.

A - Stratigraphie des unités delphino-helvétiques du Bargy (Bornes externes) et des Aravis.

L'apport de ce travail reste modeste. Cependant, le levé de coupes détaillées et la comparaison des séries des deux unités fait apparaître des différences significatives. Ce sont, pour les principales :

1 . Le Barrémo-Aptien les calcaires urgoniens

Deux ensembles sont distingués au sein de la falaise urgonienne dont le supérieur est lui-même subdivisé en deux sous-ensembles :

ensemble calcaire supérieur	très détritique à rudistes et orbitolinidae	PLATE-FORME INTERNE
	détritique à rudistes	
ensemble calcaire inférieur	généralement sans rudiste	PLATE-FORME EXTERNE

La progradation de la plate-forme urgonienne, du Nord-Ouest vers le Sud-Est, a été vérifiée (base de la plate-forme urgonienne datée de l'Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur pour l'Unité du Bargy et, pour l'Unité des Aravis, Barrémien inférieur-Barrémien supérieur).

2 . Le Crétacé supérieur les calcaires sublithographiques

L'étude des argiles, contenues dans les calcaires du Crétacé supérieur de la partie sud-orientale du massif des Bornes, a permis de confirmer la présence de deux secteurs distincts :

- un secteur externe à Smectite dominante (héritage) englobant l'Unité du Bargy;
- un secteur interne à Illite dominante (diagenèse d'enfouissement due à la superposition des nappes préalpines) comprenant l'Unité des Aravis.

3 . L'Eocène

Dans le secteur d'étude, seul le Rocher Blanc (Chaîne des Aravis) présente le Lutétien-Bartonien. L'âge des dépôts a été précisé :

- Lutétien supérieur - Bartonien basal pour le premier mètre;
- Bartonien pour les 37 mètres suivants.

Le Lutétien-Bartonien est transgressif sur les dépôts du Crétacé supérieur et est transgressé et raviné par le Priabonien.

4 . L'Oligocène

Deux séries stratigraphiques sont distinguées :

- la série à Grès du Val d'Illiez correspondant à l'Unité du Bargy;
- la série à Grès de Taveyannaz correspondant à l'Unité des Aravis.

En ce qui concerne cette dernière série, la succession stratigraphique "Grès de Taveyannaz - formation pélito-gréseuse - Grès sommitaux" a été démontrée; ce qui supprime les notions d'unités du Danay-la Duche et de Manigod.

La classification spatiale et temporelle des éléments dacito-andésitiques contenus dans les Grès de Taveyannaz (essentiellement), les grès de la formation pélito-gréseuse, les Grès sommitaux et les Grès du Val d'Illiez, est en faveur d'un volcanisme *in situ*.

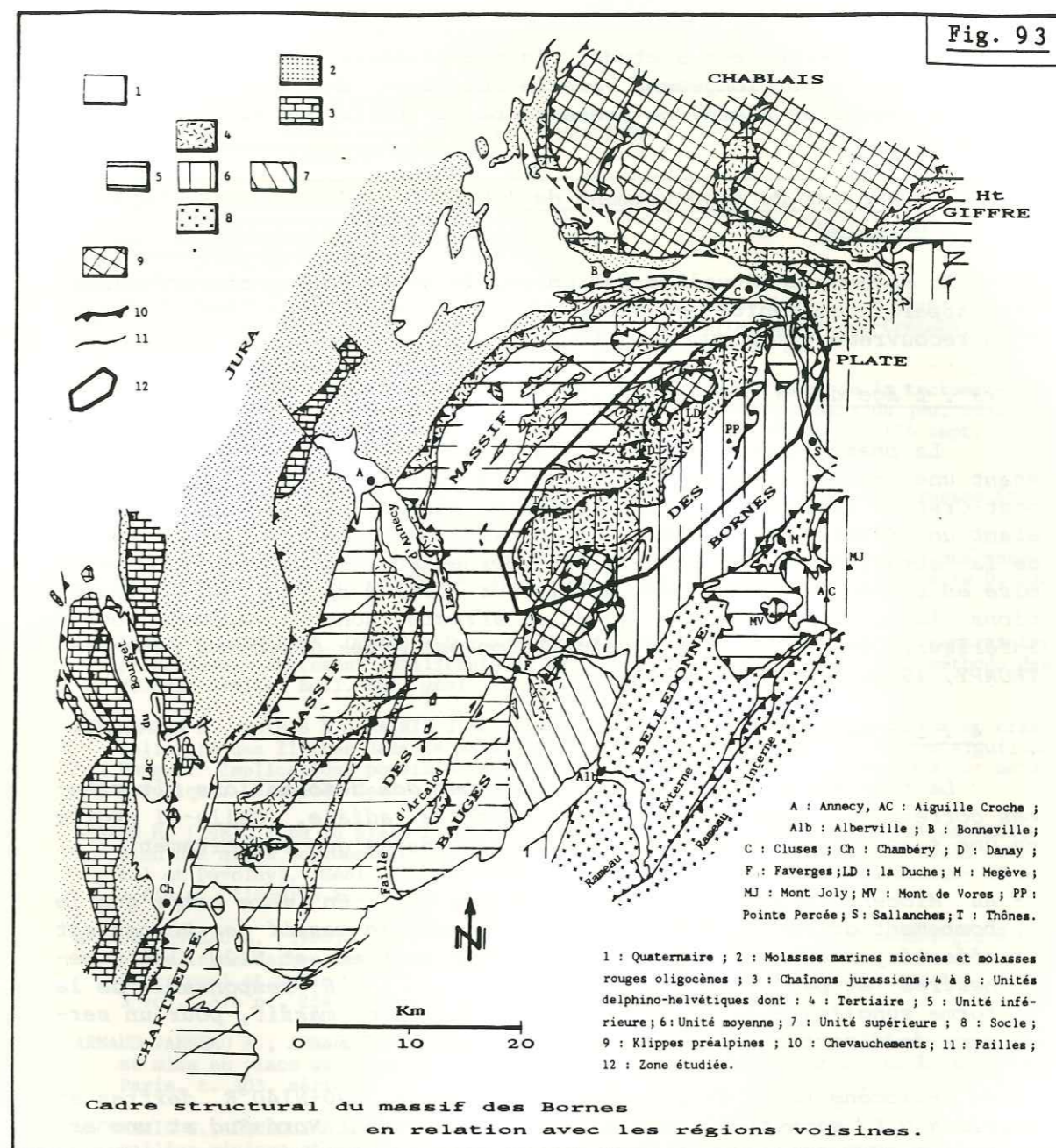
Que ce soit dans la formation pélito-gréseuse appartenant à l'Unité des Aravis, ou dans la formation marno-micacée appartenant à l'Unité du Bargy, des niveaux dissociés à blocs et mégablocs sont intercalés. Ceux-ci, correspondant à des paléo-coulés à éléments d'origine ultrabassin nummulitique, ont une extension vers le Nord-Ouest limitée. Ils traduisent une orogénèse située en bordure interne du bassin (démantèlement des nappes préalpines en mouvement).

B - D'un point de vue tectonique

L'analyse des relations structurales entre Aravis et Bargy, tout au long du synclinal de nappes de Thônes, était l'objectif principal de ce travail. Les principaux acquis portent sur la géométrie de la surface de chevauchement cisailante séparant l'Unité du Bargy de l'Unité des Aravis.

1 . l'accident chevauchant

Sa trace a été suivie entre les vallées de l'Arve et du Fier. Du Sud au Nord, l'accident débute contre la faille décrochante dextre d'Arcalod, passe dans la montagne de Cotagne, sous la dalle urgonienne



supérieure, jusqu'à Thônes, continue en direction de la Clusaz entre l'anticlinal du Mont Durand (Unité du Bargy) et le plateau de Beauregard (Unité des Aravis), contourne par l'Ouest la Tête du Danay et se poursuit vers la vallée des Troncs (le Grand-Bornand), correspond, à l'Ouest de la klippe des Annes, au tracé de l'ancienne nappe inférieure des Annes, bute, au niveau du col de la Colombière, contre une importante faille parallèle à la chaîne du Bargy, réapparaît au Nord du col, passe par le Reposoir et emprunte, au Nord de cette commune, le ruisseau des Ouarapaz en direction de Romme, contourne par le Nord le Rocher Blanc, file vers le Sud en direction de Saxel, en rive gauche de l'Arve, puis, symétriquement en rive droite de l'Arve, vers le Nord jusqu'à Balme où il contourne par le Nord la Pointe de Chevrans.

Cet accident chevauchant se rattache, par dessous l'Unité des Aravis, au décollement basal généralisé des massifs subalpins (décollement sur le socle de Belledonne muni de son tégument permo-triasique).

Dans notre secteur d'étude, l'accident chevauchant basal de l'Unité des Aravis (prolongement vers le Sud-Ouest de l'accident chevauchant du massif de Platé) ne présente pas d'indice d'enracinement vers le Sud.

2 . L'ampleur du recouvrement de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy

Au niveau de la vallée de l'Arve, la demi-fenêtre observée laissant apparaître l'Unité du Bargy sous l'Unité Aravis-Platé, témoigne d'un recouvrement minimum de 5 Km.

3 . L'âge de la mise en place

La phase tangentielle, troisième évènement reconnu (le premier étant une émergence généralisée à tout le domaine delphino-helvétique : post-Crétacé supérieur - (Lutétien) - anté-Priabonien; et le second étant une distension : limite Priabonien- Oligocène), est responsable de la structuration du massif des Bornes et, en particulier, de la mise en place de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy. Les formations les plus récentes qu'elle affecte sont d'âge Oligocène inférieur. En Suisse, cette déformation est anté- Oligocène moyen (R. TRUMPY, 1980).

4 . Les déformations ultérieures

La reprise de l'édifice de nappes par des déformations ultérieures correspond à une dernière phase cassante radiale. Celle-ci évolue en une succession d'évènements qui ne sont datés que relativement :

- Au Miocène moyen - Miocène supérieur (?) : En même temps que le bombement du rameau externe de Belledonne, le massif des Bornes est affecté par des décrochements N40-N80°E dextres et N120-N175°E senestres et par un plissement orienté N20-N30°E, responsable de la forme synclinale de la partie sud-orientale du massif, pour un serrage de direction N110°E et une extension N20°E.
- Au Pliocène (?) : Ce sont des décrochements N90-N140°E dextres et N20-N70°E senestres pour un serrage quasiment Nord-Sud et une extension Est-Ouest.
- Au Plio-Quaternaire (?) : Le relâchement temporaire des contraintes compressives entraîne la création de failles normales N55-N80°E et N150-N180°E pour une extension orientée N120°E. Puis, la reprise de la compression, sous l'action de la surrection toujours active du massif de Belledonne, entraîne le rejeu des fractures mio-pliocènes et la création de décrochements N100-N140°E senestres et N10-N60°E dextres, pour un serrage de direction N80°E et une extension N170°E.

C - D'un point de vue cartographique

Près de 300 Km² ont été levés à l'échelle 1 : 25 000 ème. Les résultats cartographiques, reportés à 1 : 50 000 ème, représentent la première carte géologique, à cette échelle, de l'ensemble du synclinal de nappes de Thônes.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEMAN F., GRÜN W., WIEDMANN J. (1975) : The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchâtel, sept. 1973, B. R. G. M., n° 86, 1975, p.p.14-22.
- ANGELIER J. (1977) : La reconstitution dynamique et géométrique de la tectonique de failles à partir de mesures locales (plans de faille, stries, sens de jeu, rejets) : quelques précisions. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 285, série D, (26 sept. 1977) p.p.637-640.
- ANGELIER J. (1979) : Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56, 1979, p.p.17-26.
- ANGELIER J., MANOUSSIS S. (1980) : Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 290, série D, (10 mars 1980), p.p.651-654.
- ANGELIER J., MECHLER P. (1977) : Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XIX, n° 6, p.p.1309-1318.
- APRAHAMIAN J., PAIRIS B., PAIRIS J.-L. (1975) : Nature des minéraux argileux et cristallinité des Illites dans le massif de Platé et le revers occidental des Aiguilles Rouges. Implications possibles d'un point de vue sédimentaire, structural et métamorphique. Annales Centre Univ. Savoie, t. II, Sc. nat., p.p.95-119.
- ARNAUD H. (1981) : De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). Géol. Alpine, mémoire n° 12, 3 vol., 804 p., 297 fig.t., + 19 p., 7 fig.t., 114 pl.h.t..
- ARNAUD-VANNEAU A. (1980) : Micropaléontologie, paléocologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Géol. Alpine, mémoire n° 11, 3 vol., 874 p., 254 fig.t., + 19 p., 7 fig.t., 114 pl.h.t..
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. (1986) : Age des couches hémipélagiques infra-urgoniennes et mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, série II, n° 20, p.p.1803-1806.
- BACONNAIS G., DOUDOUX B., NICOU D. (1981) : Les dépôts quaternaires des principales vallées alpines et de l'avant-pays molassique de Haute-Savoie, France. Conséquences hydrogéologiques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, série II, 25 mai 1981, p.p.1313-1318.
- BARBIER R. (1946) : Le problème de l'enracinement des klippe de Savoie. C. R. somm. Soc. géol. Fr., n° 8, séance du 29 avr. 1946, p.p.139-141.
- BARBIER R., MICHEL R. (1958) : Découverte d'une roche volcanique (andésite) dans la zone du flysch des Aiguilles d'Arves. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. VIII, p.p.709-714.
- BAUDIN F. (1986) : Etude sédimentologique et stratigraphique du Barrémien au Maastrichtien de la partie orientale des Bornes (Alpes, Savoie). D.E.A. Univ. P. & M. Curie, Dép. géol. séd., 3 juill. 1986, 41 p..
- BAUDIN F., CROS P., FOURCADE E., TARDY M. (1987) : Quelques traits de l'évolution sédimentologique de la série Tithonique-Aptien sur la transversale des Bornes. (Alpes occidentales - Haute-Savoie). in G. P. F. 3, Thème 5; Alloctonie des unités alpines. B. R. G. M., n° 12, p.p.3-25.
- BELLAIR P. (1957) : Le volcanisme nummulitique du Champsaur. C. R. hebdomadaire séanc. Acad. Sc. Paris, 23 déc. 1957, t. 245, p.p.2515-2517.
- BEMMELEN (Van) R.W. (1955) : Tectogenèse par gravité. Bull. Soc. Belge Géol., t. LXIV, fasc. 1, p.p.95-123.

- BERGERAT F. (1987) : Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'orogène alpin. Bull. Soc. géol. Fr., (8), t. III, n° 3, p.p.611-620, 5 fig.t..
- BESSON L., GROSSO F., PAIRIS J.-L., USELLE J.-P. (1970) : Etudes préliminaires sur les microfaunes et les carbonates des "marnes bleues" du synclinal d'Annot (Basses-Alpes). Géol. Alpine, t. 46, p.p.29-42, 7 fig.t..
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., GUBLER Y. (1961) : Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thônes (Savoie), du Champsaur (Haute-Alpes) et de Clumanc (Basses-Alpes). Trav. lab. géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 37, p.p.143-155, 3 pl.t.
- BOCQUET J., MICHEL R. (1966) : Sur la présence de galets de laves rhyolitiques dans les conglomérats du delta miocène de Voreppe (Isère). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. VIII, p.p.281-284.
- BODERGAT A.M. (1974) : Les microcodiums. Milieux et modes de développement. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 62, p.p.137-235, 15 fig.t., 9 ta.t., 10 pl.h.t..
- BORDET P. (1970) : Les failles vivantes du massif des Grands Moulins (massif cristallin externe de Belledonne). Géol. Alpine, t. 46, p.p.43-47.
- BOUSSAC J. (1912) : Etudes stratigraphiques sur le nummulitique alpin. Mémoire de la Carte géologique détaillée de la France, Ministère des travaux publics. Imprimerie Nationale - Paris, 662 p., 10 pl.h.t..
- BOYER S. E., ELLIOTT D. (1982) : Thrust systems. A. A. P. G. Bull., vol. 66, n°9, sept. 1982, p.p.1196-1230, 34 fig.t., 2 ta.t..
- B. R. G. M. (1975) : Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé - Lyon, Neuchâtel - sept. 1973. Mémoire du B. R. G. M. n° 86, 1975, 393 p..
- B. R. G. M. (1975) : Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique à 1/50 000. B. R. G. M., 2ème édition, juill. 1975, 240 p., 1 tab.h.t..
- B. R. G. M. (1984) : Synthèse géologique du S.E. de la France. Mémoire du B. R. G. M. n° 125, Atlas mém. n° 126.
- BRÖNNIMANN P., CHAROLLAIS J., KOEHN-ZANINETTI L., ROSSET J. (1969) : Découverte de foraminifères du Trias supérieur dans la klippe des Annes (Haute-Savoie). C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, nouvelle série, vol. 4, fasc. 1, oct. 1969, p.p.89-99.
- BÜTLER H., JAYET Ad. (1928) : Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie). Ecl. Géol. Helv., vol. 21, n° 1, p.p.63-69.
- BUTLER R. W.H. (1982) : The terminology of structures in thrust belts. Journal of Structural Geology, vol. 4, n° 3, p.p.239-245.
- CABY R., KIENAST J.-R., SALIOT P. (1978) : Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Revue Géogr. phys. et Géol. dynamique, (2), vol. XX, fasc. 4, p.p.307-322, 7 fig.t..
- CARFANTAN J.-C. (1975) : Les terrains anté-oxfordiens de la chaîne du Charvin (massif des Bornes - Savoie). Caractères stratigraphiques et structuraux. Annales Centre Univ. Savoie, t. II, Sc. nat., p.p.59-67.
- CARILLO MARTINEZ M. (1976) : Contribution à l'étude géologique du Sud-Ouest du massif des Bornes entre la vallée du Fier et le lac d'Annecy. Thèse 3ème cycle - Paris, Univ. P. & M. Curie, Dép. Géol. Struct.; 78 p., 3 pl..
- CARIOU E., ENAY R., TINTANT H. (1971) : Oxfordien (province subméditerranéenne). p.p. 93-96 in MOUTERDE R., ENAY R., CARIOU E., CONTINI D., ELMI S., GABILLY J., MANGOLD C., MATTEI J., RIOULT M., THIRRY J., TINTANT H. : Les zones du Jurassique en France. C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 2, 1er mars 1971, p.p.76-102.
- CARON C., CHAROLLAIS J., ROSSET J. (1967) : Eléments autochtones et éléments allochtones du soubassement des klippe des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). Trav. Lab. géol. Grenoble, t. 43, p.p.47-62.
- CARON M. (1985) : Cretaceous planktic Foraminifera. in BOLLI H. M., SAUNDERS J., PERCH-NIELSEN K. (ed.) : Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press, 1032 p..
- CARON M., CHAROLLAIS J., SEPTFONTAINE M. (1970) : Géologie de la partie septentrionale du synclinal du Lindion (massif des Bornes, Haute-Savoie, France). Etude de la base des "calcaires sublithographiques". Géol. Alpine, t. 46, p.p.49-65.
- CAROZZI A. (1951) : Contribution à l'étude micrographique de l'Albien de la région de Genève. Bull. Institut National Genevois, t. LV, 45 p., 6 fig.t..
- CAROZZI A. (1953) : Données micrographiques sur le Crétacé supérieur helvétique. (Autochtone, nappes de Morcles et du Wildhorn). Bull. Institut National Genevois, t. LVI, 76 p., 19 fig.t..
- CAULIEZ N. (1983) : Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du massif des Bornes (Haute-Savoie) : l'extrémité nord-ouest de l'Unité des Aravis. D.E.A. Matières Premières Min. et Energ., Univ. Orléans, (6 oct. 1983), 90 p., 1 cart.h.t.
- CAVELIER C., POMEROL C. (1986) : Stratigraphy of the Paleogene. Bull. Soc. géol. Fr., (8), t. II, n° 2, p.p.255-265, 1 ta.h.t..
- CHAPLET M. (1988) : Structures subalpines au Nord-Est du massif des Bornes et dans la vallée de l'Arve entre Cluses et Sallanches (Haute-Savoie - France). 12ème Réu. Sc. Terre, Lille, Soc. géol. Fr. édit., p.31, 1 fig.t..
- CHAPLET M., DOUDOUX B., MERCIER de LEPINAY E. et TARDY M. (1986 a) : Lithostratigraphie de la série paléogène à Grès de Taveyannaz de la chaîne des Aravis (massif subalpin des Bornes). 11ème Réu. Sc. Terre, Clermont-FD., Soc. géol. Fr. édit., p.33, 1 fig.t..
- CHAPLET M., DOUDOUX B., TARDY M. (1986 b) : Les séries détritiques paléogènes des trois unités delphino-helvétiques du massif subalpin des Bornes. Signification de leurs formations à blocs. A. G. S. E., Colloque sur le détritisme dans le SE de la France, du Carbonifère à l'Actuel, Grenoble, 11 et 12 déc. 1986.
- CHAPLET M., TARDY M. (1987) : Le front de l'Unité des Aravis entre Thônes et Cluses - massif des Bornes (Haute-Savoie). 5ème Réu. Groupe Tect. Suisse, Fribourg (Suisse), 4-5 dec. 1987, p. 13, 1 fig.t..
- CHAROLLAIS J. (1966) : Note préliminaire sur le Crétacé moyen dans le massif des Bornes (Haute-Savoie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 262, série D, 3 janv., p.p.42-44.
- CHAROLLAIS J., BRÖNNIMANN P., NEUMANN M. (1966) : Deuxième note sur les foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Signification stratigraphique et extension géographique de *Sabaudia minuta* (HOFKER). Arch. Sc. Genève, vol. 18, fasc. 3 et dernier, sept.-déc. 1965, p.p.624-642.
- CHAROLLAIS J., CHATEAUNEUF J.-J., MANIVIT H., ROSSET J., STEEN D. et avec la collaboration de BORGEAUD A., GINET C. (1978 a) : Sur l'âge des "Grès Intermédiaires" dans le synclinal de Thônes (Haute-Savoie). Bull. B. R. G. M., (deuxième série), Section I, n° 4, p.p.279-288, 2 fig.t., 2 tab.t., + Annexe : Description lithologique détaillée et contenu micropaléontologique de la formation des "Grès Intermédiaires" près de la Touvière, p.p.I-X.
- CHAROLLAIS J., CHATEAUNEUF J.-J., MANIVIT H., ROSSET J., STEEN D., TOUMARKINE M. (1978 b) : Sur un flysch "ultra-helvétique" de la klippe de Sulens (Haute-Savoie). Bull. B. R. G. M., (deuxième série), Section I, n° 4, p.p.289-304, 3 fig.t., 3 tab.t..
- CHAROLLAIS J., HOCHULI P. A., OERTLI H. J., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., RÖGL F., PAIRIS J.-L. (1980) : Les Marnes à Foraminifères et les schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). Eclogae géol. Helv., vol. 73/1, mars 1980, p.p.9-69, 19 fig.t., 8 pl.t..
- CHAROLLAIS J., JAN du CHENE R., LOMBARD A., STUIJVENBERG (Van) J. (1975) : Contribution à l'étude des flyschs des environs de Bonneville (Haute-Savoie). Géol. Alpine, t. 51, p.p.25-34.
- CHAROLLAIS J., MANIVIT H., MOULLADE M., ROSSET J., TOUMARKINE M. (1975) : Sur les transgressions éocènes dans la nappe inférieure de la klippe de Sulens (Haute-Savoie). Géol. Alpine, t. 51, p.p.35-40.
- CHAROLLAIS J., MOULLADE M., OERTLI H.-J., PORTHAULT B. (1971) : Foraminifères et Ostracodes de l'Albien inférieur dans le "Gault" basal du massif des Bornes (Haute-Savoie, France). Géol. Alpine, t. 47, p.p.133-139.
- CHAROLLAIS J., PAIRIS J.-L., ROSSET J. (1977) : Compte rendu de l'excursion de la Société géologique suisse en Haute-Savoie (France) du 10 au 12 octobre 1976. Eclogae géol. Helv., vol. 70/1, mars 1977, p.p.253-285, 17 fig.t..
- CHAROLLAIS J., RIETSCHEL S., ROSSET J. (1967) : Sur un gisement d'éponges d'âge Hauterivien-Barrémien, dans la chaîne des Aravis (Haute-Savoie). Trav. Lab. géol. Grenoble, t. 43, p.p.63-69.
- CHAROLLAIS J., ROSSET J. (1965) : Observations sur les séries marno-micacées du synclinal du Reposoir (Haute-Savoie). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. VII, n° 1, p.p.64-79.
- CHAROLLAIS J., ROSSET J., BUSNARDO R. (1970) : Le Crétacé de la nappe inférieure de la klippe de Sulens (Haute-Savoie, France). Géobios, vol. 3, fasc. 2, p.p.7-40, 4 fig.t..

- CHAROLLAIS J., WELLHAUSER F. (1962) : Contribution à l'étude des Marnes à Foraminifères des chaînes subalpines (Hte-Savoie, France). Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. u. Ing., vol. 29, n° 76, sept. 1962, p.p.21-38.
- CHAROLLAIS J.-J. (1963) : Recherches stratigraphiques dans l'Est du massif des Bornes (Haute-Savoie). Archives des Sc., Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, vol. 15, fasc. 4 et dernier, 1962, p.p.631-733, 3 pl.h.t..
- CHAVAN A., CAILLEUX A. (1957) : Détermination pratique des fossiles. MASSON & Cie édit., 387 p., 586 fig.t..
- CLAVEL B., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J. (1986) : Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 302, série II, n° 8, p.p.583-586.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. (1987) : Données biostratigraphiques nouvelles sur l'apparition des faciès urgonien du Jura au Vercors. Eclogae geol. Helv., vol. 80, n° 1, avr. 1987, p.p.59-68, 7 fig.t..
- COLLET L. W. (1943) : La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. Matériaux Cart. géol. Suisse, nouv. série, 797^e livraison, (103^e livraison de la série complète), 146 p., 57 fig.t., 5 pl.h.t..
- CONRAD M. A. (1969) : Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. Eclogae geol. Helv., vol. 62/1, juin 1969, p.p.1-79, 25 fig.t., 1 tab.t., 7 pl.h.t.
- COOMBS D.S., NAKAMURA Y., VUAGNAT M. (1976) : Pumpellyite-Actinolite facies schists of the Taveyenne Formation near Loèche, Valais, Switzerland. Journal of Petrology, vol. 17, p.p.440-471.
- CROS P., AZEMA J., BLANC P., FOURCADE E., LIAUDET S., MANIVIT H., RENARD M., TARDY M. (1984) : Inventaire stratigraphique, pétrographique et géochimique du Jurassique moyen-supérieur et du Crétacé basal de la chaîne des Aravis (Alpes). G. P. F. 1, thème 5. Allochtonie des unités alpines, Colloque National-Paris, 19-20 sept. 1984. Doc. B. R. G. M. n° 81-5, p.p.17-27.
- CROS P., TRUYOL V., FOURCADE E., BELLIER J.-P., MANIVIT H., TARDY M. (1985) : Etude sédimentologique et diagénétique du Crétacé dans la chaîne des Aravis. (Alpes, Haute-Savoie). G. P. F. 2, thème 5. Allochtonie des unités alpines. Doc. B. R. G. M. n° 95-5, p.p.23-33, 2 fig.t..
- DEBELMAS J. (1982) : Alpes de Savoie. Guides géologiques régionaux, MASSON-Paris édit.
- DEBELMAS J. (1986) : Intracontinental subduction and mountain uplift : the example of the Western Alps. Géol. Alpine, t. 62, p.p.1-10.
- DEBELMAS J., GIDON M., KERCKHOVE C. (1978) : Idées actuelles sur les carneules alpines in "Livre jubilaire Jacques FLANDRIN". Doc. Lab. géol. Fac. Sc. Lyon, hors série n° 4, p.p.195-201.
- DEBELMAS J., KERCKHOVE C., DESMONS J. (1988) : Sur l'âge de la phase méso-alpine dans les zones internes des Alpes franco-italiennes. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 306, série II, p.p.1237-1240, 1 fig.t..
- DEBELMAS J., LEMOINE M. (1964) : La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. L'Information Scientifique, 19^e année, janv.-févr. 1964, n° 1, J.-B. BAILLIÈRE et fils - Paris, p.p.1-33.
- DECONINCK J.F. (1984) : Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France - SE). Comparaison avec le domaine atlantique nord. Thèse troisième cycle, Océanologie, Univ. Sc. Techn. Lille, 30 oct. 1984, 150 p., 7 pl.ph..
- DECONINCK J.-F. (1987) : Identification de l'origine détritique ou diagénétique des assemblages argileux : le cas des alternances marne - calcaire du Crétacé inférieur subalpin. Bull. Soc. géol. Fr., (8), t. III, n° 1, p.p.139-145.
- DECROUEZ D., LANTERNO E. (1979) : Les "bancs à nummulites" de l'Eocène mésogéen et leurs implications. Arch. Sc. Genève, vol. 32, fasc. 1, p.p.67-94.
- DELALOYE M., SAWATZKI G. (1975) : Géochronométrie des éléments volcaniques du flysch helvétique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). Arch. Sc. Genève, vol. 28, fasc. 1, janv.-avr. 1975, p.p.97-99.
- DELAMETTE M. (1981) : Sur la découverte de stromatolites circalitoraux dans la partie moyenne du Crétacé nord-subalpin (Alpes occidentales françaises). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, série II, 2 mars 1981, p.p.761-764.
- DELAMETTE M. (1986) : Organisation séquentielle des dépôts silicoclastiques du Crétacé

- moyen à l'articulation domaine helvétique - domaine dauphinois. 2^eème colloque A. G. S. E., "Le détritisme dans le Sud-Est de la France", 10-11 déc. 1987, Chambéry, p.29.
- DELAMETTE M. (1988) : L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien : série condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suisse). Public. Dép. géol. et paléont. Univ. Genève n° 5, 316 p..
- DELAMETTE M., TERMIER H., TERMIER G. (1986) : Les spongiaires de l'Aptien supérieur de Haute-Savoie (zone delphino-helvétique, Alpes occidentales françaises). Revue de Paléobiologie, Genève, vol. 5, n° 2, déc. 1986, p.p.311-324, 4 fig.t., 4 pl.t..
- DELAMETTE M., WALTER B. (1984) : Les faunes de bryozoaires de l'Aptien supérieur et de l'Albien en Haute-Savoie et dans l'Ain. Revue de Paléobiologie, Genève, vol. 5, n° 1, juin 1984, p.p.27-51, 3 fig.t., 6 pl.t..
- DELAUNAY A., RAMPNOUX J.-P. (1981) : Les déformations au front des massifs des Bornes et des Bauges : analyse de la tectonique cassante de l'avant-pays savoyard (France). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXIII, n° 2, p.p.203-212.
- DETRAZ H., CHAROLLAIS J., REMANE J. (1987) : Le Jurassique supérieur-Valanginien des chaînes subalpines septentrionales (massifs des Bornes et de Platé, Haute-Savoie ; Alpes occidentales) : analyse des résédimentations, architecture du bassin et influences des bordures. Eclogae geol. Helv., vol. 80, n° 1, avr. 1987, p.p.69-108.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1978) : Les brèches volcaniques du Merdassier (synclinal de Thônes, Haute-Savoie), élément nouveau dans le débat sur l'origine des Grès de Taveyenne. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 286, série D, n° 8, (27 fevr. 1978), p.p.583-585.
- DONDEY D. (1961 a) : Description tectonique de la région d'Aufférand (Klippe préalpine des Annes, Haute-Savoie). Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 37, p.p.75-82.
- DONDEY D. (1961 b) : Précisions sur la paléogéographie du flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie). Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. III, 27 nov. 1961, p.p.33-39.
- DONZE P. (1958) : Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et les pourtours de la "fosse vocontienne" (massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grand-Causse, Provence, Alpes Maritimes). Thèse fac. Sc. Univ. Lyon, 13 déc. 1956, 221 p..
- DOUDOUX B. (1973) : Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie). Annales Centre Univ. de Savoie, t. I, Sc. nat., p.p.125-139, 1 pl.h.t..
- DOUDOUX B., CHAPLET M., TARDY M. (1987) : Les séries marines paléogènes post-lutétiennes du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales). Géol. Alpine, Mém. h. s., n° 13, p.p.299-312, 6 fig.t..
- DOUDOUX B., COLLETTA B. (1975) : Le synclinal Charbon-Trelod (massif des Bauges; Savoie). Annales Centre Univ. de Savoie, t. II, Sc. nat., p.p.69-93.
- DOUDOUX B., MERCIER de LEPINAY B., TARDY M. (1982) : Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 295, série II, 5 juill. 1982, p.p.63-68.
- DOUDOUX B., TARDY M. (1986) : Les brèches du Charvin (massif subalpin des Bornes) : un marqueur de la subsidence tectonique priabonienne du bassin nummulitique. 11^eè R. S. T., Clermont-Ferrand, 25-27 mai 1986, Soc. géol. Fr. édit., p. 54.
- DOUXAMI H. (1896) : Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. Thèse Fac. Lyon, juill. 1896, n° d'ordre 17, Annales Univ. Lyon, MASSON et Cie - Paris édit., 315 p., 6 pl.h.t..
- DOUXAMI H. (1909) : Révision de la feuille d'Annecy. Bull. Serv. Cart. géol. Fr., Comptes rendus collab. pour la campag. de 1908, n° 122, t. XIX, 1908-1909, p.p.149-151.
- DOUXAMI H., REVIL J. (1898) : Note sur les terrains tertiaires du plateau des Déserts, près Chambéry (Savoie). Bull. Cart. géol. Fr., n° 65, t. X, p.p.309-329.
- ELTCHANINOFF C. (1980) : Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison méridionale du massif du Mont Blanc et les terrains de son enveloppe. Thèse 3^eème cycle, 4 dec. 1980, Univ. P. & M. Curie - Paris et Univ. de Savoie - Chambéry, 115 p., 52 fig.t., 14 ph.h.t., 3 pl.h.t., Univ. Savoie édit. (1985).
- ELTCHANINOFF C., TRIBOULET S. (1980) : Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. Livre synthétique. Thèse 3^eème cycle, 4 dec. 1980, Univ. P. & M. Curie - Paris et Univ. de Savoie - Chambéry, 63 p., 14 fig.t., 2 pl.h.t.. Univ. Savoie édit. (1983).

- ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.-P., TARDY M. (1982) : Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont Blanc et Belledonne (Savoie - Alpes occidentales). Implications régionales. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. XXIV, n° 4, p.p.817-830.
- ENAY R., GEYSSANT J.R. (1975) : Faunes tithoniques des chaînes bétiques (Espagne méridionale). Mém. B. R. G. M. n° 86, Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon - Neuchâtel, sept. 1973, p.p.39-55.
- ENAY R., TINTANT H., RIOULT M. (1971) : Kimméridgien (sens français). in "Les zones du Jurassique en France", C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 2, 1er mars, p.p.76-102.
- FABRE P., LAMI A., PAIRIS J.-L., GIDON M. (1985) : Influence de la paléomorphologie et de la tectonique synsédimentaire sur les dépôts nummulitiques dans les massifs du Dévoluy et du Pelvoux (Alpes externes méridionales). Revue Géol. dynamique et Géogr. phys., vol. 26, fasc. 4, p.p.193-199.
- FALLOT J. Emmanuel (1885) : Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le Sud-Est de la France. Thèse Fac. Sc. Paris, série A, n° 72, n° d'ordre 540, G. MASSON édit., 268 p., 8 pl.h.t..
- FEUGUEUR L. (1949) : Sur la géologie du massif de Platé (Haute-Savoie). Bull. Soc. géol. Fr., 5ème série, t. XIX, p.p.629-639.
- FOUCAULT A., RAOULT J.-F. (1984) : Dictionnaire de géologie. MASSON édit., 2ème édit., nov. 1984, 347 p..
- FOURNET J. (1849) : Suite des études sur la géologie de la partie des Alpes comprise entre le Valais et l'Oisans. (Lu à la Soc. nationale d'agric., d'hist. nat. et des arts utiles de Lyon; 9 mars 1849). Ann. Soc. d'agric., hist. nat. et arts utiles Lyon, t. I, 2ème série, p.p.185-268, 1 pl.h.t..
- FOURNIGUET J. (1977) : Mise en évidence de mouvements actuels, verticaux, dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs. C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 5, p.p.266-268.
- FRECHET J. (1978) : Sismicité du Sud-Est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 150 P..
- GARDUNO-MONROY V. H. (1981) : Contribution à l'étude géologique de la partie méridionale du massif des Bauges - Savoie - France. Thèse 3ème cycle, 26 mai 1981, Univ. P. & M. Curie - Paris et Univ. de Savoie - Chambéry, 196 p., 58 fig.t., 3 pl.h.t.. Univ. Savoie édit. (1983).
- GELY J.-P. (1988) : Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France). Premières applications cristallographiques, géochimiques et isotopiques dans les reconstitutions paléogéographiques et géodynamiques régionales. Thèse Univ. de Savoie et Muséum Nation. d'Hist. nat., juill. 1988, 343 p. + annexes, 2 pl.h.t..
- GIDON M., GIDON P., LUNSKI S. (1966) : Un procédé d'identification de failles cachées sous une couverture de terrains meubles. Annales Centre Enseig. sup. Chambéry, t. 4, p.p.63-66.
- GIDON P. (1955) : Le front subalpin septentrional. Trav. Lab. géol. Univ. Grenoble, t. XXXII, 1954-1955, p.p.49-56.
- GIDON P. (1958) : Essai sur l'orogénie alpine en France. Bull. Soc. géol. Fr., 6ème série, t. VIII, p.p.149-158, 3 fig.t..
- GIDON P. (1960) : Considérations complémentaires sur l'ordre de succession des phénomènes orogéniques. C. R. somm. Soc. géol. Fr., n° 2, (15 fev. 1960), p.40.
- GINSBURG L. (1964) : Les régressions marines et le problème du renouvellement des faunes au cours des temps géologiques. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. VI, p.p.13-22.
- GIRAUD J.-D. (1983) : L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales. Thèse, 20 dec. 1983, Univ. Nice, 378 p. + 107 p. annexes, 6 cart.h.t..
- GIRAUD J.D. (1986) : Le volcanisme calco-alcalin tertiaire des Alpes occidentales française et franco-italiennes. 11ème R. S. T. Clermont-FD, Soc. géol. Fr. édit., p. 79.
- GIRAUD J.-D., DIDIER J. (1981 a) : Présence de manifestations volcaniques autochtones à la base des Grès de Taveyanne du secteur de Flaine-l'Arbaron (Haute-Savoie, France) C. R. Acad. Sc. Paris, (19 janv. 1981), t. 292, série II, p.p.369-372.

- GIRAUD J.-D., TURCO G. (1981 b) : Contexte tectogénétique du magmatisme calco-alcalin oligocène du Sud-Est français (district liguro-provençal) - modèle de mise en place du volcanisme. C. R. Acad. Sc. Paris, 5 janv. 1981, t. 292, série II, p.p.75-78.
- GORCEIX Ch. (1916) : Contribution à la géographie physique de la Haute-Savoie. Etude géologique et morphologique des bassins du Borne et du Nom aux environs de Saint-Jean-de-Sixt. Revue Savoisiennne, 57ème année, 1er trimestre, p.p.45-52, 3 fig.t..
- GORCEIX Ch. (1918) : Sur une anomalie des vallées du Borne et du Nom à Saint-Jean-de-Sixt (Haute-Savoie). Etude géologique et morphologique. Recueil de l'Institut de Géographie Alpine (Univ. Grenoble), t. VI, fasc. 3, p.p.341-369, 7 fig.t..
- GRAHAM R., HOSSACK J., DERAMOND J., SOULA J.-C. (1987) : Géométrie des surfaces de chevauchement. Bull. Soc. géol. Fr., (8), t. III, n° 1, p.p.169-181.
- GUBLER Y. (1958) : Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formation détritiques de Barrême, flysch "Grès d'Annot". Eclogae geol. Helv., vol. 51, p.p.942-977, 14 fig.t..
- GUTIERREZ COUTINO R. (1975) : Contribution à l'étude géologique du Sud-Ouest du massif des Bauges (Savoie). Thèse 3ème cycle, Univ. P. & M. Curie - Paris, 87 p., 3 pl.h.t., 1 cart.h.t..
- HAUG E. (1895) : Etude sur la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de la Savoie. Bull. Serv. Cart. géol. Fr., t. VII, n° 47, p.p.207-298, 13 fig.t., 6 pl.h.t..
- HAUG E. (1896) : Observations sur la division des Alpes occidentales en zones et sur certains points de la tectonique des zones externes, réponse à M. Pierre LORY. Bull. Soc. géol. Fr., 3ème série, t. XXIV, 20 janv. 1896, p.p.34-38.
- HAUG E., LUGEON M. (1897 a) : Note préliminaire sur la géologie de la montagne de Sulens et de son soubassement. Bull. Soc. Hist. nat. Savoie - Cahmbéry, 2ème série, t. III, p.p.246-258.
- HAUG E., LUGEON M. (1897 b) : Synclinal de Serraval et montagne de Sulens. Bull. Serv. Cart. géol. Fr., Comptes rendus collab. campagne 1896, n° 59, t. IX, p.p.120-126.
- HOMEWOOD P., CARON C. (1982) : Flysch of the Western Alps. Mountain Building Processes, K.J. Hsü édit., Academic Press, London, New-York, Paris, p.p.157-168.
- HUANG Q., ANGELIER J. (1987) : Les systèmes de failles conjuguées : une méthode d'identification, de séparation et de calcul des axes de contrainte. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 304, série II, n° 9, p.p.465-468.
- JACOB C. (1907) : Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. Thèse, 13 juin 1907, Fac. Sc. Paris, série A, n° 540, n° d'ordre 1264, 314 p., 6 pl.h.t.. Typographie et Lithographie ALLIER frères - Grenoble.
- JAYET Ad. (1926) : L'Albien du Reposoir (Aravis, Haute-Savoie). C. R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol. 43, n° 3, aout-dec. 1926, p.p.170-172.
- JEAN S., KERCKHOVE C., PERRIAUX J., RAVENNE C. (1985) : Un modèle paléogène de bassin à turbidites : les Grès d'Annot du NW du massif de l'Argentera-Mercantour. Géol. Alpine, t. 61, p.p.115-144.
- KENT D. V., GRADSTEIN F. M. (1985) : A Cretaceous and Jurassic geochronology. Geological Society of America Bull., vol. 96, n° 11, nov. 1985, p.p.1419-1427, 3 fig.t., 2 tab.t..
- KERCKHOVE C., CARON C., CHAROLLAIS J., PAIRIS J.-L. (1980) : Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. in AUTRAN Albert et DERCOURT Jean : Evolutions géologiques de la France. Mém. B. R. G. M. n° 107, p.p.234-255.
- KINDLER P. (1986) : Découverte du Paléocène supérieur - Eocène inférieur dans l'Ultrasavoie savoyard (Préalpes chablasiennes, France). Conséquences sédimentologiques et paléogéographiques. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, série II, n° 19, p.p.1725-1727.
- LAPADU-HARGUES P. (1981) : Conférences de géologie régionale : la France. Plein Air Service édit., 2ème édit., n° 16, 179 p..
- LATELTIN O., MÜLLER D. (1987) : Evolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyannaz dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. Eclogae geol. Helv., vol. 80, n° 1, avr. 1987, p.p.127-140.

- LEPINAY (de) B. (1981) : Etude géologique de la région des Gêts et de Samoens (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-helvétiques. Thèse troisième cycle, 26 mai 1981, Univ. P. & M. Curie - Paris et Univ. de Savoie - Chambéry, 217 p., 3 pl.h.t.. Univ. Savoie édit., (mai 1983).
- LIAUDET S. (1984) : Etude sédimentologique d'une coupe (Jurassique moyen - Crétacé basal) de la chaîne des Aravis (Savoie). D. E. A. géotectonique des continents et des océans, option stratigraphie, Univ. P. & M. Curie - Paris, 19 juin 1984, 93 p..
- LOMBARD A. (1969) : Plis autochtones et nappe de Morcles-Aravis entre le lac d'Annecy, l'Arve et le Rhône. Cassures transversales dans le socle. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 62/1, juin 1969, p.p.81-94, 3 fig.t..
- LOMBARD A. (1975) : Pulsations tectoniques et sédimentaires au passage du Jurassique-Crétacé, entre Bornes, Aravis et Jura. Colloque sur la limite Jurassique - Crétacé, Lyon, Neuchâtel, sept. 1973, *Mém. B. R. G. M.* n° 86, p.p.323-330.
- LUCAS G., MONTENAT C. (1967) : Observations sur les structures internes et le développement des *Microcodium*. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. IX, n° 6 et dernier, p.p.909-918, 1 fig.t., 3 pl.t..
- LUGEON M. (1896) : La région de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Cart. géol. Fr.*, t. VII, n° 49, 1895-1896, 310 p., 58 fig.t., 8 pl.h.t..
- LUGEON M. (1914) : Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1914, 1er semestre, t. 158, n° 26, p.p.2029-2031.
- LUGEON M. (1946) : A propos de la note de M. R. BARBIER sur le problème de l'enracinement des klippe de Savoie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 16, p.p.485-489.
- MARTINI J. (1962) : Etude de la répartition des nummulites priaboniennes et oligocènes dans les massifs des Bornes et des Bauges (Savoie). *Archives Sc. Genève*, vol. 15, fasc. 3, p.p.509-532.
- MARTINI J. (1968) : Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Bull. Suisse Min. et Pétrogr.*, vol. 48/2, p.p.539-654, 24 fig.t., 10 ta.t., 2 pl.h.t..
- MARTINI J. (1970) : Contribution à l'étude de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène sub-alpin de la Savoie. *Archives Sc. Genève*, vol. 23, fasc. 1, p.p.197-276.
- MARTINI J. (1972) : Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. *Bull. Suisse Min. et Pétrogr.*, vol. 52/2, p.p.257-275.
- MATTAUER M., MALAVIEILLE J., MONIE P. (1987) : Une coupe lithosphérique des Alpes occidentales dans l'hypothèse où Sezia n'est pas d'origine sud-alpine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, série II, n° 1, p.p.43-48.
- MEGARD-GALLI J., BAUD A. (1977) : Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. B.R.G.M.*, (deuxième série), section IV, n° 3, p.p.233-250, 2 fig.t., 6 tab.t..
- MENARD G. (1979) : Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse (5 janv. 1979), Univ. Scientifique et Médicale Grenoble, 178 p., 73 fig.t..
- MENARD G., THOUVENOT F. (1984) : Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXVI, n° 5, p.p.875-884.
- MITRA G., BOYER S. E. (1986) : Energy balance and deformation mechanisms of duplexes. *Journal of Structural Geology*, vol. 8, n° 3/4, p.p.291-304.
- MORET L. (1926) : Révision de la feuille d'Annecy au 80 000e. *Bull. Serv. Cart. géol. Fr.*, Comptes rendus collab. campagne 1925, n° 162, t. XXX, 1925-1926, p.p.1-5.
- MORET L. (1934) : Géologie du massif des Bornes et des klippe préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. Fr.*, (nouvelle série), n° 22, 162 p., 6 pl.h.t..
- MORET L. (1936) : Découverte de restes de mammifères (*Aceratherium* Filholi OSBORN, *Anthracotheurium* sp.) dans les sables oligocènes des Déserts près de Chambéry (Savoie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 14, 9 nov. 1936, p.p.242-244.
- MORET L. (1952) : Précision sur les rivages de la mer nummulitique dans les Alpes de Savoie pendant l'Eocène moyen. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, t. XXIX, p.p.117-120.

- MORET L. (1953) : Curieux encroûtement de calcite attribués à des algues (*Microcodium*) dans la partie terminale du Crétacé supérieur alpin et pyrénéen. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, 1952, t. XXX, p.p.55-59, 1 pl.h.t..
- MORET L., ROSSET J. (1949) : Sur la présence du Lutétien lacustre et marin dans la chaîne des Aravis (Haute-Savoie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 7 nov., t. 229, p.p.914-916.
- MORET L., ROSSET J. (1953) : Sur la bordure orientale du massif exotique des Annes (Haute-Savoie) : la klippe de la Duché. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 237, 12 oct. 1953, p.p.774-776.
- MORTILLET (de) G. (1858) : Géologie et minéralogie de la Savoie. *Annales de la Chambre royale d'agriculture et de commerce de Savoie*, t. IV, Libr. A. PERRIN - Chambéry, 485 p., 4 pl.h.t..
- MOULLADE M. (1966) : Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne". *Doc. Lab. géol. Fac. Sc. Lyon*, n° 15, fasc. 1 et 2, 369 p., 27 fig.t., 17 pl.h.t..
- MOUTERDE R., ROSSET J. (1966) : Précisions sur la série stratigraphique rhétienne et liasique de la klippe des Annes (nappe supérieure) (Hte-Savoie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1, 24 janv. 1966, p.24.
- MOUTERDE R., ROSSET J. (1967) : La nappe supérieure des klippe de Savoie. *Stratigraphie du Rhétien et du Lias*. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, t. 43, p.p.129-137.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI F. (1974) : La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVI, n° 6, p.p.577-582.
- NICOUD G. (1983) : Incidences de la fracturation récente sur la répartition des dépôts pléistocènes dans l'avant-pays savoyard et la Combe de Savoie. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. CIII, 10 juin 1983, p.p.247-252, 6 fig.t..
- NOEL D. (1970) : Cocolithes crétacés. La craie campanienne du Bassin de Paris. *C. N. R. S.*, juin 1970, 129 p..
- ODIN G. S., KENNEDY W. J. (1982) : Géochimie et géochronologie isotopiques. Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 294, série II, 8 févr. 1982, p.p.383-386.
- PAINVIN G.-J. (1945) : Cahiers de paléontologie. Embranchement des Spongiaires, embranchement des Echinodermes. MASSON et Cie - Paris édit., 31 p., 14 pl..
- PAIRIS B. (1975) : Contributions à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). Thèse 3ème cycle, Univ. Sc. et Médic. Grenoble, 17 déc. 1975, 151 p..
- PAIRIS B., PAIRIS J.-L. (1974) : Mise en évidence d'un important système de fractures antérieur aux plis couchés dans la partie amont de la cluse de l'Arve (région de Sallanches, Haute-Savoie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 279, série D, n° 17, (21 oct. 1974), p.p.1417-1420.
- PAIRIS B., PAIRIS J.-L. (1975 a) : Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute-Savoie). *Géol. Alpine*, t. 51, p.p.83-127.
- PAIRIS B., PAIRIS J.-L. (1975 b) : Le pli Arbaron-Sixt clé de la continuité structurale entre les massifs des Bornes-Aravis et du Haut-Giffre (Alpes de Haute-Savoie). *Ann. Centre Univ. Savoie*, t. II, Sc. nat., p.p.121-129.
- PAIRIS B., PAIRIS J.-L. (1978) : Mécanismes de déformation dans le massif de Platé (Haute-Savoie). *Ann. Centre Univ. Savoie*, t. III, Sc. nat., p.p.37-52.
- PAIRIS J.-L. (avec la collaboration de CHAROLLAIS J. et KERCKHOVE C.) (1984 a) : Evolution des Alpes externes au cours du Paléogène *in* CAVELIER C. (coordinateur) : Paléogène *in* Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. B. R. G. M.* n° 125, p.p.452-453.
- PAIRIS J.-L. (1984 b) : La limite Eocène-Oligocène dans les Alpes occidentales (France). Terminal Eocene Events News, projet 174 de l'I.G.C.P.. *Newsletter*, n° 8, p.p.24-26.
- PAIRIS J.-L. (avec la collaboration de CAMPREDON R., CHAROLLAIS J. et KERCKHOVE C.) (1984 c) : Alpes *in* CAVELIER C. (coordinateur) : Paléogène *in* Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. B. R. G. M.* n° 125, p.p.410-415.
- PAIRIS J.-L. (1987) : Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est français. Colloque A. G. S. E. "Le détritisme dans le Sud-Est de la France", Grenoble, 11-12 déc. 1986, *Géol. Alpine*, *Mém. h.s.* n° 13, p.p.283-298.

- PAIRIS J.-L., GIDON M., FABRE P., LAMI A. (1986) : Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, série II, n° 1, p.p.87-92.
- PERRIAUX J., USELLE J.-P. (1968) : Quelques données sur la sédimentologie des Grès du Champsaur (Hautes-Alpes). Géol. Alpine, t. 44, p.p.329-332, 2 fig.t..
- PERRIER G. (1980) : La structure des Alpes occidentales déduite des données géophysiques. Eclogae geol. Helv., vol. 73/2, juill. 1980, p.p.407-424, 8 fig.t..
- PIJOLAT B. (1978) : Les déformations des terrains secondaires de la région de Megève (Haute-Savoie) : Mise en évidence d'une zone de cisaillement dans un plan horizontal. Thèse 3ème cycle, 30 oct. 1978, Univ. Claude Bernard - Lyon, 147 p., 95 fig.t.
- PILLET L. (1865) : Cartes géologiques. Mém. Acad. impériale de Savoie, 2ème série, vol. VIII, p.p.1-18, 3 cart.h.t.. F. PUTHOD - Chambéry imprim..
- POIGNANT A. F., BOURROUILH - LE JAN F. G. (1986) : Les corallinacées miocènes de l'atoll soulevé de Maré (archipel des Loyauté). Territoire de la Nouvelle-Calédonie Actes du 111ème Congrès National des Sociétés Savantes, Poitiers. Section des Sc., fasc. I, Paris - C T H S, p.p.119-133.
- POMEROL Ch. (1975) : Stratigraphie et paléogéographie ; ère Mésozoïque. DOIN édit., 383 p., 360 fig.t..
- RAMPNOUX J.-P., CARRILLO-MARTINEZ M. (1978) : Le front des chaînes subalpines au niveau du lac d'Annecy. Le problème de la liaison structurale Bauges-Bornes (Haute-Savoie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 286, série D, 20 mars 1978, p.p.821-824.
- RAVENNE C., BEGHIN P. (1983) : Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. Revue de l'Institut Français du Pétrole, vol. 38, n° 3, mai-juin 1983, p.p.279-297.
- REMANE J. (1974) : Les Calpionelles. Cours 3ème cycle Sc. Terre; Paléontologie, Univ. Genève, 58 p..
- REVIL J. (1911) : Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. 1ère et 2è parties. Mém. Acad. Sciences, Belles-Lettres et Arts de Savoie, 5ème série, t. I, p.p.139-774.
- REVIL J. (1913) : Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. 3ème et 4ème parties. Extrait des Mém. Acad. de Savoie, 5ème série, t. II. Imp. Gén. Savoisiennne - Chambéry, 304 p..
- RIGASSI D. (1957 a) : Faune sannoisienne du pont des Naves (Haute-Savoie). Arch. Sc. Genève, vol. 10, fasc. 2, p.p.171-
- RIGASSI D. (1957 b) : Le Tertiaire de la région genevoise et savoisiennne. Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. Ing., vol. 24, n° 66, 25 sept. 1957, p.p.19-34, 6 pl. dont 4 h.t..
- RITTER E. (1898) : Le massif du Haut-Giffre. Etude sur le raccord des plis couchés de la vallée de l'Arve avec ceux des Tours-Salières et de la Dent du Midi. Bull. Cart. Géol. Fr., n° 61, t. X, 1898-1899, p.p.1-24, 8 fig.t., 3 pl.h.t..
- RIVANO GARCIA S. O. (1978) : Contribution à l'étude géologique du SE du massif des Bornes : la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine (Haute Savoie, France). Thèse 3ème cycle, 4 juill. 1978, Univ. P. & M. Curie - Paris, 195 p., 36 fig.t., 20 ph.t., 1 pl.h.t., 2 cart.h.t..
- ROCHET J. (1951) : Observations nouvelles sur l'extrémité sud du synclinal de Thônes (massif des Bornes, Haute-Savoie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 232, 22 janv. 1951, p.p.340-342.
- ROGER J. (1974) : Paléontologie générale. Collection Sc. de la Terre, MASSON & Cie édit., 419 p., 184 fig.t..
- ROMAN F. (1938) : Les Ammonites jurassiques et crétacées. Essai de Genera. MASSON & Cie édit., 2 fasc., 554 p., 496 fig.t..
- ROSSET J. (1952) : L'extrémité nord de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie) : essai d'interprétation tectonique. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 234, 17 mars 1952, p.p.1301-1302.
- ROSSET J. (1953 a) : Précisions sur la tectonique de l'extrémité nord de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 237, 28 sept. 1953, p.p.657-659.
- ROSSET J. (1953 b) : Vue générale sur la tectonique de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie). Trav. Lab. géol. Grenoble, t. XXX, 1952-1953, p.p.63-64.
- ROSSET J. (1957) : Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). 1954 : Thèse Fac. Grenoble, 29 juin 1954. 1956 : Bull. Serv. Cart. géol. Fr., t. LIII, n° 247, p.p.341-487, 8 pl.h.t.. 1957 : Libr. Polytech. Ch. BERANGER, 147 p., 8 pl.h.t..
- ROSSET J. (1968) : Point de vue nouveaux sur la structure des klippen de Savoie. Géol. Alpine, t. 44, p.p.333-338.
- ROSSET J., CHAROLLAIS J., GERARD J., LACOSTE M. (1971) : Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). Géol. Alpine, t. 47, p.p.223-231.
- ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHATEAUNEUF J.J., SCHAUB H. (1976) : Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Eclogae geol. Helv., vol. 69/2, juill. 1976, p.p.359-402, 14 fig.t..
- SAUSSURE (de) H.-B. (1779) : Voyages dans les Alpes précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève. Genève et Neuchâtel, 4 vol. avec pl. : vol. I (1779), p.p.1-605; vol. II (1786), p.p.606-1156; vol. III (1796), p.p.1157-1793; vol. IV (1796), p.p.1794-2327.
- SAWATZKI G. G. (1975) : Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Taveyannaz et Grès du Val d'Illicz. Arch. Sc. Genève, vol. 28, fasc. 3, p.p.265-368, 5pl..
- SCHROEDER J. W., DUCLOZ C. (1955) : Géologie de la molasse du Val d'Illicz (Bas-Valais). Matériaux pour Cart. géol. Suisse, nouvelle série, 100è livraison, 43 p., 2 fig.t., 2 pl.h.t..
- SCHROEDER J.W., PICTET E. (1946) : De quelques Foraminifères trouvés dans les Grès de Taveyannaz et de l'âge de ces derniers. C. R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol. 63, p.33.
- SCHROEDER R., CHAROLLAIS J., CONRAD M.-A. (1968) : Essai de biozonation au moyen des orbitolinidae dans les calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain, France. C. R. Acad. Sc. Paris, série D, t. 267, n° 4, (22 juill. 1968), p.p.390-393.
- S. G. F. (1844) : Réunion extraordinaire à Chambéry, 12-27 aout 1844. Bull. Soc. géol. Fr., 2ème série, t. 1, 259 p..
- S. G. F. (1922) : Les régions jurassiennes, subalpines et alpines de la Savoie. Réunion extraordinaire Soc. géol. Fr., 14-20 sept. 1921, 64 p., 16 fig.t., 2 pl.h.t..
- SIGAL J. (1967) : Essai sur l'état actuel d'une zonation stratigraphique à l'aide des principales espèces de Rosalines (Foraminifères). C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 2, p.p.48-50.
- SOYER C. (1984) : Notion de mélange. D.E.A., Univ. Scient. et Médic. Grenoble, 54 p..
- TARDY M., DOUDOUX B. (1984) : Un trait nouveau de la structure du synclinal de nappes de Thônes (massif des Bornes, Haute-Savoie) : le chevauchement cisailant de la montagne de Cotagne. Géol. Alpine, t. 60, p.p.77-84.
- TERMIER P. (1891) : Sur l'existence de tufs d'andésite dans le flysch de la Clusaz (Haute-Savoie). C. R. Acad. Sc. Paris, (6 avr. 1891), t. CXII, p.p.747-749.
- THOMEL G. (1980) : Ammonites. Editions Serre, 227 p., 334 fig.t..
- TRIBOULET S. (1980) : Etude géologique entre Belledonne et Mont Blanc. La terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe. Thèse 3ème cycle, 4 dec. 1980, Univ. P. & M. Curie - Paris et Univ. de Savoie - Chambéry, 93 p., 47 fig.t., 10 ph.h.t., 3 pl.h.t.. Univ. Savoie édit.
- TRIBOVILLARD N.-P., DUCREUX J.-L. (1986) : Mise en évidence de cycles climatiques de 100 000 et 400 000 ans dans les Terres Noires (Callovien inférieur à Oxfordien moyen) du bassin dauphinois (France, Sud-Est). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, série II, n° 20, p.p.1807-1812.
- TRÜMPY R. (1980) : An outline of geology of Switzerland. Livret guide, 26ème Congrès Géologique International - Paris 1980 - G 10, 46 fig.t., 1 tab.t..
- TRUYOL V. (1985) : Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du Crétacé (Valanginien-Sénonien) de la chaîne des Aravis (Savoie, France). D.E.A. stra-

- tigraphie, 1er juill. 1985, Univ. P. & M. Curie - Paris, 64 p. + 6 p. annexes.
- VASSOEVICH N.B. (1951) : Les conditions de la formation du flysch. Leningrad, Gostop-tekhizdat, 1 vol., 240 p., 86 fig., 17 tab., 10 pl..
- VERNET J. (1977) : Sur la morphologie du soulèvement alpin actuel : les grands plis transversaux. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 285, série D, n° 14, 21 nov. 1977, p.p.1225-1228, 1 fig.t..
- VERNET J. (1980) : Mise en évidence d'une orogénèse et d'une tectonique alpine actuelles par les mesures de nivellement. C.R.somm.Soc.géol.Fr., fasc. 6 et dernier, p.p.246-249, 2 fig.t..
- VIEBAN F. (1983) : Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute-Savoie) : sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble, 293 p..
- VILLARS F. (1986) : Structure et cinématique des déformations dans la chaîne des Aravis (zone delphino-helvétique, Haute-Savoie, France) : Implications régionales. Géol. Alpine, t. 62, p.p.107-116.
- VILLARS F., MÜLLER D., LATELTIN O. (1988) : Analyse de la structure du Mont Charvin (Haute-Savoie) en termes de tectonique synsédimentaire paléogène. Conséquences pour l'interprétation structurale des chaînes subalpines septentrionales. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 307, série II, n° 9, 15 sept. 1988, p.p.1087-1090.
- VITALLY G. (1980) : Etude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes : les Grès de Taveyannaz et les Porphyres de Biella. Thèse 3ème cycle, structure et évolution géologiques des océans, 21 nov. 1980, Univ. Bretagne occidentale, 184 p., 2 cart.h.t..

Cartes consultées :

- CHAROLLAIS J., DONDEY D., GINET C., LOMBARD A., MULLER J.-P., ROSSET J., RUCHAT C. (1986) : Carte géologique de la France à 1 : 50 000 Annecy-Bonneville. B. R. G. M. édit., feuille 678.
- GIDON M. (coordinateur) (1964) : Carte géologique détaillée de la France, 1 : 80 000 Vallorcine-Mont Blanc. Serv. Cart. géol. Fr., 160 ter, 2ème édition, 1966.
- GIDON M. : Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales du Léman à Digne, 1 : 250 000. B. R. G. M., éditions DIDIER-RICHARD.
- RICOUR J., ROSSET J., SCHNEEGANS D. (coordinateurs) (1969) : Carte géologique détaillée de la France, 1 : 80 000 Annecy. Serv. Cart. géol. Fr., B. R. G. M., 3ème édition, feuille 160 B.

Photographie aériennes consultées :

- I. G. N. (1978) : Annecy-Bonneville, 3130-3330 / 300, clichés 21 à 33, le 23-09-78.
- I. G. N. (1978) : Annecy-Ugine, feuille P.16 / 300, clichés 40 à 76, le 23 et 24-09-78.
- I. G. N. (1979) : St Gervais-les-Bains, 3531-3631 / 300, clichés 1 à 116, le 05-09-79.
- I. G. N. (1980) : Cluses-Chamonix, 3530-3630 / 300, clichés 1 à 160, le 03 et 04-09-80.

Images satellites consultées :

- NASA (1976) : n° 183-184 ; 18 apr. 76,
- NASA (1976) : n° 198-199 ; 18 apr. 76,

LISTE DES FIGURES

	pages
Fig. 1 : Cadre structural simplifié du Sud-Est de la France et cadre régional du secteur étudié.....	4
Fig. 2 : Carte de répartition du Mésozoïque et du Cénozoïque dans le massif des Bornes et les régions voisines.....	6
Fig. 3 : Coupe schématique du Bathono-Oxfordien.....	8
Fig. 4 : Trois colonnes stratigraphiques schématiques du Valanginien du massif subalpin des Bornes.....	14
Fig. 5 : Coupe synthétique de deux exemples de plate-forme carbonatées en relation avec le bassin et le domaine plage-marais-lagune.....	17
Fig. 6 : Coupe de l'Urgonien de la cluse du Borne au Nord de St-Jean-de-Sixt....	18
Fig. 7 : Colonne lithostratigraphique de l'Urgonien de la cluse du Borne au Nord de St-Jean-de-Sixt : lithologie, domaines de sédimentation, paléontologie.....	20
Fig. 8 : L'Urgonien de la cluse du Borne au Nord de St-Jean-de-Sixt : répartition stratigraphique des foraminifères.....	27
Fig. 9 : Coupe du sommet de l'Urgonien du Plan de la Forclaz (le Grand-Bornand):	29
Fig. 10 : Progradation de la plate-forme urgonienne du Barrémien inférieur au Barrémien supérieur dans le massif des Bornes en fonction des situations géographiques et tectoniques actuelles.....	35
Fig. 11 : Tableau de la composition minéralogique générale et des principaux fossiles rencontrés dans les niveaux schisteux et gréseux du "Gault" du "synclinal" de Thônes.....	37
Fig. 12 : Coupes de la Formation des Aravis au sein du "synclinal" de Thônes....	39
Fig. 13 : Coupe du ruisseau du Moulin (Nancy-sur-Cluses - Magland).....	44
Fig. 14a : La succession des formations crétacées et tertiaires du flanc sud-ouest de la Pointe de la Rouelletaz (Chaîne des Aravis).....	49
Fig. 14b : Association de foraminifères planctoniques provenant d'échantillons de calcaires du Crétacé supérieur prélevés sur le versant sud-ouest de la Pointe de la Rouelletaz.....	49
Fig. 15 : Combe de la Balme, combe du Grand-Crêt (chaîne des Aravis) : coupes....	51
Fig. 16 : Les argiles du Crétacé supérieur de la Pointe de la Rouelletaz.....	54
Fig. 17 : Les argiles du Crétacé supérieur de la combe de la Balme.....	55
Fig. 18 : Les argiles du Crétacé supérieur de la combe du Grand-Crêt.....	56
Fig. 19 : Les argiles de la base du Crétacé supérieur à l'Ouest de la Plagne (Magland).....	57
Fig. 20 : Les argiles du sommet du Crétacé supérieur aux environs de Nancy-sur-Cluses.....	57
Fig. 21 : Répartition des principales argiles du Crétacé supérieur de Cham-béry à Cluses.....	59
Fig. 22 : Colonnes stratigraphiques comparées du Mésozoïque du "synclinal" de Thônes. Malm-Crétacé inférieur-Crétacé supérieur.....	64
Fig. 23 : Coupes du Rocher Blanc (Romme).....	71
Fig. 24 : Biostratigraphie des coupes du Rocher Blanc. Relations avec les zones à foraminifères planctoniques.....	72
Fig. 25 : Coupe au Nord du Rocher Blanc (Romme).....	75
Fig. 26 : Calcaires nummulitiques de la Pointe de la Rouelletaz.....	77
Fig. 27 : Coupe des Grès de Taveyannaz du secteur de Crevetout-la Frasse (la Clusaz).....	86
Fig. 28 : Principales caractéristiques pétrographiques des Grès de Taveyannaz du secteur de Crevetout-la Frasse (la Clusaz).....	88
Fig. 29 : Nummulitique calcaire, nummulitique marneux et base des Grès de Taveyannaz du col de l'Oulettaz. Sommet des Grès de Taveyannaz et base de la formation périto-gréseuse du Nord des Tronc.....	90
Fig. 30 : Schémas synthétiques du passage Grès de Taveyannaz - formation périto-gréseuse du secteur de la Gutary-les Plans de Comburce (Manigod)..	96
Fig. 31 : Secteur des Confins à la Tête du Danay.....	96
Fig. 32 : Coupe de la formation périto-gréseuse et des grès sommitaux dans le secteur les Troncs - Bois de la Duché (le Grand-Bornand).....	100
Fig. 33 : Chenal de la Duché, le Grand-Bornand.....	102
Fig. 34 : Coupe dans le secteur de l'Entremoy (Pralong : le Reposoir).....	102
Fig. 35 : Carte simplifiée du secteur de St-Jean-de-Sixt.....	105
Fig. 36 : Coupe des Grès du Val d'Illiez du Bois de l'Enchainieux (les Villards-sur-Thônes).....	107
Fig. 37 : Echantillonnage des Grès du Val d'Illiez du Bois de l'Enchainieux.....	108
Fig. 38 : Coupe du Bois de l'Enchainieux (les Villards-sur-Thônes). Principales caractéristiques pétrographiques de la formation marno-micacée et des Grès du Val d'Illiez.....	109
Fig. 39 : Flanc sud du Bois de l'Ars (la Clusaz).....	111

Fig. 40 :	Flanc SE de l'anticlinal du Mont Durand au NE de la Clusaz.....	113
Fig. 41 :	Bivalve (<i>Nemocardium Nicense</i> Bellardi ?) prélevé dans les marnes dissociées de la formation marno-micacée au Nord-Est de la Clusaz.....	113
Fig. 42 :	Le torrent de Chinailon entre le Terret (le Grand-Bornand), les Frasses et l'envers du Chinailon.....	115
Fig. 43 :	Colonnes stratigraphiques comparées du Cénozoïque du "synclinal" de Thônes. Eocène-Oligocène.....	120
Fig. 44 :	Successions stratigraphiques comparées du nummulitique de l'Unité du Bargy et l'Unité des Aravis à partir du Priabonien.....	123
Fig. 45 :	Carte et coupes de la base du Priabonien dans le synclinal de nappes de Thônes; les rapports avec les formations sous-jacentes.....	126
Fig. 46 :	Positionnement des synclinaux au Nord et Nord-Ouest de St-Jean-de-Sixt.....	128
Fig. 47 :	Coupes au travers de l'anticlinal du Mont Lachat-Chaîne du Bargy et du pli de Cluses en rive droite de l'Arve.....	132
Fig. 48 :	Coupe au front de l'Unité des Dents du Midi.....	133
Fig. 49 :	Coupe du synclinal de St-Jean-de-Sixt et de l'anticlinal du Mont Durand.....	134
Fig. 50 :	Carte simplifiée des structures de l'Unité du Bargy présentes entre Cluses et Gravin (vallée de l'Arve) sous le chevauchement de l'Unité des Aravis.....	134
Fig. 51 :	Schéma tectonique simplifié du contact basal de l'Unité des Aravis.....	136
Fig. 52 :	Carte géologique simplifiée de la montagne de Cotagne.....	136
Fig. 53 :	Coupes dans la montagne de Cotagne et le plateau de Beaufregard. Relations entre l'Unité des Aravis à Grès de Taveyannaz et l'Unité du Bargy à Grès du Val d'Illiez.....	138
Fig. 54 :	Panorama sur la Pointe de Beaufregard - anticlinal du Mont Durand situant le contact basal de l'Unité des Aravis à l'Ouest-Sud-Ouest de la Clusaz (vu depuis le Plan du Fernuy).....	140
Fig. 55 :	Panorama du secteur nord du synclinal de nappes de Thônes.....	140
Fig. 56 :	Le chevauchement de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy dans le secteur de la Clusaz - St-Jean-de-Sixt - Tête du Danay. Carte et coupes.....	141
Fig. 57 :	Profil au NW de la Tête du Danay.....	142
Fig. 58 :	Carte du chevauchement de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy entre le Grand-Bornand et le Reposoir.....	143
Fig. 59 :	Carte du chevauchement de l'Unité des Aravis sur l'Unité du Bargy entre le Reposoir et Nancy-sur-Cluses.....	145
Fig. 60 :	Schéma tectonique du Nord de la chaîne des Aravis au niveau de la vallée de l'Arve.....	147
Fig. 61 :	Coupes simplifiées de part et d'autre de la vallée de l'Arve.....	149
Fig. 62 :	Géologie de l'extrémité nord de la chaîne des Aravis en rive gauche de la vallée de l'Arve.....	151
Fig. 63 :	Représentation sur canevas de Schmidt des mesures de fractures relevées entre le Rocher Blanc et les Laÿs.....	153
Fig. 64 :	Carte simplifiée du secteur nord de la chaîne des Aravis.....	154
Fig. 65 :	Coupes simplifiées dans le secteur nord de la chaîne des Aravis.....	155
Fig. 66 :	Carte et coupes simplifiées du secteur de la chaîne des Aravis entre la Pointe d'Areu et l'Ambrevetta.....	157
Fig. 67 :	Tectonogramme de l'Urgonien de la chaîne des Aravis.....	159
Fig. 68 :	Carte structurale simplifiée du Tithonique et de l'Urgonien du secteur de Sallanches.....	160
Fig. 69 :	Tectonogramme du Tithonique (et du Bajocien) de la chaîne des Aravis.....	161
Fig. 70 :	Correspondance des unités chevauchantes de part et d'autre de la vallée de l'Arve. Carte structurale simplifiée.....	164
Fig. 71 :	Coupes simplifiées au travers du dispositif structural de la Pointe d'Areu.....	165
Fig. 72 :	Modèle cinématique des structures dans le secteur nord de la chaîne des Aravis.....	167
Fig. 73 :	Schéma structural du synclinal de nappes de Thônes entre la Tournette et la vallée de l'Arve. Rosaces de fréquence des directions de fracture mesurées dans l'Unité du Bargy et l'Unité des Aravis.....	169
Fig. 74 :	Représentation sur canevas de Schmidt des décrochements N40-N80°E dextres et N120-N175°E senestres. Positionnement des secteurs étudiés sur la carte simplifiée du synclinal de nappes de Thônes.....	171
Fig. 75 :	La famille N40-N80°E dextre associée aux fractures N120-N175°E senestres. Rassemblement des mesures de chaque unité.....	170
Fig. 76 :	Représentation sur canevas de Schmidt des décrochements N90-N140°E dextres et N20-N70°E senestres. Positionnement des secteurs étudiés sur la carte simplifiée du synclinal de nappes de Thônes.....	173
Fig. 77 :	La famille N90-N140°E dextre associée aux fractures N20-N70°E. Rassemblement des mesures de chaque unité.....	172
Fig. 78 :	La famille N100-N140°E senestre associée aux fractures N10-N60°E dextres. Rassemblement des mesures de chaque unité.....	172
Fig. 79 :	Représentation sur canevas de Schmidt des décrochements N100-N140°E senestres et N10-N60°E dextres. Positionnement des secteurs étudiés sur la carte simplifiée du synclinal de nappes de Thônes.....	174

Fig. 80 :	Représentation sur canevas de Schmidt des failles inverses et inverses-décrochantes.....	175
Fig. 81 :	Représentation sur canevas de Schmidt des failles inverses à inverses-décrochantes et des failles normales à normales-décrochantes. Positionnement des secteurs étudiés sur la carte simplifiée du synclinal de nappe de Thônes.....	176
Fig. 82 :	Modélisation de failles décrochantes normales et décrochantes inverses au cours d'une même phase de serrage.....	177
Fig. 83 :	Représentation sur canevas de Schmidt des failles normales.....	178
Fig. 84 :	Représentation sur canevas de Schmidt d'accidents décrochants situés dans la prolongation de la faille d'Arcalod. Positionnement des secteurs étudiés sur la carte simplifiée du Nord-Ouest de la klippe de Sulens et de ses alentours.....	179
Fig. 85 :	Représentation sur canevas de Schmidt des mesures de failles de la fin du système décrochant "Arcalod-Arclusaz".....	180
Fig. 86 :	Faille listrique de l'Étale (vue depuis Foiroux - chaîne des Aravis).....	182
Fig. 87 :	Faille listrique de l'Étale (vue depuis la Blonnière).....	182
Fig. 88 :	Modélisation du système décrochant Arcalod-Arclusaz en relation avec les failles listriques de l'Étale-Merdassier.....	183
Fig. 89 :	Schématization du bassin paléogène du domaine externe des Alpes du Nord.....	186
Fig. 90 :	Tectonogramme de la chaîne des Aravis. Urgonien-Tithonique-(Bajocien).....	187
Fig. 91 :	Modèle d'évolution tecto-orogénique.....	192
Fig. 92 :	Phases tectoniques cénozoïques du massif des Bornes et de ses alentours.....	193
Fig. 93 :	Cadre structural du massif des Bornes avec les régions voisines.....	197

Planches hors texte

- Carte géologique de la partie sud-orientale du massif des Bornes à 1 : 50 000.
- Coupes géologiques sériées entre Cluses et Faverges (Haute-Savoie).
- Tectonogramme de la chaîne des Aravis : Urgonien, Tithonique, (Bajocien).

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

	pages
Photo 1 : Microfaciès des calcaires à Miliolidae et Orbitolinidae de l'Urgonien (échantillon 65 bis B).....	31
Photo 2 : Brèche du Plan de la Forclaz.....	31
Photo 3 : Le "Gault" de l'Etale - chaîne des Aravis (vue prise depuis Foiroux):	41
Photo 4 : Grès phosphatés à ammonites : "Couche Béton" (la Blonnière - chaîne des Aravis).....	43
Photo 5 : La succession des couches du Crétacé supérieur et de la base du Nummulitique sur le flanc nord du Mont Charvin.....	48
Photo 6 : Microfaciès des calcaires sublithographiques à foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur (échantillon 97D).....	48
Photo 7 : Microfaciès du Lutétien du Rocher Blanc (échantillon 42D).....	68
Photo 8 : Microfaciès des calcaires à oncolithes du Bartonien (le Rocher Blanc - Chaîne des Aravis) (échantillon 56D).....	68
Photo 9 : Microfaciès du Bartonien à gastéropodes - le Rocher Blanc (échantillon 71D).....	69
Photo 10 : Microfaciès du Bartonien raviné par le Priabonien - le Rocher Blanc (échantillon 74D).....	69
Photo 11 : Calcaires à oncolithes du Bartonien (le Rocher Blanc - chaîne des Aravis).....	74
Photo 12 : Conglomérat dans le Bartonien du Rocher Blanc (chaîne des Aravis).....	74
Photo 13 : Discordance angulaire des calcaires nummulitiques sur le Mésozoïque (la Bombardellaz - chaîne des Aravis).....	78
Photo 14 : Discordance angulaire des calcaires nummulitiques sur le Mésozoïque (col de la Colombière - chaîne du Bargy).....	78
Photo 15 : Discordance angulaire des calcaires nummulitiques sur le Mésozoïque (Mont Durand - la Clusaz).....	78
Photo 16 : Base gréseuse des calcaires du Priabonien à galets du Crétacé supérieur : Microfaciès (échantillon 57B) (le Gollet ; les Confins).....	80
Photo 17 : Base gréseuse des calcaires du Priabonien à galets du Jurassique supérieur : Microfaciès (échantillon 10A) (Combe de la Balme).....	80
Photo 18 : Calcaires à <i>Nummulites fabianii</i> PREVER : Priabonien (échantillon 108D) (Barne Rousse ; Romme - Nancy/Cluses).....	80
Photo 19 : Marnes à foraminifères (Microfaciès) (échantillon 70E) (la Rudettaz ; la Clusaz).....	82
Photo 20 : Grès de Taveyannaz, faciès moucheté.....	93
Photo 21 : Sommet stratodécroissant des Grès de Taveyannaz (environs de Plattuy ; le Grand-Bornand - Chaîne des Aravis).....	93
Photo 22 : Lentille de grès dans la formation périto-gréseuse (sur Frête ; Danay - la Clusaz).....	98
Photo 23 : Galets calcaires dans les pélites dissociées de la formation périto-gréseuse (sur Frête - Bois de la Pezerette ; Danay - le Grand-Bornand).....	98
Photo 24 : Granoclassement dans les Grès du Val d'Illiez (le Covagnet - la Clusaz).....	112
Photo 25 : Galet de radiolarite (Microfaciès) contenu dans les Grès du Val d'Illiez (la Patton - la Clusaz) (échantillon 34E).....	112

TABLE DES MATIERES

	pages
Avant-propos.....	5
1ère partie	
<u>STRATIGRAPHIE</u>	
<i>Les terrains delphino-helvétiques</i>	
I - Préambule.....	7
II - Le Mésozoïque.....	7
II 1 - Introduction.....	7
II 2 - Le Jurassique supérieur.....	9
a / Bathonien-Oxfordien moyen : les Terres Noires.....	9
a1 . Base des Terres Noires.....	9
a2 . Les Terres Noires (s.str.).....	9
a3 . Sommet de Terres Noires.....	10
a4 . Conclusion sur le Bathonien-Oxfordien.....	10
b / Oxfordien supérieur-Tithonique-Berriasien inférieur : la falaise tithonique.....	10
b1 . Le Malm de la falaise tithonique.....	11
b2 . Les couches du passage Jurassique-Crétacé au sommet de la falaise tithonique.....	11
b3 . Conclusion sur la formation tithonique.....	12
II 3 - Le Crétacé.....	12
a / Le berriasien.....	12
a1 . Les couches à faciès hémipélagique.....	12
a2 . Remarque.....	13
b / Le Valanginien.....	13
c / Hauterivien-Barrémien inférieur : Les marno-calcaires sombres.....	13
c1 . Généralités.....	13
c2 . Remarque sur la partie sommitale des marno-calcaires sombres.....	15
c3 . Conclusion.....	16
d / Barrémo-Aptien : les calcaires urgoniens.....	16
d1 . Généralités.....	16
d2 . Coupe de l'Urgonien de la cluse du Borne au Nord de St-Jean-de-Sixt.....	17
d21 - Avant-propos.....	17
d22 - Description de la coupe.....	19
d221 - Mégaséquence 6.....	19
d222 - Mégaséquences 7 et 8.....	22
d23 - Age des calcaires urgoniens.....	26
d24 - Conclusion sur la coupe de l'Urgonien de la cluse du Borne.....	28
d3 . Coupe complémentaire: l'Urgonien du Plan de la Forclaz.....	28
d31 - Avant-propos.....	28
d32 - Description succincte de la coupe.....	28
d33 - Conclusion.....	30
d4 . Autres coupes, autres secteurs.....	30
d41 - L'Urgonien du Rocher de Cluses.....	30
d42 - L'Urgonien du Mont-Durand (la Clusaz).....	32
d43 - L'Urgonien de la Blonnière (chaîne des Aravis).....	32
d44 - L'Urgonien de la Porte des Aravis.....	33
d5 . Conclusion sur l'Urgonien.....	33
e / L'Aptien supérieur - Cénomano-Turonien : le "Gault".....	36
e1 . Généralités.....	36
e2 . Description des coupes.....	37
e21 - Aperçu pétrographique général.....	37
e22 - Coupes levées sur le flanc NW du "synclinal" de Thônes et sur le Mont Durand.....	38
e221 - Col de la Colombière (sous la Pointe Dzérat).....	38
e222 - Mont Durand (St-Jean-de-Sixt).....	38
e23 - Coupes levées sur le flanc SE du "synclinal" de Thônes.....	40

e231 - Pointe de la Rouelletaz.....	40
e232 - L'Etale.....	40
e233 - La Blonnière.....	40
e24 - Corrélation avec d'autres coupes.....	42
e3 . Age de la Formation des Aravis.....	44
e31 - Base de la Formation.....	44
e32 - Les unités 2 et 3.....	45
e33 - Sommet de la Formation.....	45
e4 . Conclusion sur la Formation des Aravis.....	46
f / Le Crétacé supérieur : les calcaires sublithographiques.....	46
f1 . Généralités.....	46
f2 . Description des coupes.....	47
f21 - Pointe de la Rouelletaz.....	47
f22 - Combe de la Balme.....	50
f23 - Combe du Grand-Crêt.....	52
f24 - Conclusion tirée des coupes.....	52
f3 . Etude des argiles du Crétacé supérieur.....	53
f31 - Méthodologie.....	53
f32 - Résultats.....	58
f33 - Conclusion au niveau du "synclinal" de Thônes..	58
f34 - Les principales argiles du massif des Bornes comparées à celles du massif des Bauges:	58
f341 - Généralités.....	58
f342 - Teneur des différentes argiles des secteurs occidentaux..	60
f343 - Teneur des différentes argiles des secteurs orientaux...	60
f344 - Origine de l'Illite.....	60
f345 - Conclusion.....	61
f4 . Conclusion générale sur le Crétacé supérieur.....	61
II 4 - Conclusion générale sur le Mésozoïque.....	63
III - Le Cénozoïque.....	67
III 1 - Introduction.....	67
III 2 - L'Eocène.....	67
a / Le Lutétien-Bartonien : les calcaires à grandes nummulites puis à gastéropodes...	67
a1 . Généralités.....	67
a2 . Description de la coupe du Rocher Blanc (Nancy-sur- Cluses).....	70
a21 - Falaise est.....	70
a22 - Secteur sud du Rocher Blanc.....	75
a23 - Secteur sud-sud-ouest du Rocher Blanc.....	75
a3 . Conclusion.....	76
b / Le Priabonien : les calcaires à petites nummulites.....	76
b1 . Généralités.....	76
b2 . Description du Priabonien dans le "synclinal" de Thônes..	77
b21 - Pointe de la Rouelletaz (chaîne des Aravis)...	77
b22 - Variations de faciès du Priabonien.....	79
b3 . Le terme calcaréo-argileux de transition.....	81
b4 . Conclusion.....	81
c / Priabonien terminal-Oligocène inférieur : les Marnes à Foraminifères.....	82
c1 . Généralités.....	82
c2 . Age des Marnes à Foraminifères.....	83
c3 . Conclusion.....	83
III 3 - L'Oligocène.....	84
a / L'Oligocène de la chaîne des Aravis.....	84
a1 . Les Grès de Taveyannaz.....	84
a11 - Généralités et historique des travaux.....	84
a12 - Coupe de Crevetout à la Frasse (la Clusaz) la base stratocroissante..	85
a13 - Coupes à l'Ouest et au Nord-Ouest du col de l'Ouletaz et des Troncs (le Grand-Bornand)..	89
a131 - Coupe du col de l'Ouletaz.....	89
a132 - Coupe des Troncs-Bois de la Duché.....	91
a14 - Age des Grès de Taveyannaz.....	92
a15 - Conclusion sur les Grès de Taveyannaz.....	92
a2 . La formation périto-gréseuse, le wildflysch associé, les Grès sommitaux..	94
a21 - Généralités et historique.....	94
a22 - Coupes dans le secteur de la Gutary-les Plans de Comburce..	95
a23 - Des Confins à la Tête du Danay (la Clusaz)....	95
a24 - Coupe des Troncs au Bois de la Duché.....	99
a25 - Secteur du Reposoir.....	101
a26 - Conclusion sur la formation périto-gréseuse et les grès sommitaux..	103

b / L'Oligocène lié à la chaîne du Bargy.....	104
b1 . Généralités.....	104
b2 . Description des coupes.....	104
b21 - Flanc nord du Mont Durand.....	104
b211 - Au Nord du bois de l'Ars.....	105
b212 - Bois de l'Enchainieux.....	106
b22 - Flanc sud du Mont Durand.....	111
b221 - Coupe entre la Patton et le ruisseau de la Platon..	111
b222 - Entre la Perrière et le Fernuy-d'en haut	114
b23 - Rive gauche du torrent de Chinaillon.....	114
b24 - Du pont de Venay (le Chinaillon) au col de la Colombière..	116
b3 . Conclusion sur les Marnes à Meletta, la formation marno-micacée et les Grès du Val d'Illiez..	117
III 4 - Conclusion générale sur le Cénozoïque.....	119
a / Evolution sédimentaire et phénomènes généraux.....	119
b / Constatations.....	122

2ème partie

TECTONIQUE

La sédimentation en relation avec la tectonique

I - La base du Priabonien et ses rapports avec les formations sous-jacentes :	
Conséquences tectoniques.....	125
I 1 - Introduction.....	125
I 2 - Dans l'Unité des Aravis.....	125
I 3 - Dans l'Unité du Bargy.....	125
I 4 - Conclusion.....	127
II - La tectonique synsédimentaire nummulitique.....	127
II 1 - Distension à la limite du Priabonien-Oligocène.....	127
a / Généralités.....	127
b / Les brèches à éléments locaux.....	127
b1 . Généralités.....	127
b2 . Conclusion.....	129
II 2 - Le détritisme micacé, gréseux et olistolithique au sein du bas- sin nummulitique..	129
a / Généralités.....	129
b / Le détritisme micacé et gréseux.....	129
c / Les olistolithes.....	129
d / Interprétation.....	130
II 3 - Conclusion sur la tectonique synsédimentaire.....	130

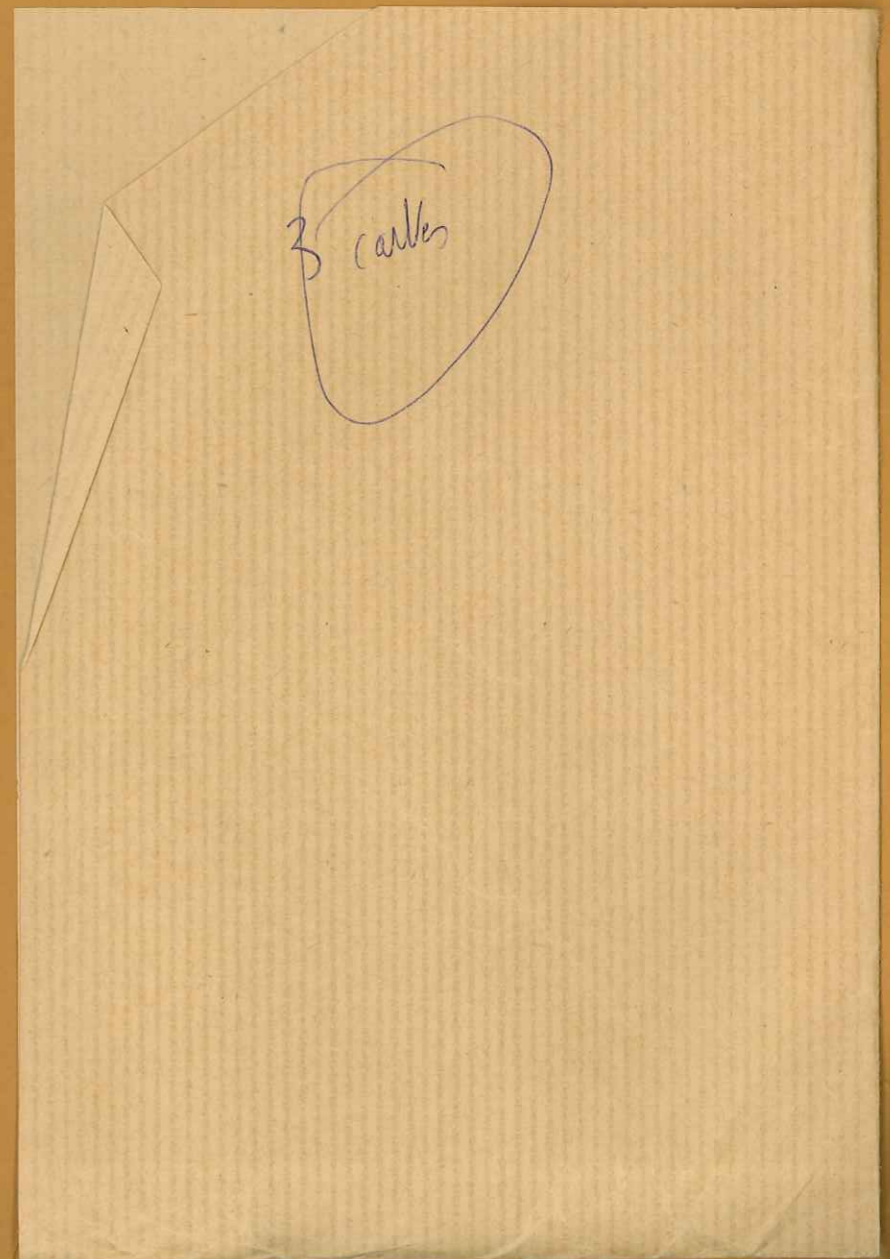
Description des unités structurales et de leurs déformations

III - Avant propos.....	131
IV - L'Unité du Bargy.....	131
IV 1 - Introduction.....	131
IV 2 - Les structures plissées.....	131
a / L'anticlinal Mont Lachat - Bargy.....	131
b / Le synclinal de Saint-Jean-de-Sixt.....	133
c / L'anticlinal du Mont Durand.....	133
d / Au niveau de la vallée de l'Arve.....	135
d1 . Le synclinal de la Plagne.....	135
d2 . L'anticlinal de Chamonix.....	135
d3 . Le synclinal de Sous Radon - Chessin.....	135
V - L'Unité des Aravis.....	137
V 1 - Généralités.....	137
V 2 - L'accident chevauchant basal.....	137
a / Introduction.....	137
b / Le contact sur Belledonne.....	137
c / Front de l'Unité des Aravis.....	139
c1 . Au Sud de la Clusaz.....	139
c11 - De la faille d'Arcalod à Thônes.....	139
c12 - De Thônes à la Clusaz.....	139
c2 . Entre la Clusaz et le Reposoir.....	142
c21 - De la Clusaz au Grand-Bornand.....	142
c22 - Du Grand-Bornand au Reposoir.....	142
c3 . De la commune du Reposoir à Nancy-sur-Cluses.....	144
c31 - Du Reposoir à Romme.....	144
c32 - De Romme à Nancy-sur-Cluses.....	144
c4 . Dans la vallée de l'Arve.....	144

c41 - En rive gauche de l'Arve.....	144
c42 - En rive droite de l'Arve.....	146
c43 - Conclusion sur les structures de la vallée de l'Arve.:	148
d / Conclusion sur l'accident chevauchant basal.....	150
V 3 - Les structures plissées au sein de l'Unité des Aravis.....	152
a / Le synclinal de Manigod.....	152
b / Les plis de la chaîne des Aravis.....	152
b1 . Généralités.....	152
b2 . Structures affectant l'Urgonien.....	152
b21 - L'anticlinal de la Sallaz.....	152
b211 - Description.....	152
b212 - Conclusion sur l'anticlinal de la Sallaz.:	153
b22 - L'anticlinal d'Areu.....	153
b221 - Description.....	153
b222 - Conclusion sur l'anticlinal d'Areu..	156
b3 . Conclusion sur les structures de l'Urgonien.....	156
b4 . Structures du Tithonique.....	158
b41 - Descriptions.....	158
b42 - Interprétation.....	158
b5 . Le redoublement de la Pointe d'Areu.....	162
b51 - Généralités.....	162
b52 - Coupe au niveau de l'Ambrevetta.....	162
b53 - Coupe passant par la combe de Chombas et par les Quatre Têtes.:	162
b54 - Coupe au niveau de la Pointe d'Areu.....	162
b55 - La prolongation des structures en rive droite de l'Arve.:	163
b56 - Conclusion.....	163
b6 . Conclusion chronologique sur la genèse des structures de l'Urgonien et du Tithonique (exemple du secteur de la vallée de l'Arve).....	163
VI - La fracturation.....	168
VI 1 - Généralités.....	168
IV 2 - Analyse des failles.....	170
a / Les décrochements.....	170
a1 . La famille N40-N80°E associée aux fractures N120-N175°E.:	170
a2 . La famille N90-N140°E associée aux fractures N20-N70°E.:	172
a3 . La famille N100-N140°E associée aux fractures N10-N60°E.:	172
b / Les failles inverses.....	175
b1 . Les failles dextres inverses N40-N50°E, pour un serrage de direction N100°E.:	175
b2 . Les failles inverses senestres N30-N60°E associées à des failles inverses dextres N100°E, dans un serrage de direction N160°E.:	177
b3 . Les failles inverses senestres N90-N100°E et les failles inverses de direction perpendiculaire au serrage N50°E.:	177
c / Les failles normales.....	177
c1 . La famille N130-N160°E.....	177
c2 . La famille N150-N180°E associée aux fractures N55-N80°E.:	178
d / La fin du système décrochant Arcalod-Arclusaz et les failles listriques de l'Etale-Merdassier.:	178
d1 . La fin du système décrochant Arcalod-Arclusaz....	178
d2 . Les failles listriques de l'Etale-Merdassier.....	180
d21 - La faille listrique de la Blonnière.....	180
d22 - La faille listrique de l'Etale.....	181
d3 . Relation entre les failles listriques de l'Etale- Merdassier et la fin du système décrochant Arcalod-Arclusaz.:	181
VI 3 - Conclusion générale sur la fracturation.....	183
VII - La tectogenèse.....	185
VII 1 - Les principaux résultats de l'étude tectonique.....	185
a / Evolution structurale de la partie sud-orientale du massif des Bornes.:	185
b / Essai de datation des phases tectoniques.....	188
b1 . La phase tangentielle du massif des Bornes.....	188
b2 . La phase radiale du massif des Bornes.....	189
VII 2 - Proposition d'un calendrier tectonique.....	190
BILAN DE L'ETUDE : Du point de vue stratigraphique, tectonique, cartographique..	194
Bibliographie.....	199
Liste des figures.....	211
Liste des photographies.....	214

DOCUMENTS HORS-TEXTE

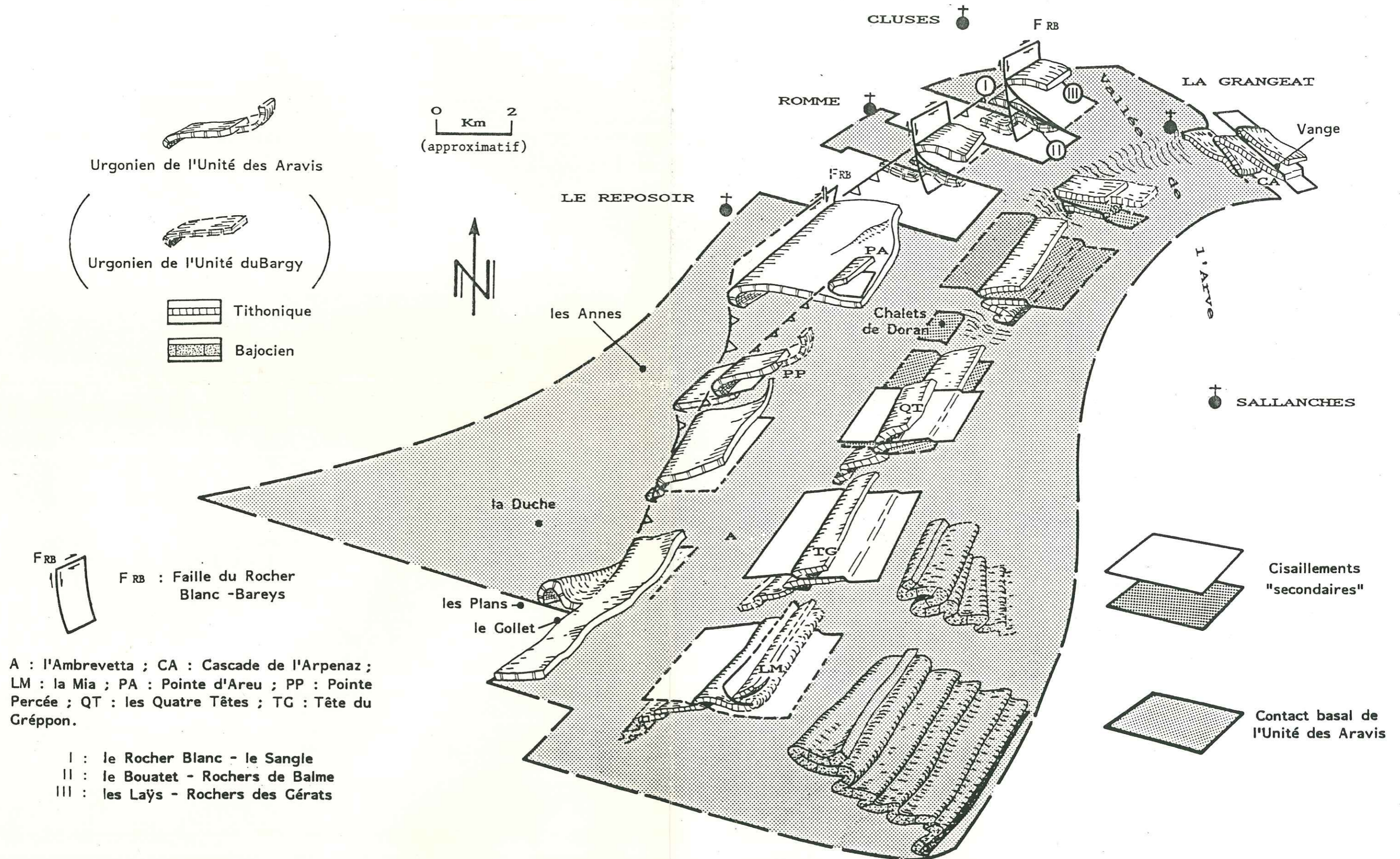
- Carte géologique de la partie sud-orientale du massif des Bornes
à 1 : 50 000
- Coupes géologiques sériées entre Cluses et Faverges (Haute-Savoie)
- Tectonogramme de la chaîne des Aravis : Urgonien - Tithonique -
(Bajocien)



TECTONOGRAMME DE LA CHAÎNE DES ARAVIS

URGONIEN-TITHONIQUE-(BAJOCIEN)

MICHEL CHAPLET (1989)



A : l'Ambrevetta ; CA : Cascade de l'Arpenaz ;
 LM : la Mia ; PA : Pointe d'Areu ; PP : Pointe
 Percée ; QT : les Quatre Têtes ; TG : Tête du
 Gréppon.

I : le Rocher Blanc - le Sangle
 II : le Bouatet - Rochers de Balme
 III : les Laÿs - Rochers des Gérats