



HAL
open science

Contribution à l'étude géologique du massif de Mongioie (Briançonnais ligure)

Jean Pierre Lecanu, Michel Villey

► **To cite this version:**

Jean Pierre Lecanu, Michel Villey. Contribution à l'étude géologique du massif de Mongioie (Briançonnais ligure). Stratigraphie. Université de Caen, 1974. Français. NNT: . tel-00805090

HAL Id: tel-00805090

<https://theses.hal.science/tel-00805090>

Submitted on 27 Mar 2013

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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D

050 032586 8

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITE DE CAEN

U.E.R. DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'AMENAGEMENT REGIONAL

Laboratoire de Géologie Structurale

pour l'obtention du Grade de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3^e CYCLE)

Mention : GÉOLOGIE

par

+ 1 envelope de cartes

Jean-Pierre LECANU - Michel VILLEY

2
Contribution à l'étude géologique
du massif du Monte Mongioie

(Briançonnais ligure)

Soutenu le 25 mai 1974 devant la commission d'examen

20 JUIN 1974

Monsieur M. LANTEAUME,	Président
Monsieur C. PAREYN,	Examineur
Monsieur R. CAMPREDON,	Examineur
Monsieur M. RIOULT,	Examineur
Monsieur D. HACCARD,	Rapporteur

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

7 6 JAN. 1993

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITE DE CAEN

U.E.R. DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'AMENAGEMENT REGIONAL

Laboratoire de Géologie Structurale

pour l'obtention du Grade de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3^e CYCLE)

Mention : GÉOLOGIE

par

Jean-Pierre LECANU - Michel VILLEY

Contribution à l'étude géologique
du massif du Monte Mongioie

(Briançonnais ligure)

Soutenue le 25 mai 1974 devant la commission d'examen

20 JUIN 1974

Monsieur M. LANTEAUME,	<i>Président</i>
Monsieur C. PAREYN,	<i>Examineur</i>
Monsieur R. CAMPREDON,	<i>Examineur</i>
Monsieur M. RIOULT,	<i>Examineur</i>
Monsieur D. HACCARD,	<i>Rapporteur</i>

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

6 JAN. 1993

10169297

ADMINISTRATION de l'UNIVERSITE

Président de l'Université : M. Jacques IZARD, Professeur
Vice-Présidents : M. Max ROBBA, Professeur
Melle MOREL, étudiante
Secrétaire Général : M. Roger CAUCAL, C.A.S.U.

U.E.R. des SCIENCES de la TERRE et de l'AMENAGEMENT REGIONAL

ADMINISTRATION

Directeur : M. Marcel LANTEAUME, Professeur
Sous-Directeurs : M. Armand FREMONT, Professeur
M. Claude PAREYN, Professeur
Administrateur du département de GEOLOGIE : M. Claude PAREYN, Professeur
Administrateur du département de GEOGRAPHIE : M. Armand FREMONT, Professeur
Secrétaire Administrative : Mme Annie STONHAM

LISTE du PERSONNEL ENSEIGNANT

M. Louis DANGEARD	Professeur honoraire
M. André JOURNAUX	Professeur, Doyen honoraire
M. Marcel LANTEAUME	Professeur
M. Pierre BRUNET	Professeur
M. Claude PAREYN	Professeur
M. Armand FREMONT	Professeur
M. Francis DORE	Maître de Conférences
M. Claude LARSONNEUR	Maître de Conférences
Melle Anne-Marie SERONDE	Chargée d'enseignement
M. Paul CLERC	Chargé d'enseignement

Maître-Assistants titulaires - Section GEOLOGIE

M. JUIGNET Pierre
M. ROYANT Gérard
M. LEMOSQUET Yves

Maîtres-Assistants titulaires - Section GEOGRAPHIE

M. DANDURAND Michel
M. BRIER Max
M. TRZPIT Jean-Paul
M. MULLER Jean-Jacques
M. HOUZARD Gérard
Melle BARRIER Michèle

Assistants titulaires - Section GEOLOGIE

M. AUFFRET Jean-Paul
M. FILY Guy
M. GIGOT Patrick
M. LE GALL Jean

Assistants - Section GEOGRAPHIE

M. BALLAIS Jean-Louis
M. BERTRAND Jean-René
M. CLARY Daniel
M. COUDE Arnel
M. MICHEL Jean-Pierre
M. CHESNAIS Michel

AVERTISSEMENT

L'ouvrage présenté ici comme thèse de doctorat de spécialité, résulte d'une contribution collective entre Messieurs J.-P. Lecanu et M. Villey.

Dès le début des recherches et à tous les stades de ce travail, les deux chercheurs ont oeuvré en étroite collaboration tout en apportant chacun sa contribution personnelle.

La haute chaîne est d'accès difficile : de vastes champs de lapiés et de gouffres, une ceinture de falaises abruptes couvrent la majeure partie du massif; aussi pour des raisons de sécurité et d'efficacité dans cette région inhospitalière, les reconnaissances géologiques et le quadrillage systématique nécessaire à la cartographie dans l'ensemble du secteur étudié ont été réalisés en équipe par les deux auteurs.

Devant les affinités des problèmes rencontrés sur le terrain et au laboratoire, et sur le conseil de Monsieur le Professeur M. Lanteaume, il apparaissait logique de conjuguer en un mémoire unique les résultats acquis, tant en stratigraphie, qu'en tectonique, ce travail a obligé les auteurs à un effort supplémentaire de synthèse.

Les conclusions, les hypothèses et les modèles proposés sont le fruit de réflexions communes et de critiques réciproques.

AVANT - PROPOS

Après nous avoir formés, tant sur le terrain qu'au laboratoire, aux méthodes et techniques de l'analyse structurale, Monsieur le Professeur M. Lanteaume nous a accueilli en novembre 1971, comme "chercheurs de IIIème cycle" dans le laboratoire qu'il dirige. Son expérience, sa ténacité et son goût du travail en équipe, nous ont été d'un grand secours à Viozene comme à Caen. Que ce travail soit pour nous l'occasion de lui manifester notre profonde reconnaissance.

Nous tenons à remercier particulièrement Monsieur D. Haccard qui a suivi, sur le terrain et au laboratoire, l'avancement de nos recherches. Ses critiques et ses conseils sont à l'origine de plusieurs hypothèses proposées dans ce mémoire.

Notre reconnaissance va également à Monsieur M. Rioult sans qui l'étude du Jurassique n'aurait pas vu le jour. Rompu aux méthodes de l'analyse sédimentaire fine et de la paléontologie, il a su, avec une infinie patience nous faire profiter de sa grande expérience.

Monsieur le Professeur Cl. Pareyn, qui nous inculqua les fondements de la géologie, a bien voulu juger ce travail; qu'il en soit remercié.

Dans le cadre des réunions de travail de l'équipe de géologie structurale, nous avons eu de fructueuses discussions avec Monsieur R. Campredon. Nous lui sommes reconnaissants d'avoir accepté de participer à notre jury.

Nous exprimons toute notre gratitude à Messieurs P. Gigot et G. Royant pour le constant intérêt qu'ils ont porté à notre travail; leurs conseils, leurs suggestions et leurs encouragements nous ont été d'un précieux secours.

Messieurs F. Doré et J. Le Gall ont bien voulu examiner nos faciès volcaniques et volcano-sédimentaires; qu'ils en soient remerciés.

Nous remercions également P. Cotillon d'avoir bien voulu déterminer la microfaune pélagique que nous lui avons soumise.

Nous devons aussi beaucoup à nos camarades de IIIème cycle et plus particulièrement à R. Aguinet, M.-F. Vigné, R. Capron, L. Dupret et D. Vaslet; qu'il nous soit permis de leur exprimer ici, notre sympathie.

Nous ne saurions oublier celles et ceux qui ont contribué à la réalisation matérielle du présent travail : que Madame et Monsieur R. Aubourg, Madame A. Auffret, Messieurs G. Boisard, S. Contesse, E. Huet et M. Rajkowick trouvent ici l'expression de notre reconnaissance.

Nous n'oublierons pas ceux qui nous ont hébergés à Viozene, Maria et Guido Rizzo.

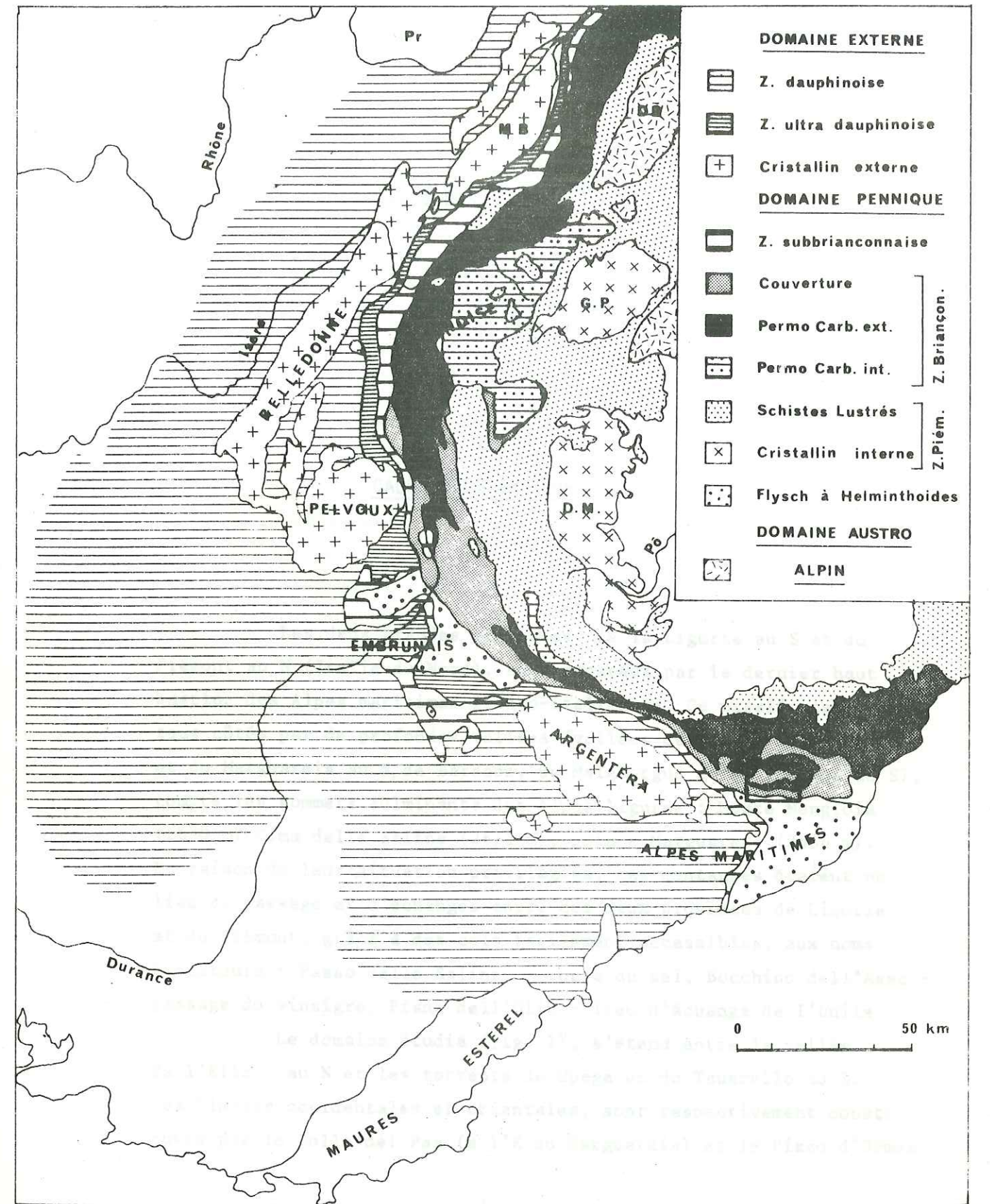
SOMMAIRE

	pages
INTRODUCTION	
Cadre géographique	
Cadre Géologique	
But de l'étude	
HISTORIQUE des TRAVAUX ANTERIEURS	17
<u>PREMIERE PARTIE : STRATIGRAPHIE</u>	25
<i>Chapitre 1</i> - Les formations sédimentaires et éruptives anté anisiennes	
I - La série stratigraphique carbonifère et permienne	29
II - Le "Verrucano" et le Trias inférieur	31
<i>Chapitre II</i> - Les calcaires et dolomies du Trias moyen (Anisien - Ladinien)	33
<i>Chapitre III</i> - Le Jurassique moyen et supérieur Le Crétacé inférieur	41
I - Coupe de la Cima delle Colme	43
II - Coupe de la Cima della Brignola	64
III - Coupe de la Cima delle Saline	69
IV - Coupe du Rocca del Fera	75
V - Coupe de la cluse du Tanarello	78
Conclusions à l'étude du Jurassique et du Crétacé inférieur	85

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

	pages
<i>Chapitre IV</i> - Les formations du Crétacé supérieur et du Tertiaire	
I - Le Crétacé supérieur	95
II - L'Eocène	96
III - Les "Schistes à blocs" post nummulitiques	100
Conclusions à l'étude stratigraphique	103
 <u>DEUXIEME PARTIE : TECTONIQUE</u>	 107
 <i>Chapitre I</i> - Les grands accidents, le système de décrochements	 113
I - Les accidents du Negrone et de Carnino - Pianche	113
II - Accident de la Chiusetta et accidents conjugués	120
III - Conclusion - le système d'accidents	155
 <i>Chapitre II</i> - Les unités structurales	 159
I - Unité méridionale Upega - Nava	159
II - Unité centrale Carnino - Viozene	165
III - Unité septentrionale Mongioie - Saline	169
IV - La nappe du Flysch à Helminthoïdes	189
V - Conclusions - Relations entre les différentes phases de déformation	193
 <i>Chapitre III</i> - Evolution rétrotectonique	 199
I - Les déformations récentes	200
II - Morcellement du massif en unités et en éléments	204
III - Mise en place de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en position externe	206

	Pages
IV - Genèse des plis synschisteux d'axe N 140°, déversés vers le NE	207
V - Genèse des plis synschisteux d'axe N 110° déversés vers le S.	207
VI - Arrivée de la nappe du Flysch à Helminthoïdes sur le Briançonnais ligure	208
VII - Phase en plis couchés et décollement de la couverture sédimentaire	208
VIII - Conclusions	209
 CONCLUSIONS	 213
 Bibliographie	 215



Localisation du domaine étudié dans le cadre alpin



INTRODUCTION

CADRE GEOGRAPHIQUE

Les deux grandes provinces, de la Ligurie au S et du Piémont au N (Italie du Nord), sont séparées par le dernier haut bastion des Alpes maritimes franco-italiennes. Ce massif, cerné de tous côtés par de profondes vallées (vallées de l'Ellero, du Pesio et du Marguareis au N, de Baracon, de Malabergue et du Negrone au S), compte les sommets culminants des Alpes ligures : Monte Mongioie (2630 m) Cima delle Saline (2612 m), pointe Marguareis (2656 m). En raison de leur situation privilégiée, ces montagnes étaient un lieu de passage et d'échanges entre ces deux provinces de Ligurie et du Piémont, grâce à des cols facilement accessibles, aux noms évocateurs : Passo delle Saline - route du sel, Bocchino dell'Aseo - passage du vinaigre, Piano dell'Olio - lieu d'échange de l'huile.

Le domaine étudié (fig. 1), s'étend entre la vallée de l'Ellero au N et les torrents de Upega et du Tanarello au S. Les limites occidentales et orientales, sont respectivement constituées par le Colle del Pas (à l'E du Marguareis) et le Pizzo d'Ormea.

La profonde vallée de Viozene (torrents de Carnino et du Negrone) sépare deux domaines différents (carte morphologique hors-texte). Au S les cimes du Rocca del Fera, du Pian Cavallo et du Monte Cimone constituent une bande morphologique de direction NW- SE, entaillée par les gorges de la Fascette et du Tanarello. Au N s'étend une zone de hauts plateaux; les dénivellations y sont modérées, mais les parois peuvent être verticales aussi bien en bordure qu'au sein même de la chaîne.

A l'exception de la bande méridionale sur laquelle se développe une forêt clairsemée, le massif du Mongioie apparaît comme un domaine asylvatique, couvert par la pelouse alpine.

Les conditions climatiques sont sévères. L'enneigement est abondant, et persiste jusqu'à la fin Juin dans les versants septentrionaux. Les brumes fréquentes résultent de la confrontation des influences issues de la plaine du Pô et de la Ligurie. La moyenne annuelle des précipitations s'élève à 1462 mm, mais avec de très grandes irrégularités (maximum en Octobre - Novembre et Mars-Avril) (M. Julian, J. Nicod et Cl. Orengo, 1972). Ce climat humide et froid avec nivation importante en hiver, est propice à une intense corrosion karstique.

De grandes surfaces karstiques, des pentes d'éboulis fixés ou vivants témoins d'une dissolution et d'une gélifraction active, un modelé glaciaire, sont les traits morphologiques marquant de ce haut massif calcaire.

La nature des roches à l'affleurement conditionne la morphologie de cet ensemble montagneux. Les quartzites werféniens donnent des reliefs découpés aux parois abruptes et arêtes vives. L'action conjuguée du gel et du dégel, l'érosion par les eaux courantes, isolent fréquemment des aiguilles acérées. Les formations calcaires et calcaréo-dolomitiques donnent des falaises abruptes, lisses ou ruiniformes; en surface structurale, elles constituent de vastes entablements où sévit une intense corrosion karstique. Le Flysch à Helminthoïdes qui coiffe la série sédimentaire donne un paysage mou, propice aux pâturages. C'est dans le flysch que s'ouvrent les cols empruntés par les voies de communication entre la Ligurie et le Piémont.

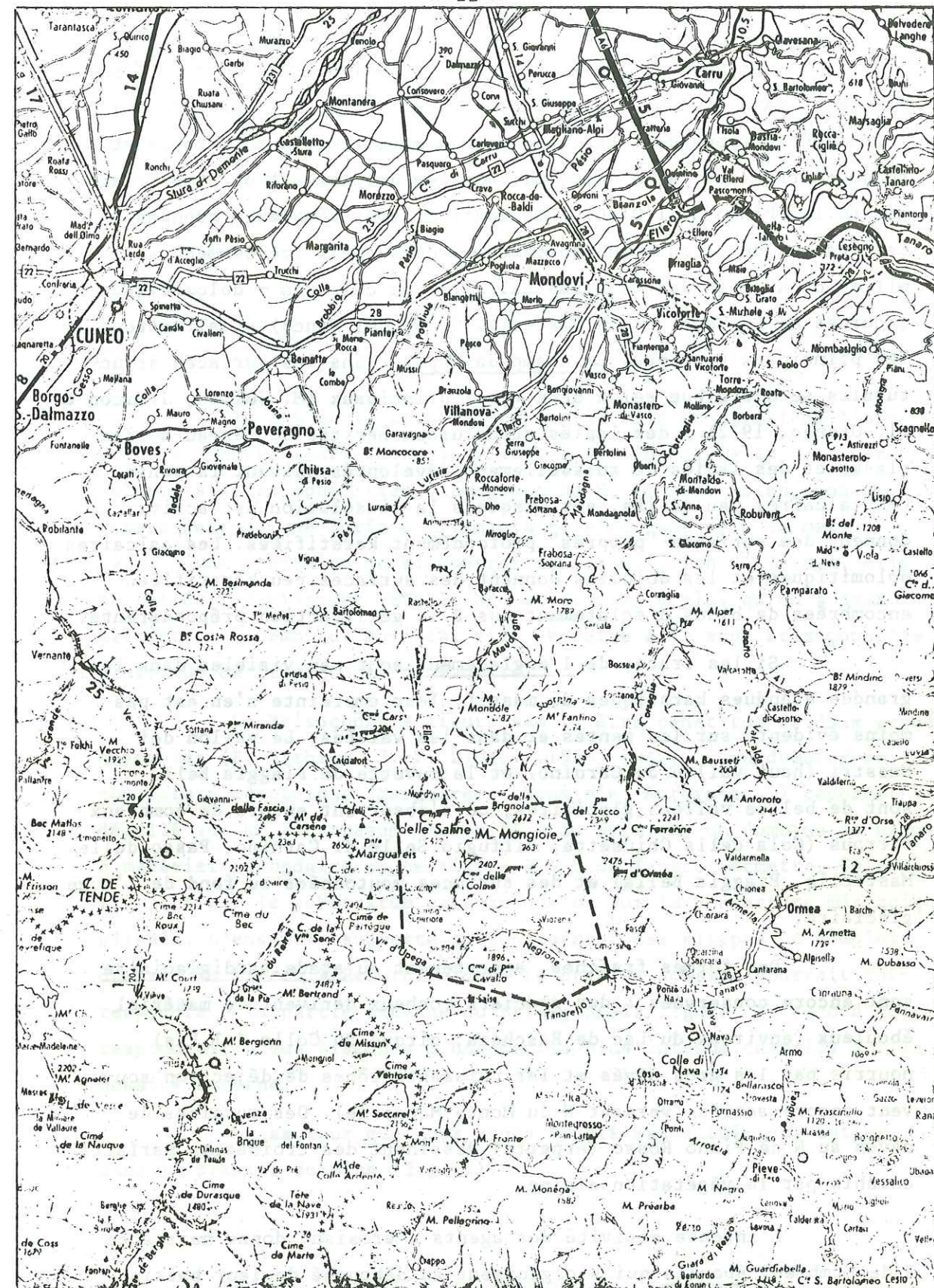


Fig. 1 - Localisation du Domaine étudié dans son cadre géographique (extrait de la carte de France au 1/250.000° - feuille de Gap).

Les eaux de fonte et de précipitation s'engouffrent immédiatement dans tout un réseau karstique qui affecte l'ensemble des formations carbonatées. Les écoulements superficiels sont rares et toujours très courts, s'achevant dans des dolines à fond plat (Piaggia Bella, Piano dell'Olio). Les gouffres sont nombreux, groupés. Les réseaux de circulation souterrains débouchent fréquemment au milieu ou au pied des falaises calcaires ou calcaréo - dolomitiques (sources de Le Vene, de la Fascette, Garbo del Manco) et alimentent les principaux torrents. Le champ de lapiés dans les surfaces structurales se distribue selon deux types principaux (M. Julian, J. Nicod & Cl. Orongo, 1972) : des lapiés structuraux hérités du réseau de diaclases et des lapiés de ruissellement développés suivant la pente. Les calcaires peu gélifs, sur lesquels la dissolution est active, donnent des surfaces "propres" profondément karstifiées. Les calcaires dolomitiques et les dolomies donnent des surfaces peu karstifiées encombrées de blocs d'éclatement dus à la gélifraction prépondérante.

Si les traces de l'englacement sont peu visibles dans les grandes étendues karstiques du massif, leur empreinte n'en est pas moins évidente sur les pentes et dans les vallées. Le vallon dei Maestri (haut vallon de Carnino) et la cuvette de Piaggia Bella sont de belles vallées glaciaires, où s'observent encore de nombreux verrous (Gola della Chiusetta, Rifugio Selle di Carnino, Passo delle Mastrelle, Piaggia Bella) et des surfaces moutonnées au fond de l'auge glaciaire.

Des formes fraîches, appartenant au stade tardiglaciaire sont encore conservées : des glaciers rocheux dérivent de matériel ébouleux (environs du Lac de Raschera, cirque du Colle del Pas) nourris par les gros névés et les puissants cônes de déjection souvent encore actifs (versant N du Monte Mongioie). Des moraines de névés au N de Piano Rosso (Arpetta) dessinent des croissants parfaits envahis par la végétation alpine.

L'intense activité des agents d'érosion, donne naissance à de nombreux éboulis qui s'organisent au débouché de leur bassin d'alimentation, en cônes caractéristiques (cônes torrentiels du versant N du Rocca del Fera), ou bien directement au pied des escarpements

où ils constituent alors de vastes bandes continues. Les brèches de pente sont également fréquentes (Piano Rosso, versant oriental de la cime de la Saline) et se localisent dans les éboulis à matériel carbonaté.

CADRE GEOLOGIQUE

Au S E de la terminaison méridionale du massif de l'Argentera - Mercantour, entre le Flysch à Helminthoïdes au S et les calcschistes et ophiolites piémontais au N, la zone briançonnaise ligure dessine une surface triangulaire s'ouvrant vers la mer. Large d'une trentaine de kilomètres sur le méridien d'Albenga, elle se rétrécit rapidement vers le NE et ne compte plus qu'un à deux kilomètres à Demonte. Au-delà, elle se relie à la zone briançonnaise classique de Briançon et de Vanoise.

Le Briançonnais ligure semble être constitué de deux grands ensembles (R. Barbier, J.-P. Bloch...1960, 1963) : un domaine de couverture mésozoïque (Marguareis, Mongioie, Antoroto...) reposant décollé sur un substratum carbonifère ou permien, un domaine de nappes à matériel secondaire et tertiaire à l'E du Tanaro (Armetta, Galero) flottant sur le substratum paléozoïque ou sur la couverture mésozoïque plissée. L'ensemble supporte tectoniquement des klippes de complexe de base du Flysch à Helminthoïdes. Le premier domaine pourrait correspondre à la partie externe du Briançonnais ligure, le second correspondrait à des éléments d'une partie plus interne charriés sur le domaine externe.

Le secteur que nous avons étudié est situé tout entier dans le premier domaine (fig. 2).

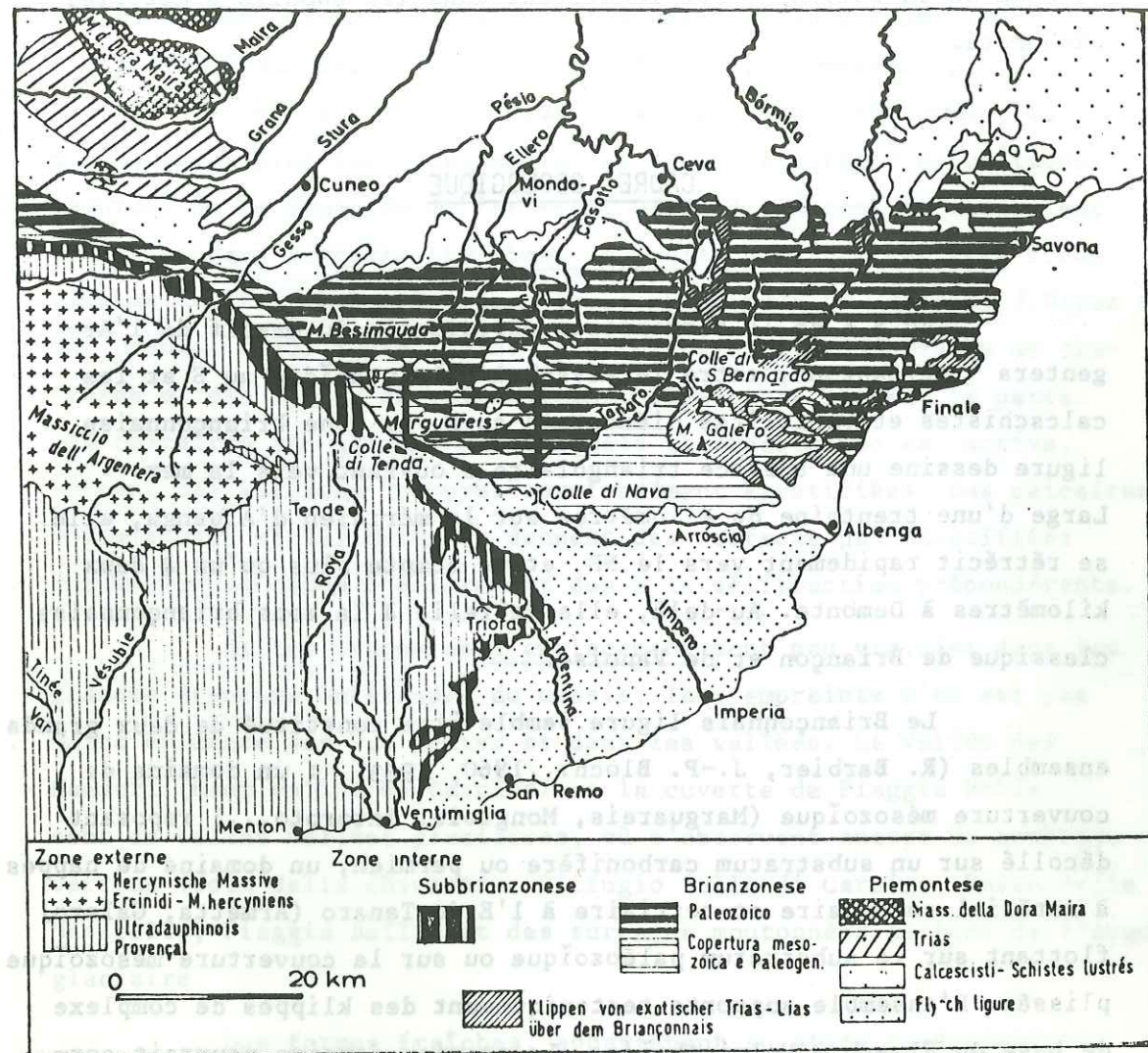


Fig. 2 - Position de la région étudiée dans le cadre des Alpes maritimes franco-italiennes. (schéma d'après R.Barbier, J.P.Bloch...1963).

BUT de l'ETUDE

Ce mémoire présente une étude de géologie régionale. Aussi comporte-t-il deux aspects principaux. D'une part une étude stratigraphique, d'autre part une étude tectonique. L'analyse stratigraphique traite de l'ensemble de la couverture sédimentaire post-permienne et principalement des formations jurassiques que nous avons étudiées dans le détail, tant sur le terrain qu'au laboratoire. Si l'ensemble des travaux réalisés jusqu'alors dans le Briançonnais ligure a apporté peu à peu une connaissance approfondie de la série stratigraphique, l'analyse tectonique est restée superficielle. Nous nous sommes efforcés de définir les différentes phases de déformation, d'en préciser la chronologie et de les intégrer dans un contexte plus général, en dégagant les rapports des diverses unités structurales constitutives avec la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Une cartographie détaillée au 1/25.000° sur les fonds topographiques italiens des feuilles de Viozene, Tenda, Certosa di Pesio, Monte Mongioie, des levés de coupes tectoniques et stratigraphiques, ainsi qu'une analyse structurologique sont à la base de cette étude.

HISTORIQUE DES

TRAVAUX ANTERIEURS

Au siècle dernier de nombreux auteurs ont établis les fondements de la stratigraphie des Alpes maritimes. Les apports et les hypothèses de ces précurseurs sont analysés dans le détail par G. Rovereto (1939) et M. Lanteaume (1962,1968) dans leurs travaux respectifs. Nous nous contenterons dans ce bref historique, d'analyser les travaux intéressant directement la zone étudiée ici.

A la suite de L. Pareto (1833,1865), D. Zaccagna en 1887 reprend la stratigraphie des formations de ce secteur, et distingue : des schistes noirs charbonneux et des schistes arénacés du Carbonifère, un complexe permien gneissique (bésimaudites), des "anagénites" et des quartzites du Permien supérieur - Trias inférieur, une série calcaire mésozoïque (Trias, Lias, Tithonique et Sénonien) surmontée de calcaires et schistes nummulitiques. Du point de vue tectonique, D. Zaccagna assimile la région de Viozene à une vaste structure anticlinale asymétrique d'axe W NW - E SE à coeur de Houiller. Le flanc N subhorizontal est constitué de Trias supérieur formant les reliefs du Monte Mongioie. En 1933 D. Zaccagna reprend, en les complétant, ses travaux précédents. L'auteur joint à cette publication une carte très détaillée au 1/50 000°. Du point de vue tectonique, sont indiquées trois failles de direction méridienne, passant par le Bocchino dell'Aseo, par la Serre Negrin et par le vallon de la Saline. Une autre faille, celle-ci E-W, limite au N la Cima delle Saline. Les coupes interprétatives reprennent en les modifiant celles publiées

en 1887. La série stratigraphique figurée, peu différente de celle donnée en 1887, semble continue du Trias moyen au Jurassique supérieur sur lequel reposent directement les schistes éocènes. Peu après cette dernière publication de D. Zaccagna, paraît la remarquable feuille de Boves au 1/100.000° (D. Zaccagna & S. Franchi, 1933). En 1937 D. Zaccagna indique quelques nouvelles failles entre la cime del Colme et le Passo delle Saline.

S. Franchi (1906) reconnaît l'existence de quelques failles méridiennes transversales à la direction des plis, au col de Malabergue un peu à l'W du Marguareis, au Colle del Pas, au Passo delle Saline, ainsi qu'au Bocchino dell'Aseo. Il signale en outre que le profil suivant la ligne des hauts sommets calcaires du massif, offre un exemple typique de structure en gradin. Du point de vue stratigraphique S. Franchi est le premier à indiquer l'existence d'une formation de calcaires marmoréens à bélemnites, comprise entre le Trias moyen dolomitique et le Jurassique supérieur. Cette formation sera attribuée au Dogger par les auteurs suivants.

G. Rovereto (1903) reprend et complète la série stratigraphique de D. Zaccagna (1887) et accepte également dans les grandes lignes, la structure reconnue par celui-ci. 1939 est l'année de parution de l'oeuvre maîtresse de G. Rovereto, "Liguria geologica", qui constitue en quelque sorte une synthèse de tous les travaux antérieurs. Du point de vue stratigraphique, la série est comparable à celle déjà reconnue par D. Zaccagna, même si localement apparaissent des divergences d'opinions concernant l'âge de certaines formations. L'auteur fournit pour la région étudiée ici, deux coupes tectoniques N-S : l'une passant par la Saline, l'autre suivant le méridien du Monte Mongioie. Ces deux coupes reproduisent sans grandes modifications le dispositif anticlinal à coeur de Houiller, déjà proposé par D. Zaccagna en 1887. Les schistes affleurant au Colle del Pas, au Passo delle Saline, à la Serre Negrin, sont éocènes et transgressifs sur les terrains plus anciens.

Les conceptions tectoniques régionales de G. Rovereto s'opposent à celles de S. Franchi et de D. Zaccagna, tous deux autochtonistes. G. Rovereto voit dans les Alpes ligures une partie de la nappe du Grand Saint Bernard. Cette nappe se serait mise en place avant l'Eocène moyen qu'il considère comme transgressif sur le front de cette structure.

S. Conti en 1947 dans une étude sur la tectonique du massif de l'Antoroto, au N E de la zone étudiée, considère que l'affleurement carbonifère de Chioraira, que D. Zaccagna interprétait comme le noyau d'un anticlinal à vergence N, serait le coeur de la partie frontale de la nappe du Grand Saint Bernard (vergence S).

Les travaux publiés à la fin du XIX° siècle et au début du XX° siècle constituent une somme de connaissances qui ne sera plus remise en question pendant une cinquantaine d'années. Les travaux postérieurs de D. Zaccagna, la carte au 1/100.000° et le mémoire de G. Rovereto reprennent sans les modifier beaucoup les publications antérieures.

Il faudra attendre 1954 pour qu'une nouvelle génération de géologues, sous l'impulsion du Professeur P. Fallot reprenne l'étude systématique des Alpes ligures.

A. Faure-Muret et P. Fallot (1954) mettent en évidence les affinités briançonnaises de la série stratigraphique du Marguareis. Au-dessus des dolomies du Trias moyen vient un Jurassique avec couches à *Mytilus*, analogues à celles du Dogger briançonnais, complété vers le haut par une série calcaire rapportée au tithonique, présentant le faciès des "Marbres de Guillestre". Ils individualisent un Néocœmien formé de calcaires plaquettés et présentant un hard-ground rapporté à l'Albien - Cénomaniens, recouvert par un ensemble Sénonien : les "Marbres en plaquettes" briançonnais. Les auteurs signalent également du Nummulitique et des lambeaux de "Flysch noir" au sommet de la série, sans se prononcer sur la nature stratigraphique ou tectonique de la superposition.

P. Fallot et M. Lanteaume, l'année suivante décrivent une importante zone de contact entre le front du Briançonnais et le Flysch à Helminthoïdes, c'est la zone broyée des Selles Vieilles. Quant à la structure du Marguareis, les auteurs reconnaissent des plis atténués à vergence W-SW et des failles très nombreuses. Dans un travail ultérieur, ces mêmes auteurs affirmeront que le Massif du Marguareis est haché de failles, mais peu plissé.

J.-P. Bloch en 1958 étend la notion de "zone briançonnaise" à tout l'ensemble des hauts massifs calcaires ligures. Ses observations sont à la base de la connaissance stratigraphique détaillée du Trias inférieur et moyen du Briançonnais ligure.

Le livre à la mémoire du Professeur P. Fallot (R. Barbier, J.-P. Bloch, J. Debelmas, ...1960,1963) constitue une remarquable mise au point sur les chaînes alpines, de la Savoie à la Méditerranée, mettant en évidence les analogies et les différences existant entre les divers secteurs qui ont été étudiés séparément. Pour le secteur intéressé ici, les auteurs distinguent une zone méridionale, occupée par le Flysch à Helminthoïdes, limitée par un contact tectonique, d'une zone septentrionale ou "zone briançonnaise" dans laquelle seront ultérieurement distingués, un permocarbonifère avec socle, une couverture briançonnaise décollée, des klippen de Flysch à Helminthoïdes superposées tectoniquement à la zone briançonnaise.

M. Lanteaume (1958) poursuivant l'oeuvre entreprise avec P. Fallot et A. Faure-Muret dans le Marguareis, a étendu ses investigations aux massifs calcaires s'alignant entre Upega et Ormea. L'auteur décrit les formations post-triasiques du Marguareis, des gorges de la Fascette et du val Tanarello. Dans les gorges de la Fascette, il décrit une faune de polypiers, de nérinées et de Kiliainines (*Meyendorffina* sp.) conférant à la série un âge bathonien. Il attribue au complexe de base du Flysch à Helminthoïdes, les affleurements de "Flysch noir" du Plan Ambroise et de Colla Bassa. M. Lanteaume en 1958, avait groupé sous la dénomination de "Schistes grésocalcaires", un ensemble de formations au moins nummulitiques qui, d'une part, s'intercalent entre la nappe du Flysch à Helminthoïdes et les unités de la marge externe du Briançonnais et, d'autre part, apparaissent dans la fenêtre de Castelvecchio". Si "cette formation apparaît nettement dans la région de Upega... en contact anormal sur

le prolongement du massif du Marguareis", l'auteur reste très prudent et signale de nombreuses convergences de faciès entre les "Schistes grésocalcaires" et les schistes tertiaires de la série du Monte Armetta. S'agit-il d'un contact stratigraphique ayant rejoué ? Le problème reste entier.

Du point de vue tectonique M. Lanteaume distingue le socle et son tégument d'une part, la couverture post-werfénienne, sur laquelle demeurent des lambeaux des unités charriées, d'autre part. Cette couverture briançonnaise est subdivisée en deux éléments structuraux qui sont le Marguareis et le feston d'Upega-Nava qui s'encapuchonne dans l'unité des "Schistes grésocalcaires". Sur le schéma structural joint au mémoire, l'auteur distingue en plus deux éléments structuraux chevauchant le Marguareis : l'élément de la Saline et l'élément du Mongioie. La présence de klippen de Flysch à Helminthoïdes sur le Briançonnais conduit l'auteur à admettre que "la nappe a recouvert, au moins en partie, le massif du Marguareis, à son stade définitif et qu'elle a disparu par érosion".

A. Guillaume (1961) puis J.-P. Bloch et J.-R. Kienast (1963) assimilent au complexe de base du Flysch à Helminthoïdes certains affleurements flyschoides attribués au Priabonien dans le massif calcaire du Mongioie et de la Saline. Ce flysch et les calcschistes qui le supportent, sont affectés de nombreux plis à vergence N "témoignant d'un reflux vers le N, postérieur à la phase qui a amené du N le flysch sur les calcschistes" (A. Guillaume 1961).

J.-R. Kienast (1963), dans son diplôme d'études supérieures consacré à l'étude des massifs calcaires ligures occidentaux, (bordant au N notre terrain), précise la stratigraphie des séries mésozoïques et apporte des données complémentaires, au moyen de nombreuses comparaisons, sur les affinités briançonnaises de la série stratigraphique. Du point de vue tectonique, l'auteur distingue "des mouvements initiaux vers le N ... des mouvements seconds vers le S ... un mouvement de retour vers le N ... des failles transversales N-S ayant pour effet de basculer les blocs vers le S-SW".

A l'occasion du Symposium sur le "Verrucano", J.-P Bloch (1966) précise la stratigraphie des formations du Carbonifère, du Permien et du Trias inférieur, des environs de Viozene et de Carnino.

R. Campredon, D. Haccard & M. Lanteaume (1967), apportent de nouvelles données stratigraphiques sur la série nummulitique du Marguareis. Ces auteurs notent que "la série nummulitique du Marguareis différente de celle du Briançonnais classique, confère son originalité au Briançonnais ligure".

A. Guillaume (1969) reprend dans sa thèse, l'étude détaillée du Marguareis s.l., entre Limone Piemonte et Carnino. Il définit trois grandes unités structurales superposées qui sont, de bas en haut :

1 - l'unité triasique du Monte Vecchio, dont les plis et les écaillages affectent le socle.

2 - l'unité du Monte Besimauca, constituée de permien éruptif décollé de son substratum.

3 - l'unité mésozoïque et cénozoïque du Marguareis, morcelée en plusieurs éléments, dont le plus inférieur se suit depuis la cime du Coin jusqu'au Rocca Ferreira. L'unité du Monte Vecchio est chevauchée par celle du Monte Besimauca, ces deux unités sont à leur tour recouvertes par l'unité du Marguareis. L'auteur décrit de plus des lambeaux de flysch assimilables au Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes, charriés sur le Briançonnais du Marguareis.

M. Vanossi (1970a) fournit des données stratigraphiques et structurales sur le Carbonifère de Viozene. L'auteur indique que l'ensemble de l'affleurement houiller est en fait constitué de deux unités de même âge, superposées tectoniquement, sur lesquelles repose une unité mésozoïque morcellée en plusieurs blocs par des failles. M. Vanossi (1970b) présente une synthèse sur le Briançonnais ligure au S E du Pizzo d'Ormea. Dans le secteur compris entre ce dernier massif et Ormea, l'auteur ne fait figurer qu'une seule unité structurale. En 1972, lorsque nous débutons nos recherches sur le terrain, M. Vanossi publie une note, essentiellement

consacrée à la tectonique des massifs calcaires à l'W du Pizzo d'Ormea. L'auteur distingue trois grands éléments structuraux limités par des failles verticales : au S l'élément d'Upega - Nava affecté de structures W NW-E SE, est en contact tectonique avec l'unité d'Albenga. Quant à la mise en place, l'auteur envisage trois phases successives :

1 - "Cambrement régional lent" d'axe E W, d'ampleur décroissante du NE au SW.

2 - Serrage paroxysmal NS exagérant les précédentes structures et provoquant des plis et des écaillages.

3 - Soulèvement, déterminant de nombreuses failles et donnant "la structure actuelle en marches d'escalier".

Au terme de cette brève revue, il apparaît que les efforts ont surtout porté sur la connaissance de la série stratigraphique. Les recherches les plus récentes sont dues à A. Guillaume, J.-P. Bloch, M. Vanossi pour le Carbonifère et le Permien, à J.-P. Bloch et J.-R. Kienast pour le Trias, P. Fallot, A. Faure-Muret, M. Lanteaume pour les séries post-triasiques. L'étude des lambeaux flyschoides, en repos tectonique sur le Briançonnais, est dû essentiellement à M. Lanteaume et A. Guillaume. Le bilan de ces acquisitions stratigraphiques peut se résumer dans la succession type, suivante :

- Formations permo-carbonifères à la base
- Conglomérat polygénique : "Verrucano"
- Quartzites du Werfénien
- Pérites versicolores du Werfénien supérieur
- Dolomies massives avec *Diplopora uniserialis* du Ladinien. Calcaires dolomitiques, calcaires vermiculés à *Dadocrinus gracilis*, *Tetractinella trigonella* et *Spiriferina fragilis* de l'Anisien
- Calcaires à nérinées, polypiers et kilianines (*Meyendorffina* sp.) du Dogger (Bathonien).
- Calcaires marmoréens, calcaires à faciès "Guillestre", calcaires à calpionelles du Malm
- Calcaires gris à *Duvalia* du Néocomien

- Hard-ground du Crétacé inférieur
- Calcschistes à *Globotruncana* du Crétacé supérieur (Sénonien)
- Calcaires nummulitiques et calcschistes priaboniens.

Il semble, par contre, que l'analyse tectonique, n'a pas été abordée avec la même efficacité, le schéma proposé par D.Zaccagna en 1887, ayant finalement persisté jusqu'à nos jours sans grandes modifications, et ce, malgré les moyens d'investigations fournis par la structurologie, dont disposaient les auteurs les plus récents. Ces derniers en général, ne fournissent que des données fragmentaires, ponctuelles, qu'il est difficile d'inclure dans un cadre tectogénétique régional plus vaste.

PREMIERE PARTIE :

STRATIGRAPHIE

CHAPITRE I	Les formations sédimentaires et éruptives anté anisiennes
CHAPITRE II	Les calcaires et dolomies du Trias moyen (Anisien - Ladinien)
CHAPITRE III	Les formations du Jurassique et du Crétacé inférieur
CHAPITRE IV	Le Crétacé supérieur - le Nummulitique - les "Schistes à blocs"

A. Faure-Muret et P. Fallot (1954) soulignèrent les premiers les affinités briançonnaises de la série stratigraphique du Marguareis. M. Lanteaume a étendu cette étude au massif calcaire s'alignant entre Upega et Ormea. Ces trois auteurs ont dressé un tableau général de l'ensemble de la série stratigraphique.

Ils ont ainsi reconnu au-dessus des quartzites werfëniens la présence d'un Trias marin à diplopores, l'absence du Lias, l'existence d'un Dogger rappelant les "Couches à *Mytilus*" des Alpes Suisses et d'un Malm présentant à plusieurs niveaux le faciès des "Marbres de Guillestre". Le Crétacé supérieur, représenté par des calcschistes planctoniques est comparable aux "Marbres en plaquettes". Le Nummulitique calcaire, quant à lui, ne peut être paralléliser au "Flysch noir" du Briançonnais.

A la suite de ces travaux, A. Guillaume et J.-P. Bloch ont étendu la notion de "zone briançonnaise" à l'ensemble des hauts massifs calcaires ligures. A. Guillaume (1969), puis M. Vanossi (1970, 1972) ont étudié en détail les terrains du Carbonifère et du Permo - Houiller constituant le substratum de la couverture calcaire. J.- R. Kienast (1963) et surtout J.-P. Bloch (1958, 1963) ont fournis des données stratigraphiques précises sur le Trias carbonaté.

Le Nummulitique a été plus particulièrement étudié par R. Campredon, D. Haccard et M. Lanteaume (1967) et R. Campredon (1972).

Parmi ces différentes unités stratigraphiques, les formations du Paléozoïque, du Trias, du Crétacé supérieur et du Nummulitique, n'ont pas fait de notre part, l'objet d'une étude détaillée.

Nous avons particulièrement insisté sur l'étude pétrographique, sédimentologique et stratigraphique du Dogger, du Malm et du Néocomien.

CHAPITRE I

Les formations sédimentaires et éruptives anté-anisiennes

Les formations anté anisiennes affleurent dans le versant septentrional des hautes vallées du Tanaro, du torrent Negrone et du torrent de Carnino. Elles constituent une vaste surface triangulaire, allongée E - W, limitée au S par les massifs calcaires du Rocca del Fera et de la Cime de l'Armasse, au nord par la haute chaîne du Mongioie et de la Saline.

L'analyse stratigraphique détaillée de ces formations n'a pas fait l'objet de notre étude. Aussi nous contenterons nous de rapporter les principaux résultats obtenus par nos prédécesseurs.

I - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE CARBONIFERE ET PERMIENNE

J.-P. Bloch (1966) a subdivisé la série carbonifère et permienne des Alpes Maritimes, en quatre formations stratigraphiques superposées.

A - La série houillère productive : la "série d'Ollano"

La série houillère productive, est constituée de grès arkosiques, de conglomérats, de schistes noirs et de charbon. Cette série a été datée du Westphalien supérieur grâce aux flores découvertes par C. de Stefani (1887) et J.-P. Bloch (1966).

B - La "série de Murialdo"

"La série de Murialdo" est constituée de schistes sériciteux et chloriteux noirs, à nombreuses lentilles de prasinites. Dans le bassin de Viozene, cette série a fourni une flore décrite par A. Portis (1887) indiquant un âge stéphanien. Selon J.-P. Bloch (1966), l'essentiel des terrains carbonifères affleurant dans le bassin de Viozene appartiendrait à la série de Murialdo et serait donc du Stéphanien. Pour M. Vanossi (1970), la série schisteuse noire de Murialdo est en contact tectonique avec la série d'Ollano. Ces deux formations sont contemporaines, l'une, la série de Murialdo, se serait déposée dans la zone interne, l'autre, la série d'Ollano, dans la zone externe du bassin briançonnais ligure.

C - La "série de Garessio - Valsorda"

En continuité stratigraphique avec la formation précédente, vient une série schisteuse de teinte plus claire, connue sous le nom de "série de Garessio - Valsorda" (J.-P. Bloch 1966). Elle est composée de schistes verts sériciteux et de schistes violets à nodules siliceux roux (vallon de la Fuse). Cette série "succède probablement immédiatement à la série schisteuse noire du Stéphanien et on peut proposer de la dater d'une époque à cheval sur le Stéphanien et le Permien inférieur" (J.-P. Bloch 1966).

D - Les "Bésimaudites"

La "série de Garessio - Valsorda" est recouverte par une carapace de porphyroïdes rhyolitiques constituant le massif du Pizzo d'Ormea et le soubassement du massif calcaire de Mongioie - Saline. C'est à de telles roches que D. Zaccagna (1886) donna le nom de "Bésimaudites" (les bésimaudites constituent le massif du Monte Besimanda au NE de Limone Piemonte). A côté de ces faciès dominants, existent des rhyolites blanches ou rouges. J.-P. Bloch propose d'attribuer un âge éo-permien à ces porphyroïdes.

Pour M. Vanossi (1970), les affleurements carbonifères du bassin de Viozene appartiendraient à la série d'Ollano et non à celle de Murialdo. Cependant, selon cet auteur, l'essentiel des formations reconnaissables en surface est constitué de porphyroïdes. La série permo-carbonifère serait renversée.

II - LE "VERRUCANO" ET LE TRIAS INFÉRIEUR

La formation éruptive acide du Permien est surmontée par une série détritique, composée à la base de faciès conglomériques grossiers et polychromes, connus sous la dénomination de "Verrucano". Vers le haut il passe de façon continue à une formation quartzitique, avec laquelle débute la série mésozoïque.

A - Le "Verrucano"

Du point de vue lithologique, le "Verrucano" est un conglomérat à galets de quartz et de vulcanites acides, noyés dans un ciment quartzeux. La présence en plus ou moins grande abondance de quartz roses et de galets rhyolitiques, lui confère une teinte variant du blanc au rouge violacé. Dans le bassin de Viozene, d'après J.-P. Bloch (1966) "le Verrucano apparaît discordant cartographiquement au-dessus de la série paléozoïque. Dans le secteur de Carnino, il repose (en contact stratigraphique ravinant) sur des tufs rhyolitiques verts et des brèches volcaniques..."

B - Les quartzites werfénien

Le passage vertical avec la formation supérieure des quartzites (s.l.) attribués au Werfénien inférieur est très graduel. Nous avons relevé de bas en haut la succession suivante :

- 1 - Conglomérats grossiers à galets de quartz bien arrondis (la stratification y est peu évidente) avec intercalations de passées plus fines et de rares lits pélitiques de quelques centimètres d'épaisseur. Cet ensemble renferme encore des dragées ou des grains de quartz rose et de rhyolite. . . . 20 m

- 2 - Quartzites blancs à patine verdâtre, présentant localement des bancs conglomératiques à galets centimétriques, bien classés. Des stratifications entrecroisées sont visibles dans les bancs à éléments plus petits 20 m
- 3 - Quartzites à grain fin, blancs, à ciment siliceux, en gros bancs massifs de 50 cm à 1 m de puissance, à la base. De petits niveaux pélitiques assez épais (20 cm) apparaissent vers le haut de la formation; d'abord rares, ils deviennent de plus en plus fréquents 70 m
- 4 - Alternance quartzites pélites, en bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur, annonçant la formation pélitique verte du Werfénien supérieur 10 m

Les principaux résultats sur la succession lithologique et chronostratigraphique supposée des formations sédimentaires et éruptives anté anisiennes sont consignés dans le tableau synthétique suivant :

TRIAS inférieur	WERFENIEN sup.	Pélites vertes
	WERFENIEN inf.	alternance quartzites - pélites quartzites quartzites avec passées conglomératiques Conglomérats "Verrucano" conglomératique
PERMIEN	AUTUNIEN ?	porphyroïdes (bésimaudites) et rhyolites Schistes de Garesio-Valsorda
CARBONIFERE	STEPHANIEN	Formation de Murialdo
	WESTPHALIEN	Formation de Ollano

CHAPITRE II

Les calcaires et dolomies du Trias moyen (Anisien - Ladinien)

Le Trias moyen calcaréo - dolomitique affleure largement dans notre secteur d'étude. Il constitue l'essentiel du revers septentrional des massifs du Rocca del Fera et de la cime de l'Armasse (unité structurale d'Upega - Nava), ainsi que des versants S et E des cimes du Mongioie, du Rocce del Manco, de la Saline et du Pian Ballaur.

Les calcaires et dolomies sont aisément reconnaissables à leur teinte gris cendré ou jaunâtre, à l'aspect ruiniforme, en "marche d'escalier" des escarpements qu'ils constituent et à leur patine "peau d'éléphant".

Une coupe de référence a été levée le long de la route menant de Viozene à Upega, dans l'unité Upega-Nava. Cette coupe montre au-dessus des pélites vertes du Werfénien supérieur, la succession lithologique suivante (fig. 3 a,b,c) :

- 1 - Alternance de dolomies gris clair, massives et de petits niveaux pélitiques vert clair (P₁ - P₂). La surface de certains bancs dolomitiques est recouverte d'une mince couche pélitique rutilante rouge violacée 13 m
- 2 - Niveau vermiculé (V₁) auquel succède une alternance de bancs calcaréo-dolomitiques sombres et clairs. Les bancs sont massifs, le grain est grossier dans les horizons clairs ou très fin dans les niveaux sombres 8 m

Fig. 3 (a, b, c) - Coupe du Trias moyen calcaréo-dolomitique levée au long de la route Viozene-Upega.

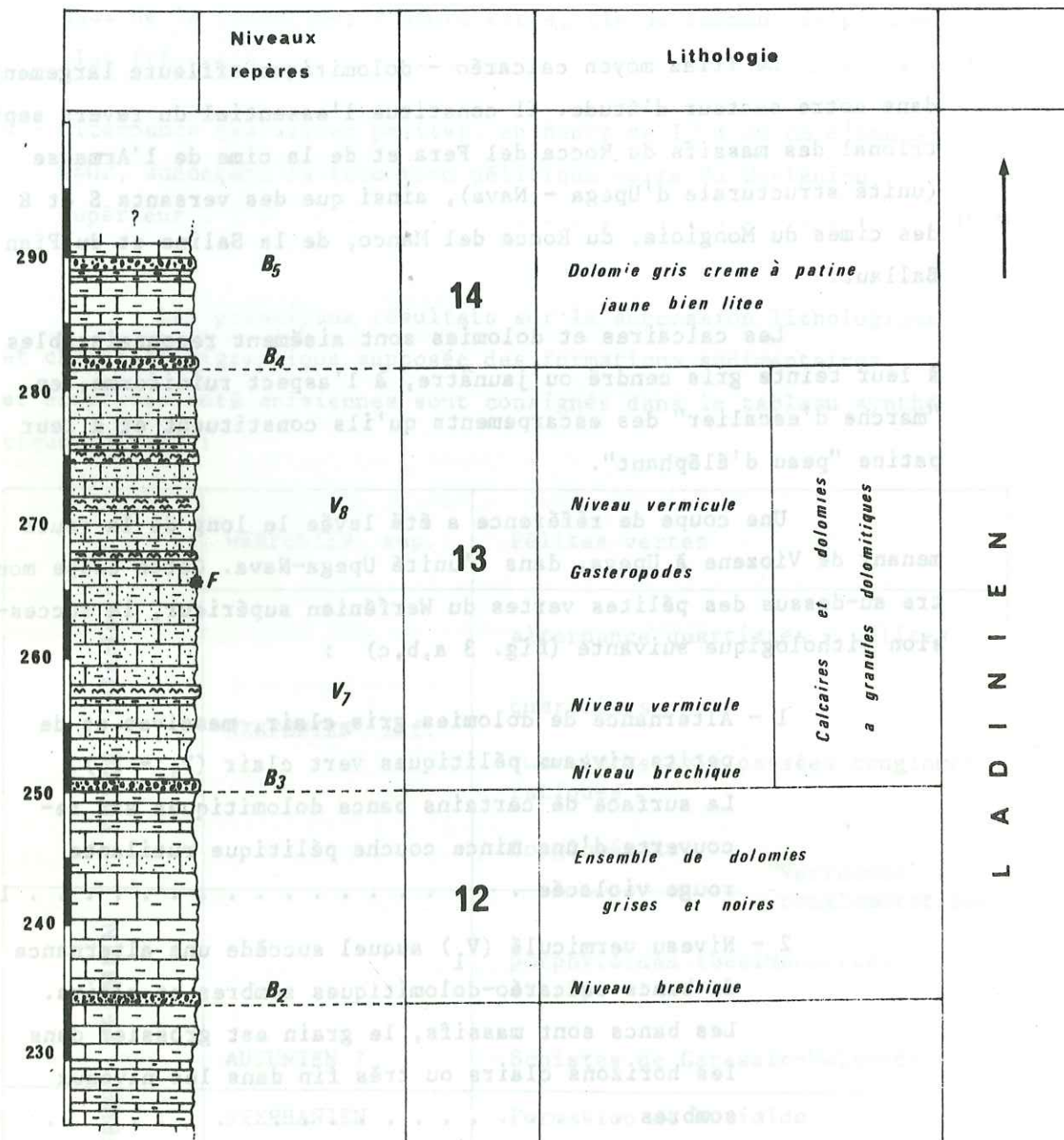


Fig. 3a

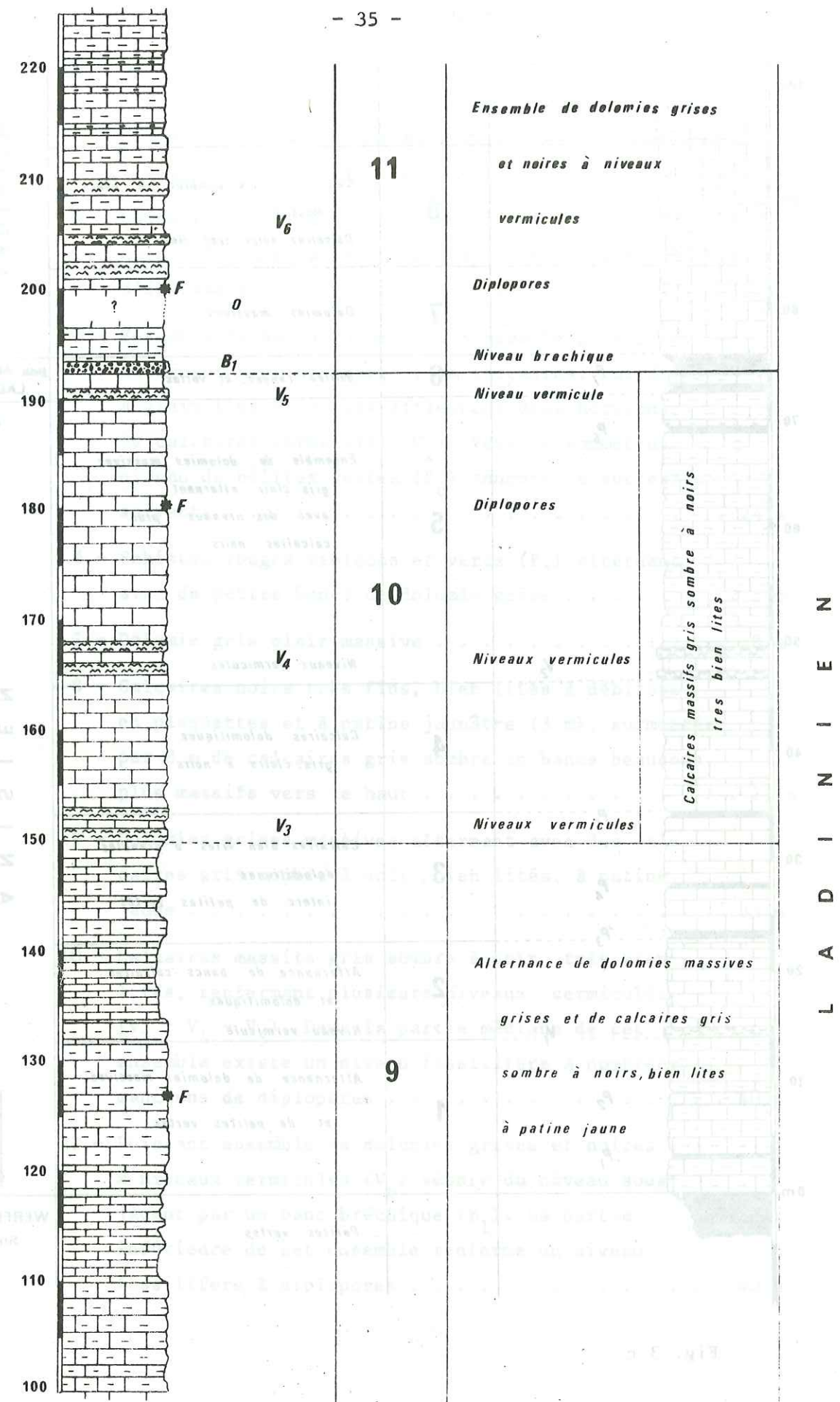


Fig. 3b

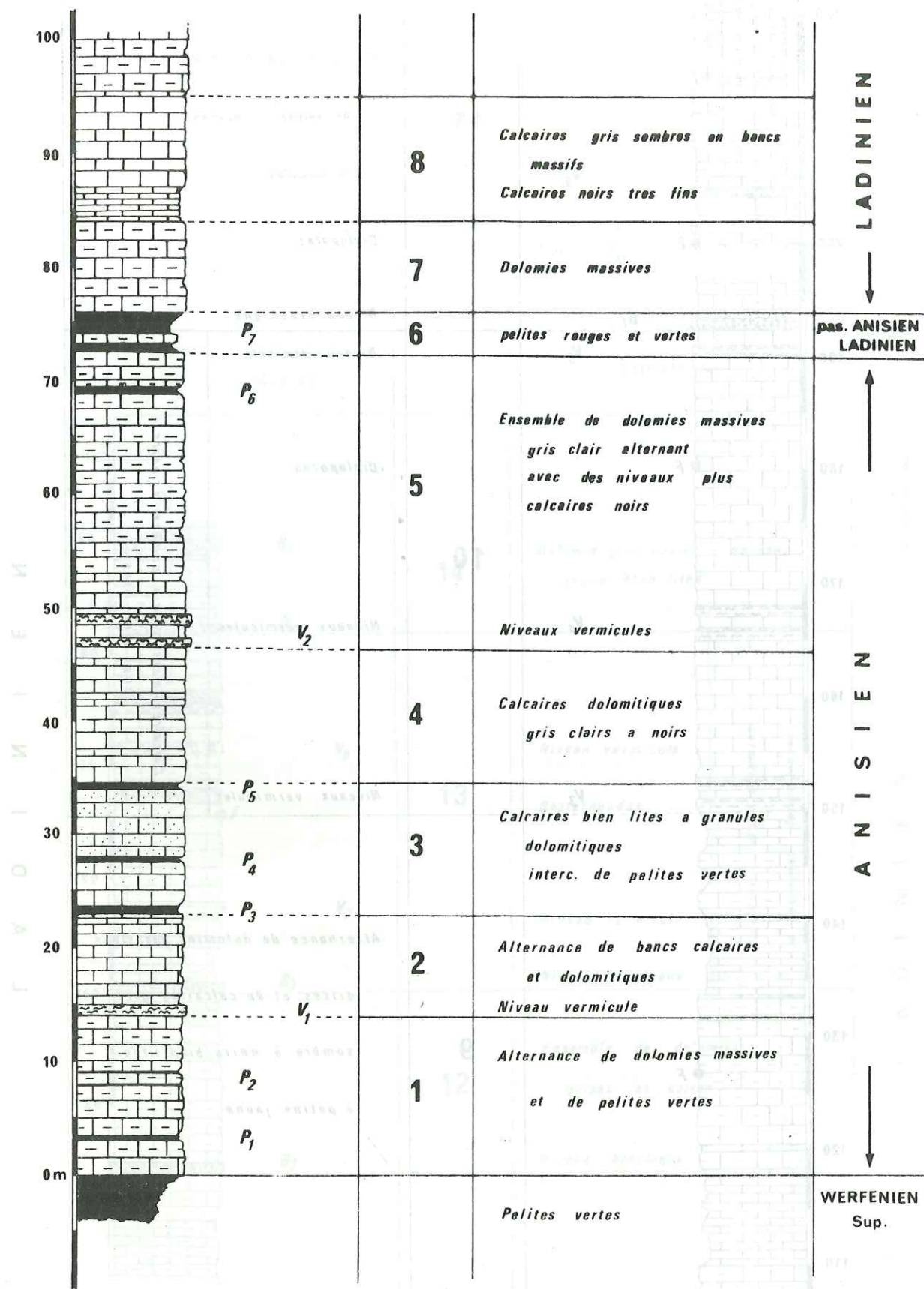


Fig. 3 c

- 3 - Bancs calcaires bien lités, noirs, très fins, se débitant en plaquettes ou en "crayons", à granules dolomitiques, alternant avec de petits niveaux pélitiques verdâtres (P₃ - P₄ - P₅) 10 m
- 4 - Calcaires plus ou moins dolomitiques gris clair à noirs, à grain variable, en bancs de 20 cm à 1 m d'épaisseur 12 m
- 5 - Ensemble de bancs dolomitiques massifs gris clair alternant avec des bancs plus calcaires, noirâtres, à grain fin. A la base affleurent deux horizons de calcaires vermiculés (V₂). Vers le sommet, un niveau de pelites vertes (P₆) annonce la succession suivante 24 m
- 6 - Schistes rouges violacés et verts (P₇) alternant avec de petits bancs de dolomie grise 2,5 m
- 7 - Dolomie gris clair massive 8 m
- 8 - Calcaires noirs très fins, bien lités à débitage en plaquettes et à patine jaunâtre (3 m), surmontés par 8 m de calcaires gris sombre en bancs beaucoup plus massifs vers le haut 11 m
- 9 - Dolomies grises massives alternant avec des calcaires gris sombre à noir, bien lités, à patine jaune 35 m
- 10 - Calcaires massifs gris sombre à noir très bien lités, renfermant plusieurs niveaux vermiculés (V₃ - V₄ - V₅). Dans la partie médiane de cet ensemble existe un niveau fossilifère à nombreux manchons de diplopores 40 m
- 11 - Puissant ensemble de dolomies grises et noires à niveaux vermiculés (V₆) séparé du niveau sous-jacent par un banc bréchiq (B₁). La partie inférieure de cet ensemble renferme un niveau fossilifère à diplopores 40 m

- 12 - Ensemble de dolomies grises et noires séparé du précédent par un petit niveau de brèches (B₂) . . . 15 m
- 13 - Niveau bréchiq (B₃) surmonté de dolomies grises et de calcaires dolomitiques à granules de dolomite bien cristallisée. Outre des niveaux vermiculés (V₈) cet ensemble renferme plusieurs horizons à gastéropodes 30 m
- 14 - Dolomie gris crème à patine jaune blanchâtre, bien litée, faisant suite à un mince niveau bréchiq (B₄) 7 m

La présence d'un couloir d'éboulis masquant les dix derniers mètres de la série, ne nous a pas permis d'observer le contact avec les formations jurassiques sus-jacentes.

En l'absence de déterminations paléontologiques, mais en s'appuyant sur des analogies de faciès avec la coupe effectuée par J.-P. Bloch (1958) dans le Trias calcaréo-dolomitique de Ponte di Nava (unité Upéga - Nava), la stratigraphie de cette coupe s'interprète de la façon suivante :

1 - Au-dessus des pélites werféniennes, l'ensemble des niveaux 1 à 5 (70 m) pourrait correspondre à l'Anisien. On y retrouve en effet l'alternance basale de bancs dolomitiques et de bancs pélitiques, les niveaux de calcaires vermiculés, ainsi que les calcaires à granules dolomitiques qui seraient selon J.-P. Bloch "très caractéristiques de cet étage".

2 - Le passage de l'Anisien au Ladinien "doit être placé au niveau des couches à pélites rouges marquant une légère émerision, comparable à celle que F. Ellenberger observe en Vanoise, et à celle que M. Lemoine signale à la Roche Gauthier" (J.-P. Bloch 1958). Nous sommes donc, nous mêmes tentés, d'attribuer l'alternance de schistes rouges violacés et verts, et de petits lits de dolomie grise (niveau 6) à ce passage Anisien - Ladinien.

3 - Le troisième ensemble (niveaux 7 à 14 - 230 m) peut être attribué au Ladinien. Il comprend notamment des calcaires à granules dolomitiques, des passées de brèches intraformationnelles et, vers le sommet, des niveaux à gastéropodes. Une étude détaillée des niveaux fossilifères permettrait vraisemblablement d'établir des corrélations plus précises.

4 - Nulle part dans le massif nous n'avons relevé d'indices témoignant de l'existence du Trias supérieur. L'analyse du contact Trias - Jurassique sera effectuée en détail dans le chapitre suivant.

En conclusion les caractères principaux des formations médio-triasiques sont les suivants (fig. 4) :

- Du point de vue lithostratigraphique, les alternances de calcaires et dolomites, entrecoupées de récurrences pélitiques rutilantes, dans la partie inférieure de la série (niveaux 1 à 5) marquent un envahissement de cette zone par une mer qui restera toujours très peu profonde. Le niveau P₇ qui coiffe ces dépôts semble clore ce premier cycle marin. Les lits de calcaires vermiculés et les horizons pélitiques constituent autant de repères utiles à l'établissement de corrélations.

Le second ensemble (niveaux 7 à 17), essentiellement calcaire dans ses deux tiers inférieurs, correspond à un nouvel épisode marin peu profond. L'importance de la dolomitisation dans le tiers supérieur de la formation et l'apparition de niveaux bréchiq de plus en plus rapprochés vers le sommet, traduisent une certaine instabilité des fonds, corrélative d'une reprise locale d'érosion. Cette dernière pourrait être liée à des mouvements tectoniques annonçant l'émerision du Briançonnais, au Lias.

- Du point de vue chronostratigraphique. Les niveaux 1 à 5 sont à rapporter à l'Anisien, l'existence de nombreux lits pélitiques verts permet de reconnaître aisément cette formation. Le niveau pélitique plus épais P₇, marque le passage de l'Anisien au Ladinien. Les niveaux 7 à 14, plus calcaires, correspondent, selon toute vraisemblance au Ladinien. La dolomitisation importante et l'abondance des bancs bréchiq au sommet de cette formation constituent des critères de reconnaissance utilisables.


Niv. Fossilitères	Niv. vermiculés	LOG. 1/1500	Niv. péliitiques	Niv. bréchiques	Lithostratigraphie	Chronostratig.
		?				
		△△△△△△		△ b ₅	DOLOMIES	Ladinien
		△△△△△△		△ b ₄	ET	
F  *	V ₈ ●●	●●●●●●			BRECHES	
	V ₇ ●●	●●●●●●		△ b ₃		
		△△△△△△		△ b ₂		
		△△△△△△				
F ○ *	V ₆ ●●	●●●●●●		△ b ₁		
F ○ *	V ₅ ●●	●●●●●●				
	V ₄ ●●	●●●●●●			CALCAIRES	
	V ₃ ●●	●●●●●●			ET BANCS DE DOLOMIE	
F? *						
						Anisien
	V ₂ ●●	●●●●●●	■ p ₇ ■ p ₆		CALCAIRES	
			■ p ₅ ■ p ₄ ■ p ₃		ET	
	V ₁ ●●	●●●●●●	■ p ₂ ■ p ₁		DOLOMIES	

Fig. 4 Tableau des principaux niveaux repères des formations du Trias moyen

CHAPITRE III

Le Jurassique moyen et supérieur -
Le Crétacé inférieur (1)

Les formations du Jurassique et du Crétacé inférieur jouent un rôle essentiel dans la morphologie locale. Au-dessus des falaises ruiniformes du Trias moyen, les calcaires plaquetés du Dogger donnent naissance à une rive aisément repérable à distance. Les formations moyenne et supérieure du Jurassique déterminent les falaises verticales des principaux sommets du massif.

La présence du Dogger sous un faciès briançonnais fut mise en évidence dans le massif du Marguareis par P. Fallot et A. Faure-Muret (1955), ces auteurs recueillirent au Plan Chevolaï une faune bathonienne dans les couches à bivalves qui surmontent le Trias calcaréodolomitique.

Ces mêmes auteurs, signalèrent pour la première fois dans le Marguareis, l'existence de marbres de type "Guillestre" dans le Jurassique, apportant ainsi une preuve supplémentaire pour l'attribution de la série stratigraphique des Alpes ligures au faciès briançonnais.

P. Fallot et A. Faure-Muret (1955) conclurent, en se fondant sur la faune recueillie dans le Marguareis, que la partie supérieure de la série était "certainement néocomienne et sans doute soit du Valanginien supérieur, soit plus probablement hauterivienne".

Nous allons tenter, dans ce chapitre de préciser la pétrographie, la sédimentologie et la stratigraphie des formations du Jurassique et du Crétacé inférieur à l'aide de 5 coupes levées dans l'ensemble du massif (fig. 5). Pour des raisons diverses (éboulis, falaises verticales...), il manque à chacune de ces coupes soit la partie inférieure, soit la partie sommitale de la série. Cependant l'abondance des repères lithologiques et faunistiques permet de reconstituer, avec un minimum d'erreur, la succession entière.

1) Cette étude a été réalisée sous la direction de M. Rioult.



Fig. 5 Localisation des coupes stratigraphiques du Jurassique - Crétacé inf.

- Co coupe de la Cima delle Colme
- Br coupe de la Cima Brignola
- Sa coupe de la Cima delle Saline
- Fe coupe du Rocca del Fera
- Ta coupe du Tanarello
- (Ma) coupe de la Mascha (J.-R. Kienast, 1963).

Dans les descriptions pétrographiques de détail nous avons utilisé les classifications de Folk (1959) et de Dunham (1962) pour les carbonates.

I - COUPE DE LA CIMA DELLE COLME

Cette coupe de référence a été levée au pied et dans la falaise méridionale de la Cima delle Colme (x = 01,25; y = 90,32 - Altitude de base : 2080 m) quelques centaines de mètres à l'W de la coupe décrite brièvement par M. Vanossi (1972, p. 45). Elle montre un ensemble de trois formations jurassiques (A, B, C) séparées par des surfaces de ravinement et d'érosion (fig. 6). Au-dessus des dolomies du Trias moyen cette coupe offre la succession suivante :

Formation A

- 1 - Conglomérat de base, transgressif, à fragments de dolomies triasiques.
- 2 - Calcaires massifs, gris bleutés, à patine claire, constituant un ressaut morphologique (1° barre).
- 3 - Calcaires gris se débitant en dalles centimétriques.
- 4 - Calcaires bleutés massifs à nérinées (2° barre).
- 5 - Calcaires gris se débitant en plaquettes de plus en plus fines de la base vers le sommet.
- 6 - Calcaires gris bleu tronqués par une surface d'érosion.

Formation B

- 1 - Grès grossiers de base, à ciment carbonaté.
- 2 - Calcaires gréseux lités, dolomités à la base, passant à une dolomie gréseuse à petits bancs noduleux silicifiés.

Formation C

- 1 - Calcaires lités crinoïdiques à passées gréseuses, dolomitiques ou silicifiées.

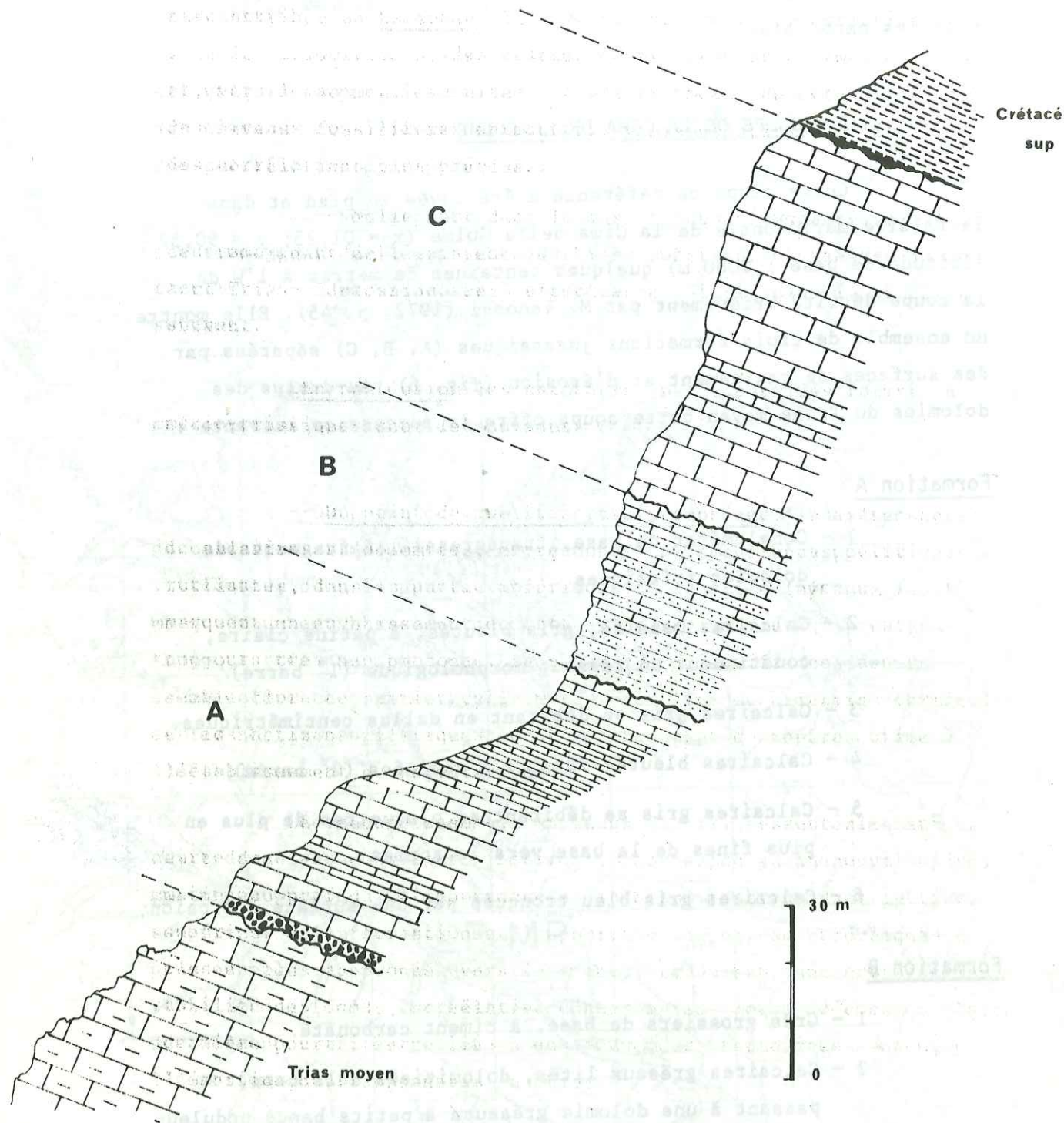


Fig.6 Coupe de la série jurassique et crétacé inférieur de la Cima delle Colme, mettant en évidence les trois grandes formations reconnues, séparées par des surfaces de ravinement et d'érosion.

- 2 - Calcaires marmoréens, à passées noduleuses (faciès "calcaires de Guillestre") à la partie supérieure.
- 3 - Calcaires crinoïdiques lités, se débitant en plaquettes.
- 4 - Calcaires bleus, massifs, à fines passées gréseuses.

Nous étudierons séparément les trois formations A, B, C, et analyserons leurs caractères remarquables d'un triple point de vue (lithologique, lithostratigraphique et biostratigraphique), au terme de chaque étude.

A/ FORMATION A (Bathonien)

La première formation jurassique repose sur une surface d'érosion recoupant les dolomies du Trias moyen (fig. 7)

- 1 - Conglomérat de base, transgressif, à fragments de dolomies triasiques 0,50-0,60 m

Ce conglomérat provient du remaniement de formations triasiques voisines. Les débris dolomitiques, anguleux ou peu émoussés, très hétérométriques (leur longueur varie de 0,1 à 25 cm), se détachent en gris clair sur le fond plus sombre du ciment. Les indices d'émoussé et d'aplatissement, vont à l'encontre d'un transport sur une grande distance, l'absence d'imbrications nettes témoigne de la brièveté de l'épisode de mise en place. De plus, le faciès des roches remaniées est connu à proximité.

Au microscope, les fragments présentent le plus souvent à leur périphérie un liseré ferrugineux oxydé. Plus rarement, leur contour est attaqué par des organismes perforants ou cariants. Des galeries tubulaires, sinueuses ou en U, de 5 à 15 µm de diamètre dessinent un réseau superficiel doublé de galeries plus profondes mais moins denses de 50 à 100 µm de diamètre. Les premières, à remplissage micritique sont attribuables à des cryptogames perforants, les secondes, plus grandes, à remplissage microsparitique ont vraisemblablement été creusées par des invertébrés (vers?).

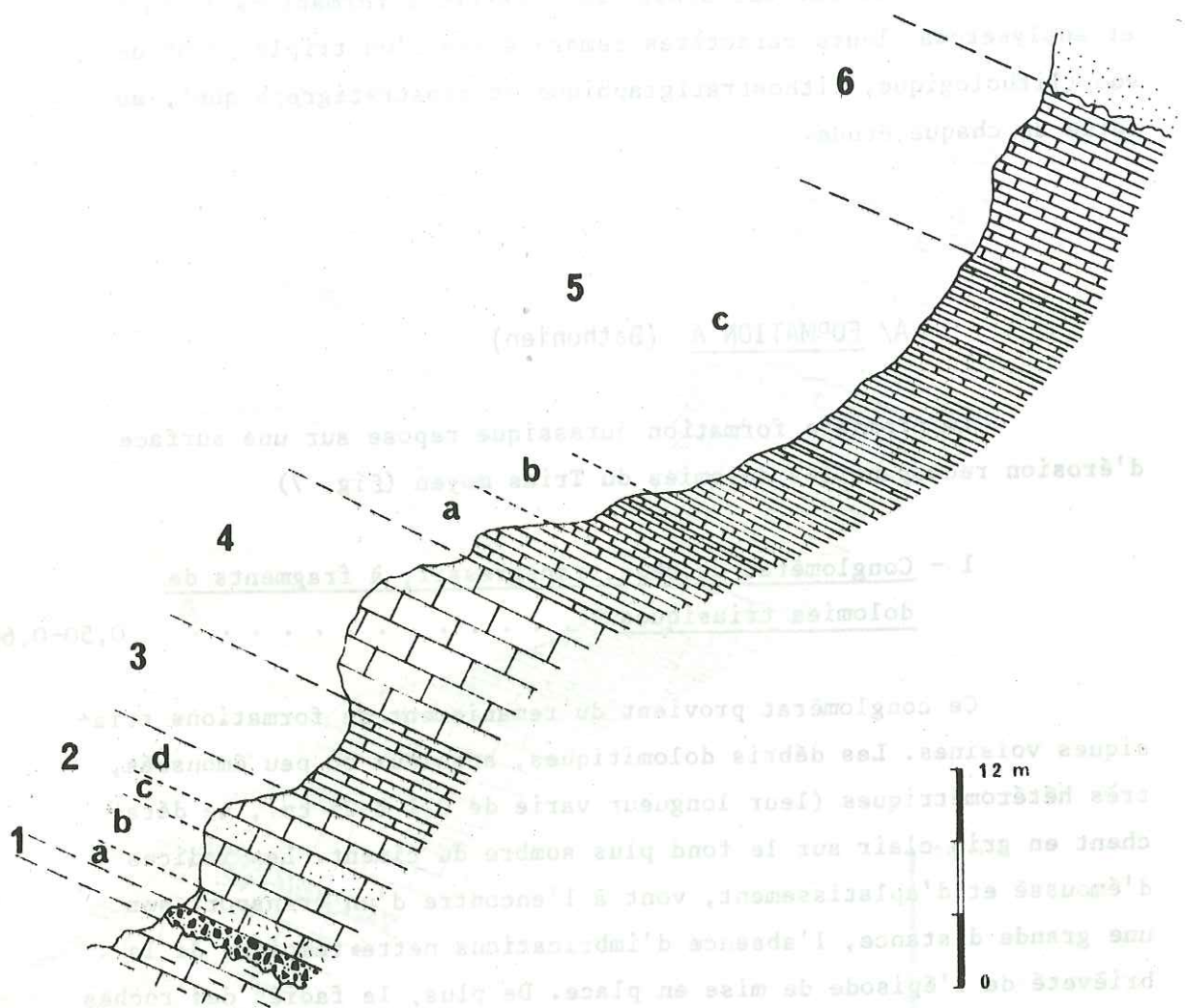


Fig. 7 Coupe du Jurassique moyen de la Cima delle Colme (formation A)
(légende dans le texte)

Le microfaciès des fragments est variable : les plus fréquents sont des dolopelmicrites ou dolomicrosparites sans texture, d'autres sont des dolopelmicrites litées avec pelletoides anguleux ou émoussés, hétérométriques (50-300 µm), des dolomicrites à bioclastes mal conservés (gastéropodes, crinoïdes, foraminifères ?), des dolomicrosparites feuilletées.

Le ciment dolomitique ou calcitique, est tantôt micritique, tantôt sparitique avec grands rhomboédres clivés.

2 - Calcaires massifs, gris bleuté, à patine claire

(1° barre) 5 m

Les premiers mètres présentent d'ordinaire à l'affleurement un chevelu de filets jaunâtres grossièrement parallèles au litage.

2a) A la partie inférieure, les nombreux bioclastes sont noyés, sans classement apparent, dans une matrice micritique abondante. Aucun élément triasique n'a été rencontré dans ce niveau. Dans cette biopelmicrite, les bioclastes, abondants et variés, sont hétérométriques et bien conservés :

- Echinodermes dominants : articles de crinoïdes rarement en connexion, radioles et plaques d'oursins réguliers (cidaridés), plaques d'astéries et "vertèbres" d'ophiures.

- Mollusques : petits tests globuleux de gastéropodes et grandes coquilles de nérinées, avec remplissage grumeleux souvent polarisé, valves entières ou fragments de lamellibranches lisses ou costés, presque toujours perforés par des cryptogames.

- Fragments de bryozoaires, de polypiers coloniaux, tubes de serpules, spicules isolés ou débris de réseau spiculaire d'éponges.

- Valves d'ostracodes isolées ou en connexion

- Foraminifères : textularidés, valvulinidés, rotaliformes, loges fixées de *Nubeculinella*, *Trocholina* sp., belles sections

de *Meyendorffina bathonica* (Aur. & Bizon), ainsi que *Acervulina* sp. (organismes en "arceau")

- Algues calcaires, représentées par des débris de dasycladacées (*Uragiella* sp.) et par des fragments de colonies de *Cayeuxia piae* à zones de croissance différenciées et foraminifères commensaux.

La matrice est constituée de pellétoïdes jointifs, anguleux ou arrondis; elle contient quelques débris phosphatés, de rares microoncolithes et des cristaux de pyrite. De petits rhomboédres de dolomite apparaissent, tantôt en plages allongées, tantôt en plages concentriques, associés ou non à des cristaux de taille double. La bioturbation responsable de la redistribution des bioclastes a également joué un rôle dans la répartition des cristaux de dolomie dans la matrice. En effet, ces derniers sont visiblement tassés en bordure des galeries impliquant une origine précoce de la dolomie, postérieure au dépôt et antérieure à la bioturbation.

2b) Les bioclastes sont de plus en plus espacés dans la matrice et la texture passe d'un wackestone à un mudstone. Les débris d'organismes sont identiques à ceux des couches sous-jacentes, mais les pellétoïdes micritiques sont de plus en plus abondants.

2c) Insensiblement ce calcaire massif prend un aspect de plus en plus sombre et grenu. Il s'agit d'une biopelmicrite à nérinées, fragments d'éponges calcaires, radioles et plaques d'oursins, petites colonies de polypiers et d'algues calcaires. La microfaune prend de l'importance : *M. bathonica* devient plus fréquente en association avec des trocholines et des lenticulines.

2d) A la partie supérieure, les bioclastes sont plus clairsemés dans la matrice, le calcaire prend un aspect voisin de celui des couches 2b. Cependant, une lamination apparaît à ce niveau, les lits de micrite comportent des intercalations de microsparite. Les débris organiques sont généralement alignés dans un même lit, comme si des sables bioclastiques étaient périodiquement étalés sur le fond. Articles de crinoïdes, débris roulés de lamelli-branches, spicules d'éponges accompagnent *M. bathonica*.

Les bioclastes sont de moins en moins reconnaissables, leurs contours s'estompent. La compaction provoque un moulage des laminae supérieures sur les gros débris squelettiques qui les percent parfois. Certains feuillets sont déformés, plissotés; des cristaux rhomboédriques apparaissent dans certains lits (leur grand axe est alors parallèle au litage).

3 - Calcaires gris, se débitant en dalles centimétriques avec quelques joints rougis 5 m

Cette biopelmicrite litée à passées microsparites contient toujours des bioclastes alignés dans le litage : gastéropodes (nérinées entre autre), échinodermes (articles perforés de crinoïdes, radioles d'oursins, "vertèbres" d'ophiures), débris de test de lamelli-branches, d'ostracodes, calices de polypiers, fragments d'éponges. Les algues calcaires (dasycladacées et codiacées) sont écrasées. La microfaune est concentrée dans certains lits : lenticulines, trocholines, surtout *M. bathonica* (10 à 40 sections par lame) et des *Acervulina* sp. Les bioclastes, emballés dans une pâte micritique, sont vraisemblablement resédimentés. De petites oolithes et des micro-oncolithes avec filaments algaires se mélangent aux pellétoïdes.

4 - Calcaires bleutés, massifs à nérinées 8-10 m
(2° barre)

Le passage avec les couches sous-et sus-jacentes est insensible et le faciès rappelle celui des couches 2b et 2d, avec quelques joints rougis.

Les bioclastes sont plus rares dans cette oopelmicrite : ce sont surtout des fragments de nérinées et des articles de crinoïdes ou des radioles d'oursin montrant des croissances syntaxiales de calcite. La microfaune est beaucoup moins riche en espèces : à la base, les formes à test agglutiné dominant, mais, au sommet *M. bathonica* devient si abondante que les individus (60 par lame) se touchent dans

certaines lits et ménagent entre eux des vides comblés par de la sparite; les trocholines sont présentes. Dans les couches inférieures, pellectoïdes et oolithes sont les plus nombreux. Les plus grands pellectoïdes sont anguleux, les petits sont arrondis : une grande hétérométrie est observée. Les oolithes sont mieux calibrées. Ces éléments sont accolés les uns aux autres, souvent sans ciment. Alignés dans le litage, ils sont fréquemment bouleversés par des galeries de fousseurs de petite taille. Certains lits ont subi une compaction importante. Les pellectoïdes sont souvent aplatis, écrasés, étirés, brisés in situ; les oolithes sont déformées en spastolithes. Les pellectoïdes pouvaient avoir une certaine cohésion puisque, dans quelques plages, ils ont conservé leur contour net, visible dans un ciment microsparitique : certains d'entre eux ont une origine détritique, d'autres, présentant une texture orientée, sont des coprolithes. Les couches basales montrent une dolomitisation par petites plages conférant à la roche un aspect faussement grenu. Les cristaux de dolomite, hétérométriques, se développent dans le grainstone à cheval sur les pellectoïdes et les oolithes dont ils détruisent la structure en donnant des taches claires dolomitisées. Là encore, les cristaux de dolomite sont d'origine précoce, puisqu'ils sont orientés et tassés sur le trajet des galeries de fousseurs.

5 - Calcaire gris se débitant en plaquettes de plus en plus fines de la base vers le sommet 20 m

5a) Sur 4 mètres environ cette pelmicrite rappelle les couches 3 : la texture de wackestone évolue périodiquement vers celle de grainstone.

Aux pellectoïdes dominants sont associés de rares bioclastes deux ou trois fois plus gros. Il s'agit de quelques débris de mollusques (nérinées), d'échinodermes (crinoïdes, oursins), de fragments d'algues calcaires et de quelques foraminifères alignés dans certains lits (trocholines, *M. bathonica*). Des galeries de fousseurs recourent la lamination.

5b) Les plaquettes centimétriques, de nature analogue à 5a, deviennent de plus en plus régulières. Des rhomboèdres de dolomite se développant dans certaines laminae confèrent à la roche une teinte rosée.

5c) Dans les douze derniers mètres l'aspect feuilleté s'accroît; le débitage devient millimétrique. Il se différencie rapidement, dans cette laminite fine essentiellement micritique, une alternance de lits clairs à rhomboèdres de dolomite et de lits pelliculaires sombres quelquefois jalonnés de petits grains de quartz. Au sommet la dolomie diminue; les laminae sont constitués d'une mosaïque cristalline équigranulaire parsemée de grands cristaux ferrugineux et fendillés.

Dans cette laminite les bioclastes sont excessivement rares : gros articles de crinoïdes ferruginisés et *M. bathonica*.

6 - Calcaire gris bleu tronqué par une surface d'érosion 10 m

Le débitage en plaquettes s'estompe de la base au sommet, mais la lamination subsiste. La composition de cette laminite varie peu : les lits clairs sparitiques alternent toujours avec les lits sombres micritiques. Les laminae contenant des grains de quartz détritiques sont plus fréquentes. Les bioclastes sont toujours cantonnés à certains lits : échinodermes (radioles d'oursins et articles de crinoïdes perforés, à réseau ferruginisé), mollusques (gastéropodes à test rongé par les cryptogames perforantes), spicules d'éponges, algues calcaires dilacérées, rares trocholines et *M. bathonica*. A la partie supérieure les traces de bioturbation sont mieux marquées.

Le litage est déformé et l'allure de quelques feuilletés traduit une certaine plasticité. Au niveau de lentilles sparitiques des plages plissotées évoquent de "mini-diapirs". Les valves d'un test d'ostracode ont été distendues et fendillées sous l'effet de la croissance cristalline de la calcite du remplissage. Les laminae les plus fines sont moulées sur les bioclastes et les lentilles comme dans les couches 2d.

La surface d'érosion terminale recoupe obliquement la lamination et les calcaires sont ravinés, avec de minuscules corniches au niveau des laminae les plus dures. Dans les derniers centimètres, certains feuillets se sont décollés et le vide est cicatrisé par de la sparite. Un fin réseau de perforations ferruginisées, d'origine cryptogamique, avec renflements sporangiques, se développent à partir de cette surface dans le dernier banc.

Les caractères remarquables de cette formation A peuvent se résumer de la façon suivante (fig. 8) :

- Du point de vue lithologique, il convient de souligner l'homogénéité des constituants allant des bioclastes aux minéraux détritiques ou authigènes qui constituent ces carbonates.

- Du point de vue lithostratigraphique, la succession logique et les récurrences des milieux de sédimentation et de diagénèse correspondent au comblement de faibles dépressions.

La présence des laminae et des nérinées montre que ces dépressions étaient dépourvues de pentes importantes et abritées de l'action des vagues.

L'existence d'algues calcaires, de polypiers coloniaux, d'éponges calcaires et d'oolithes témoigne d'une zone peu profonde (étage littoral), à proximité des récifs, recevant périodiquement des apports détritiques.

Le fond des dépressions n'était guère favorable au développement d'une vie benthique diversifiée : les très nombreux bioclastes appartiennent à un nombre restreint d'espèces impliquant probablement une anomalie de salinité. L'abondance dans certains lits, de dolomite précoce fait penser à des eaux saturées.

- Du point de vue biostratigraphique, la présence de *Meyendorffina bathonica* (Aur. & Bizon), de la base au sommet, accompagnée d'une macrofaune riche en nérinées et oursins, d'une microfaune de foraminifères et d'une microflore algale (dasycladacées, codiacées) confère à la formation A un âge bathonien.

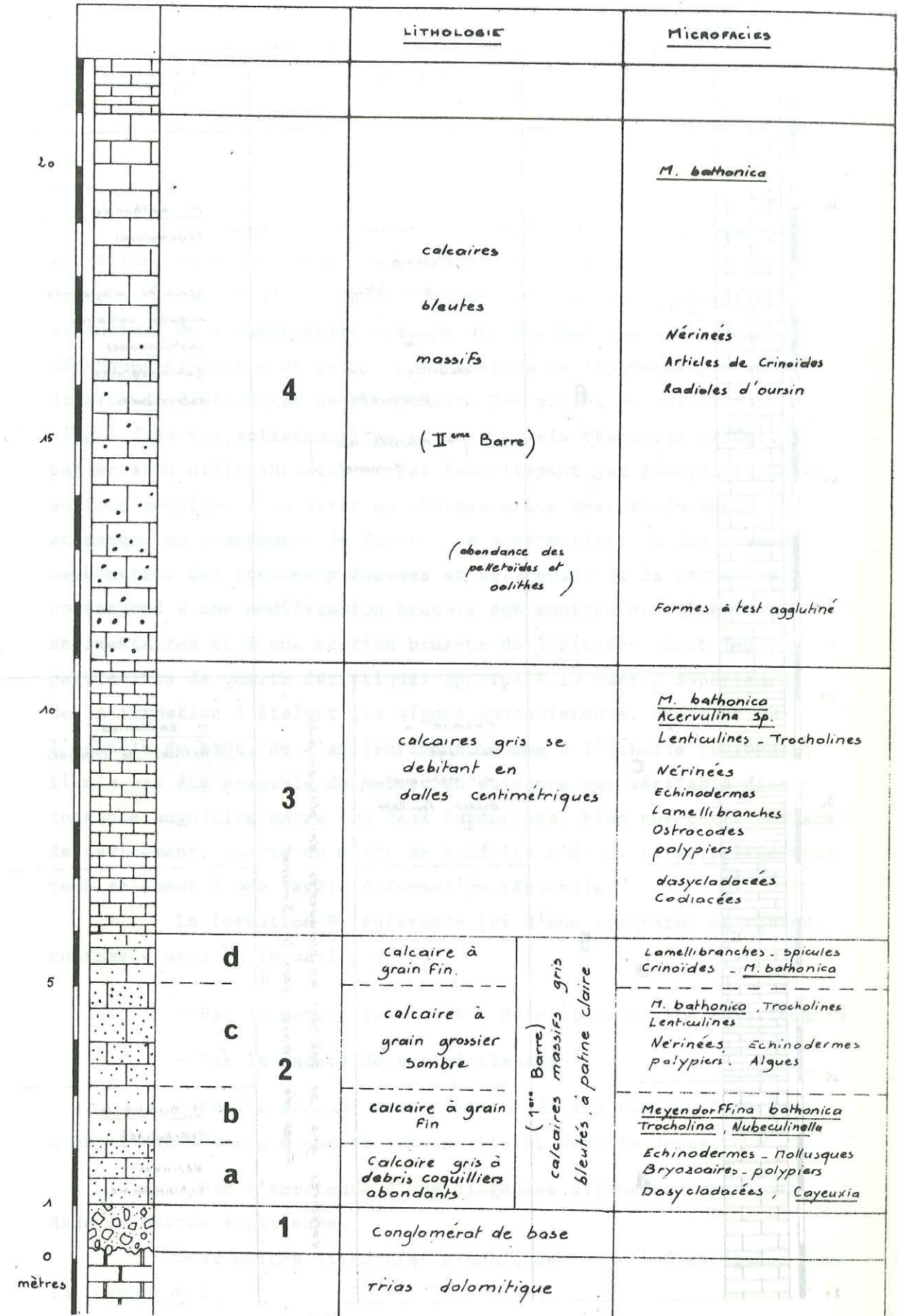


Fig. 8 Colonne lithostratigraphique de la formation A de la Cima delle Colme

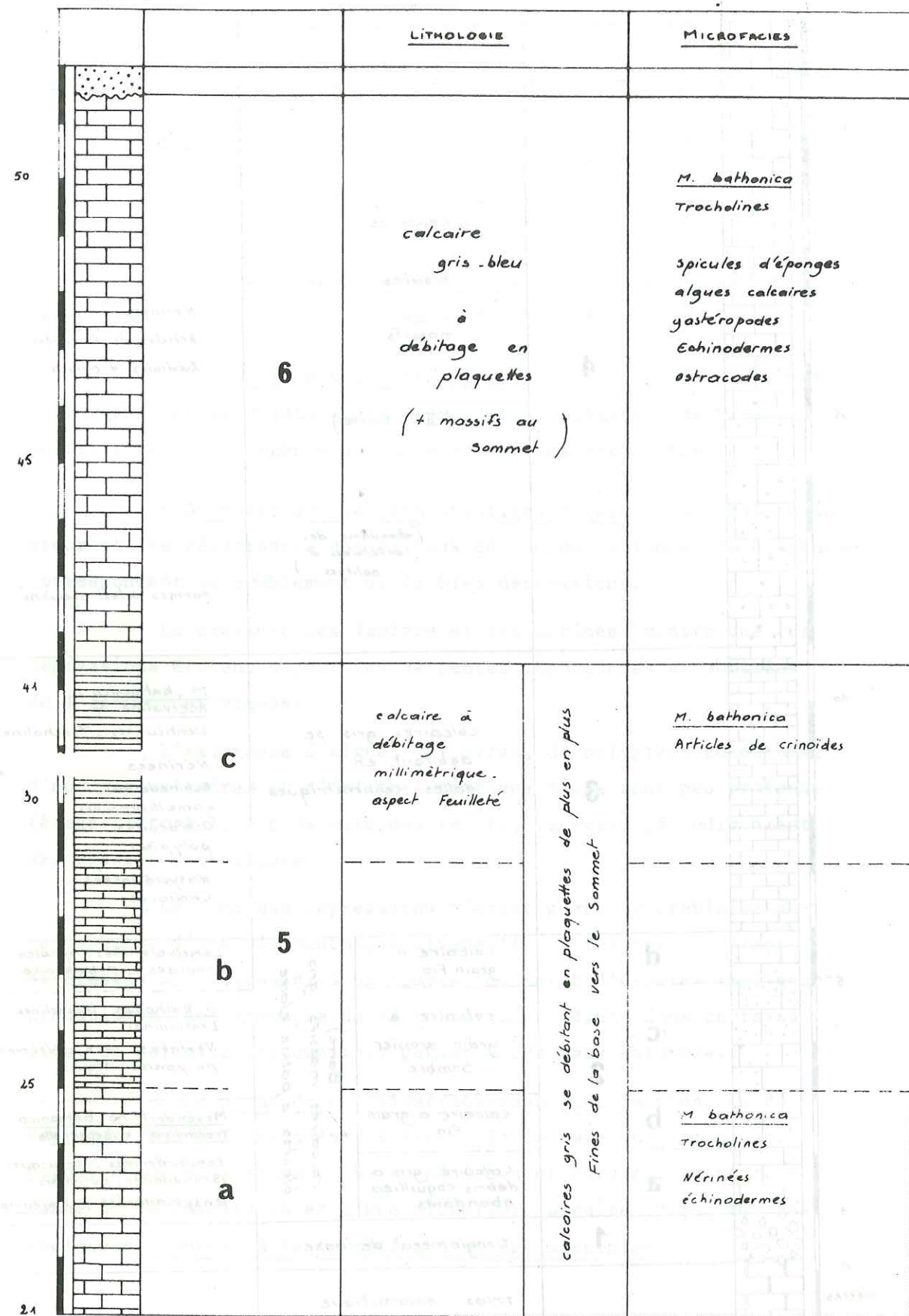


Fig. 8

B/ FORMATION B (fig. 9)

M. Vanossi (1972, p. 45) a signalé une discordance angulaire entre le Malm et le Dogger, c'est à dire entre nos formations B et A.

La formation carbonatée A, datée paléontologiquement du Bathonien, se termine par une surface d'érosion ravinant un faciès finement lité : à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince, la surface de discontinuité recoupe obliquement les laminae millimétriques et montre de petites dépressions ne dépassant pas une dizaine de centimètres de profondeur. Des grains de quartz sont piégés dans ces anfractuosités et ces reliefs résiduels produits par érosion différentielle et par fendillement peu important. Cette surface témoigne d'un arrêt de sédimentation avec ravinement et marque un changement de faciès. La superposition à ces couches carbonatées des couches gréseuses et siliceuses de la formation B correspond à une modification brutale des sources des matériaux sédimentaires et à une reprise brusque de l'érosion, dont les petits lits de quartz détritiques apparus à la partie supérieure de la formation A étaient les signes annonciateurs. Pourtant, à l'échelle du banc, de l'affleurement, comme à l'échelle régionale, il n'a pas été possible de mettre en évidence une véritable discordance angulaire entre les deux formations, bien que cette surface de ravinement, suivie du dépôt de produits d'érosion, soit liée vraisemblablement à une légère déformation régionale.

La formation B, puissante ici d'une trentaine de mètres, contraste avec la formation A :

- Par la nature franchement détritique de ses constituants.
- Par la rareté de ses bioclastes.
- Par le mode de mise en place de ses couches inférieures. à un niveau d'énergie encore jamais atteint dans le Jurassique.
- Par l'existence d'une diagenèse siliceuse importante dans la partie supérieure.

Deux unités lithostratigraphiques ont été distinguées dans la formation B :

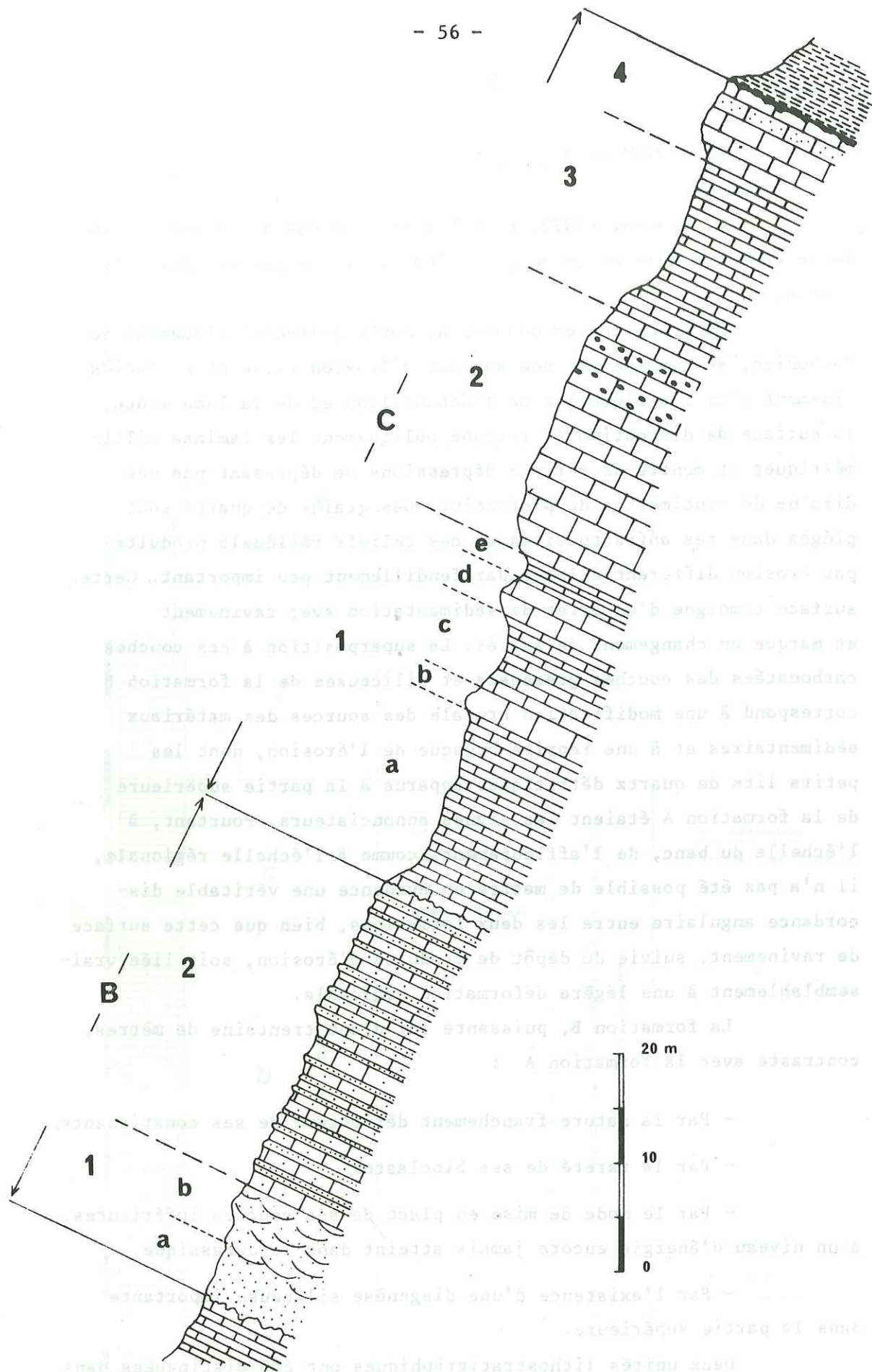


Fig. 9 Coupe de la Cima delle Colme (formations B et C)
(légende dans le texte)

1 - Grès grossiers de base, à ciment carbonaté 10 m

La partie basale, hétérométrique, est suivie de couches granoclassées, à stratifications entrecroisées.

1a) La formation débute par des couches massives de 2 à 3 mètres de puissance. Il s'agit d'un micro-conglomérat à grains de quartz ou de dolomie dans un ciment dolomitique ou localement siliceux.

La taille et la nature des éléments sont variables; cependant les quartz dominent. Ce sont des grains roulés ou à facettes cristallines nettes. Quartz à inclusions solides, quartz à extinction roulante, nombreux quartz craquelés, quartz en mosaïque (quartzite ?) et quartz engrenés, tous sont émoussés ou anguleux, mal triés. Ils atteignent 4 à 5 mm dans leur plus grande dimension. Tous ces grains sont corrodés par le ciment carbonaté qui s'infiltré dans les craquelures. Quelques feldspaths très altérés et des micas à feuillets ouverts, pliés et effilochés sont également mélangés aux quartz.

Si quelques débris de laminite bathonienne se rencontrent au voisinage immédiat de la surface d'érosion, les lithoclastes les plus abondants après les quartz sont des gravelles de dolomicrite ou de dolomicrosparite ferrugineuse. Elles peuvent atteindre 3, quelquefois 5 mm de longueur. De rares oolithes de 0,3 à 0,4 mm de diamètre, des grains micritiques ou calcédonieux y sont associés.

Le ciment, plus dolomitique que calcitique, à grands cristaux spathiques clivés, comporte des îlots quartzeux à éléments allongés parallèlement les uns aux autres.

1b) Sur 6 à 8 mètres se développe un grès à ciment carbonaté et à stratification oblique dont la taille des éléments décroît de la base au sommet. La grande hétérométrie des éléments détritiques dans les couches basales fait rapidement place à un granoclassement, qui va de pair avec la stratification entrecroisée. Les feuillets constituent des petites séquences récurrentes. Les éléments dominants sont encore des quartz arrondis ou

à facettes cristallines. Ils sont craquelés, anfractueux, corrodés par le ciment carbonaté. Des petits débris de quartzites ou de silicifications calcédonieuses ou quartzieuses accompagnent les grains dolomitiques mieux triés et calibrés. Le ciment principalement dolomitique comporte quelques plages silicifiées.

2 - Calcaires gréseux lités, dolomités à la base, passant à une dolomie gréseuse litée à petits bancs noduleux silicifiés de 5 à 15 cm d'épaisseur s'espacant vers le haut 20 m

Cette série puissante d'une vingtaine de mètres est à son tour tronquée par une surface d'érosion.

Des bioclastes apparaissent parmi les quartz anguleux, corrodés et les débris roulés de dolomie. Il s'agit essentiellement d'articles de crinoïdes avec accroissements syntaxiaux.

Dans les silicifications, le ciment et les éléments figurés sont épigénisés par du quartz microcristallin, plus rarement par de la calcédonite. Des témoins de dolomie subsistent, rongés à leur périphérie. A la partie supérieure les bioclastes sont plus fréquents et plus variés (crinoïdes, oursins, gastéropodes); des pelleteïdes font leur apparition dans la matrice. Ces couches litées montrent une alternance de lits sparitiques et de lits micritiques, alternance qui se retrouve dans les silicifications sous forme de lits quartzieux tantôt grenus, tantôt microgrenus.

La surface d'érosion qui tronque le toit de la formation B, recoupe un banc calcarénitique, à grains de quartz anguleux, restes de crinoïdes à réseau fortement ferruginisé et ciment à gros cristaux spathiques clivés. Cette surface est perforée de minuscules galeries tubulaires d'origine algale, avec remplissage micritisé.

Comme la formation A, la formation B est donc encadrée par deux surfaces d'érosion. Son cachet nettement détritique, avec microconglomérat basal, stratifications entrecroisées et silicifications, lui confère une grande individualité dans le contexte jurassique régional. Ses principaux caractères sont les suivants :

Au point de vue lithologique, les éléments clastiques, allant des sables grossiers, graveleux, aux sables fins, présentent une composition homogène dans toute la formation. L'origine de ces matériaux détritiques fait nécessairement appel à l'érosion de roches plus anciennes. Le cortège quartz-feldspaths-micas appartient vraisemblablement aux formations éruptives et sédimentaires du substratum permo-triasique. Ces minéraux présentent avec ceux du tégument des analogies justifiant une étude particulière susceptible de préciser la nature et la répartition géographique des affleurements érodés fournissant la phase détritique de la formation B.

Les gravelles dolomitiques, très pauvres en bioclastes, évoquent plutôt les dolomies triasiques que les couches dolomitisées du Bathonien (formation A). Quant aux silicifications, elles prennent place dans un milieu de sédimentation calme, succédant aux stratifications obliques, dans des carbonates régulièrement lités, mais contenant encore des apports détritiques.

Tout se passe comme si :

1/ la phase détritique et la diagenèse siliceuse venaient périodiquement s'ajouter à la sédimentation carbonatée, inhibant ainsi la vie sur le fond et les apports bioclastiques;

2/ la silicification était liée aux apports détritiques, donc à une reprise d'érosion, mais ne pouvait s'exprimer qu'au-dessous d'un seuil hydrodynamique dans un milieu abrité;

3 / la silicification, contrôlée par la texture litée, correspondait à la phase finale de décantation des eaux du milieu de sédimentation et à la phase de concentration des solutions dans le milieu de diagenèse.

Au point de vue lithostratigraphique, la succession grès calcaire hétérométrique (microconglomérat), grès granoclassés à stratifications entrecroisées et enfin carbonates lités avec silicifications traduit un gradient granulométrique et hydrodynamique.

Cette séquence est liée à une forte reprise de l'érosion probablement due à une déformation régionale. Ces phénomènes permettaient à la fois le remaniement de certaines parties du substratum et le comblement d'une dépression dont il serait intéressant de connaître l'orientation.

Les conditions hydrodynamiques s'amortissent progressivement; au sommet de la formation B, le milieu de sédimentation tend à rappeler celui qui régnait à la fin du dépôt de la formation A.

Au point de vue biostratigraphique, aucun indice paléontologique significatif n'a jusqu'ici été observé dans la formation B. Aucun argument biostratigraphique ne permet de la rapporter au Jurassique supérieur comme le propose M. Vanossi (1972) plutôt qu'au Jurassique moyen. Aussi dans l'état actuel de nos connaissances, la formation B est postérieure aux couches à *Meyendorffina bathonica* du Bathonien moyen-supérieur (formation A) et antérieure aux couches crinoïdiques et marmoréennes du Jurassique supérieur (Formation C) sans qu'il soit possible de justifier une appartenance au Jurassique moyen (Bathonien terminal-Callovien) ou au Jurassique supérieur (Oxfordien).

C - FORMATION C (fig. 9)

La formation C, puissante d'une centaine de mètres, repose en accordance sur le toit raviné de la formation B. Essentiellement carbonatée, elle est limitée à la partie supérieure par une surface d'érosion avec encroûtement stromatolithique phosphaté, constituant un "hard-ground" repère, daté de l'Aptien-Albien par sa microfaune (M. Vanossi, 1972). La formation C est subdivisée en quatre unités lithostratigraphiques :

- 1- Calcaires lités grisâtres ou gris crème, crinoïdiques, à passées gréseuses, dolomitiques ou silicifiées . . . 20 à 30 m

Ces calcaires se débitent en plaquettes et comportent deux barres massives, de couleur claire, dans leur moitié supérieure.

- 1a) Calcaires en plaquettes, un peu plus massifs à la base 12 à 15 m

Quelques débris de calcaire perforé par des cryptogames sont remaniés de la formation B et des petits grains de quartz anguleux sont alignés au contact de la surface de ravinement ou dispersés dans le banc basal. Les bioclastes sont constitués de débris d'échinodermes, en particulier de débris de crinoïdes avec accroissements calcitiques syntaxiaux, souvent en voie de dolomitisation; les radioles d'oursin sont fréquents. Le ciment calcitique ou dolomitique est microsparitique ou micritique.

- 1b) Calcaire massif et clair (1° barre) . . 2 à 3 m
- Cette microsparite mal litée est presque équicristalline. Les bioclastes sont rares et le contour des pellesoïdes souvent peu distinct. La bioturbation reste discrète. Certaines petites lentilles sont dolomitisées.

- 1c) Calcaires lités, en plaquettes, analogues à la deuxième barre calcaire 5 m

- 1d) Calcaire massif (2° barre) 2 à 3 m
- De nombreux grains de quartz détritiques sont alignés dans le litage de cette microsparite. Dans certaines plages sparitiques, ces quartz sont corrodés par les carbonates, dolomie ou calcite.

- 1e) Calcaires en plaquettes, finement lités et bioturbés 2 m

Les bioclastes sont plus nombreux : restes d'échinodermes et de mollusques, rares foraminifères, rongés à leur périphérie par des algues perforantes. Les quartz sont encore nettement corrodés par le ciment carbonaté. Des galeries d'organismes fouisseurs bouleversent la stratification en laminae.

- 2 - Calcaires marmoréens, rosés, crinoïdiques, dolomités, massifs, avec passées noduleuses rougeâtres à faciès "Calcaire de Guillestre" à la partie supérieure, passant insensiblement aux couches sus-jacentes 16 m

A la partie inférieure, la dolomicrite ou dolosparite contient quelques fantômes de bioclastes emballés dans une pâte micritique. Parmi les bioclastes, des débris de crinoïdes et d'oursins reconnaissables à leur réseau caractéristique sont associés à plusieurs débris de mollusques, dont un petit fragment d'ammonite indéterminable.

L'aspect grumeleux est du à la présence de pellesoïdes micritiques, plus ou moins recristallisés en sparite.

A la partie supérieure, les pellesoïdes sont plus nombreux et les débris de crinoïdes sont les derniers bioclastes reconnaissables. Leur canal axial est micritisé et leur périphérie corrodées profondément, mais le réseau reste distinct. Quelques plages sont silicifiées par de la calcédonite.

3 - Calcaires crinoïdiques, gris-bleuté, dolomités, lités, se débitant en plaquettes assez régulières 11 m

Dans cette microsparite litée, des petites lentilles micritiques ou sparitiques sont vraisemblablement liées à la bioturbation. Les pellesoïdes sont alignés et classés suivant le litage : ils présentent localement des liserés microsparitiques. Les articles de crinoïdes sont cantonnés dans certains lits, comme étalés par apports successifs.

4 - Calcaire bleu massif, à fines passées gréseuses 5 à 6 m

La partie terminale de ce calcaire est une pelmicrite litée avec nombreux pellesoïdes alignés, écrasés, déformés, témoignant d'une certaine plasticité. Les bioclastes sont dispersés : crinoïdes, ostracodes avec remplissage polarisé. Des grains de quartz, corrodés, sont alignés dans le litage. Ce litage fin est affecté de petits plissements : les laminae plastiques sont ondulées, tassées ici, écartées là. Certaines sont moulées sur les bioclastes, parfois rompues à leur emplacement, donnant naissance à des "microdiapirs", à des cassures ou à des décollements. Dans quelques plages, les pellesoïdes ne sont pas jointifs et baignent dans un ciment calcitique.

Une fois encore, les limites de cette formation sont constituées par des surfaces de discontinuité sédimentaire. Cette unité lithostratigraphique, la plus épaisse de la succession jurassique, entièrement carbonatée, présente des analogies avec les formations A et B, notamment en ce qui concerne les matériaux qui la constituent et le mode de mise en place des sédiments, mais présente des caractères propres :

Au point de vue lithologique, ces calcaires en plaquettes, avec intercalations plus massives riches en débris de crinoïdes, souvent dolomités, sont relativement homogènes. Les deux seules variations sont : l'apparition du faciès "Calcaires de Guillestre" succédant à des passées gréseuses avec silicifications peu importantes à la partie inférieure et la réapparition des quartz détritiques précédant la surface d'érosion terminale. Le litage apparaît très tôt, presque à la base de la formation et les laminites dominant. Les passées gréseuses et les silicifications ainsi que la rareté des bioclastes relient la formation C à la formation B. Les couches carbonatées se débitant en plaquettes, avec intercalations plus massives, dolomitiques, sont communes aux formations C et A. L'ensemble des trois formations est ainsi lié par ces traits communs.

Au point de vue lithostratigraphique, les faibles variations faciologiques à l'intérieur de la formation carbonatée montrent une faible évolution des conditions de milieu par rapport aux couches sous-jacentes. Seul le faciès des "Calcaires de Guillestre", noduleux, introduit un changement sensible, suivi d'un retour gradué à des conditions très voisines de celles qui ont précédé son apparition. Dès la base, malgré les apports périodiques d'éléments détritiques, les conditions de milieu sont relativement calmes. Les indices de remaniement n'impliquent pas de forts courants sur les fonds marins, mais seulement un angle d'épandage relativement large. La bioturbation reste toujours discrète. Les indices de comblement calcitique de vides interstitiels, la rareté des bioclastes hormis les restes d'échinodermes, leur corrosion par des cryptogames perforants et peut-être par dissolution, la forte oxydation des réseaux

de crinoïdes, pourraient indiquer des matériaux infralittoraux resédimentés dans des eaux plus profondes. Le faciès des "Calcaires de Guillestre" contraste ici avec les carbonates qui l'encadrent et constitue dans la séquence un pôle plus franchement pélagique et vraisemblablement plus profond.

Les petits lits de quartz détritiques de la partie supérieure annoncent encore la proximité de la surface d'érosion.

Au point de vue biostratigraphique, là encore, aucun indice biostratigraphique n'a été rencontré dans cette formation et il n'est pas possible de lui attribuer un âge précis. Tout au plus, le faciès des "Calcaires de Guillestre" est généralement cantonné dans le Jurassique supérieur. Il est assez remarquable de noter l'absence de microfossiles permettant d'ordinaire une datation paléontologique relativement précise. Dans cette série, seuls les gros fragments de crinoïdes et les radioles d'oursins sont présents, de la base au sommet, sans qu'il soit possible d'y reconnaître un marqueur; le milieu de sédimentation ne varie guère et en particulier les organismes pélagiques semblent en être exclus. Seuls les bioclastes calcitiques surminéralisés sont conservés, et il est possible que les restes d'organismes planctoniques se soient dissous au-dessous de la profondeur de compensation de l'une des formes cristallines du carbonate de calcium.

II - COUPE DE LA CIMA DELLA BRIGNOLA

La coupe a été levée sur l'arête S de la Cima della Brignola (x = 02,20; y = 93,15).

La succession jurassique de la Cima della Brignola a d'abord été décrite par J.-R. Kienast (1963) qui en rapporte les 4 mètres inférieurs au Dogger et le reste au Malm. M. Vanossi (1972, p. 45) attribue au Dogger les couches fossilifères, épaisses d'une quinzaine de mètres, situées à la base de la série et signale une surface d'érosion à 3,50 m au-dessus du contact avec le Trias.

La coupe de la Cima della Brignola constituée d'une seule formation, puissante d'une quarantaine de mètres, correspond à la formation A de la Cima delle Colme : elle est datée du Bathonien et comporte cinq unités lithostratigraphiques qui sont de bas en haut (fig. 10) :

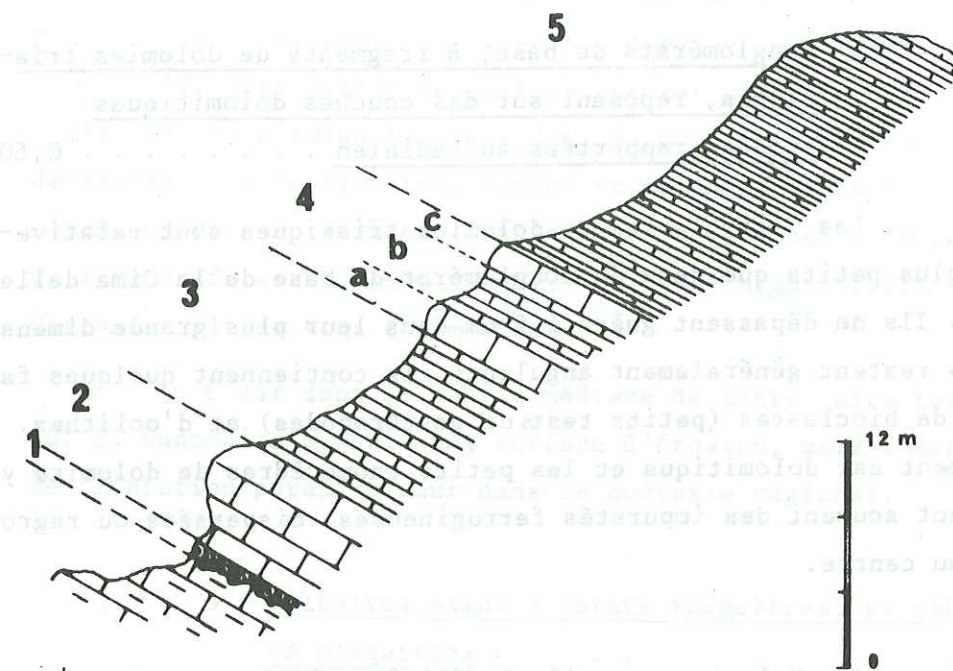


Fig. 10 Coupe du Jurassique moyen de la Cima Brignola (légende dans le texte)

1 - Conglomérat de base à fragments de dolomies triasiques, reposant sur les couches érodées du Ladinien.

2 - Calcaires massifs à nérinées (1°barre).

3 - Calcaires bleus se débitant en plaquettes.

4 - Calcaires gris avec intercalation de calcaires en plaquettes (2°barre).

5 - Calcaires gris-bleu, se débitant en plaquettes à la base et en feuillets au sommet.

1 - Conglomérats de base, à fragments de dolomies triasiques, reposant sur des couches dolomitiques érodées rapportées au Ladinien 0,60 à 0,70 m

Les lithoclastes de dolomies triasiques sont relativement plus petits que ceux du conglomérat de base de la Cima delle Colme. Ils ne dépassent guère 1,5 cm dans leur plus grande dimension et ils restent généralement anguleux; ils contiennent quelques fantômes de bioclastes (petits tests de gastéropodes) et d'oolithes. Le ciment est dolomitique et les petits rhomboédres de dolomite y montrent souvent des impuretés ferrugineuses, dispersées ou regroupées au centre.

2 - Calcaires massifs à nérinées, légèrement dolomitisés, avec passées microbrêchiques ou lumachelliques et fragments roulés de polypiers à la partie supérieure (1°barre) 6 m

A la base, les lithoclastes sont encore fréquents, alignés dans la pelmicrite alors que les bioclastes restent rares. Ordinairement de petite taille, des lithoclastes peuvent atteindre 10 mm de longueur dans certains lits grossiers : ce sont des grains de dolomicrite ou de dolosparite ferrugineuse, de micrite à mouchetures dolomitiques, accompagnés de gros grains de quartz détritiques anfractueux et corrodés à la périphérie par le ciment carbonaté. La matrice micritique grumeleuse est abondante et des cristaux de dolomite s'y développent.

Dans la partie médiane, le litage plus net est bouleversé par des galeries de fousseurs. Les bioclastes sont plus nombreux: fragments de test de mollusques (lamellibranches, gastéropodes), débris d'échinodermes (crinoïdes) et de polypiers, valves d'ostracodes, tests de foraminifères dont *Alzonella cuvillieri* (Bernier & Neumann) et des restes d'algues calcaires. Les pellicules contiennent des petits cristaux de dolomite, tant au centre qu'à leur périphérie. Des petits lithoclastes anguleux ou émoussés et des oolithes se rencontrent également.

A la partie supérieure, ce calcaire s'enrichit en oolithes. Mal classées, déformées ou brisées, elles ne comportent qu'un petit nombre d'écorces autour du nucléus qui est généralement un pellicule. Les bioclastes flottent dans la matrice : débris de polypiers dépassant 2 cm de diamètre, roulés et mélangés à des fragments d'échinodermes (crinoïdes, oursins), de mollusques et à des tests de foraminifères (*Pseudocyclamina*) ou à des algues calcaires. Certaines plages sont dolomitisées.

C'est dans la partie médiane de cette barre calcaire que M. Vanossi a signalé une surface d'érosion, mais l'arrêt de sédimentation paraît mineur dans le contexte régional.

3 - Calcaires bleus à joints rougeâtres, se débitant en plaquettes 9 m

Cette biopelmicrite présente des bioclastes beaucoup moins variés que dans les couches sous-jacentes et plus dispersés, alignés dans certains lits, recristallisés et micritisés à la périphérie :

débris d'échinodermes (crinoïdes), foraminifères (Nodosariidés, *M. bathonica*) à raison d'une dizaine par lame) et fragments d'algues calcaires (Dasycladacées). La stratification s'accuse de plus en plus et la partie supérieure est une laminite dans laquelle les laminae sont moulées sur les bioclastes, eux-mêmes comprimés ou écrasés dans certains lits. La dolomitisation affecte plusieurs feuillets et la taille des rhomboédres de dolomite tend à diminuer de la base au sommet de chaque niveau dolomitisé.

4 - Calcaires gris, divisés en deux par une intercalation de calcaires en plaquettes (2° barre) 6 m

4a) Calcaire massif inférieur (1,50 m) constitué par une laminite massive en voie de dolomitisation : les bioclastes et les pellétoïdes de cette biopelmicrite ou microsparite sont rongés, coupés ou épigénisés par des rhomboédres de dolomite et leurs fantômes souvent difficiles à distinguer.

4b) Intercalation de calcaires se débitant en plaquettes, mais de même nature (2,50 m).

4c) Calcaire massif supérieur (3 m) rappelant le faciès de 4a.

5 - Calcaire gris-bleu, se débitant en plaquettes à la base et en feuillets de plus en plus fins au sommet (ces calcaires constituent le sommet de la Cima della Brignola) 15 m

Il s'agit encore d'une laminite dolomitisée où alternent les lits micritiques et les lits microsparitiques, avec rares bioclastes écrasés et dispersés dans certains lits.

La succession jurassique de la Cima della Brignola se limite donc à l'équivalent latéral de la formation A de la coupe fondamentale de la Cima delle Colme (fig.12, p.74). Ses principaux caractères sont :

- du point de vue lithologique, sa grande parenté facio-logique avec la coupe de référence. Malgré quelques variations locales dans l'épaisseur et la texture des unités, les laminations semblent plus développées. La taille des éléments dolomitiques remaniés du Trias, à la base de la série est nettement inférieure à celle des éléments du conglomérat de la Cima delle Colme, traduisant l'existence d'un gradient granulométrique et hydrodynamique régional.

- du point de vue lithostratigraphique, la séquence évolue dans le même sens que la séquence de référence, mais elle n'est pas complète puisque le terme calcaire terminal manque à l'affleurement, décapé par l'érosion. L'analyse séquentielle permet de faire des corrélations avec la Cima delle Colme (fig. 12).

- du point de vue biostratigraphique, macrofaune et microfaune conduisent, indépendamment des corrélations lithostratigraphiques à classer la Cima della Brignola dans le Bathonien. Il existe également un parallélisme dans la variation des fréquences et la composition des assemblages de la faune et de la flore en liaison avec l'évolution des conditions de milieu sédimentaire, en particulier en ce qui concerne les épibiontes et *M. bathonica* par exemple.

Dans sa coupe de la Brignola, J.-R. Kienast (1963) signalait une riche microfaune de foraminifères, des polypiers simples et coloniaux, des oursins (cidaridés) des mollusques (nérinées, mytilidés) et une rhynchonelle. Les plus beaux fossiles n'ont pas été trouvés en place au cours de nos recherches, mais les récoltes suivantes ont été faites dans les éboulis, à l'aplomb des affleurements étudiés : *Thamasteria* sp. (groupe *lyelli* (Edw. & Haime)), lumachelles à huîtres, avec *Lopha* cf. *costata* (J. de C. Sow.), *Nanogyra nana* (J. Sow.), limidés, mytilidés, lumachelles de nérinées, riches en *Nérinea* (*Nerinella*) *arduennensis* (Buv.) et sa variété *bulsonensis* (Cosmann). Cette faune est caractéristique du Bathonien moyen dans le bassin anglo-parisien.

III - COUPE DE LA CIMA DELLE SALINE

La coupe a été levée sur l'arête orientale de la Cima delle Saline (x = 99,10; y = 92,15). A notre connaissance, cette coupe n'a jamais été décrite auparavant.

La coupe du Jurassique moyen de la Cima delle Saline, puissante d'une quarantaine de mètres, correspond à la formation A de la Cima delle Colme. Six unités lithostratigraphiques ont été distinguées (fig. 11) :

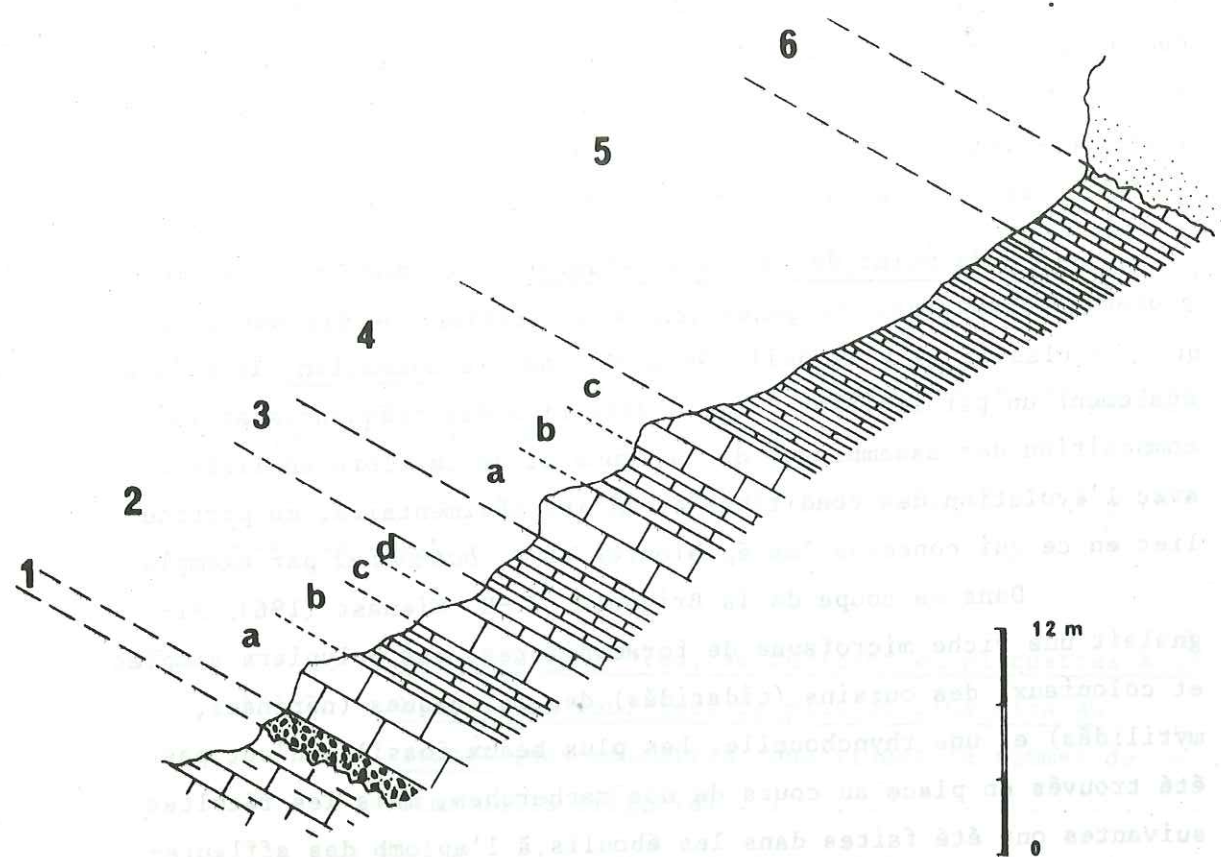


Fig. 11 Coupe du Jurassique moyen de la Cima delle Saline
(légende dans le texte)

- 1 - Microconglomérat à débris de dolomies triasiques
- 2 - Calcaire coquillier massif gris (1° barre)
- 3 - Calcaires en plaquettes
- 4 - Calcaires massifs avec intercalation de calcaires lités (2° barre)
- 5 - Calcaire bleu-noir se débitant en plaquettes fines
- 6 - Calcaires lités, fossilifères.

- 1 - Microconglomérat à débris de dolomies triasiques grossièrement granoclassés et passant progressivement à 2 0,50 m

Cette microbrèche est composée de lithoclastes dolomiques homogènes ou grumeleux, très mal classés, mais montrant néanmoins une diminution progressive du grain moyen, de la base au sommet. La matrice contient de nombreux rhomboédres de dolomie ferrugineuse, parfois en plages épicristallines. Aucun bioclaste n'a été observé à ce niveau.

- 2 - Calcaires coquilliers massifs, gris (1° barre) 7 m

2a) Calcaires massifs inférieurs avec chevelu de filets jaunâtres (2 à 2,5 m) (analogues à ceux de la coupe de la Cima delle Colme). A la base, cette biopelmicrite bioturbée contient des bioclastes : articles de crinoïdes, radioles d'oursins et des *Meyendorffina bathonica*. La matrice est abondante, elle est parsemée de passées riches en petits cristaux de dolomite, bien calibrés, serrés les uns contre les autres, dans l'axe et sur les bords des terriers d'organismes fouisseurs; parfois des cristaux de plus grande taille se développent à partir des amas de petits rhomboédres. Au-dessus, le litage apparaît et les lits microsparitiques sont plus riches en dolomite que les lits micritiques. La bioturbation est toujours présente. Des débris d'huîtres se mêlent aux bioclastes.

2b) Intercalation de calcaires en plaquettes (2 m). Il s'agit d'une biopelmicrite, légèrement dolomitisée, riche en bioclastes : articles de crinoïdes, débris de mollusques, surtout tests de lamellibranches et deux sections de jeunes ammonites alignées dans le litage (probablement des *Perisphinctacea*) et enfin quelques gastéropodes (nérinées). Les foraminifères sont fréquents : *Nodosariidés*, rotaliformes, *Trocholina* et *Meyendorffina bathonica*. Les algues calcaires (dasycladacées) sont présentes. Des rhomboédres de dolomite se développent dans les pellétoïdes de la matrice.

2c) Calcaires massifs supérieurs à nérinées (2m), avec des pellétoïdes. Certains bien calibrés, à contour arrondi régulier sont probablement des coprolithes, cantonnés dans un seul lit. Les bioclastes sont moins variés : gastéropodes (nérinées), échinodermes (crinoïdes, oursins), algues calcaires et surtout *M. bathonica* (15-20 par lame).

2d) Calcaires se débitant en plaquettes, semblables à 2b, mais contenant de nombreux débris d'éponges roulées, atteignant 2 cm, avec des bioclastes plus petits : débris d'échinodermes (crinoïdes, oursins, ophiures), de mollusques, d'ostracodes, d'algues calcaires et de rares *M. bathonica*.

3 - Calcaires en plaquettes 5 m

Dans cette laminite, les lits de micrite alternent plus ou moins régulièrement avec ceux de microsparite. Les bioclastes, peu abondants, sont alignés dans certains lits et mêlés à des cristaux de dolomite. Les foraminifères, *M. bathonica*, fréquents à la base (15-20 par lame), sont moins abondants à la partie supérieure.

4 - Calcaires massifs avec intercalations de calcaires lités (2° barre) 9 m

4a) Calcaires massifs gris, inférieurs, à nérinées (3 m). Ce calcaire pelmicritique en voie de dolomitisation contient peu de bioclastes reconnaissables. Les pellétoïdes micritiques présentent toutes les formes, tailles et positions. Les cristaux de dolomite épigénisent pellétoïdes et bioclastes. Parmi les bioclastes, les restes de lamellibranches, d'échinodermes et de rares foraminifères peuvent être reconnus, en dehors des nérinées.

4b) Calcaires ayant tendance à se débiter en plaquettes (4 m). Cette laminite n'a pu être étudiée en lame mince.

4c) Calcaires gris-clair, massifs, supérieurs, d'aspect grenu dû à la dolomitisation en moucheture (2 m). Ce calcaire se révèle être, une laminite : la dolomitisation masque le contour des pellétoïdes et des rares bioclastes, mais les lits alternativement micritiques et microsparitiques subsistent.

5 - Calcaire bleu-noir, se débitant en plaquettes fines 15 - 16 m

La lamination est assez accusée à la base, localement bouleversée par des terriers d'organismes fouisseurs. Les bioclastes sont rares : quelques articles de crinoïdes, ferruginisés et quelques valves d'ostracodes. Les laminae sont tantôt régulières, tantôt pincées et renflées avec des plages lenticulaires macrocristallines déformant la lamination primaire. Ces couches contiennent de nombreux cristaux de dolomite dispersés dans la micrite ou groupés en plages à grands rhomboédres clivés.

6 - Calcaires lités fossilifères 4 - 5 m

La texture laminée subsiste mais le calcaire se débite en plaques épaisses. Les gros bioclastes sont plus nombreux et variés : gastéropodes (nérinées), lamellibranches, débris d'algues calcaires (dasycladacées) et foraminifères dont *M. bathonica*. Certains pellétoïdes de cette biopelmicrite sont des coprolithes d'invertébrés. Les laminae micritiques et microsparitiques sont recoupées par des diaclases. La partie terminale de ces calcaires est brusquement interrompue par une surface d'érosion presque plane, recouverte par une formation détritique, avec quartz détritiques, débris de dolomie et début de silicification. Le faciès évoque celui de la formation B de la Cima delle Colme.

Comme dans la formation de la Cima della Brignola, celle de la Cima delle Saline présente de très grandes affinités avec la coupe de référence de la Cima delle Colme, mais elle est plus complète et pratiquement chaque unité trouve son équivalent avec la Cima delle Colme : La formation A de la Cima delle Saline correspond à la formation A de la Cima delle Colme (fig. 12).

- Au point de vue lithologique, la taille des éléments triasiques remaniés à la base de la formation a une signification hydrodynamique et l'affleurement de la Saline occupait une position dans le bassin, soumise à des courants moins forts qu'à la Cima delle Colme et recevant des sables et gravelles plus fines. La série carbonatée fossilifère qui suit offre des faciès identiques répartis verticalement dans un ordre très comparable.

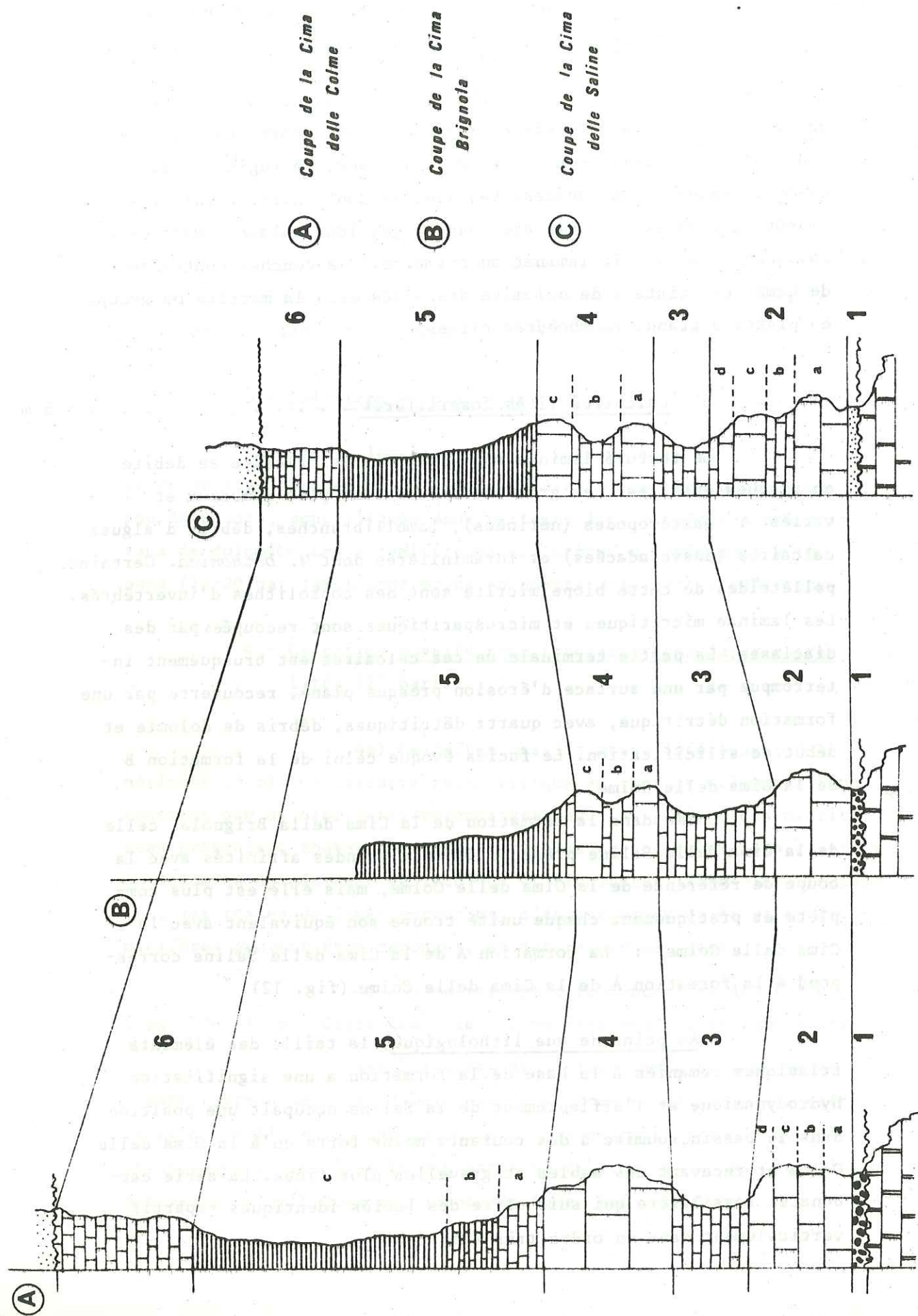


Fig. 12 Corrélations lithostratigraphique de la formation A.

- Au point de vue lithostratigraphique, l'évolution de la séquence est si fidèlement la réplique de celle qui a été prise comme référence, qu'il devait régner à l'échelle régionale, une assez grande homogénéité des conditions de milieu sur les fonds marins. La séquence est interrompue de façon analogue dans les deux coupes.

- Au point de vue biostratigraphique, la présence d'assemblages analogues dans les deux cas, indique une identité d'âge : la Formation A de la Cima delle Saline est bathonienne.

IV - COUPE DU ROCCA DEL FERA

La série fossilifère bathonienne du Rocca del Fera est décrite à titre de comparaison, mais l'affleurement n'appartient pas à la même unité structurale, puisqu'il fait partie de l'unité d'Upega - Nava. Il n'a pas été possible de subdiviser la série carbonatée comme dans les coupes précédentes, mais un certain nombre d'analogies ont été remarquées :

- La série débute par une brèche (1m) à éléments remaniés des couches éruptives permienne, à ciment carbonaté et avec délités pélitiques noirs. En dehors des éléments de roches éruptives, il existe de nombreux quartz présentant souvent des facettes cristallines ou portant des traces de corrosion par le ciment carbonaté, des plages de chlorite et des cristaux opaques à section quadratique ou hexagonale. Cette brèche comporte à la partie supérieure un niveau schisteux sombre où les grains de quartz montrent encore une grande hétérométrie, avec des grains anguleux et des grains à facettes cristallines, quartz avec auréoles d'accroissement secondaire, quartz anfractueux corrodés et plages chloriteuses. Le ciment est dolomitique et de grands rhomboédres secondaires ont tendance à se développer à partir de petits cristaux primaires. Ailleurs le ciment est calcédonieux.

- Au-dessus du niveau basal brèche, commence une série de calcaires bleus, faiblement dolomités (7 - 8 m). A la partie inférieure, ces calcaires contiennent encore de nombreux grains de quartz. Les bioclastes sont abondants : débris de mollusques plus ou moins perforés par des cryptogames (lamellibranches et gastéropodes), débris d'échinodermes (articles de crinoïdes, radioles d'oursins, "vertèbres" d'ophiures), spicules d'éponges, valves d'ostracodes, tests de foraminifères (grandes lenticulines, *Pseudocyclamina*) ainsi que des fragments d'algues calcaires. Les quartz anguleux corrodés, montrent une auréole d'accroissement secondaire. Des cristaux de dolomite se développent dans la matrice micritique abondante et certains bioclastes présentent un début de silicification. A la partie supérieure de ces calcaires apparaissent de nombreux oncolithes centimétriques, mal classés. Les bioclastes sont de même nature que dans les couches inférieures et les quartz corrodés sont toujours présents. Les oncolithes correspondent à des encroûtements algaires autour de bioclastes ou de pellétoïdes : les écorces concentriques sont constituées de laminae alternativement claires et sombres. Les laminae sombres montrent des pelotons de filaments algaires enchevêtrés et ailleurs des buissons flabelliformes. Des algues calcaires sont associées à ce niveau et les débris de colonies de *Cayeuxia piae* ne sont pas rares. La matrice est micritique, avec des rhomboèdres de dolomite. Certains oncolithes sont brisés et cicatrisés in situ. Des effets tardifs de compaction sont indiqués par un déplacement polarisé de certains bioclastes. Le vide créé entre le bioclaste et la matrice en voie de lithification est comblé par de la calcite fibreuse. La matrice peut être en partie lavée, et dans les plages microsparitiques ou spathiques, s'observent des indices de silicification par de la calcédonite, dans les bioclastes. Les algues calcaires (*Cayeuxia*, dasycladacées) sont toujours disséminées et les oncolithes ont tendance à diminuer de taille et à prendre une forme générale moins globuleuse vers le sommet. Cette partie supérieure comporte une lumachelle d'huîtres de petite taille, à valves dissociées, fragmentées et perforées. Les grands débris de test de *Liostraea* sp., *Nanogyra* sp., et *Lopha costata* (J. de C. Sow) sont empilés et mélangés à des tests d'autres lamellibranches (pectinidés, limidés) pour la plupart perforés par de

nombreuses galeries de cryptogames avec renflements sporangiques. Ces perforations sont remplies d'oxyde de fer. Des bioclastes plus petits sont également associés : petites coquilles de gastéropodes, débris de crinoïdes, valves d'ostracodes, foraminifères (nodosariidés, rotaliformes) à remplissage pyriteux plus ou moins oxydé comme dans les perforations. La matrice micritique contient des pellétoïdes anguleux et des indices de bioturbation; les éléments allongés sont disposés parallèlement et concentriquement au trajet des organismes fousseurs. Au sommet, le calcaire contient de nombreux débris de polypiers roulés. Les bioclastes sont recristallisés, surtout les mollusques, polypiers, spicules d'éponges et algues calcaires (codiacées, dasycladacées). Certains bioclastes sont encroûtés : valves de lamellibranches avec croûtes algaires, foraminifères fixés sur les autres. Les foraminifères sont plus fréquents : *Pseudocyclamina*, *Trocholina*, textulariidés.

- Le toit de la série carbonatée est composé de calcaires noirs à débris coquilliers et à veines rouges, rappelant certains bancs de la formation A de l'Unité Mongioie. Dans la matrice grumeleuse, litée et bioturbée, les bioclastes sont plus rares que dans les niveaux sous-jacents et sont généralement alignés avec des pellétoïdes dans certains lits fossilifères : ce sont surtout des gastéropodes, des tests de foraminifères et des fragments d'algues calcaires. Ces derniers bancs montrent une tendance évolutive de la sédimentation comparable à celle des autres séries.

En Conclusion, cette série peut être comparée aux coupes déjà décrites, par les affinités de faciès, les assemblages de faune et de flore, l'évolution de la séquence. Cette série appartient également au Bathonien. Cette série tend à évoluer suivant la même séquence sédimentaire et les milieux de sédimentation semblent très voisins de ceux du Mongioie.

V - COUPE DE LA CLUSE DU TANARELLO (JURASSIQUE SUPERIEUR
CRETACE INFERIEUR)

Le Tanarello est un torrent qui entaille profondément les falaises calcaires de la rive droite du torrent Negrone, déterminant ainsi une des rares voies de pénétration en direction du S.

La coupe présentée ici a été levée le long du chemin muletier de la rive gauche du torrent. Cette coupe a déjà été décrite par M. Vanossi (1963), puis par M. Lanteaume (1962, 1968), elle se situe dans l'unité structurale de Upega - Nava. La présence d'éboulis masquant la partie inférieure de la série, ne permet pas de préciser les rapports entre les formations du Malm et du Dogger. En amont des éboulis, la série carbonatée du Malm que nous allons décrire, puissante de 70 m, se termine par un "hard-ground" surmonté par les calchistes planctoniques du Crétacé supérieur. La succession est la suivante :

- 1 - Calcaires noirs se débitant en plaquettes.
- 2 - Calcaires blancs massifs.
- 3 - Calcaires noduleux, beiges ou rosés à faciès des "Marbres de Guillestre".
- 4 - Calcaires sublithographiques gris, à cassure brillante.
- 5 - Calcaires versicolores.
- 6 - Calcaires crèmes supérieurs, fossilifères.
- 7 - Niveau discontinu de schistes à patine jaune verdâtre.
- 8 - "Hard-ground" avec croûte stromatolithique phosphatée et oxydée.

- 1 - Calcaires noirs, à surfaces rougies, se débitant en plaquettes 15 m

Ces calcaires comportent trois niveaux complètement silicifiés : le premier vers la base et les deux autres au sommet. Les calcaires, régulièrement lités, tendent vers les laminites et sont localement bioturbés. Composés de lits micritiques et sparitiques, avec un petit nombre de bioclastes, ils présentent une texture de mudstone ou de wackestone le plus souvent. Les débris de crinoïdes dominant et leur calcite ambrée est ferrugineuse. Il y a alternance de laminae avec grands cristaux de calcite clivée et de laminae à petits rhomboèdres de dolomite. Dans les niveaux silicifiés, cette

alternance est respectée et la taille des cristaux de quartz suit celle des cristaux de carbonate. De nombreux cristaux de calcite et de dolomite sont conservés dans la trame siliceuse.

- 2 - Calcaires blancs massifs, à passées plus sombres, grises ou noires, lardées de filonnets de calcite . . . 22 m

En lame mince, la roche est toujours finement litée : c'est encore une alternance de lits spathiques et de lits micritiques, où la matrice sombre, contient des petits grains de quartz détritiques et des restes de crinoïdes. A la partie supérieure, la diagénèse est plus accusée : la recristallisation de la calcite s'accroît, tandis que dans un quatrième niveau silicifié, la silice (quartz) épigénise la calcite spathique. Secondairement, du quartz tardif se localise préférentiellement dans les filonnets calcitiques. Au sommet, le dernier mètre de ces calcaires est une encrinite, à grain fin, bioturbée, riche en petits grains de quartz non-usés et contenant quelques grains de glauconie détritique.

- 3 - Calcaires noduleux, beiges ou rosés, évoquant le faciès des "Marbres de Guillestre" 35 m

Ces calcaires fins sont formés de biomicrites, riches en bioclastes alignés ou étirés : nombreux fragments d'échinodermes (au premier rang desquels figurent d'emblée les Saccocomidae, puis les articles d'autres types de crinoïdes et les radioles d'oursins), débris de tests de lamellibranches, aptychi d'ammonites, valves d'ostracodes, rares tests de foraminifères et *Globochaete alpina* (Lomb). Des petits grains de quartz clastiques y sont mêlés.

- 4 - Calcaires sublithographiques gris, à cassure brillante 15 m

En lame mince, une partie des éléments figurés de ces calcaires fins apparaît resédimentée et il s'agit en réalité de microconglomérats carbonatés. Dans un ciment microsparitique ou spathique, avec nombreuses plages de micrite, s'alignent des fragments

squelettiques parmi lesquels les *Saccocoma* sont les plus nombreux, avec des aptychi, des foraminifères, des *Globochaete alpina* et des calpionelles. Parmi ces dernières, P. Cotillon a reconnu *Calpionella alpina* (Lorenz), *Crassicollaria intermedia* (Durand-Delga) et *Cr. brevis* (Remane). Ces calpionelles emballées comme certaines piécettes de *Saccocoma* dans un pelétoïde micritique, un peu plus sombre que la matrice, sont toutes remaniées et resédimentées dans ces calcaires.

5 - Calcaires versicolores 8 m

A la base des calcaires crème inférieurs (1 m) sont surmontés par des calcaires à passées rouges et vertes (5 m) passant à un calcaire crinoïdique rouge sombre (2 m). Dans cette série bariolée, les calcaires sont toujours riches en matrice et la teneur en quartz détritique y augmente de la base au sommet, ainsi que le grain moyen des bioclastes.

Nous avons noté, à côté des organismes déjà rencontrés (échinodermes divers, aptychi) et des gravelles remaniées contenant *Saccocoma* et calpionelles, des fragments roulés de bélemnites, des granules phosphatés ou glauconieux, des quartz détritiques cariés et craquelés. De rares gravelles aplaties remaniées d'un niveau silicifié, finement lité, verdâtre, figurent parfois dans cet assemblage.

Dans l'encrinite rouge qui termine cette intercalation, les oxydes de fer sont fixés de préférence dans la maille des réseaux d'échinodermes et accompagnent une dolomitisation de ce calcaire crinoïdique. Les éléments remaniés précités sont toujours présents. A la partie supérieure, les calcaires rosés, à passées rouges et vertes (5 m) sont des biopelmicrites, riches en matrice, restes d'échinodermes (crinoïdes, oursins et ophiures) perforés, rongés et ferruginisés. Dans certaines plages, existent des îlots de silicification (quartz microcristallin) au sein des bioclastes.

6 - Calcaires crèmes supérieurs, fossilifères 2 m

Ces calcaires contiennent des proportions variables de matrice, tendant à diminuer progressivement vers le sommet. Les textures évoluent corrélativement vers les packstones et les grainstones. Les éléments resédimentés sont constamment présents sous forme de granules à débris d'échinodermes (*Saccocoma*, vertèbres d'ophiures) ou de pelétoïdes à calpionelles, avec grains phosphatés ou glauconieux, rares petites oolithes micritisées et petits quartz détritiques.

A la partie inférieure, les restes d'échinodermes (crinoïdes, plaques et radioles d'oursins), de mollusques et de foraminifères benthiques sont fortement rongés et perforés par des cryptogames.

A la partie supérieure, la matrice se raréfie par endroits et les bioclastes plus nombreux sont plus variés : crinoïdes, oursins, lamellibranches, bélemnites, valves d'ostracodes, tests de foraminifères (*Textulariidae*, *Nubeculariidae*, *Nodosariidae*), spicules d'éponges. Ces bioclastes sont fréquemment emballés dans une pâte micritique. Ils sont remaniés comme les calpionelles contenues dans les pelétoïdes ou les gravelles resédimentées. Dans ces couches, les trois espèces suivantes ont été identifiées : *C. alpina*, *C. elliptica* (Cadish) et *Cr. intermedia*. La surface de contact avec le niveau sus-jacent n'a pu être observée dans de bonnes conditions.

7 - Niveau discontinu, plus ou moins érodé, de schistes à patine jaune verdâtre 0 à 0,25 m

Riche en grains de quartz détritique, parfois microbréchiq, ce niveau schistoïde, grossièrement lité, contient des bioclastes mal classés, usés et perforés, mélangés à des grains phosphatés et à des petites gravelles à *Saccocoma* ou autres débris d'échinodermes. Les gros foraminifères benthiques (*Lenticulina*), les fragments de crinoïdes et d'oursins, de mollusques, plus ou moins perforés et ferruginisés, sont accompagnés de tronçons de bélemnites silicifiées à section aplatie. Des pelétoïdes à calpionelles sont également resédimentés dans ces couches. Par endroits, des plages silicifiées en calcédonite, plus rarement en opale, épigénisent à la fois matrice et bioclastes.

8 - "Hard-ground" avec croûte stromatolithique
phosphatée et oxydée (0,02 à 0,30 m)

La surface terminale des calcaires crèmes supérieurs (6) est localement entamée par le ravinement qui érode les schistes précédents (7). Les grands bioclastes de ces calcaires sont nettement tronqués au niveau de la surface qui montre des microreliefs résiduels d'origine biologique ou biochimique, telles ces petites cuvettes plus ou moins coalescentes, à fond perforé ou carié, séparées par des petites crêtes. Un mince lit de vase carbonatée à petits foraminifères planctoniques à test mince (*Hedbergella trocoidea* (Gandolfi)) tapisse le fond de certaines cuvettes, mais l'encroûtement stromatolithique centimétrique, phosphaté ou silicifié, peut reposer directement sur le toit érodé du Malm calcaire.

Par ses constituants, sa microfaune et sa microflore, sa texture et son évolution, cette croûte stromatolithique rappelle tout à fait celle qui a été décrite dans la succession du Monte Armetta, au passage du Malm au Crétacé (G. Royant, M. Rioult & M. Lanteaume, 1971). Légèrement érodée au sommet, cette croûte algairé pélagique est recouverte par les Calcshistes planctoniques du Crétacé supérieur.

Faute d'affleurements, il n'a pas été possible de préciser les relations entre le Dogger et le Malm ni de connaître la base de la formation étudiée. Mais l'analyse lithostratigraphique met en évidence une évolution des textures sédimentaires :

- Les couches 1 et 2 présentent une stratification laminaire fine dans des faciès crinoïdiques, à quartz détritique et silicifications, qui ne sont pas sans rappeler les faciès de base de la formation C du Malm, dans l'unité Mongioie-Saline.
- Les couches de calcaire noduleux(3), de type "Marbres de Guillestre", constituent un faciès de passage : ce dépôt particulier marque un changement de régime de sédimentation au cours duquel les influences pélagiques apparaissent avec netteté. Elles sont soulignées par la soudaine abondance des saccocomidés, crinoïdes planctoniques, et la fréquence relative des aptychi. L'aspect particulier des nodules incomplets traduit des phénomènes de déformation synsédimentaire sur une faible pente.

- Puis, à partir des calcaires microconglomératiques (4) et jusqu'aux schistes microbréchiques (7), la resédimentation constante d'éléments d'origine planctonique, en mélange avec des éléments benthiques, usés et perforés à l'interface, se poursuivra jusqu'à la fin du Malm. Elle est accompagnée d'apports successifs de matériaux clastiques (petits quartz non-usés, quartz cariés et craquelés, roche siliceuse litée verdâtre) et de grains phosphatés ou glauconieux. Ces faits sont autant d'indices de remaniements importants (vraisemblablement à faible distance) et du dépôt de ces produits d'érosion en contre-bas des pentes. D'après la nature des éléments détritiques rencontrés et ce qui peut être tiré de la comparaison avec les unités voisines, les remaniements en partie intraformationnels ont certainement affecté les niveaux sous-jacents du Malm.

- Finalement, le hard-ground matérialise le paroxysme des conditions hydrodynamiques sur les fonds, avec arrêt de la sédimentation, érosion pouvant localement supprimer au moins un niveau (7) et entamer le calcaire sous-jacent. Cet épisode négatif est suivi d'une reprise extrêmement lente de la sédimentation, en régime purement pélagique, précédant un retour à une sédimentation planctonique au Crétacé supérieur.

La macrofaune est trop rare et trop mal conservée pour fournir des arguments biostratigraphiques. Toutefois faut-il signaler la récolte de petits rostrés de bélemnites, cylindriques, dépourvus de phragmocône et d'apex, au sommet des calcaires crème supérieurs (6) et de rares dents de squalidés, noires, usées, ne constituant ni les unes, ni les autres, des indices utilisables.

Seule l'étude micropaléontologique est donc susceptible de nous livrer des repères biostratigraphiques pour la datation des différentes couches de cette série carbonatée du Malm. Les couches 1 et 2 ne contiennent pas une microfaune caractéristique, mais répétons-le, leur faciès évoque celui des couches basales de la formation C du Malm de la Cima delle Colme (Unité Mongioie-Saline). L'irruption des saccocomidae dans la sédimentation est observée dans le calcaire noduleux(3) et leurs restes remaniés se retrouveront jusque dans les schistes (7), dans le calcaire noduleux(3), ces crinoïdes ne sont pas

accompagnés de calpionelles. Ces dernières n'apparaissent que dans les couches 4, où elles sont toutes remaniées dans des pellicules micritiques. Entre le dépôt des couches 3 et 4, il s'est produit un important changement du mode de sédimentation. L'assemblage formé par les calpionelles rencontrées dans les couches 4 à 7 (25 m) est caractéristique du Tithonique supérieur : *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicollaria intermedia* et *Cr. brevis*.

Comme toutes ces calpionelles sont remaniées et resédimentées dans les couches 4 à 7, ces dernières ont naturellement un âge postérieur. L'existence de débris de bélemnites remaniées à section aplatie (*Duvalia*) dans les couches 7 pourrait éventuellement, constituer une présomption en faveur du Valanginien. Dans l'état actuel des recherches, il est possible de conclure que l'âge de ces calcaires supérieurs du Malm est plus vraisemblablement Crétacé inférieur (Néocomien) que Jurassique supérieur, post-Berriasien (peut-être Valanginien). Une telle conclusion prendrait toute sa valeur dans le contexte régional, malheureusement cette coupe est la seule que nous ayons étudiée jusqu'à présent, dans l'unité Upega-Nava. Dans les unités voisines, les conditions étaient différentes. Enfin, la microfaune planctonique du "hard-ground" appartient à l'Ap-tien-Albien et représente un bon repère à l'échelle régionale.

CONCLUSIONS A L'ETUDE DU JURASSIQUE ET DU CRETACE INFERIEUR

Les trois formations reconnues ont été rangées jusqu'ici dans le Dogger, dans le Malm et le Néocomien, mais il est possible d'apporter à l'issue de cette étude quelques précisions stratigraphiques en ce qui concerne la région étudiée.

Les dernières couches triasiques ont été datées par J.-P. Bloch (1958) du Ladinien. Le conglomérat de base du Jurassique moyen, dominé par les débris de dolomies triasiques, repose en concordance sur une surface d'érosion qui tronque franchement les couches carbonatées de la plate-forme triasique : il n'y a ni couches rougies, ni brèches au-dessous du conglomérat.

La taille des fragments dolomitiques remaniés diminue, de façon très sensible, de la Cima delle Colme à la Cima della Brignola et à la Cima delle Saline. Dans la coupe de la Mascha (J.-R. Kienast, 1963) (fig. 13) à peu de distance au N de la Saline, les débris sont de grande taille et souvent jointifs. Il existe donc deux gradients granulométriques, et par conséquent hydrodynamiques, dont les polarités respectives sont importantes à connaître pour la paléogéographie de la région: le sens des paléocourants au moment de la transgression et l'origine des matériaux remaniés; toutefois, un plus grand nombre d'observations est nécessaire pour que les conclusions soient significatives. Dans l'unité Upega - Nava, la brèche basale du Jurassique moyen contient des morceaux de bésimaudites impliquant dans ce secteur, une érosion anté-bathonienne plus profonde, atteignant les volcanites acides du Permien.

Dans ces deux régions, il y a une lacune importante dans la succession stratigraphique, correspondant à tout le Trias supérieur (Carnien-Norien-Rhétien) au Jurassique inférieur tout entier (de l'Hettangien au Toarcien inclus) et à une partie du Jurassique moyen (Aalénien-Bajocien). Il est vraisemblable que la base du Bathonien manque aussi : en effet, si l'on se réfère aux données fournies par la faune et la flore, la formation A ne représente que le Bathonien moyen et la base du Bathonien supérieur; jusqu'ici aucun indice ne révèle l'existence du Bathonien inférieur, ni celle du Bathonien terminal (sous-zone à *discus*).

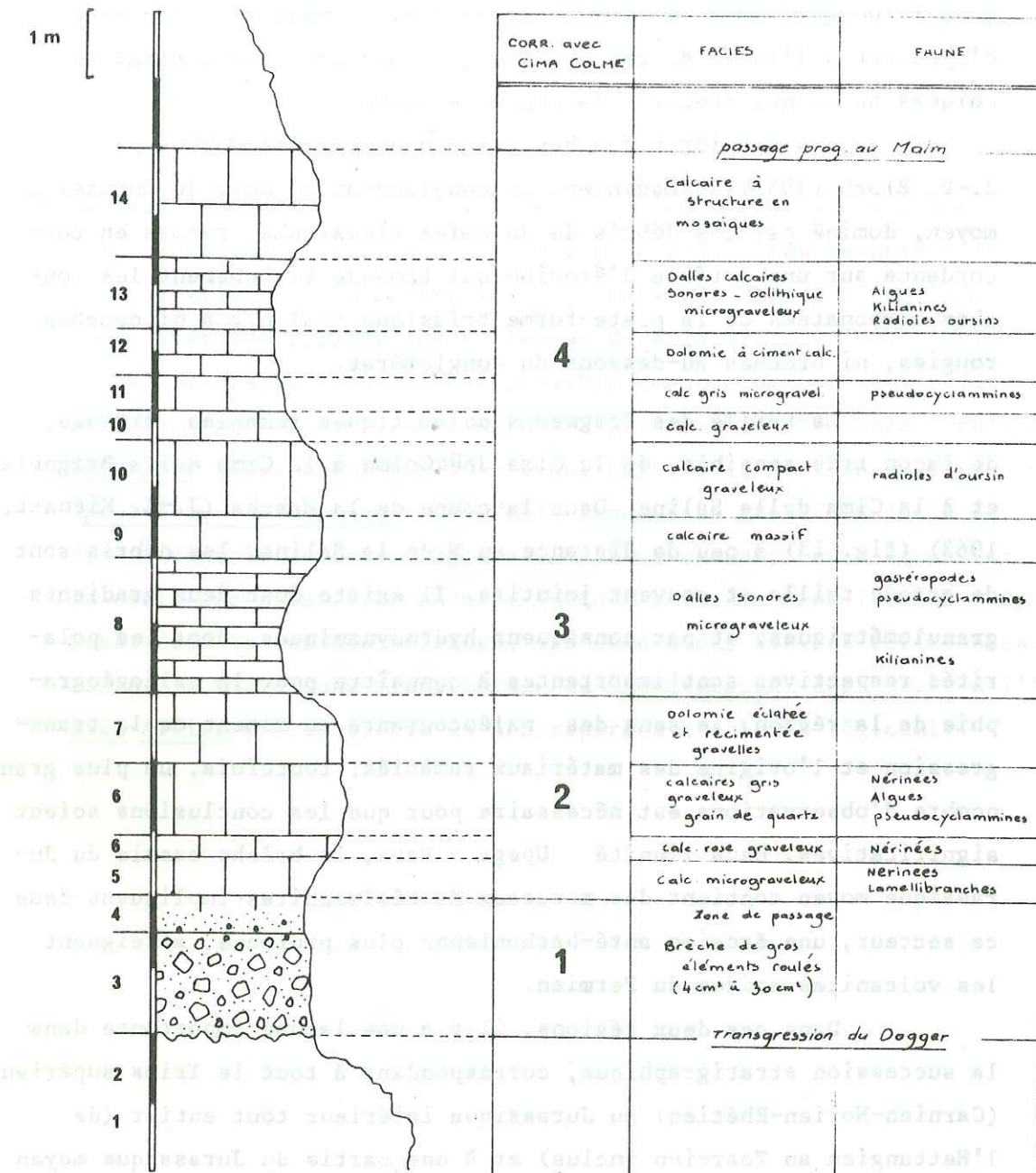


Fig. 13 Coupe du Dogger de la Mascha d'après les données de J.-R. Kienast

Il est frappant de noter que les sédiments carbonatés de cette formation A sont homogènes sur toute l'étendue de l'unité Mongioie-Saline (fig. 12) et même au-delà, dans l'unité Upega-Nava, tant par les épaisseurs du même ordre (50-60 m) que par les faciès et leur succession séquentielle. Les joints restent minces et les phases de sédimentation active se succèdent rapidement.

La séquence est du type suivant :

- 6 - laminite dolomitique
- 5 - laminite à oolithes et pellesoïdes
- 4 - laminite bioclastique
- 3 - calcaire bioclastique fin
- 2 - calcaire bioclastique moyen
- 1 - calcaire conglomératique grossier

Les laminites, très développées en puissance, représentent les 3/4 supérieurs de la séquence et traduisent un ralentissement des apports allant de pair avec un grand étalement des matériaux sédimentaires. Les algues ont pu jouer indirectement un rôle sur la cohésion des laminae par l'intermédiaire de mucilages, mais les laminites ne sont pas d'origine stromatolithique. La régularité de la sédimentation est liée à la tranquillité relative de la plate-forme carbonatée pendant cette période. Les clastiques minéraux en sont pratiquement absents, mis à part les couches grossières de la base et les petits grains quartzeux dispersés qui apparaissent à la partie supérieure. Ils annoncent la proximité de la surface d'érosion, limitant la formation vers le haut. La faune (nérinées, huîtres, échinodermes, grands foraminifères, polypiers, éponges) et la flore d'algues vertes (codiacées, dasycladacées) indiquent une oscillation des conditions de sédimentation entre des fonds abrités, peu profonds, sublittoraux, aux eaux chaudes, claires et bien aérées, avec vie benthique intense et des fonds calmes, à tendance confinée, recevant périodiquement des apports bioclastiques et presque dépourvus de vie benthique. Dans toute la formation, les conditions pélagiques ne prévaudront jamais, les fonds étant vraisemblablement partiellement coupés de la haute mer.

Ce régime de sédimentation assez uniforme, est brusquement interrompu dans l'unité Mongioie-Saline par un nouvel épisode détritique : la formation B. Des éléments terrigènes, remaniés de formations plus anciennes, s'ajoutent aux gravelles dolomitiques triasiques. Il s'agit essentiellement de quartz, de feldspaths et de micas ne pouvant provenir que de séries werfénienne ou permienne, voire plus anciennes. Cette formation grossière marque un nouveau stade de la transgression jurassique et elle repose en apparente concordance sur les carbonates bathoniens. La discordance angulaire signalée par M. Vanossi (1972) à ce contact n'a pas été mise en évidence, ni à l'échelle régionale (constance de la puissance et de l'évolution de la séquence bathonienne). Cette formation, connue à la Cima delle Colme et à la Cima delle Saline, semble exister aussi à la Mascha, où J.-R. Kienast (1963) décrit des "calcaires gréseux rouges avec silex, bélemnites et entroques" présentant de grandes affinités pétrographiques et texturales avec la formation B. Ces calcaires sont rapportés à l'Oxfordien moyen (Argovien) par comparaison avec les successions décrites dans la zone briançonnaise. Les bélemnites très usées, trouvées à la base de ces couches et figurées par Kienast, pourraient appartenir au genre *Hibolites* fréquemment signalé dans cette partie du Jurassique supérieur; cependant l'extrême rareté des fossiles dans cette formation ne permet pas encore une datation biostratigraphique précise.

Quelques échantillons prélevés au-dessus de la formation A dans le haut vallon de Carnino présentent un faciès différent. Il s'agit d'une biopelmicrite à petits bioclastes recristallisés et dispersés dans une matrice grumelleuse abondante : spicules d'éponges, valves d'ostracodes et de lamellibranches, fins débris de crinoïdes (*Saccocoma*) et surtout, foraminifères planctoniques (*Globigerina* (*Globuligerina*) *oxfordiana* (Grigelis)) et radiolaires. Les spicules d'éponges et les tests de radiolaires sont calcifiés. Les pellétoïdes sont plus ou moins distincts. Localement, les bioclastes sont écrasés, fragmentés, méconnaissables, recoupés par des stylolithes ou des diaclases cicatrisées par de la calcite. Par l'assemblage microfaunique, ce calcaire appartient au Jurassique supérieur et vraisemblablement à l'Oxfordien.

Les différents affleurements connus de la formation B révèlent cependant une assez grande uniformité de composition et de texture. Un mouvement vertical du socle, mineur et localisé, plutôt qu'une déformation plastique, pourrait être à l'origine de cette reprise d'érosion, si les formations B et A sont comparées. Les apports détritiques issus de l'altération et de l'érosion des affleurements triasiques et permien, peut-être plus anciens, se substituent aux matériaux bioclastiques. La fraîcheur de nombreux minéraux remaniés va à l'encontre d'un long transport et les sources ne devaient pas être considérablement éloignées du milieu de sédimentation. La mise en place s'est faite sous le contrôle de courants à compétence décroissante et dans un milieu carbonaté : aux couches basales grossières et mal classées, succèdent d'abord des couches à stratifications obliques entrecroisées et granoclassées, puis des couches à fine stratification plane et horizontale. La silicification ne se développe véritablement que dans ces couches supérieures, comme si les conditions de sédimentation calme qui présidaient à leur mise en place lui étaient indispensables. Un autre trait caractéristique de cette formation B réside dans la rareté des bioclastes autres que les débris d'échinodermes : soit que les conditions de milieu ne furent jamais favorables à une vie benthique ou pélagique, le milieu tendant à rester confiné et saturé en carbonates, soit que les conditions de milieu étaient défavorables à la fossilisation des squelettes.

Les variations granulométriques et celles du cortège minéralogique ainsi que les indices texturaux, seraient à prendre en considération pour tenter, sur un plus grand nombre d'observations, de dégager des gradients et polarités dans ces couches, fort utiles pour reconstituer la direction des paléocourants qui ont contrôlé la sédimentation et pour localiser les zones d'apports terrigènes.

Tout comme la formation A, cette formation B apparaît comme une séquence de comblement de dépression peu profonde, à la surface de la plate-forme. Elle est à son tour tronquée par une surface durcie, ravinée, presque plane.

Le toit de la formation B n'est que faiblement érodé sous la formation C et les traces de remaniement restent minimes. Plus encore, la présence des grains de quartz détritique et des

silicifications à la base de la formation C semblent prolonger la sédimentation et la diagenèse particulières à la formation B sous-jacente et assurer par là même une liaison génétique avec cette dernière : ces deux formations si étroitement apparentées seront considérées dans un seul ensemble, appartenant au Jurassique supérieur.

La présence de terrigènes dans le terme inférieur de la formation C prouve que la transgression n'était pas terminée et que des produits d'érosion parvenaient encore sur les fonds de la région étudiée. Ces terrigènes se sont raréfiés dans le terme moyen pour ne réapparaître encore une fois, qu'à l'approche de la surface d'érosion terminale. Dans le même temps, les conditions de sédimentation carbonatée n'ont guère varié. On assiste au passage très progressif des calcaires inférieurs crinoïdiques, gris ou crème, à passées gréseuses et silicifications, aux calcaires moyens dolomitiques noduleux, rosés à filets verdâtres ou à passées rougeâtres évoquant le faciès des "Calcaires de Guillestre". Finalement la sédimentation revient toujours graduellement aux calcaires supérieurs, crinoïdiques, gris bleuté, rappelant les couches inférieures.

Le faciès "Marbres de Guillestre" marque un net changement de sédimentation : toujours noduleux, rougeâtre, encadré par des surfaces durcies, il est rapproché de l' "ammonitico rosso" supérieur calcaire, lié aux rides de type Briançonnais (J. Aubouin, 1964). D'âge variable suivant les endroits, ce faciès représenterait du point de vue paléogéographique un domaine marin particulier, à sédimentation condensée, à éléments plus necto-benthiques (ammonites) que franchement planctoniques, en quelque sorte intermédiaire entre le domaine néritique et le domaine pélagique, peut-être au voisinage de la rupture de pente au bord externe de la plate-forme.

Dans l'unité Mongioie-Saline, la sédimentation néritique tend à se rétablir après le faciès "Marbre de Guillestre", alors que dans l'unité Upega-Nava, ce même faciès est suivi au Val Tanarello de dépôts à éléments planctoniques resédimentés.

Toute la formation, dans l'unité Mongioie-Saline, est dépourvue de microfaune significative. Il est intéressant de noter que dans la coupe de la Mascha décrite par J.-R. Kienast, plus au N, la formation du Malm comprise entre les "calcaires gréseux rouges

à silex" (Oxfordien moyen) comparés à notre formation B et le "hard-ground" apto-albien, l'équivalent de notre formation C aurait une puissance réduite de moitié (50 m) par rapport à la Cima delle Colme, mais elle contient les calpionelles du Tithonique. Plus au N (Lagi Biecai, Moglie), d'après ce même auteur, la réduction s'accuse et la formation, puissante seulement d'une trentaine de mètres, ne comporte plus que le terme supérieur tithonique, à sédimentation carbonatée pélagique et repose directement sur le Dogger. Il y a donc amincissement et réduction par le bas de la formation C (fig.14).

La transgression du Malm s'avance vers le N dans l'unité Mongioie-Saline et, alors que dans la région septentrionale nouvellement envahie s'installe un régime pélagique, un régime de sédimentation relativement plus néritique se poursuit dans la région méridionale.

Dans l'unité Upega-Nava, le Malm du Tanarello renferme, toujours remaniée dans des pelles micritiques, une microfaune à calpionelles (*Calpionella alpina* (Lorenz), *C. elliptica* (Cadish), *Crassicolaria intermedia* (Durand Delga)), à Saccocomidés et *Globochaete alpina* (Lomb).

Cette resédimentation des éléments remaniés est donc postérieure à l'âge de l'assemblage microfaunique, post-Tithonique, probablement Berriasien supérieur ou Valanginien. Cette conclusion est renforcée par l'existence au sommet de ces mêmes couches de petites bélemnites grêles indéterminées, de fragments de *Duvalia silicifiées* et de dents de squales incomplètes. Dans l'unité de l'Armetta, le Malm comporte, au-dessus des calcaires marmoréens à faciès "calcaires de Guillestre", des couches oolithiques avec Saccocomidés, *Globochaete alpina* (Lomb), aptychi, petites ammonites et bélemnites, mais dépourvues de calpionelles.

Dans le Marguareis, à l'W de la région étudiée, P. Fallot et A. Faure-Muret ont signalé (1955) au plan de Chevolaï, une faune d'ammonites et de bélemnites dans les derniers mètres de calcaire gris-bleu au-dessus des calcaires à faciès "calcaires de Guillestre"; cette faune condensée conduisait les auteurs à considérer ces couches supérieures d'un âge moyen Valanginien supérieur,

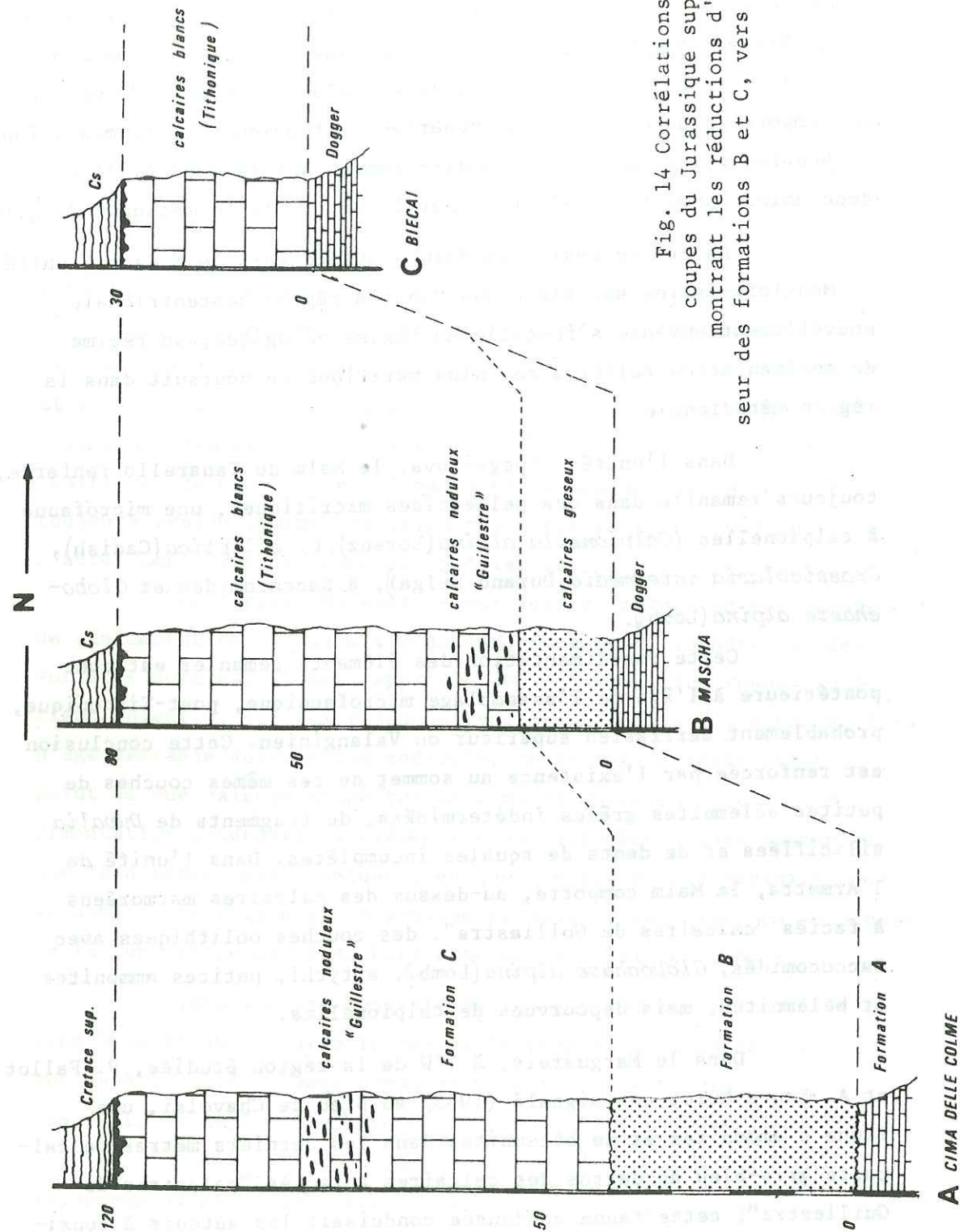


Fig. 14 Corrélations des coupes du Jurassique supérieur montrant les réductions d'épaisseur des formations B et C, vers le N.

plus probablement Hauterivien. Cependant, deux ensembles sont distincts dans cet assemblage : un ensemble valanginien caractérisé par *Leptotetragonites* cf. *honoratianus* (d'Orb.), *Neolissoceras grasianum* (d'Orb.), *Duvalia lata* (Blainv.) *Duvalia emerci* (Raspail) et un ensemble barrémien représenté par *Hemitetragonites* gr. *crebrisulcatus* (Uhlig), et *Hamulina* sp. L'âge de cet assemblage ne saurait donc être antérieur à celui de l'ammonite la plus récente, c'est à dire au Barrémien supérieur. Par conséquent, le faciès des couches rapportées au Malm peut monter très haut dans le Crétacé inférieur, jusqu'au Barrémien supérieur.

Un grand contraste sédimentaire se dégage donc de cette brève revue du passage Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans les Alpes ligures. A l'apparente continuité de sédimentation dans la formation C, qui dans les conditions les plus favorables s'étend verticalement depuis l'Oxfordien - Kimméridgien jusqu'au Berriasien, s'oppose un mode d'enregistrement sédimentaire post-Berriasien et anté-Albien supérieur, sous forme de flaques, dispersées horizontalement, en mosaïque, dans lequel chaque épisode majeur est vraisemblablement enregistré avec sédiments et fossiles, mais jamais sur une même verticale, ces nouvelles conditions étant corrélatives d'une période d'instabilité tectonique. Ce contraste est encore accusé par l'homogénéisation des conditions de sédimentation qui accompagnera les grandes transgressions du crétacé supérieur (formation des Calchistes planctoniques ou Marbres en plaquettes), qui recouvriront la région.

L'encroûtement stromatolithique aptien-albien qui coiffe la surface d'érosion terminant la formation C est connu dans tout le secteur étudié; il rappelle celui qui a été récemment décrit dans l'unité de l'Armetta (G. Royant, M. Rioult & M. Lanteaume, 1971). Partout les laminae biosédimentaires ont piégé une microfaune planctonique caractéristique, marquant :

- 1 - Le début d'un nouveau régime de sédimentation commun à toute la région, dominé par des influences pélagiques.
- 2 - La disparition corrélative des influences néritiques entre le Jurassique moyen et le Crétacé inférieur.

CHAPITRE IV

Les formations du Crétacé supérieur et du Tertiaire

I - LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Une puissante série calcschisteuse affleure sur de grandes surfaces, dans le versant méridional de la chaîne Rocca del Fera - cime de l'Armasse, sur les revers occidentaux du Monte Pian Ballaur et de la Cima delle Saline.

Cette série se développe soit directement sur le Jurassique supérieur, soit sur l'encroûtement stromatolithique apto-albien lorsqu'il est conservé.

Du point de vue lithologique, ce sont des calcaires de couleur gris clair à bleuté, à grain fin, siliceux, se débitant en plaquettes. Cette formation est comparable aux "Calcschistes planctoniques" ou "Marbres en plaquettes" du Briançonnais.

Dans les calcschistes du Rio dell'Isola (Tanarello) M. Vanossi (1963) indique la présence de *Globotruncana* (*G. lapparenti*).

M. Lanteaume (1962, 1968) signale dans le val Nava de rares Fissurines (*Pithonella* sp) et des prismes d'inocérames. Dans le massif du Marguareis, ces calcschistes renferment une abondante microfaune de globigérines, gümbélines et roselines.

A. Guillaume (1969) dans la Fascette de Upega, immédiatement en contact sur le "Hard-ground", signale :

Globotruncana lapparenti, *G. tricarinata*, *G. stuarti*,
Leptodermella sp., *Globigerina cretacea*.

La présence de cette faune confère, au moins à la partie basale de la formation, un âge Sénonien. L'association de :

Globotruncana lapparenti lapparenti (Brotzen)

Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau)

indique un âge Turonien supérieur - Santonien (M. Caron, 1966).

II - L'EOCENE

Les formations éocènes n'affleurent qu'en de très rares endroits dans notre secteur d'étude. A l'W dans le haut vallon de Carnino et à Piaggia Bella, au SE dans la cluse du Tanarello. Elles sont représentées par des calcaires massifs, conférant à la série briançonnaise ligure, une originalité propre comparée au "Flysch noir" éocène du Briançonnais.

Dans le Marguareis, A. Faure-Muret et P. Fallot (1954), P. Fallot et M. Lanteaume (1955) attribuèrent tout d'abord un âge priabonien à cette formation. Par la suite, M. Lanteaume (1956), se fondant sur les microfaunes à orthophragmines, data les calcaires à nummulites du Lutétien supérieur-Auversien.

Les conditions de gisement de cette formation rendent son étude difficile; en effet le Nummulitique se présente en lambeaux formant des pincées dilacérées à l'intérieur de la masse très replissée des calcschistes du Crétacé supérieur.

Une coupe levée dans le haut vallon de Carnino (W du Gola della Chiusetta) (fig. 15) montre que le Nummulitique repose en continuité sur le Crétacé supérieur.

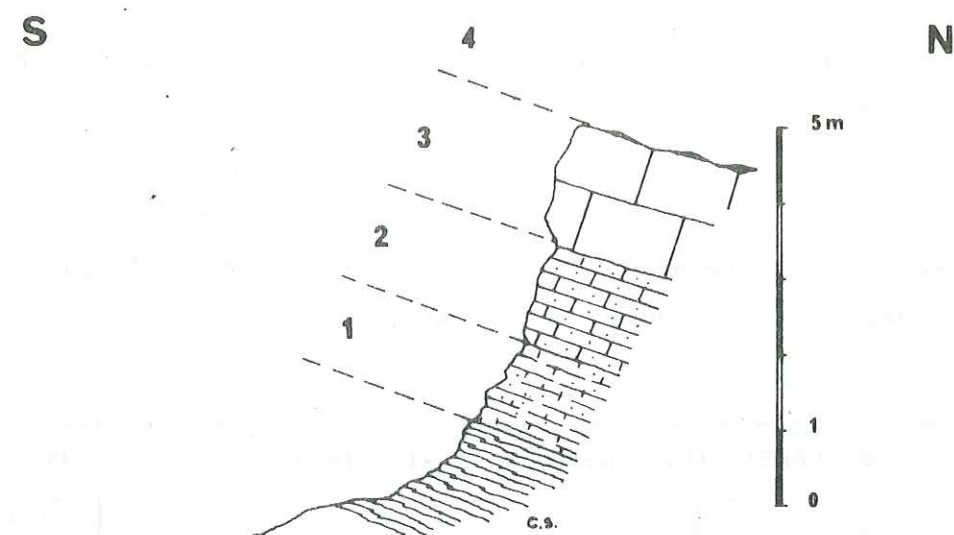


Fig. 15 Coupe du Nummulitique dans le haut vallon de Carnino (légende dans le texte)

Au-dessus d'un ensemble de calcschistes finement détritiques, riches en quartz, se développe la succession suivante :

- 1 - Bancs de calcaires à patine sombre, très schistosés, (débitage superficiel en plaquettes), renfermant de nombreux grains de quartz. La faune est représentée par des restes d'échinodermes et des débris de nummulites 2 m
- 2 - Niveau de calcaires graveleux gris-sombre à plages siliceuses et granules phosphatés. Les nummulites et les orthophragmines sont remaniées; les débris d'échinodermes sont abondants. . . . 1 m
- 3 - Bancs de calcaire massif bleuté à patine claire, encore détritique (quartz). Ce calcaire se caractérise par l'abondance de grands foraminifères. Outre les orthophragmines et les nummulites on note la présence de rupertiidés, de débris d'échinodermes et d'algues lithothamniées 2 m
- 4 - Croûte phosphatée, épaisse de quelques millimètres à quelques centimètres, ravinant le calcaire sous-jacent, termine la coupe. Il s'agit d'une surface durcie à nombreux grains de

quartz où les foraminifères sont abondants (globigérines à cachet tertiaire notamment). Des structures algaires encore indéterminées piègent des granules détritiques.

En l'absence de déterminations précises de la microfaune, nous ne pouvons donner d'attribution stratigraphique, nous comparerons cette coupe à celles décrites dans le Marguareis par R. Campredon, D. Haccard et M. Lanteaume en 1967.

MARGUAREIS (R. Campredon et al., 1967)			MONGIOIE
Coupe A	Coupe B	Attribution stratigraphique	Haut vallon de Carnino
Plan Ambroise	Pas de Scarasson		
Niveau 6	Niveau 5	Lutétien sup. par association de :	Niveau 2,3 et 4.
		<i>N. Perforatus</i>	
Niveau 4-5	Niveau 4	<i>N. Striatus</i> <i>N. Praefabiani</i>	Niveau 2

Dans leurs coupes R. Campredon, D. Haccard et M. Lanteaume mettent en évidence l'existence de niveaux paléocènes (niveau 1, 2 et 3, coupes A et B) et de Priabonien inférieur (niveau 8 coupe A) dans lequel sont associées *N. Striatus* (Brug), *N. Fabiani* (Prev.), *N. Chavannesi*.

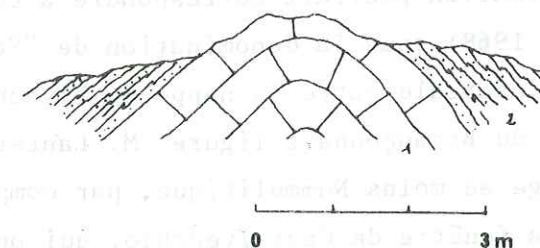
Dans le val Tanarello (M. Lanteaume 1968) le niveau des calcschistes jaunâtres du Paléocène ou de l'Eocène inférieur du Marguareis n'existent pas. Le Lutétien supérieur repose directement sur le Sénonien.

Aux abords du refuge de Piaggia Bella (au S du Colle del Pas) affleurent quelques témoins de calcaires à nummulites emballés dans les calcschistes du Crétacé supérieur. Au niveau d'un petit anticlinal (fig. 16) nous avons relevé la succession suivante :

- 1 - Calcaires gris-bleu à nummulites et algues comparables aux calcaires du haut vallon de Carnino
- 2 - Calcschistes reposant stratigraphiquement sur l'ensemble sous-jacent. En lame mince, la roche apparaît constituée de très nombreux grains de quartz détritique anguleux noyés dans un ciment calcaire. Elle contient de plus quelques éléments quartzeux dix fois plus gros, généralement très usés, mais présentant quelques fois des facettes cristallines reconnaissables. Des débris phosphatés, renfermant des fantômes d'une faune planctonique, sont mêlés aux grains de quartz. Il s'agit indubitablement de fragments remaniés d'un "hard-ground" soit tertiaire, soit apto-albien. L'étude microscopique des calcschistes du Crétacé supérieur n'a jamais livré de microfaciès comparables à ceux de Piaggia-Bella, aussi nous paraît-il raisonnable d'attribuer les lithoclastes phosphatés au "hard-ground" qui coiffe les calcaires à nummulites du haut vallon de Carnino.

S

N



- 1 - calcaires nummulitiques
- 2 - calcschistes priabonien?

Fig. 16 Coupe aux abords du refuge de Piaggia Bella.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

Du point de vue chronostratigraphique aucun argument, dans l'état actuel des recherches, ne permet de dater avec précision ces calcschistes; cependant, leur position au-dessus des calcaires lutétiens autorise, à titre d'hypothèse de travail, à attribuer un âge priabonien aux calcschistes surmontant le Nummulitique de Piagga-Bella.

Quelques affleurements (rive droite du haut vallon de Carnino, Cima Cantalupo), toujours à proximité de calcaires à nummulites, montrent un microfaciès identique à celui des calcschistes de Piagga-Bella, aussi est-il possible de les attribuer eux aussi au Priabonien.

Si en lame mince, il est possible de différencier les calcschistes tertiaires de ceux du Crétacé supérieur, sur le terrain la part des choses est difficile à faire; dans ces conditions l'attribution au Crétacé supérieur de certains affleurements de calcschistes sera vraisemblablement à reconsidérer.

III - LES "SCHISTES à BLOCS" POST NUMMULITIQUES

Cette formation apparaît dans la région du val Tanarello, de Case dell'Isola, de Morga del Pava, en contact apparemment stratigraphique sur les "Calcschistes planctoniques" du Crétacé supérieur, ou sur le Nummulitique.

Cette formation pourrait correspondre à celle décrite par M. Lanteaume (1962, 1968) sous la dénomination de "Schistes grésocalcaires". Elle s'intercale entre la nappe du Flysch à helminthoïdes et la marge externe du Briançonnais ligure. M. Lanteaume attribue à cet ensemble un âge au moins Nummulitique, par comparaison avec les formations de la fenêtre de Castelvechio, qui ont fourni une faune de Nummulites (J.-P. Bloch, P. Fallot, M. Lanteaume, 1959)

C'est une formation de schistes argileux, conglomératiques à stratification peu évidente, très schistosée. De couleur brune à noirâtre, elle tranche nettement sur les "Calcschistes planctoniques" gris-bleuté. Elle est caractérisée par la présence de blocs centimétriques à décimétriques, de roches sédimentaires essentiellement

calcaires ou gréseuses. Au microscope les schistes apparaissent comme une microbrèche à débris de quartz, nombreuses phyllites (chlorite, muscovite, séricite) dans un fond argileux sombre. Un débris de foraminifère (orthophragmine ?) a été retrouvé dans la matrice argileuse.

Ces schistes conglomératiques sont donc une formation essentiellement détritique et polygénique. Pour cette raison et en fonction de leur position stratigraphique et structurale, nous assimilons cette série aux "Schistes à blocs" déjà décrits en Ubaye - Embrunnais (C. Kerkhove, 1969), et dans la région de Triora (M.-F. Vigné, Thèse III^e cycle en cours). Cependant cette attribution doit être considérée comme une hypothèse de travail, jusqu'à la vérification qui sera effectuée par l'analyse comparative de ces différentes séries, avec celles qui sont situées plus au S, dans le bassin de Triora.

Les "Schistes à blocs" classiquement attribués au Priabonien et peut être plus récents (C. Kerkhove 1969) sont des formations résultant du démantèlement du substratum et de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en cours de glissement.

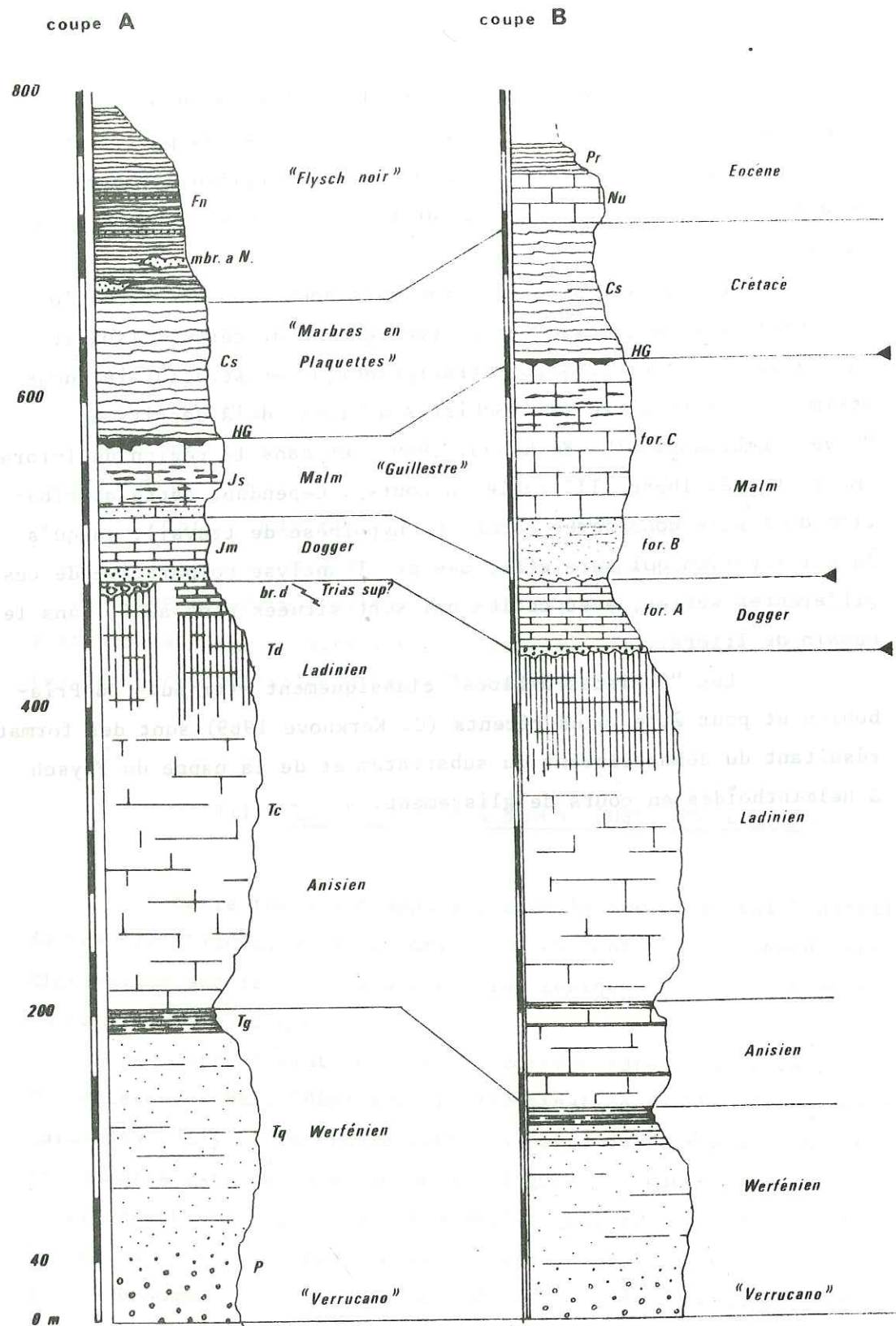


Fig. 17 Corrélations entre la série stratigraphique briançonnaise classique (d'après J. Debelmas, 1955) et la série briançonnaise ligurienne.
 (p : poudingue, Tq : Trias quartzitique, Tg : Trias gypseux, Tc : Trias calcaire, Td : Trias dolomitique, br.d : Brèche dolomitique, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, HG : Hard-ground, Cs : Crétacé supérieur, m.br. à N : microbrèche à Nummulites, Pr : Priabonien.)

CONCLUSIONS à l'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Si les affinités briançonnaises de la série des Alpes - ligures ne sont plus à démontrer (fig. 17), il nous est cependant possible, au terme de cette étude, d'apporter quelques précisions sur certaines formations de la succession stratigraphique du domaine étudié et sur les incidences paléogéographiques qui en découlent.

Les calcaires et dolomies du Ladinien, ravinés au sommet sont surmontés, en concordance, par un conglomérat passant à des calcaires datés paléontologiquement du Bathonien moyen. Ce conglomérat n'a jamais livré d'éléments plus récents que les débris calcaréodolomitiques du Ladinien. Il y a une lacune importante dans la série stratigraphique correspondant à tout le Trias supérieur, au Lias, à l'Aalénien-Bajocien, et vraisemblablement au Bathonien inférieur. La présence locale de débris de bésimaudites dans ce conglomérat de base du Dogger indique l'existence d'une zone où l'érosion antibathonienne atteignait les vulcanites acides du Permien. Dans le massif du Mongioie, la transgression jurassique se réalise en trois étapes caractérisées à chaque fois :

- 1 - d'abord par un apport détritique témoignant d'une reprise d'érosion et d'une sédimentation à un niveau d'énergie élevé;
- 2 - puis par une décroissance progressive du niveau d'énergie, se traduisant par la disparition graduelle des éléments grossiers et une sédimentation tendant vers le dépôt de laminites;
- 3 - enfin par la réapparition de matériaux détritiques en fin de séquence, annonçant la surface d'érosion qui interrompt la sédimentation.

Les grains de quartz et de feldspath contenus dans toutes les formations du Jurassique présentent de telles affinités avec ceux des bésimaudites qu'il est permis de penser que la zone de vulcanites acides mise à nu avant le Bathonien était périodiquement soumise à l'érosion durant le Jurassique moyen et supérieur, avec un maximum d'intensité à la fin de chaque séquence. La réduction progressive par le bas, de la formation C du Malm (fig. 14), montre qu'à l'échelle régionale, la transgression s'avance du S vers le N. Ailleurs dans des unités structurales plus élevées, le Jurassique supérieur repose sur des termes de plus en plus anciens de la série stratigraphique jusqu'aux quartzites werféniens (G. Royant et M. Lantéaume, 1973). Toutes ces observations nous autorisent, au moins à titre d'hypothèse, à placer au N du domaine étudié, la zone émergée qui fournissait les matériaux détritiques. La partie sommitale des calcaires jurassiques, représentée par des faciès à faune pélagique, contraste avec les formations sous-jacentes à faciès néritique. Dans le temps il y a passage d'un milieu néritique, parfois coupé du large, à un milieu de mer ouverte, où dominent les influences pélagiques.

Le Jurassique supérieur-Bériasien est surmonté de formations peu épaisses, condensées du Crétacé inférieur; les témoins les plus récents sont datés du Barrémien supérieur. Le mode d'enregistrement sédimentaire particulier à ce Crétacé inférieur, en minces flaques dispersées horizontalement, traduit des phénomènes de non sédimentation et de corrosion, liés vraisemblablement à une instabilité tectonique.

Avec la genèse de l'encroûtement stromatolithique apto-albien s'instaure un nouveau régime de sédimentation, franchement pélagique, qui s'uniformisera au Crétacé supérieur avec le dépôt des "Calcschistes planctoniques".

A l'Eocène, vont se déposer les Calcaires à nummulites et algues du Lutétien, puis les calcschistes du Priabonien. La découverte locale, sur les Calcaires à nummulites d'une croûte phosphatée, avec piégeage algaire, évoque une évolution des conditions de sédimentation comparable à celle que nous avons suivie du Jurassique-Crétacé inférieur au Crétacé supérieur.

La sédimentation des calcschistes du Priabonien semble clore l'histoire sédimentaire du domaine étudié; le dépôt des "Schistes à blocs" appartient déjà à l'histoire tectogénétique du Briançonnais ligure.

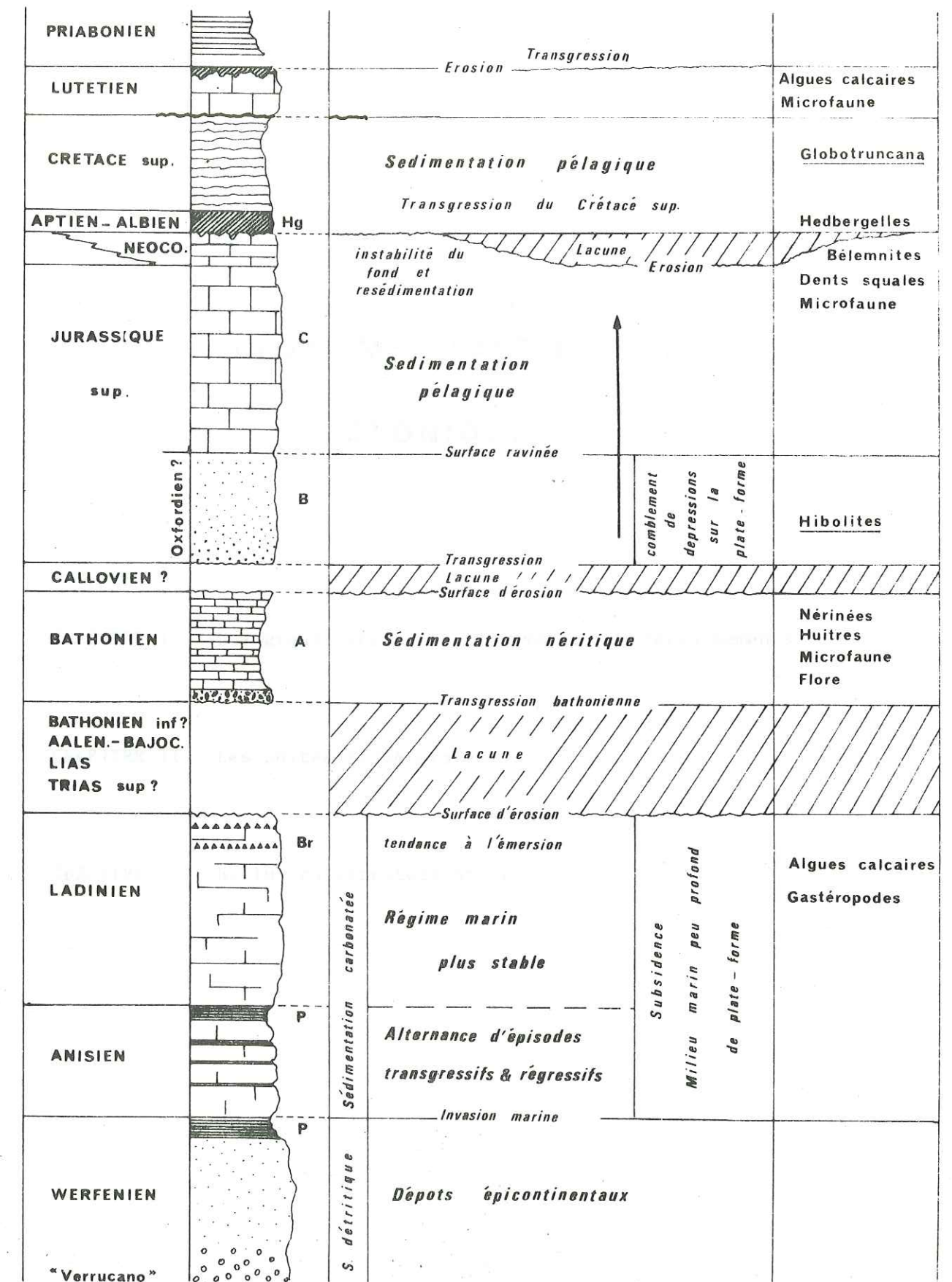


Fig. 18 Tableau synthétique, montrant l'évolution de la sédimentation du Permo-Trias au Priabonien.

L'ensemble des travaux de S. Franchi et D. Zaccagna, résumés dans la feuille de Boves parue en 1933, a constitué la première synthèse structurale du Briançonnais-ligure.

G. Rovereto puis S. Conti ont insisté dans diverses publications sur l'importance des grands accidents affectant le massif. Ces auteurs envisagèrent l'hypothèse de l'appartenance du Marguareis s.l. à la nappe du Grand Saint-Bernard.

Plus récemment (1954), A. Faure-Muret et P. Fallot ont mis en évidence l'importance de la tectonique tangentielle dans le massif. P. Fallot et M. Lanteaume (1955) ont montré que le Marguareis est limité à son front par la "zone broyée des Selles Vieilles" qui pourrait correspondre à un accident majeur. Cependant "la disposition de cette zone et son peu d'extension sur le territoire français" interdissent aux auteurs de conclure à un chevauchement généralisé vers le SW.

P. Fallot et M. Lanteaume, dans cette publication, ont considéré que le Marguareis, d'allure presque tabulaire, "comporte des plis atténués poussés de l'ENE à l'WSW et des failles très nombreuses. Une partie semble due à l'effet de gauchissement subi par la masse calcaire : ce sont des cassures de faible rejet. D'autres sont de relativement grande extension et rentrent dans la catégorie des failles de tassement".

M. Lanteaume (1958) a distingué, le tégument d'une part et la couverture post-werfénienne sur laquelle demeurent des lambeaux des unités charriées d'autre part. M. Lanteaume a subdivisé cette couverture en deux éléments structuraux qui sont : le Marguareis et le feston d'Upega-Nava. Sur le schéma structural joint au mémoire, cet auteur distingue deux éléments structuraux chevauchant le Marguareis : l'élément de la Saline et l'élément du Mongioie.

J.-R. Kienast (1963) a subdivisé l'histoire tectonique de la région en trois grandes phases :

Mouvements initiaux vers le N

Mouvements seconds vers le S, coïncidant avec le passage de la nappe du Flysch à Helminthoïdes sur le Briançonnais-ligure

Mouvements de retour vers le N et morcellement du massif en cinq blocs par des failles transverses pouvant localement évoluer en "simili-charriagés".

Dans sa thèse, A. Guillaume (1969) a défini trois grandes unités structurales :

L'unité du Monte Vecchio, chevauchée par celle du Monte Bésimauda; ces deux unités sont elles-mêmes recouvertes par l'unité du Marguareis s.l. Cette dernière est morcelée en trois éléments chevauchants qui sont du S au N : l'unité de la Cime du Coin-Flamalgal, l'unité du Marguareis s.s. et enfin l'unité de la Cima Cars.

Les dernières données structurales du Briançonnais ligure, à l'E du Marguareis, ont été fournies par M. Vanossi (1972). L'auteur a distingué trois grands éléments structuraux séparés par des failles verticales :

un élément méridional (Upega - Nava) en contact tectonique, au S, avec l'unité d'Albenga

un élément central (Carnino - Viozene) à matériel essentiellement paléozoïque

un élément septentrional (Mongioie - Saline) "haché par un réseau de failles sub-verticales" supportant tectoniquement des lambeaux de l'unité d'Albenga. Vers l'E, cet élément passe, par l'intermédiaire d'une flexure, à l'élément Upega - Nava.

M. Vanossi envisage trois phases tectoniques : d'abord un "Cambrement régional lent", puis un "Serrage en direction N-S...; formation de plis et d'écaillages, charriage et sous-charriage par rapport à l'unité d'Albenga", et enfin un "Soulèvement différentiel rigide" déterminant "le réseau de failles et la structure actuelle en marches d'escalier".

La découverte de lambeaux du Complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes par A. Guillaume (1961), J.-P. Bloch et J.-R. Kienast (1963) a confirmé l'hypothèse, d'une origine ultra-briançonnaise de la nappe, proposée par M. Lanteaume dès 1958.

Notre étude nous a permis de mettre en évidence des décrochements E-W et des décrochements N-S conjugués. Ces accidents sont responsables de l'individualisation en unités et éléments de l'ensemble du massif du Monte Mongioie (fig. 19). Nous envisagerons à notre tour une subdivision du massif en trois grandes unités structurales.

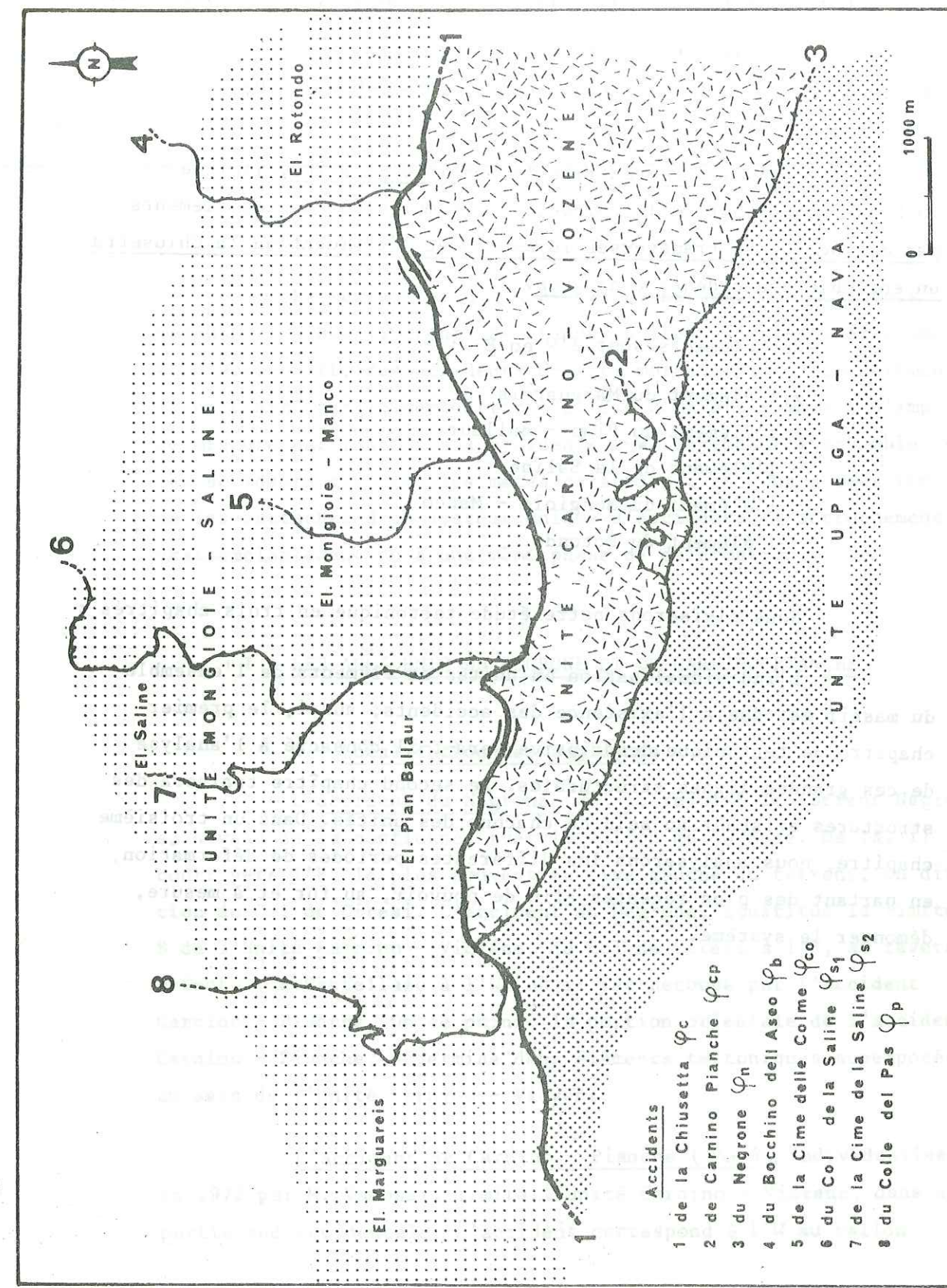


Fig. 19 Schéma de localisation des différentes unités structurales

- L'unité méridionale Upega - Nava, constitue le prolongement oriental de l'unité "cime du Coin - Flamalgal" de A. Guillaume.

- L'unité centrale Carnino - Viozene est définie par les accidents de Carnino - Pianche et du Negrone au S, par l'accident de la Chiusetta au N.

- L'unité septentrionale Mongioie - Saline, limitée au S par l'accident de la Chiusetta, est morcelée en cinq éléments par des accidents transverses formant avec l'accident de la Chiusetta un ensemble d'accidents conjugués.

Ces éléments sont d'W en E :

- l'élément du Marguareis
- l'élément du Pian - Ballaur
- l'élément de la Saline
- l'élément du Mongioie - Manco
- l'élément du Rotondo

Nous diviserons notre étude tectonique en trois chapitres :

L'individualisation en unités et éléments de l'ensemble du massif est due à l'existence des accidents; aussi, le premier chapitre de tectonique descriptive sera-t-il consacré à l'analyse de ces grandes lignes structurales. Le second chapitre traitera des structures existant au sein de chacune des unités. Dans un troisième chapitre, nous analyserons les différentes périodes de déformation, en partant des plus récentes afin de pouvoir, au fur et à mesure, démonter le système.

CHAPITRE I

Les grands accidents, le système de décrochements

Le secteur étudié présente d'une part des accidents majeurs, E-W qui limitent les grandes unités définies précédemment, et d'autre part, des accidents N-S qui morcellent en cinq éléments, l'unité structurale septentrionale. Ces derniers semblent d'importance mineure par rapport aux accidents E-W. Cependant l'ensemble de ces accidents présente les mêmes caractères, et nous sommes tentés de les rattacher à un système unique d'accidents de décrochement, vraisemblablement du à une même phase de déformation.

I - LES ACCIDENTS DU NEGRONE ET DE CARNINO-PIANCHE

A - Localisation des accidents

L'accident du Negrone (φ_N), rejoint le torrent Negrone au niveau de sa confluence avec le vallon de la Fuse. De là, il court vers l'E, le plus souvent en rive gauche du torrent, en direction du Col de Ciresi. L'accident du Negrone, constitue la limite S de l'Unité Carnino - Viozene, du col de Ciresi à l'E, au revers oriental du Castellazo à l'W, où il est recoupé par l'accident Carnino - Pianche. De ce point, la portion orientale de l'accident Carnino - Pianche, détermine deux éléments tectoniques superposés au sein de l'unité Carnino - Viozene.

L'accident de Carnino - Pianche (φ_{CP}), individualisé en 1972 par M. Vanossi, limite l'unité Carnino - Viozene, dans sa partie sud-occidentale. L'accident correspond à l'W au vallon

de Carnino jusqu'au hameau de Case dei Sottan. Au-delà, vers l'E il passe dans le revers S du Castellazzo, traverse le bas vallon de la Fuse, puis se dirige vers Pianche et Musso. Plus à l'E, il n'a pas été reconnu au-delà du ravin delle Mere.

B - Description des accidents

Nous n'avons étudié ces accidents que dans le secteur compris entre le Castellazzo à l'W et Musso à l'E. Pour les prolongements orientaux et occidentaux nous nous rapporterons aux travaux de M. Vanossi (1972).

1 - Accident du Negrone (φ_N)

En rive gauche du torrent Negrone, le tégument permowarfénien de l'unité Upega - Nava, supporte selon un contact très redressé (pendage 50° vers le N), une série dolomitique et calcaire du trias moyen à fort pendage S (60°) (fig.20 coupes A et B). Plus à l'E, le trias carbonaté disparaît, (fig.20 coupe C), les quartzites werfénien de l'unité Carnino - Viozene s'appuie alors sur le substratum permien de l'unité Upega - Nava (fig.20, coupe D). Au droit de Musso, l'accident met en contact, les schistes noirs houillers de l'unité sus-jacente, et l'éruptif permien de l'unité Upega - Nava sous-jacente.

Du fond de la vallée du torrent Negrone à la route Viozene - Upega, les formations carbonifère, werfénienne et anisoldinienne de l'unité Carnino - Viozene, d'abord subverticales s'inclinent rapidement pour devenir horizontales (fig.20, coupes ABCD). Il se dessine ainsi clairement, une structure anticlinale à coeur de houiller, d'axe N 110° , déversée vers le S. Cet anticlinal, est tronqué dans sa partie frontale, par l'accident du Negrone.

Le prolongement E de l'accident du Negrone correspond à la portion orientale de l'accident de Ciresi décrit par M. Vanossi (fig.21). Il s'agit selon cet auteur "d'un contact subvertical avec un plongement qui passe fréquemment du S au N. Lorsque l'accident sépare des séries identiques, il est souligné par des divergences de pendage de part et d'autre du contact" (Trad. des auteurs).

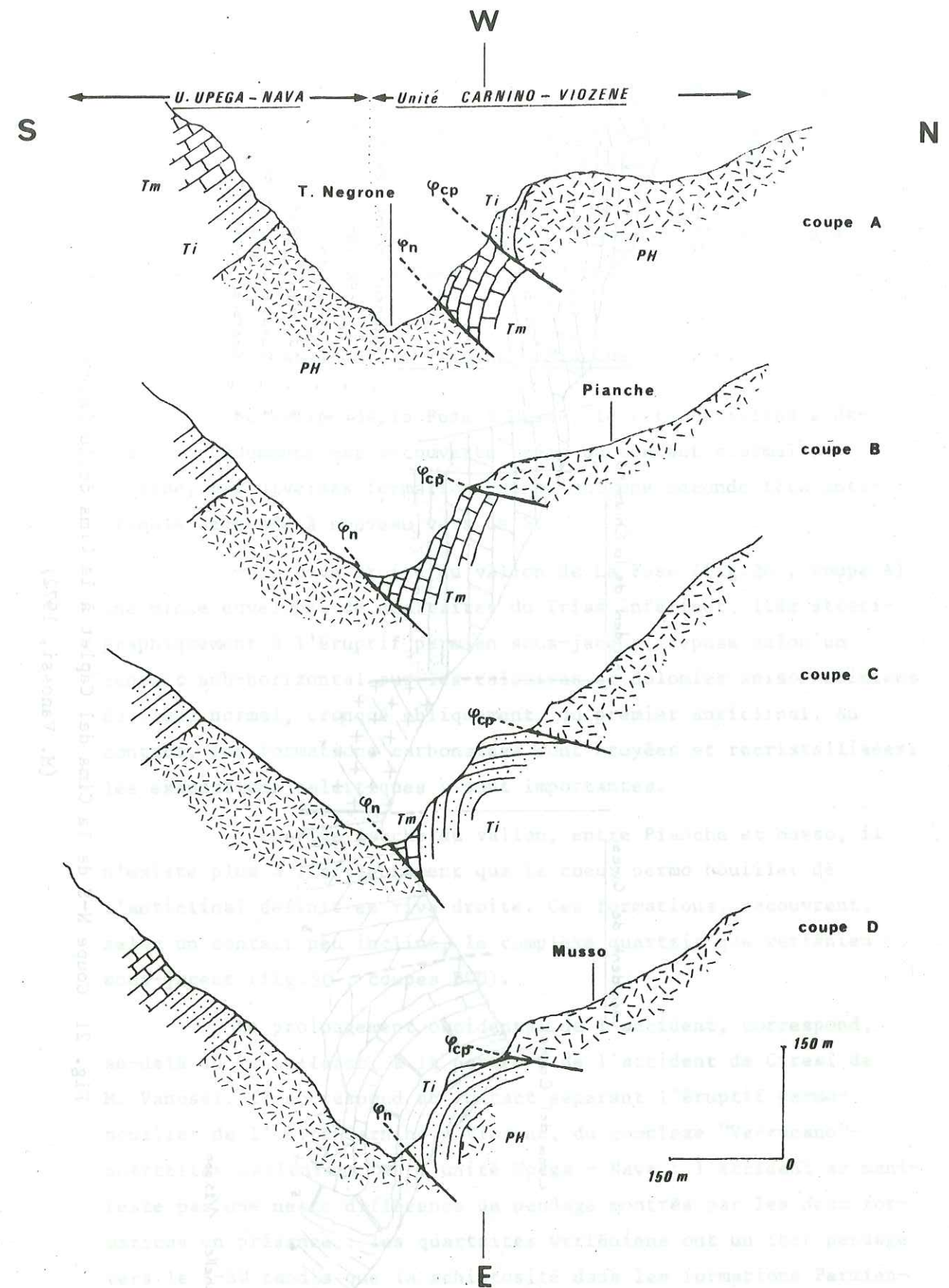


Fig. 20 Coupes séries N-S du vallon de La Fuse à Musso. (PH : Permien, Ti : Trias inférieur, Tm : Trias moyen).

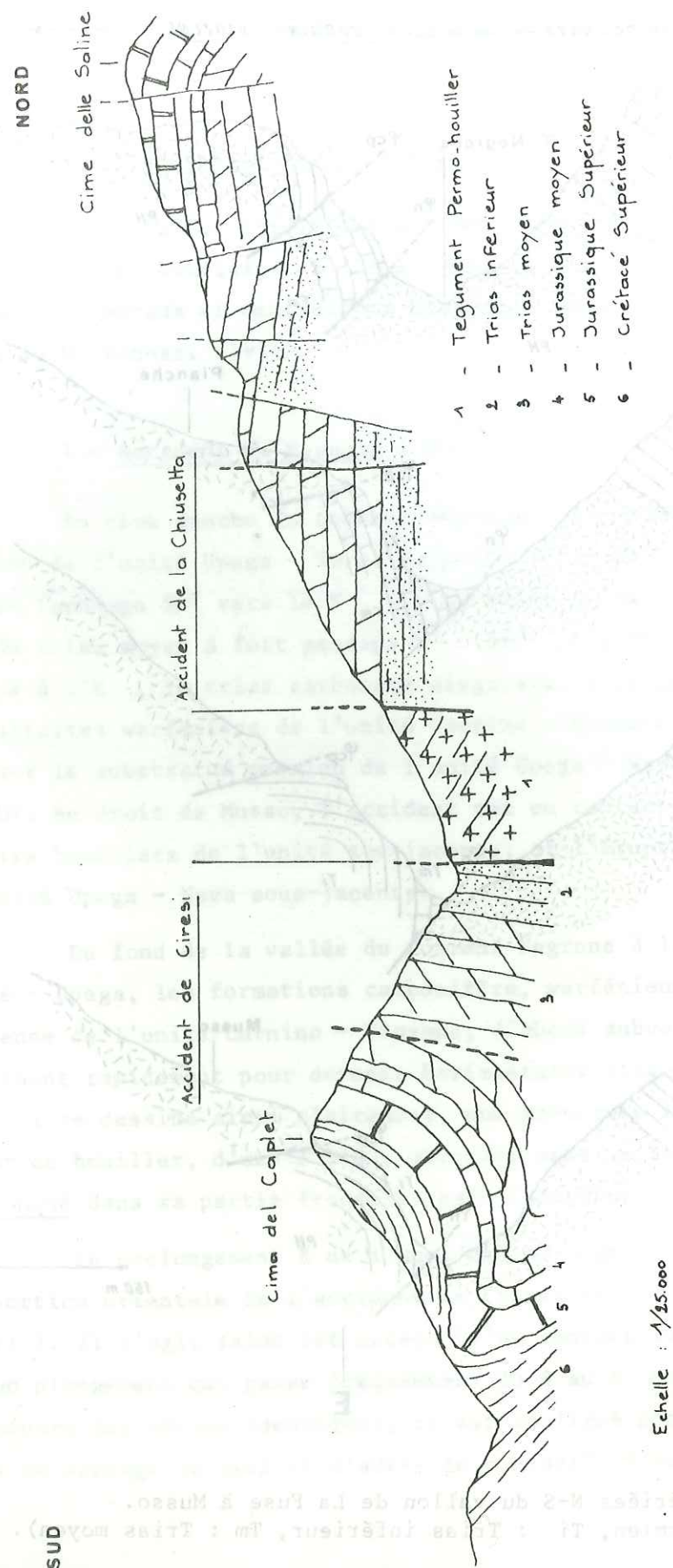


Fig. 21 Coupe N-S de la Cima del Caplet à la Cima delle Saline
(M. Vanossi, 1972)

A proximité du col de Ciresi, l'accident court à l'intérieur du complexe quartzitique werfénien : "Il est souligné par une zone cataclasée le long de laquelle les quartzites normalement durs et cohérents, apparaissent complètement écrasés et réduits en un amas pulvérulent exploité dans des carrières locales" (Trad. des auteurs).

A son extrémité occidentale l'accident du Negrone est recoupé par l'accident de Carnino - Pianche.

2 - Accident de Carnino - Pianche (φ_{CP}).

Du vallon de la Fuse à Musso, la tête anticlinale décrite précédemment est recouverte selon un contact anormal peu incliné, par diverses formations dessinant une seconde tête anticlinale déversée à nouveau vers le S.

- En rive droite du vallon de La Fuse (fig.20 , coupe A) une mince enveloppe de quartzites du Trias inférieur, liée stratigraphiquement à l'éruptif permien sous-jacent, repose selon un contact sub-horizontale sur les calcaires et dolomies aniso-ladiniens du flanc normal, tronqué obliquement, du premier anticlinal. Au contact, les formations carbonatées sont broyées et recristallisées; les exsudations calcitiques y sont importantes.

- En rive gauche du vallon, entre Pianche et Musso, il n'existe plus à l'affleurement que le coeur permo houiller de l'anticlinal définit en rive droite. Ces formations, recouvrent, selon un contact peu incliné, le complexe quartzitique werfénien sous-jacent (fig.20 , coupes BCD).

Le prolongement occidental de l'accident, correspond, au-delà du Castellazzo, à la partie W de l'accident de Ciresi de M. Vanossi. Il correspond au contact séparant l'éruptif permo-houiller de l'unité Carnino - Viozene, du complexe "Verrucano"-quartzites werfénien de l'unité Upega - Nava : l'accident se manifeste par une nette différence de pendage montrée par les deux formations en présence : les quartzites werfénien ont un fort pendage vers le S-SW tandis que la schistosité dans les formations Permienne de direction N 110° plonge vers le NNE (fig. 22 coupe A).

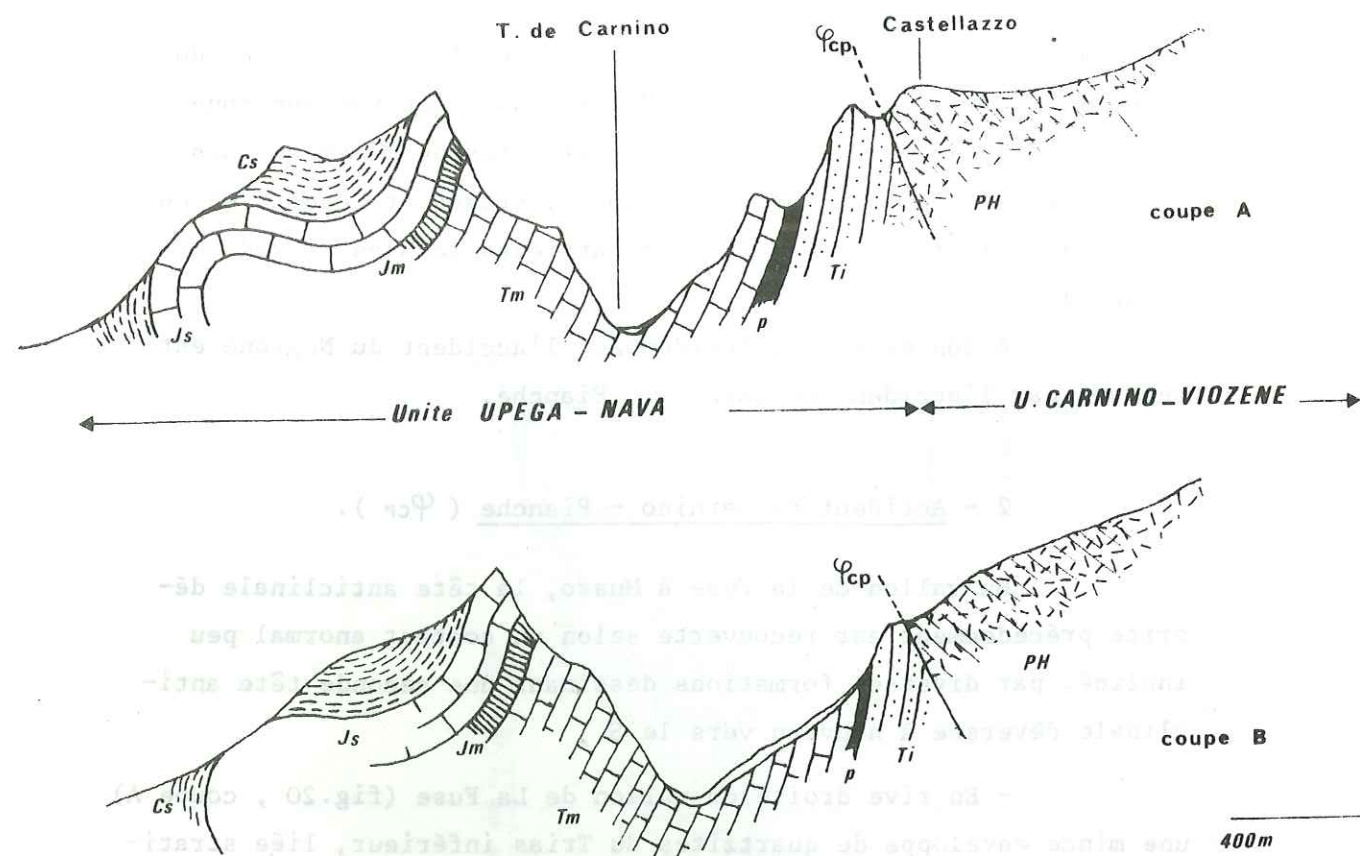


Fig. 22 Coupes de la Cima del Caplet au Castellazzo
(PH : Permo-Houiller, Ti : Trias inf., p : pélites,
Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen,
Js : Jurassique sup., Cs : Crétacé sup.)

L'accident se manifeste également par une troncature de la formation quartzitique de l'unité chevauchée. Au S du Castellazzo, la formation quartzitique est puissante de 150 m environ : elle se réduit considérablement vers l'W à l'entrée du vallon de Carnino (fig. 22, coupe A et B).

L'accident de Carnino - Pianche est recoupé par l'accident de la Chiusetta au droit du Passo Mastrelle.

C - Conclusions

L'accident de Ciresi limitant au S l'unité Carnino - Viozene, décrit par M. Vanossi (1972) comme une faille verticale, est en fait constitué de deux accidents : l'accident de Carnino -

Pianche à l'W, et l'accident du Negrone à l'E. Ce dernier est lui-même recoupé par l'accident Carnino - Pianche en rive droite du vallon de la Fuse. Au-delà vers l'E, l'accident de Carnino - Pianche, scinde l'unité Carnino - Viozene en deux éléments se chevauchant, vers le S.

Ces accidents affectent aussi bien la couverture mésozoïque (Pianche) que le tégument permo-carbonifère : il s'agit donc d'accidents profonds, vraisemblablement de socle.

L'ensemble de l'unité Carnino - Viozene repose sur la tranche des couches de l'unité Upega - Nava.

Les zones de contact sont en général, intensément bréchiifiées.

Il ne s'agit donc, pas de failles verticales, mais de vastes failles inverses amenant l'unité Carnino - Viozene à chevaucher celle d'Upega - Nava. Le jeu de ces deux accidents se traduit par un serrage au niveau du tégument. En effet le recouvrement total de l'élément inférieur de l'unité, par l'élément supérieur peut être observé au-delà du Castellazzo (fig. 23). Ce sont des accidents en compression.

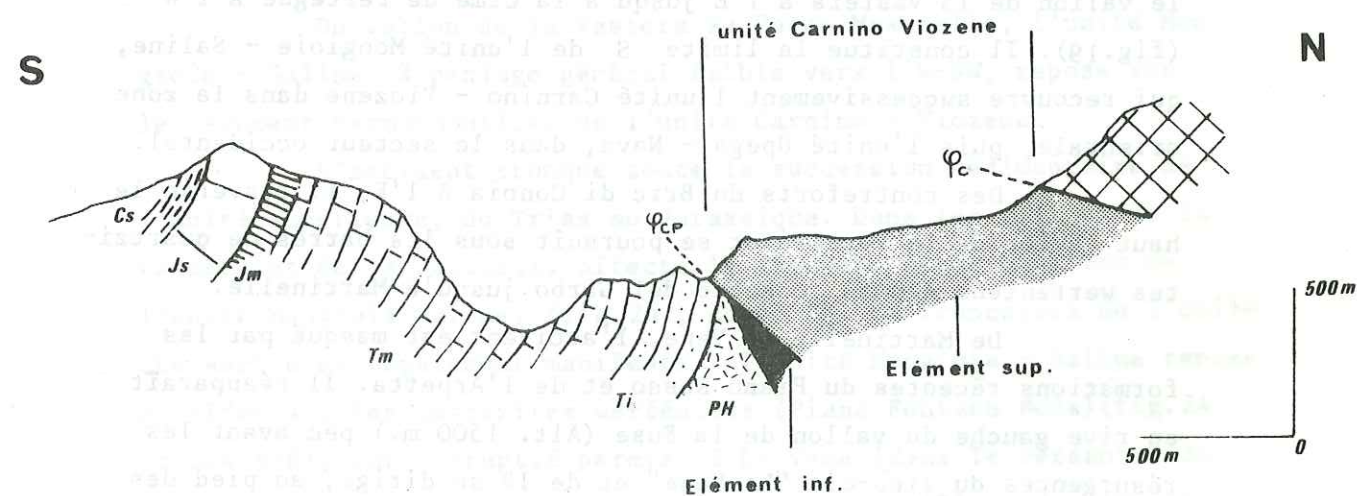


Fig. 23 Coupe NS à l'entrée du Vallon de Carnino

(PH : Permo-Houiller, Ti : Trias inférieur,
Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen,
Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur).

II - ACCIDENT DE LA CHIUSETTA ET ACCIDENTS CONJUGUES

A - Accident de la Chiusetta (φ_c)

Cet accident avait déjà été repéré à l'W, par P. Fallot et M. Lanteaume en 1955. Ces auteurs signalèrent alors : "un accident dans le haut vallon de Carnino..." M. Vanossi en 1972 le décrit sous le nom de "linea della Chiusetta" et lui donne un tracé différent du nôtre, au-delà du Piano Rosso. Selon cet auteur, il s'agirait d'un accident vertical rejoignant à l'W (Gola della Chiusetta) et à l'E, l'accident de Ciresi ("linea dei Ceresi") qui limite au S l'unité Carnino - Viozene.

1 - Localisation

L'accident de la Chiusetta de direction générale ENE-WSW, a été suivi de façon précise, sur une dizaine de kilomètres, depuis le vallon de la Vastera à l'E jusqu'à la Cime de Pertègue à l'W (fig.19). Il constitue la limite S de l'unité Mongioie - Saline, qui recouvre successivement l'unité Carnino - Viozene dans la zone orientale, puis l'unité Upega - Nava, dans le secteur occidental.

Des contreforts du Bric di Conoia à l'E, il traverse le haut vallon de la Vastera et se poursuit sous les barres de quartzites werféniens depuis le Rocce del Garbo jusqu'à Martinelle.

De Martinelle au Vene, l'accident est masqué par les formations récentes du Piano Rosso et de l'Arpetta. Il réapparaît en rive gauche du vallon de la Fuse (Alt. 1500 m.) peu avant les résurgences du lieu-dit "Le Vene" et de là se dirige, au pied des falaises triasiques du Rocce del Manco, vers la Tetti delle Donzelle et le vallon de la Saline. L'accident traverse le torrent et, court à niveau, vers le Gola della Chiusetta.

Au-delà, vers l'W, l'accident se poursuit en rive droite du haut vallon de Carnino jusqu'au pied de la Cime de Pertègue.

Une reconnaissance, dans la zone occidentale du massif, nous a montré que l'accident de la Chiusetta emprunte le vallon de Sénèque où il tronque obliquement l'unité Upega - Nava. Il correspond alors à la zone broyée des Selles-Vieilles définie par P. Fallot et M. Lanteaume (1955).

Plus à l'W, il détermine la morphologie du vallon de Baracon et du col de la Perle; au-delà il semble se prolonger dans le vallon de San Giovanni en direction de Limone Piemonte (A. Guillaume 1969).

2 - Description

Nous envisagerons dans ce paragraphe, d'abord les relations géométriques des unités en présence, puis la forme générale du contact. Nous insisterons enfin sur l'étude détaillée de la zone du contact afin d'établir la nature de cet accident.

a/ Relations géométriques des unités en présence

- Unité Mongioie - Saline et
- Unité Carnino - Viozene

Du vallon de la Vastera au Passo Mastrelle, l'unité Mongioie - Saline, à pendage général faible vers l'W-NW, repose sur le tégument permo-houiller de l'unité Carnino - Viozene.

L'accident tronque toute la succession sédimentaire de l'unité supérieure, du Trias au Jurassique. Dans les vallons de la Vastera et de la Saline, il affecte le tégument permo-houiller de l'unité Mongioie-Saline. (fig.24 , coupe B). La troncature de l'unité chevauchée est également manifeste : l'unité Mongioie - Saline repose en effet sur les quartzites werféniens (Piano Fontana Bona)(fig.24 , coupes A-B), sur l'éruptif permien à Le Vene (dans le versant S du Rocce del Manco)(fig.25), sur les schistes houillers de l'unité Carnino - Viozene, entre la Tetti delle Donzelle et Le Vene.

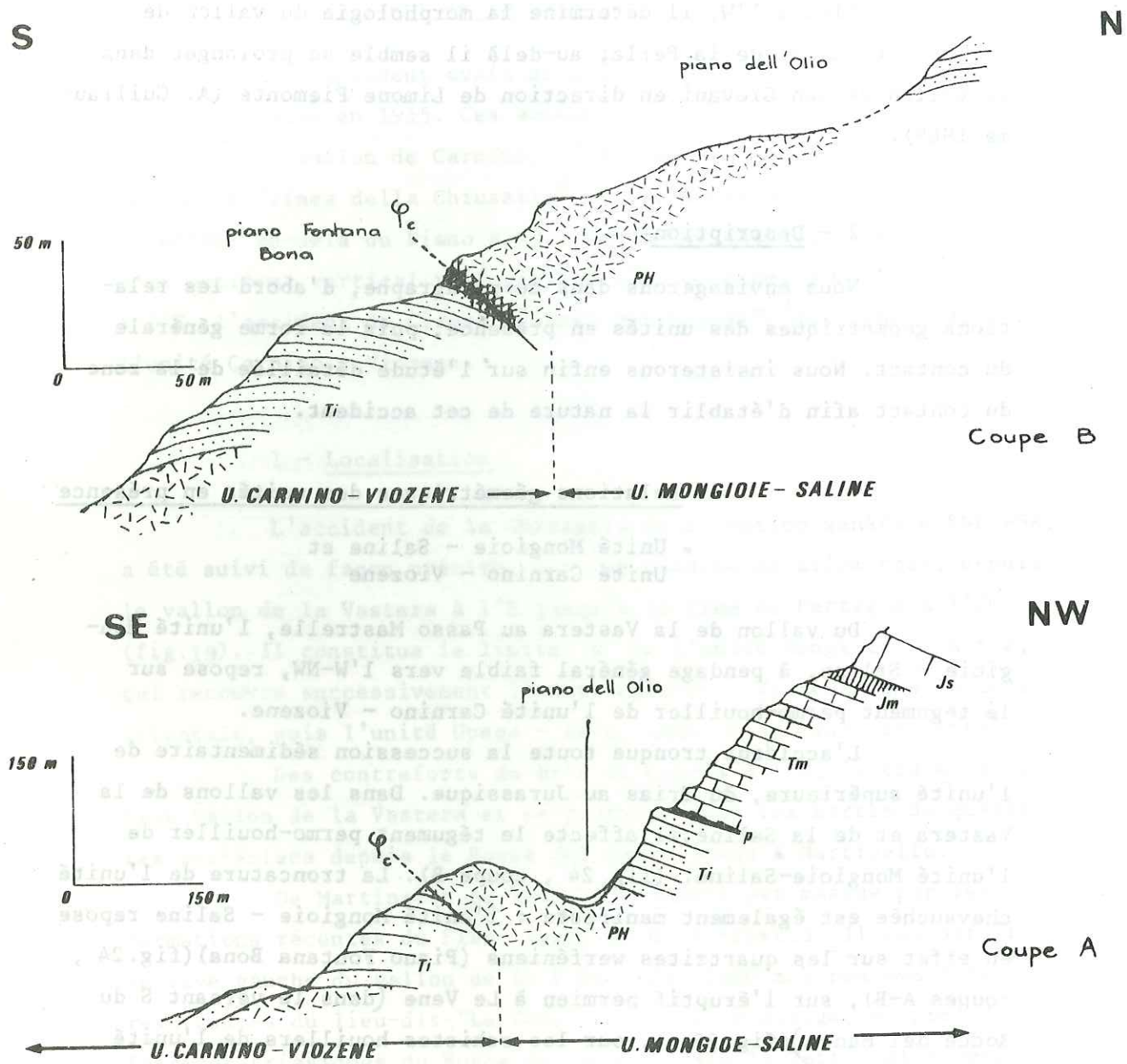


Fig. 24 Coupe en rive gauche du vallon de La Vastera
 (PH : Permien, Ti : Trias inférieur, p : pélites,
 Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen,
 Js : Jurassique supérieur).

• Unité Mongioie - Saline et
 Unité Upega - Nava.

Jusqu'à la cime de Pertègue, l'unité septentrionale Mongioie - Saline tronquée, repose sur la tranche de termes de plus en plus récents, à fort pendage vers le S-SW de l'unité Upega - Nava :

Au Gola della Chiusetta, le Trias moyen calcareo - dolomitique de l'unité Mongioie - Saline repose sur les quartzites werféniens, puis sur le Trias moyen de l'unité Upega - Nava (fig.26)

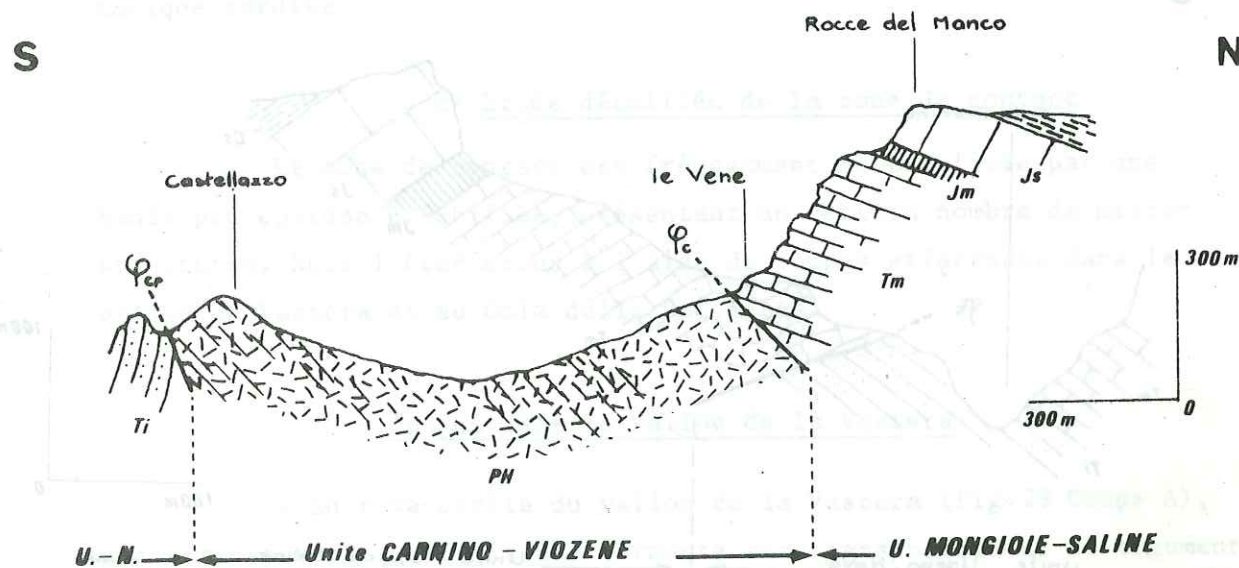


Fig. 25 Coupe NS du Rocce del Manco au Castellazzo

(PH : Permo-Houiller, Tl : Trias inférieur,
 Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen,
 Js : Jurassique supérieur).

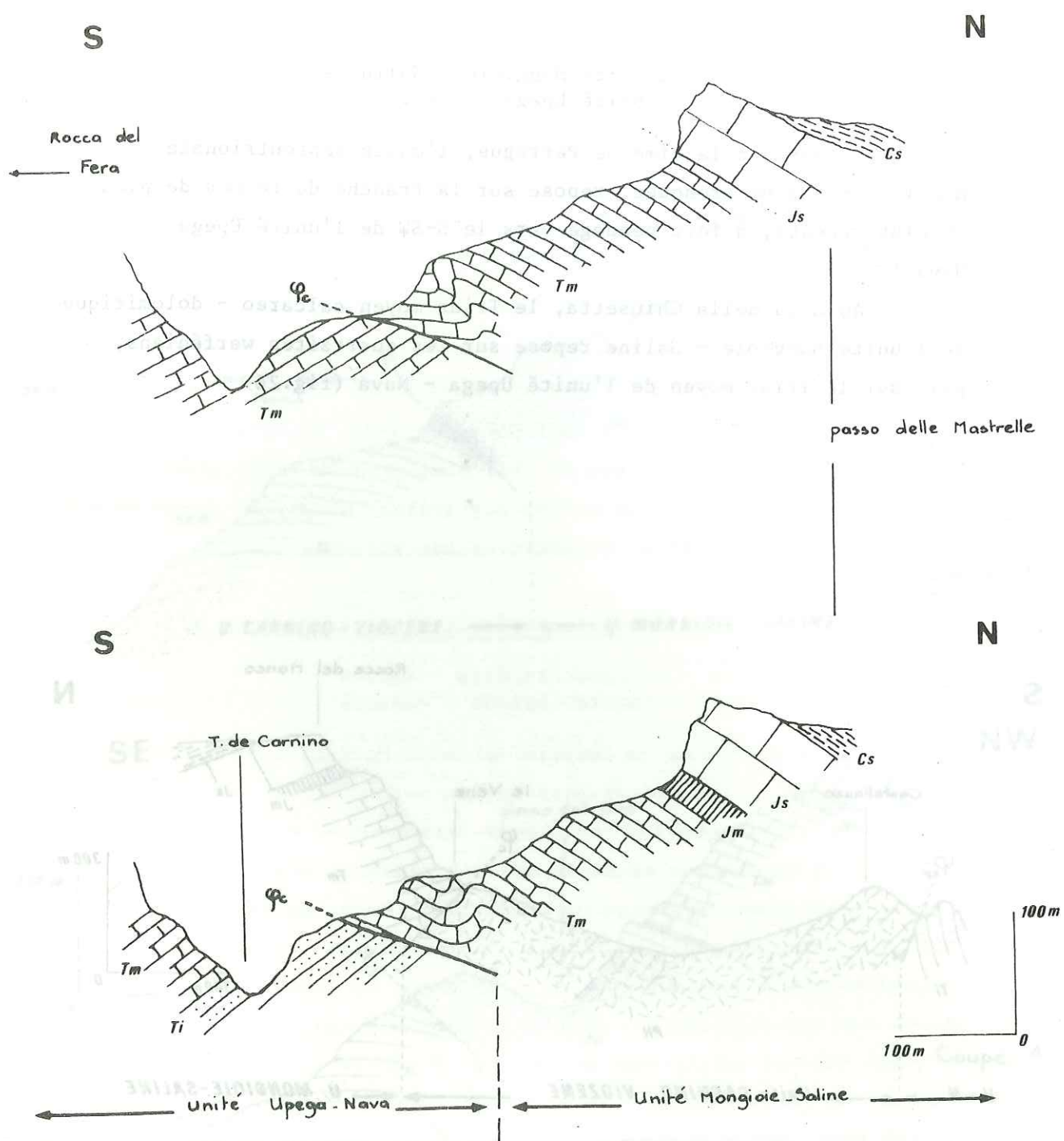


Fig. 26 Coupe NS au Gola della Chiusetta

(Ti : Trias inférieur, Tm : Trias moyen,
 Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur,
 Cs : Crétacé supérieur).

Au-delà vers l'W, le contact est jalonné par une lame peu épaisse (2 à 10 m) de calcaires jurassiques appartenant à l'unité Mongioie - Saline. D'E en W ces calcaires jurassiques reposent sur le Trias moyen (fig. 27 Coupe A), sur le Dogger (fig. 27 Coupe B) et enfin sur le Jurassique supérieur (fig. 27 Coupe C) de l'unité méridionale Upega - Nava.

L'accident de la Chiusetta affecte bien l'ensemble de la couverture sédimentaire : il tronque toute la succession allant du tégument permo-carbonifère au Jurassique supérieur - Crétacé supérieur.

Il s'agit donc d'un accident profond.

b/ Forme du contact

L'inclinaison de la surface du contact oscille entre des valeurs subverticales et des valeurs sub-horizontales (fig. 28); toutefois le pendage général reste tourné vers le N. Seules des déformations postérieures peuvent engendrer de telles variations de pendage. Ce sont ces déformations qui nous conduiront ultérieurement à la reconstitution de vastes plis d'enveloppe, témoins d'une phase tectonique tardive.

c/ Etude détaillée de la zone de contact

La zone de contact est fréquemment matérialisée par une bande peu épaisse bréchifiée, présentant un certain nombre de microstructures. Nous l'étudierons à l'aide de coupes effectuées dans le vallon de Vastera et au Gola della Chiusetta.

- Coupes dans le vallon de la Vastera

. En rive droite du vallon de la Vastera (fig. 29 Coupe A), une épaisse barre quartzitique surmonte stratigraphiquement le tégument permo-houiller. La barre de quartzites est en fait constituée de la superposition anormale de deux formations en position normale (polarité confirmée par la disposition des stratifications entrecroisées et la présence au sommet de chaque barre, de l'alternance quartzites-pélites typique du Werfénien supérieur. La première formation de quartzites appartient à l'unité Carnino - Viozene, la seconde au soubassement de l'unité Mongioie - Saline.

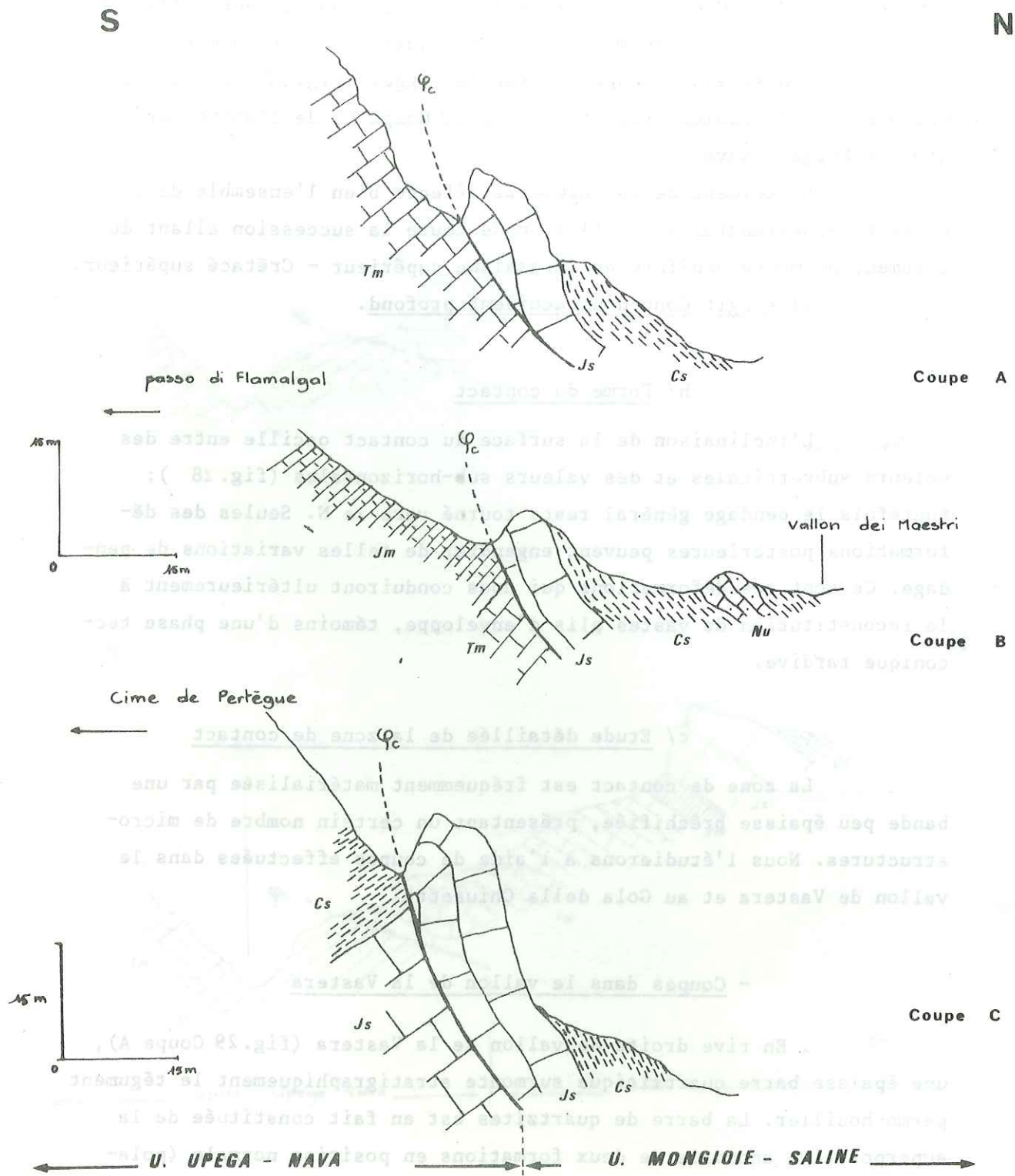


Fig. 27 Coupes séries NS en rive droite du haut vallon de Carnino
 (TM : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen,
 Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur,
 Nu : Nummulitique).

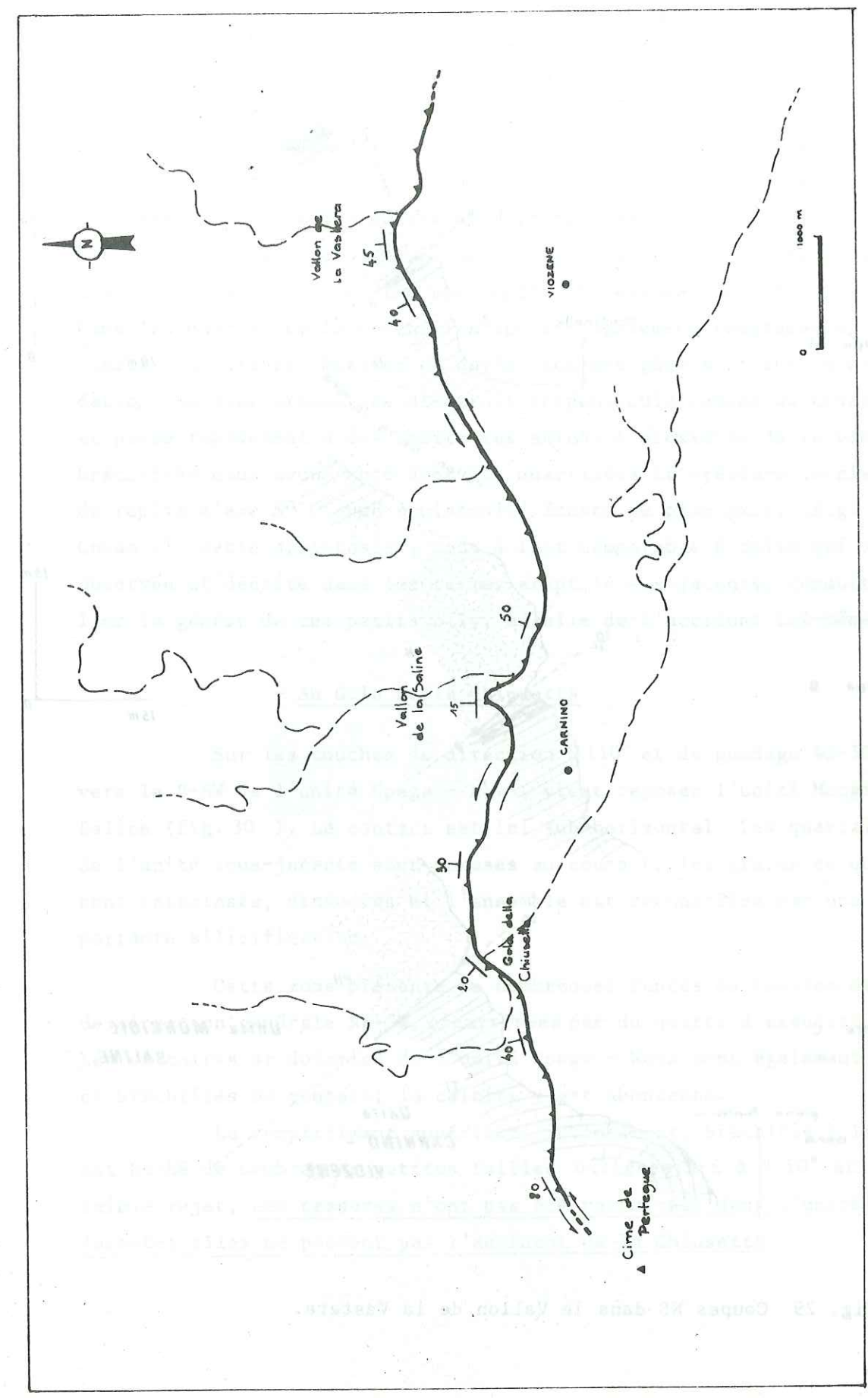


Fig. 28 Schéma montrant les variations d'inclinaison du contact anormal de la Chiusetta.

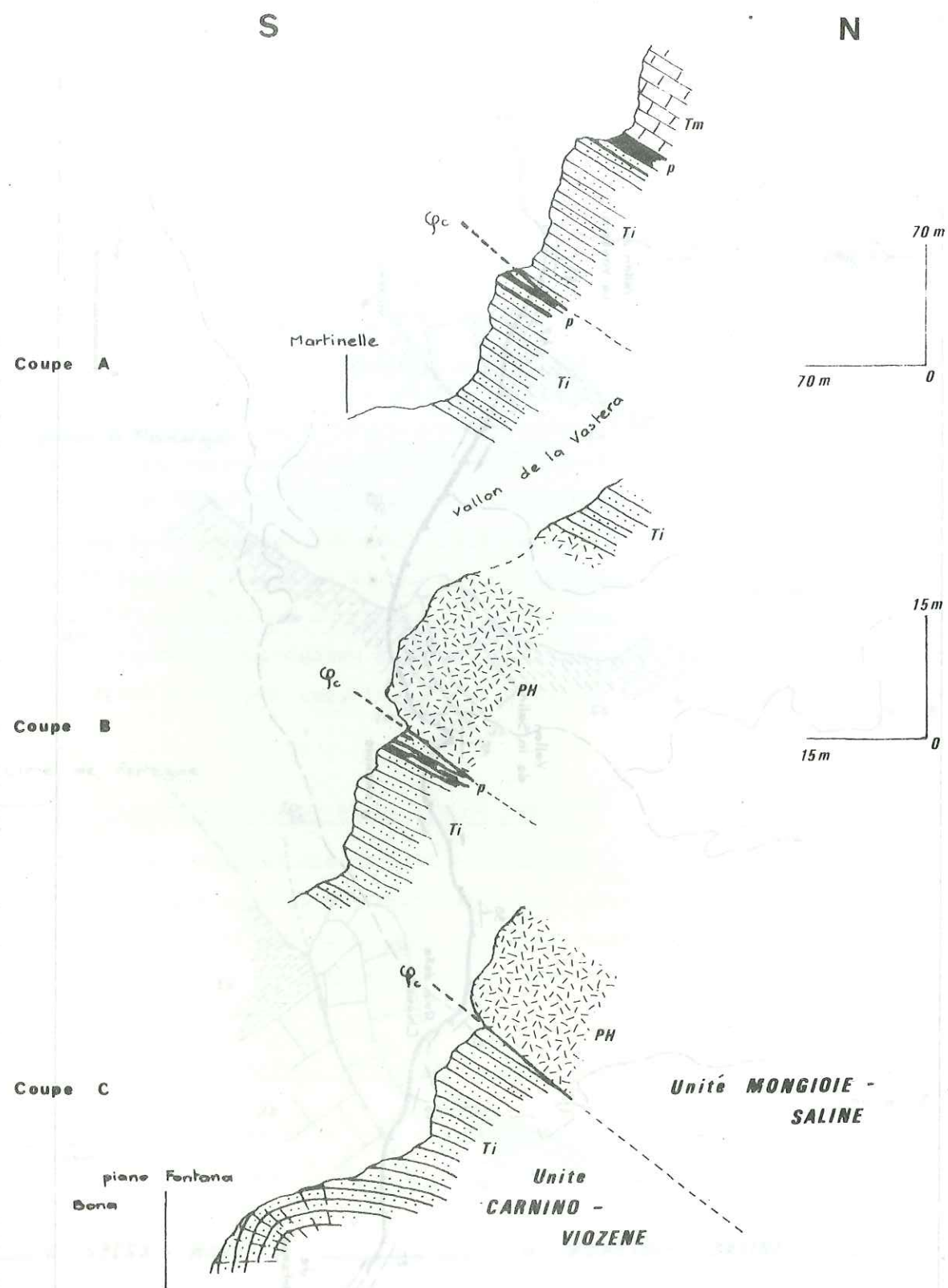


Fig. 29 Coupes NS dans le Vallon de la Vastera.

En rive gauche du vallon (fig. 29 Coupe B), on note l'interposition, entre les deux formations quartzitiques, d'un ensemble éruptif permien, lié stratigraphiquement à son toit, à la série quartzitique supérieure, ne laissant aucun doute quant au caractère anormal de la superposition observée. Le contact se caractérise par la présence d'une zone peu épaisse, bréchifiée dans l'éruptif. Cette bréchification s'accompagne d'une schistosité fruste sub-verticale, à N 70, de microfailles et d'une importante exsudation siliceuse. Dans les quartzites la bréchification est également remarquable; les quartz sont brisés, écrasés et noyés dans une pâte siliceuse d'exsudation. La zone bréchifiée disparaît perpendiculairement au contact et passe rapidement à des quartzites sains. A proximité de la bande bréchifiée nous avons noté dans les quartzites la présence locale de replis d'axe N 70° avec schistosité fruste de plan axial (fig. 29 Coupe C). Cette schistosité, tout à fait comparable à celle qui a été observée et décrite dans les termes éruptifs sus-jacents, conduit à lier la genèse de ces petits plis, à celle de l'accident lui-même.

- Au Gola della Chiusetta

Sur les couches de direction N110° et de pendage 45-50° vers le S-SW de l'unité Upega - Nava, vient reposer l'unité Mongioie-Saline (fig. 30). Le contact est ici sub-horizontale. Les quartzites de l'unité sous-jacente sont écrasés au contact; les grains de quartz sont cataclasés, dissociés et l'ensemble est reconsolidé par une importante silicification.

Cette zone présente de nombreuses fentes de tension déformées de direction générale NE-SW, cicatrisées par du quartz d'exsudation. Les calcaires et dolomies de l'unité Upega - Nava sont également écrasés et bréchifiés au contact; la calcite y est abondante.

Le compartiment supérieur, intensément, bréchifié à la base, est haché de nombreuses petites failles dirigées N-S à N 10° et à très faible rejet; ces cassures n'ont pas été retrouvées dans l'unité sous-jacente; elles ne passent pas l'accident de la Chiusetta.

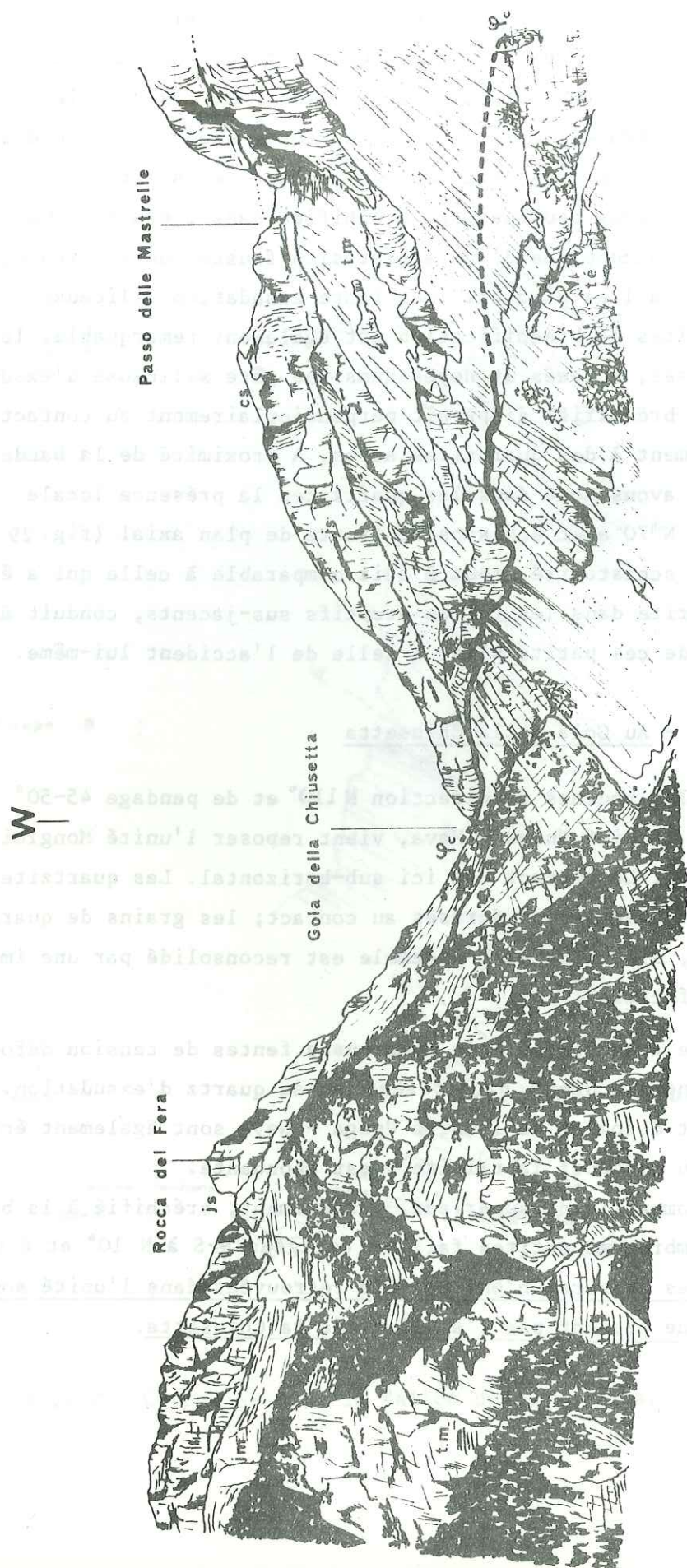


Fig. 30 Panorama du moyen vallon de Carnino.

(Ti : Trias inférieur, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur Cs : Crétacé supérieur).

3 - Conclusion : Nature de l'accident

- L'accident de la Chiusetta est un accident profond qui affecte à la fois toute la couverture sédimentaire et le tégument permo-houiller; c'est un accident de socle.

- La superposition de l'unité Mongioie - Saline aux unités méridionales Carnino - Viozene et Upega - Nava traduit un chevauchement.

- L'existence d'une bande intensément cataclasée dans la zone de contact, la présence de petites failles à proximité de l'accident dans le compartiment supérieur (unité Mongioie - Saline) et surtout l'ouverture, en très grand nombre de fentes de tension dans la zone de contact, montrent qu'il ne s'agit pas d'un simple chevauchement.

L'apparition des fentes de tension détermine un joint potentiel qui par exagération du phénomène aboutira à un cisaillement avec mouvement relatif horizontal des deux compartiments : nous sommes en présence d'un décrochement dont il convient maintenant de reconstituer la genèse (fig.31).

1 - Dans un premier temps, il y a formation de plis avec localement (vallon de la Vastera) une schistosité fruste de plan axial ainsi que de petites cassures, les unes parallèles à l'axe des plis, les autres orthogonales. Ces failles constituent probablement des directions de cisaillement maximal et se développent à 45° de la direction de contrainte maximum (P. Choukroune et M. Seguret, 1968).

Dans notre schéma cette direction de contrainte maximale peut donc être soit NE - SW soit NW - SE.

2 - Les fentes de tension vont s'ouvrir parallèlement à la direction de contrainte maximale; elles seront statistiquement les plus denses suivant les directions de cisaillement maximum déterminant ainsi une zone de moindre résistance (fig. 31 a). Les fentes de tension vont alors se développer en grand nombre et se déformer préférentiellement dans cette zone (fig. 31 b et c. La bréchification du joint potentiel peut alors être le résultat de ce phénomène, poussé ici à son paroxysme.

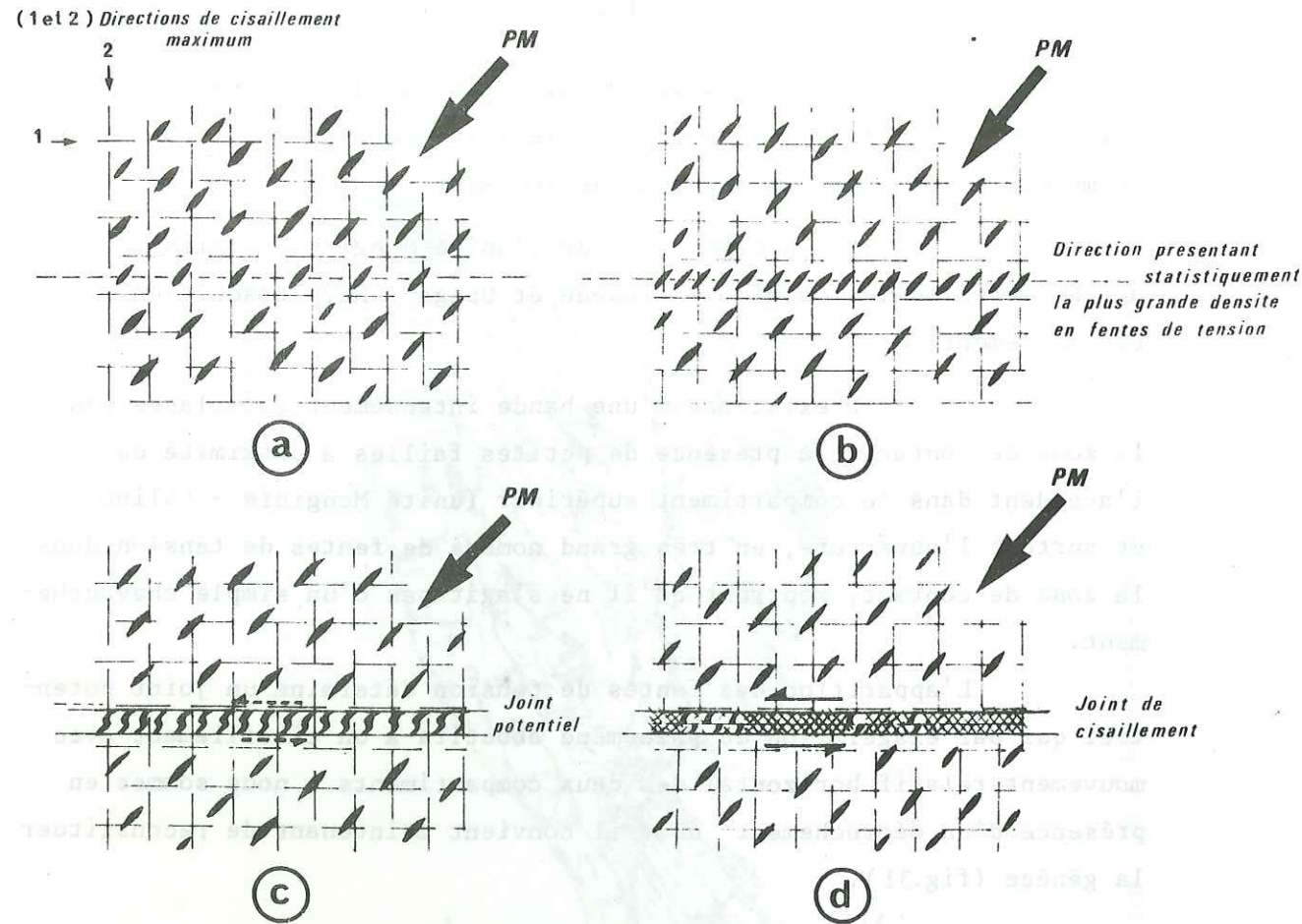


Fig. 31 Reconstitution de la g n se du décrochement

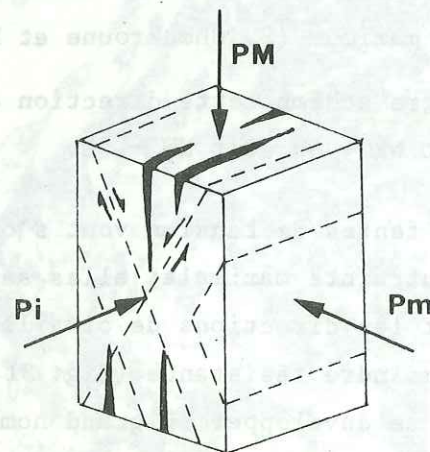


Fig. 32 Orientation des joints de tension et de cisaillement en fonction des contraintes principales (d'après G. Wilson, 1961)

3 - En dernier lieu, interviendra la rupture et le coulissage des compartiments (fig. 31 d).

L'orientation des fentes de tension implique une direction de contrainte maximum NE - SW, cette direction confère au décrochement de la Chiusetta approximativement E-W un mouvement sénestre.

Le pendage généralement faible du plan de contact et l'aspect chevauchant de l'accident s'expliquent par la combinaison à la composante horizontale, génératrice du décrochement, d'une importante composante verticale. Dans le schéma théorique, d'orientation des joints de tension et de cisaillement, en fonction des contraintes principales (G. Wilson 1961) (fig. 32), il y a formation de joints de cisaillement selon deux directions orthogonales. Si l'accident de la Chiusetta de direction E-W, correspond à une de ces directions, les accidents N-S, signalés plus haut, peuvent matérialiser la deuxième direction.

B - Les accidents N-S

L'unité septentrionale Mongioie - Saline limitée au S par l'accident de la Chiusetta est scindée en cinq éléments structuraux par les contacts anormaux N-S, suivants (fig. 19) :

- Accident du Bocchino dell'Aseo (φ_B)
- Accident du col de La Saline (φ_{S_1})
- Accident de la cime de La Saline (φ_{S_2})
- Accident du Colle del Pas (φ_P)

Ces différents accidents ne passent pas l'accident de la Chiusetta, qui les recoupe.

1 - Accident du Bocchino dell'Aseo (φ_B)

L'élément du Rotondo, à l'E, chevauche l'élément du Mongioie - Manco, à l'W, selon un contact N-S passant par le Piano dell'Olio et le Bocchino dell'Aseo (fig. 33).

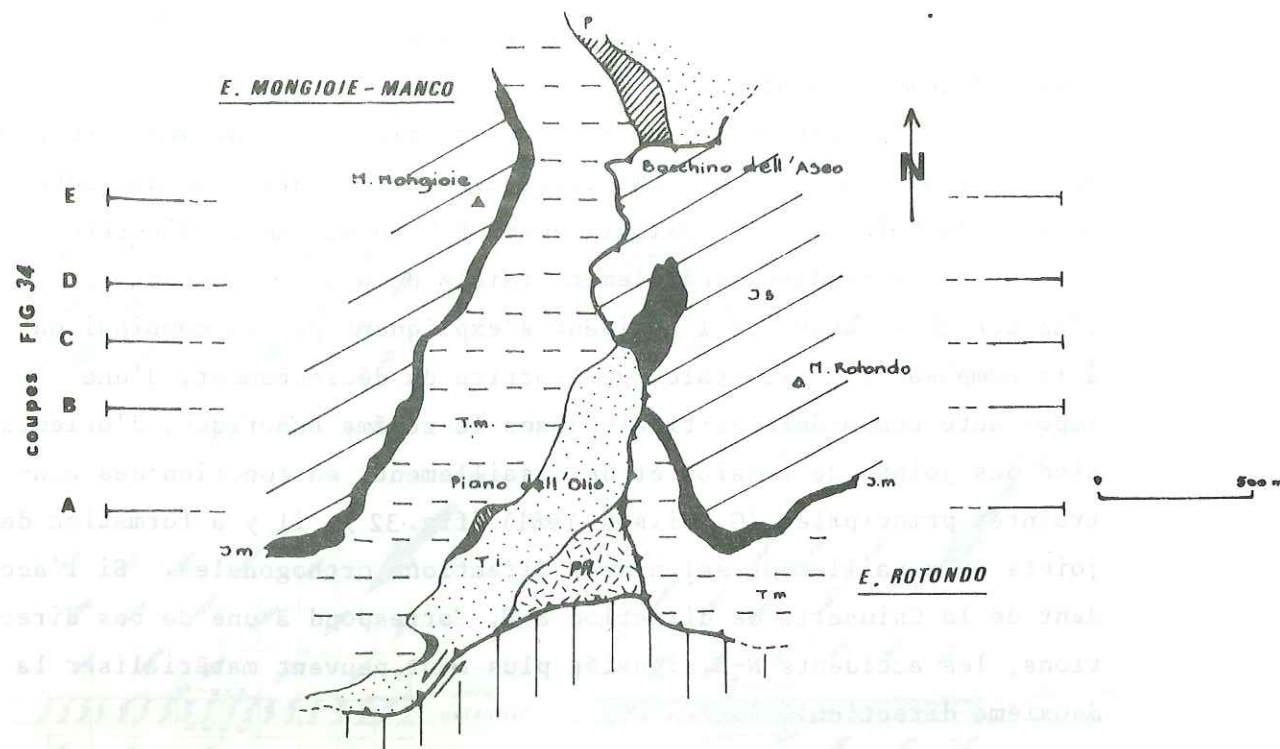


Fig. 33 Schéma structural du secteur intéressé par l'accident du Bocchino dell'Aseo (PH : Permien, Ti : Trias inférieur, p : pélites, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen Js : Jurassique supérieur).

Cet accident dont les valeurs de pendage oscillent entre 20 et 50° vers l'ENE (fig.48) a été figuré par M. Vanossi (1972) comme une faille verticale.

En rive gauche du vallon de la Vastera, la succession sédimentaire constitutive du massif du Bric di Conoia, tronquée du Trias moyen au Jurassique supérieur, repose sur le tégument éruptif permien et plus au N sur les quartzites de l'élément Mongioie - Manco (fig.34 Coupe A).

Peu avant Rocca-Traversa, la troncature qui détermine la base de l'élément Rotondo permet au Dogger de venir en contact avec le tégument quartzitique werfénien du Mongioie (fig.34 Coupe B).

Entre le Piano dell'Olio au S et le Bocchino dell'Aseo au N, à l'altitude 2150 m environ, le contact anormal traverse le thalweg; le Malm de l'élément Rotondo vient directement reposer sur le Trias calcaréo-dolomitique de l'élément Mongioie - Manco (fig. 34 Coupes CDE). L'accident sectionne le pli d'axe N 110° de Rocca Traversa (fig.35). Dans le flanc septentrional du Monte Mongioie réapparaît le tégument permo-werfénien de l'élément Rotondo.

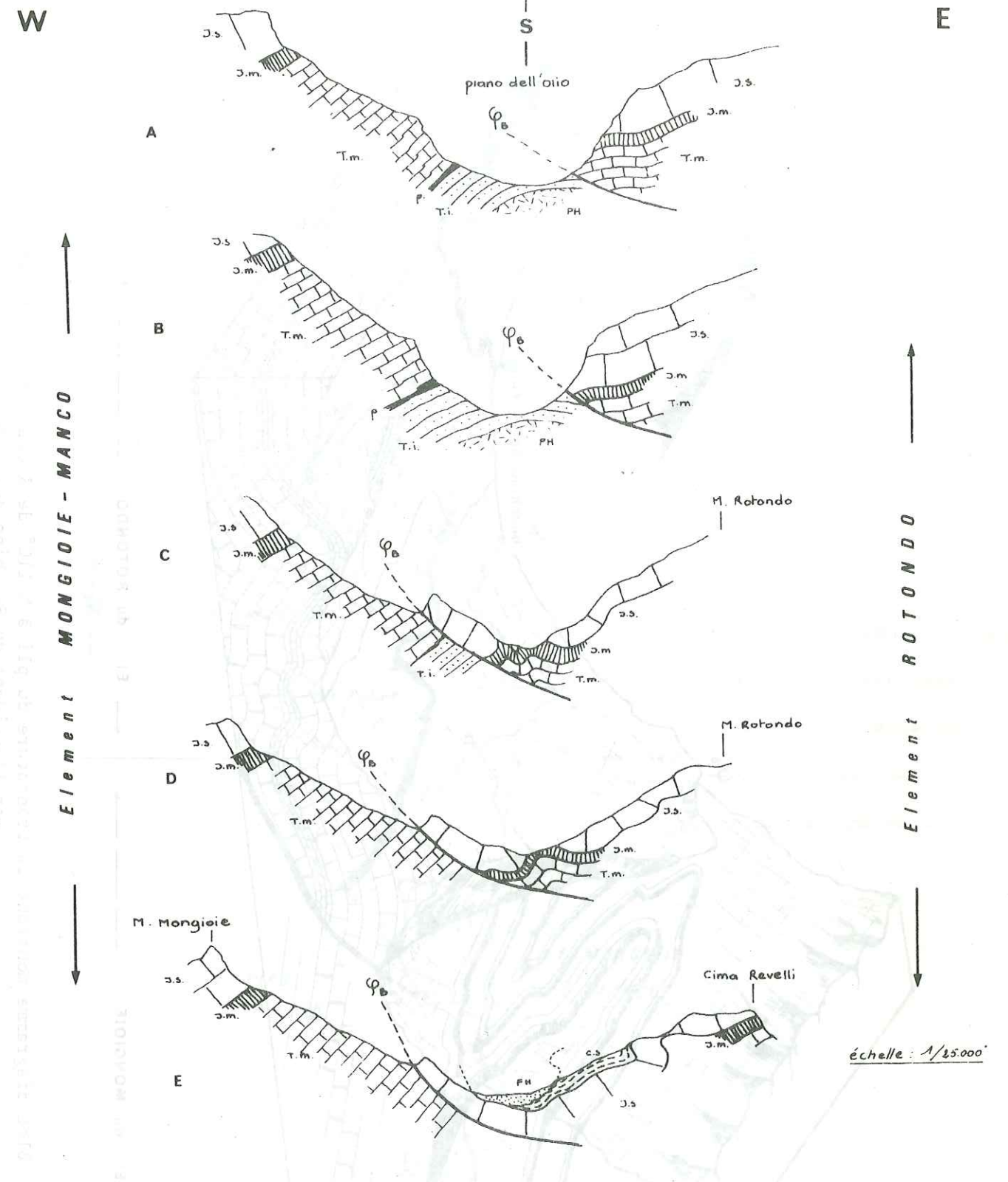


Fig. 34 Coupes séries E-W dans le haut vallon de la Vastera (PH : Permien, Ti : Trias inférieur, p : pélites, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur).

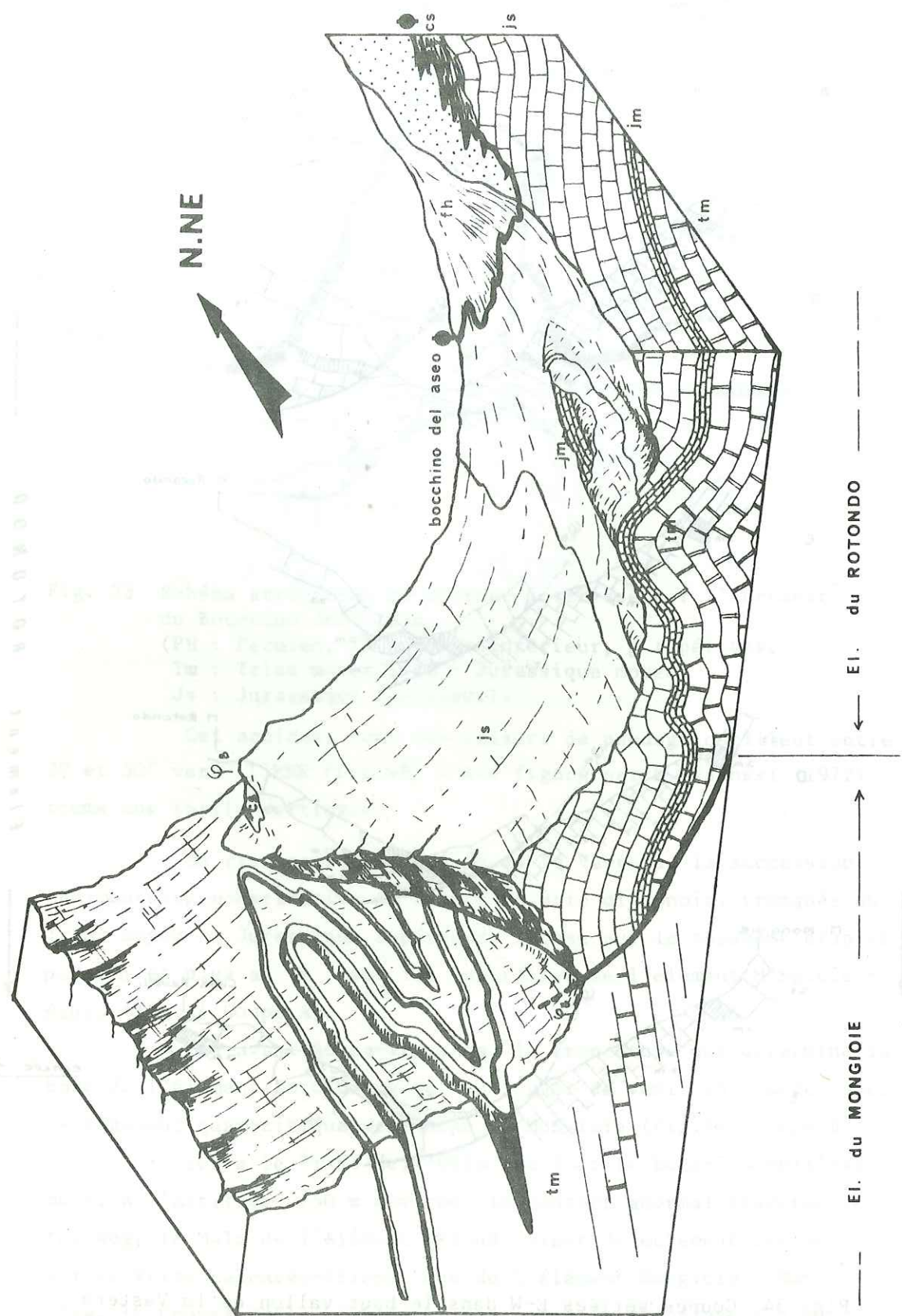


Fig. 35 Bloc diagramme montrant la troncature du pli à N 110° de Rocca Traversa (Unité Mongioie-Saline) par l'accident du Bocchino dell'Aseo.

Au-delà du Bocchino dell'Aseo, vers le N, le contact entre l'élément Rotondo et l'élément Mongioie - Manco se poursuit jusqu'à permettre la superposition quartzites sur quartzites au Pian Gardone. Le contact est généralement souligné par une brèche tectonique de quelques mètres de puissance.

Dans sa partie méridionale, l'accident du Bocchino dell'Aseo subit une virgation vers l'E et vient se raccorder tangentielllement à l'accident de la Chiusetta.

2 - Accident du Col de la Saline (φ_{s_1})

L'accident du Col de la Saline limite l'élément Mongioie - Manco à l'W; ce dernier repose en écharpe sur l'élément de la Saline au N et celui du Pian Ballaur au S (fig. 36)

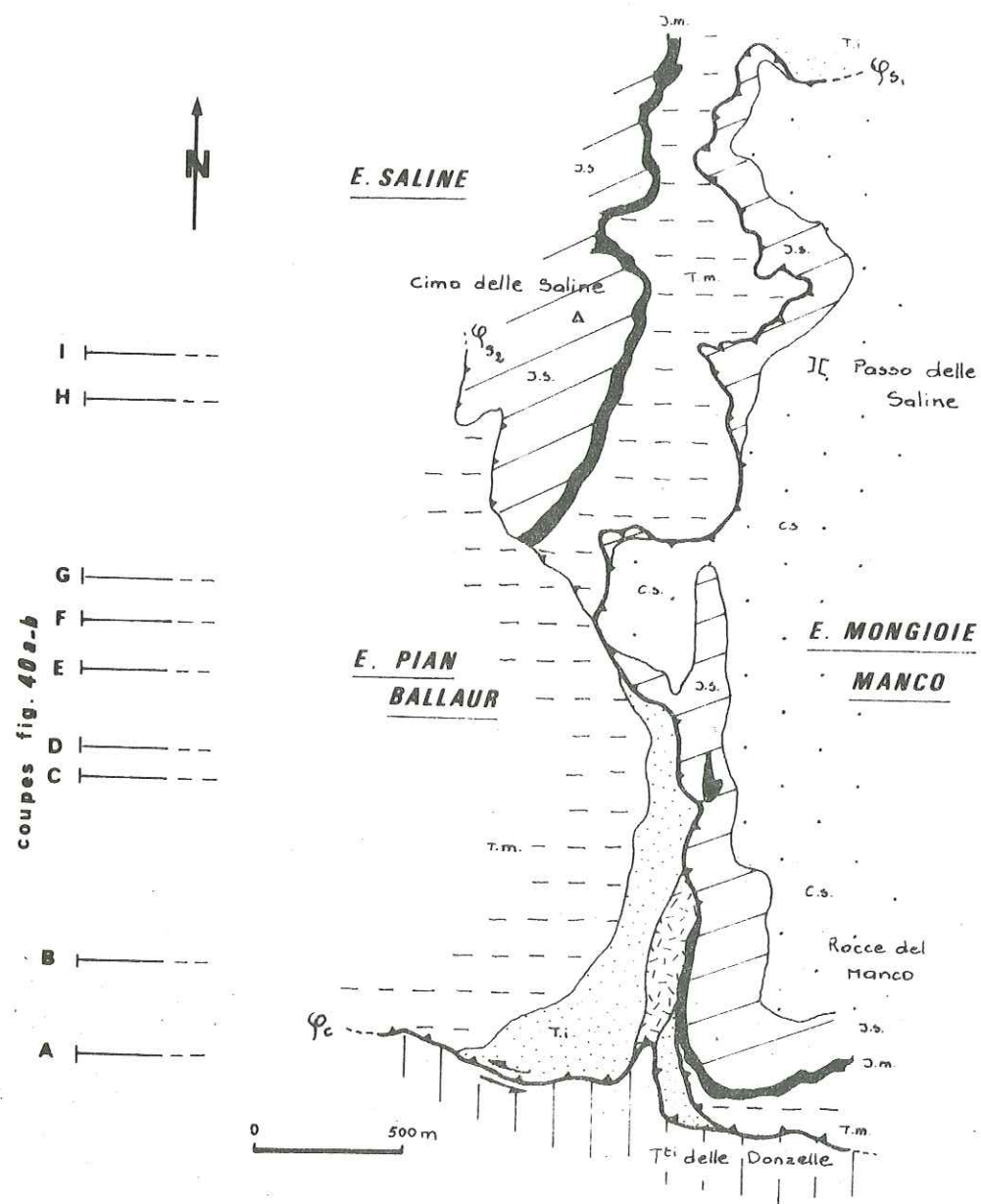


Fig. 36 Schéma structural du secteur intéressé par les accidents du Col de la Saline et de la cime de la Saline

L'accident du Col de la Saline a une direction générale S-N que l'on suit de l'entrée du vallon de la Saline jusqu'à la vallée de l'Ellero au N.

Cet accident en général faiblement incliné vers l'ENE, localement redressé à 45°-50° (fig.48) a été décrit par M. Vanossi (1972) comme une faille verticale.

a) Dans le bas vallon de la Saline

En rive gauche du vallon de la Saline, la série sédimentaire constituant l'élément Mongioie - Manco (Trias, Dogger, Malm) repose sur le tégument permo-werfénien de la Tetti delle Donzelle (élément Pian - Ballaur) (fig.37 Coupes A et B). Ces deux coupes montrent que les formations sédimentaires du Mongioie sont cisailées par l'accident.

A la Tetti delle Donzelle, l'accident du Col de la Saline est recoupé par l'accident de la Chiusetta (fig.36 et 37).

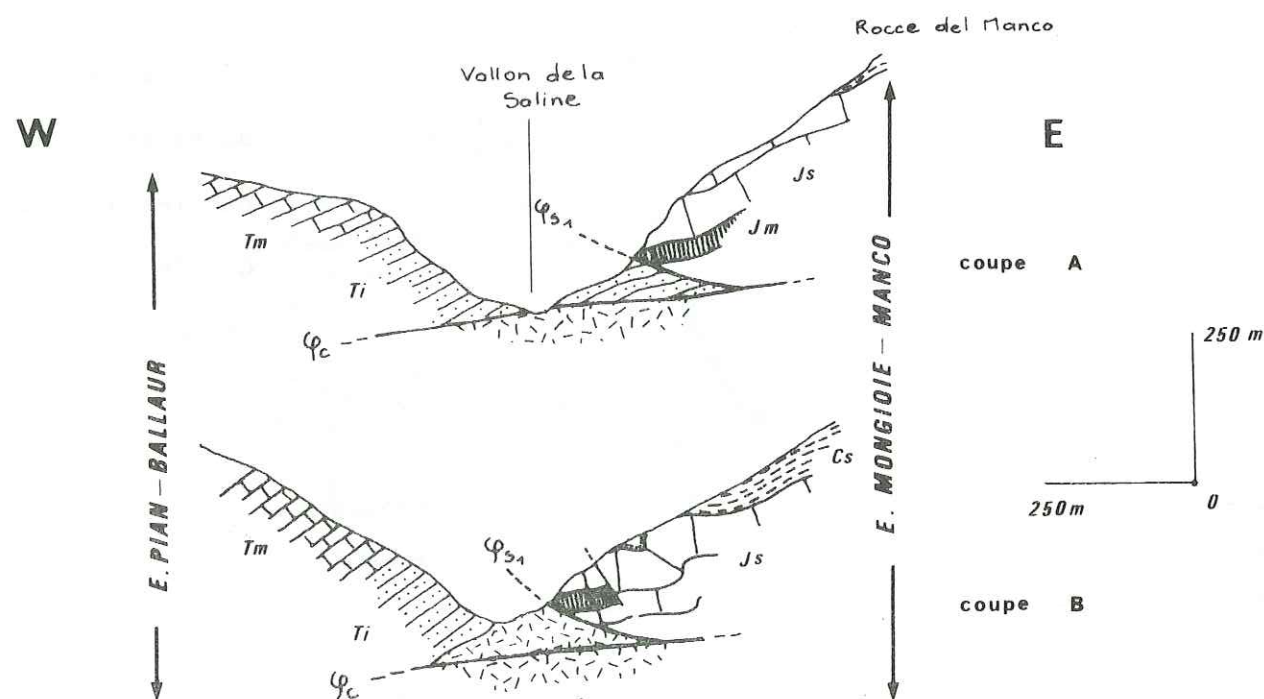


Fig.37 Coupes dans le bas vallon de La Saline

(Ti : Trias inférieur, Tm : Trias moyen
Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur,
Cs : Crétacé supérieur).

b - Dans le moyen vallon de la Saline

. En rive droite du torrent (fig.38), entre l'élément Mongioie - Manco et l'élément Pian - Ballaur, s'intercale une bande bréchique, allongée NW - SE à débris triasiques ou jurassiques, apparemment stratifiée.

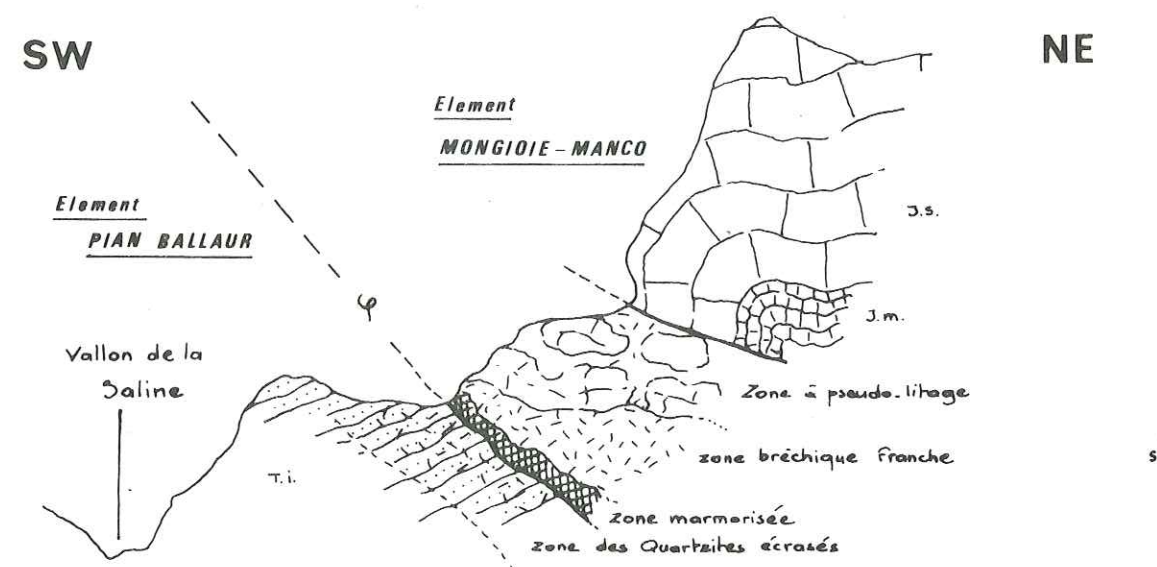


Fig. 38 Coupe en rive droite du vallon de la Saline
(Ti : Trias inférieur, Jm : Jurassique moyen
Js : Jurassique supérieur).

Au-dessus des quartzites broyés de l'élément Pian - Ballaur cette brèche présente à sa base, sur 10 à 20 cm, des termes calcaires totalement recristallisés témoignant d'un dynamo métamorphisme. Il n'y a, dans ces faciès, aucun indice sédimentaire certain; les plans sont toujours des plans d'origine tectonique. Le litage apparent n'est en fait qu'un pseudo-litage. Nous sommes là en présence d'une brèche tectonique.

L'existence de cette brèche et de sa semelle dynamo métamorphisée confère à l'accident du Col de la Saline un caractère compressif important confirmant l'hypothèse d'un déplacement de l'élément du NE vers le SW.

Cette brèche jalonne le contact de façon quasi continue.

. Des structures N-S apparaissent localement dans l'élément Mongioie - Manco en bordure de l'accident (fig.39).

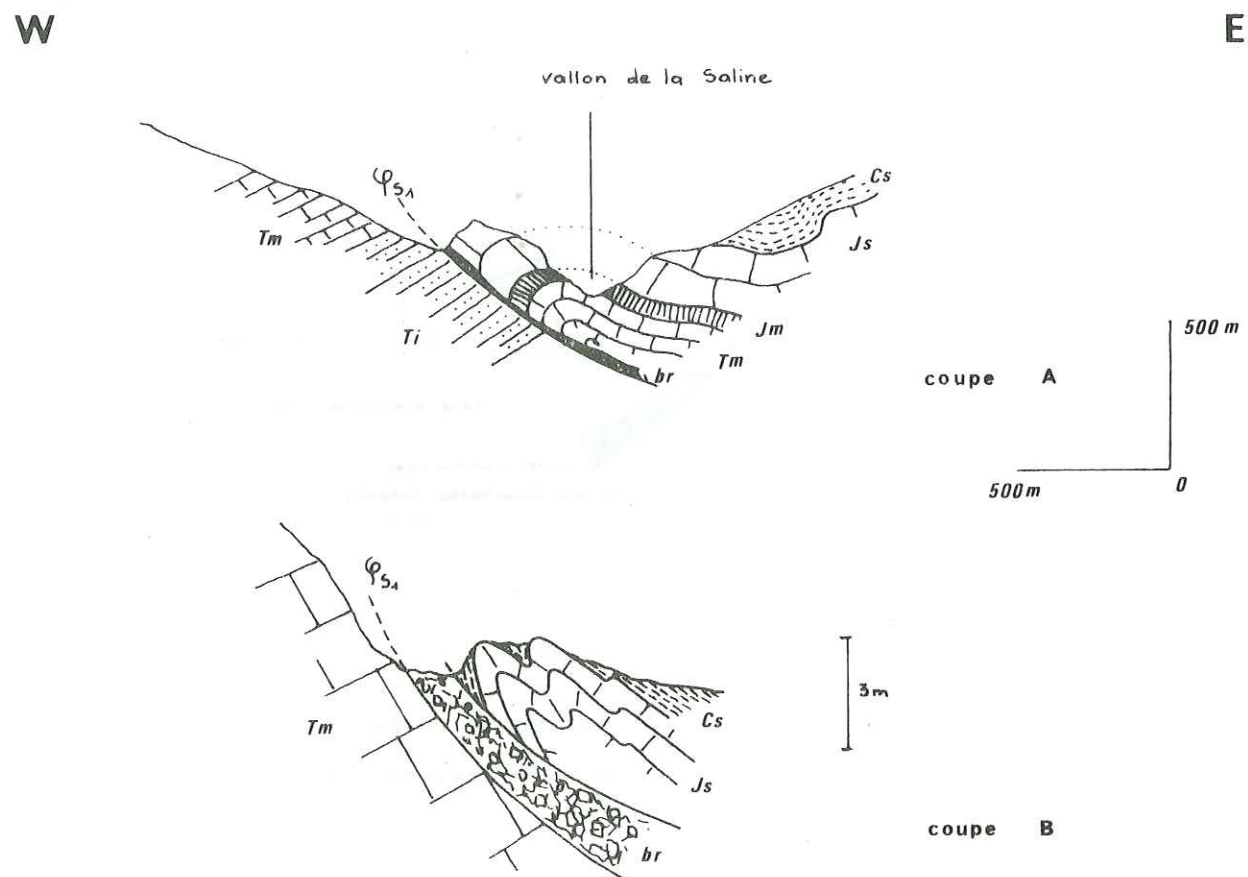


Fig. 39 Coupe A : Coupe passant par le point coté 1872, dans le moyen vallon de la Saline
Coupe B : replis d'axe NS en bordure du contact anormal
 (Ti : Trias inférieur, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur, Br: Brèche tectonique).

Il s'agit de plis peu importants, déversés vers l'WSW avec flancs inverses cisailés.

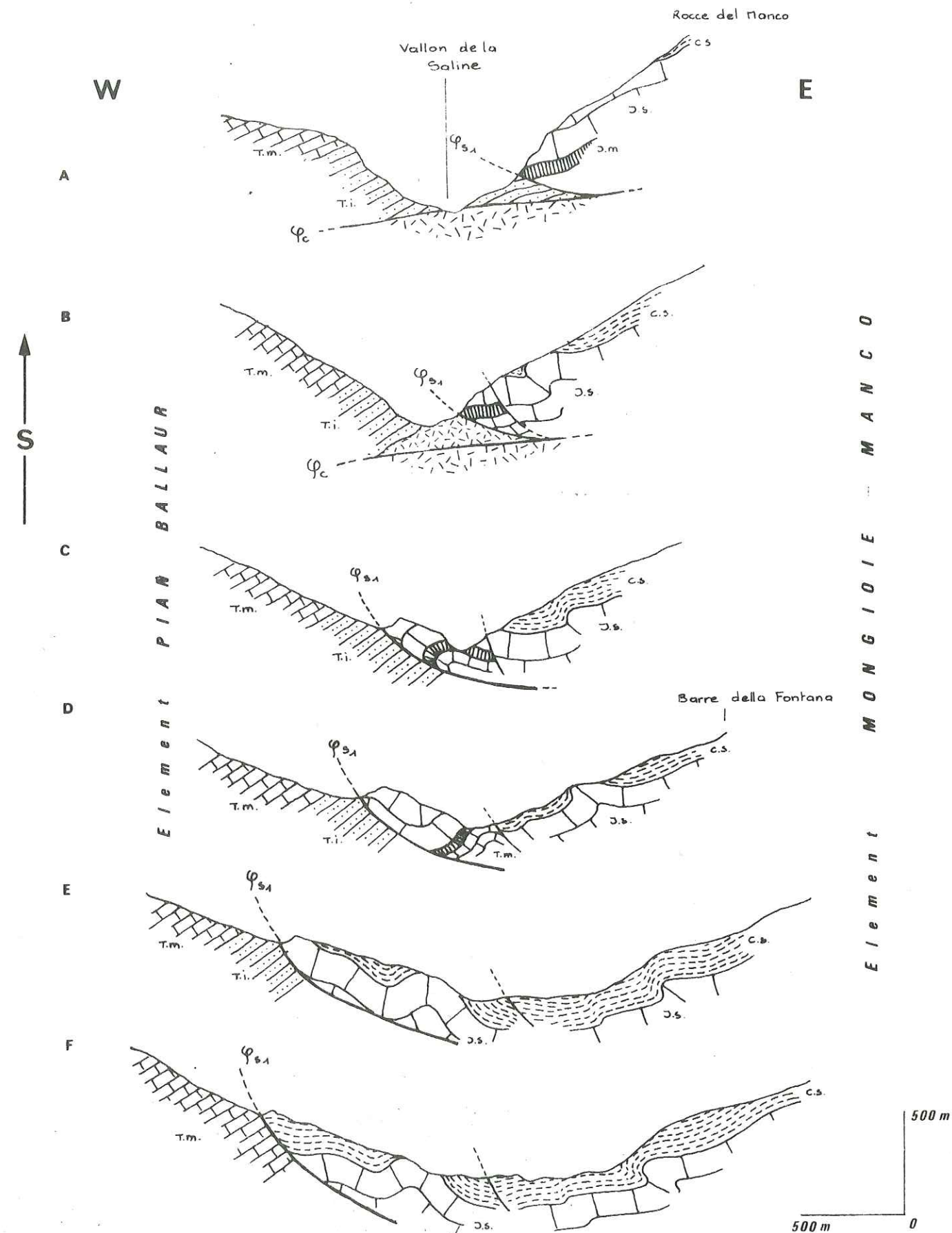


Fig. 40 a Coupes séries EW dans le vallon de la Saline (légende page 142)

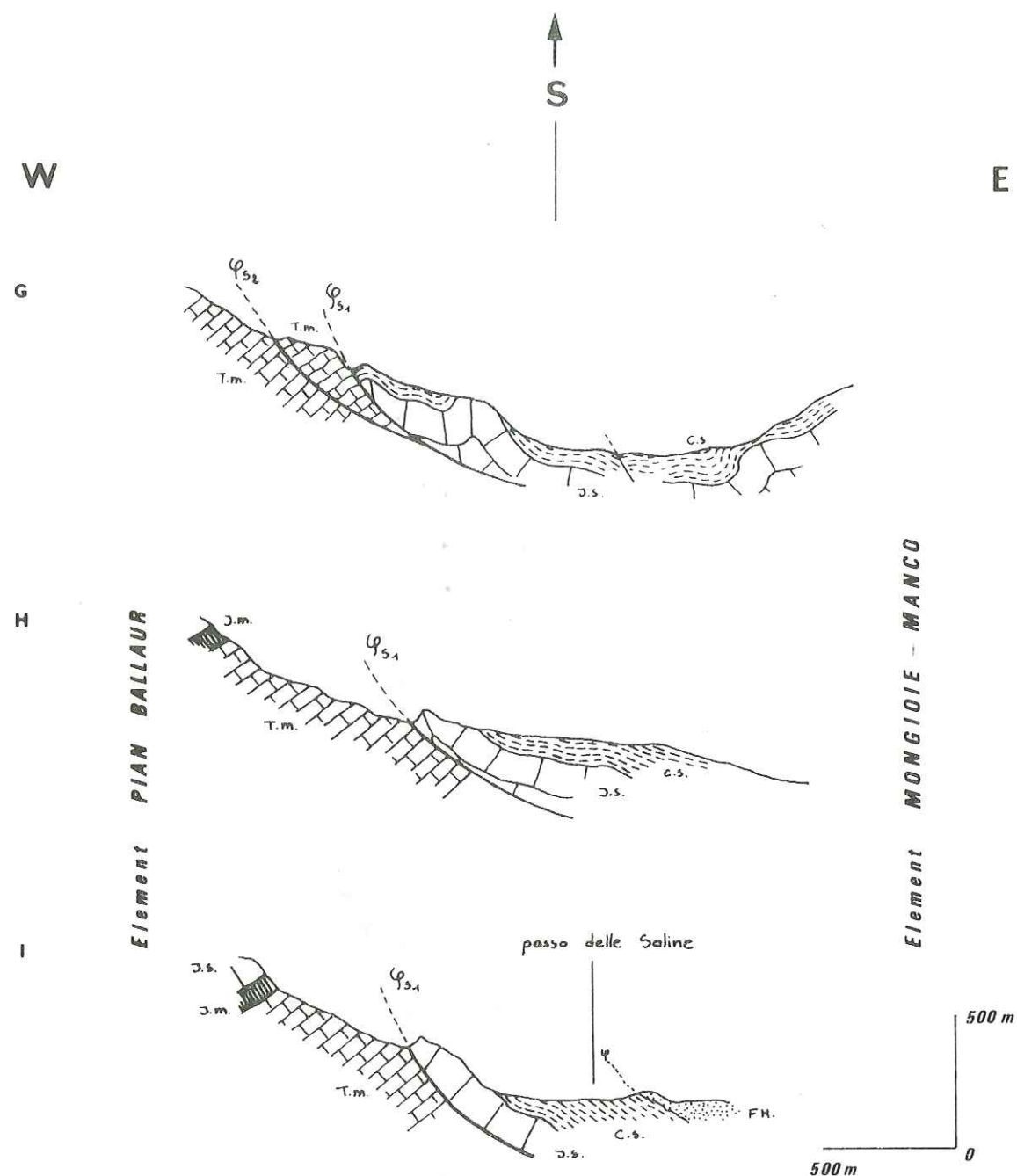


Fig. 40 b Coupes sèriées EW dans le vallon de la Saline (suite)

(Ti : Trias inférieur, Tm : Trias moyen,
 Jm : Jurassique moyen, Js: Jurassique supérieur
 Cs : Crétacé supérieur, FH : Complexe de base du
 Flysch à Helminthoïdes).

Ces plis apparaissent en général au voisinage des contacts et se limitent à la zone de rupture. Cette observation autorise à lier la gènèse de ces structures mineures à celle des accidents. L'hypothèse du déplacement vers le SW, invoquée plus haut, reste cohérente.

En rive gauche du vallon de la Saline, au sein même de l'élément chevauchant, un accident annexe N-S de moindre amplitude détermine la morphologie du haut-vallon. Il se perd au N dans les calcschistes du Crétacé supérieur.

c - Dans le haut vallon de la Saline

Les couches jurassiques constituant l'ossature du Col de la Saline, s'appuient contre le Trias à pendage NW du contrefort oriental de la cime de la Saline. Le Malm étiré, peu épais, est pincé en anticlinal d'axe N-S déversé vers l'W. L'élément Mongioie - Manco vient en contact avec les calcaires et dolomies triasiques, soit directement par le Jurassique ou le Crétacé supérieur de l'anticlinal, soit par l'intermédiaire d'une brèche tectonique rougeâtre, hématitisée, comparable à la brèche décrite précédemment.

L'accident grimpe le long de l'arête orientale de la cime de la Saline jusqu'à l'altitude 2300 m et se poursuit vers le N dans la vallée de l'Ellero qu'il traverse, puis dans les pentes du Bellino. (fig.40 Coupes sèriées).

3 - Accident de la cime de la Saline (φ_{s2})

Entre les éléments Pian - Ballaur et Mongioie - Manco apparaît l'élément Saline, limité à l'W et au SW par l'accident de la cime de la Saline (fig.36).

Dans sa partie méridionale le contact s'effectue entre le Trias moyen calcaréo - dolomitique de l'élément Pian - Ballaur (pendage 30° W-SW et la succession sédimentaire du Trias moyen au Jurassique supérieur de l'élément Saline (pendage 35-40° W) (fig. 41).

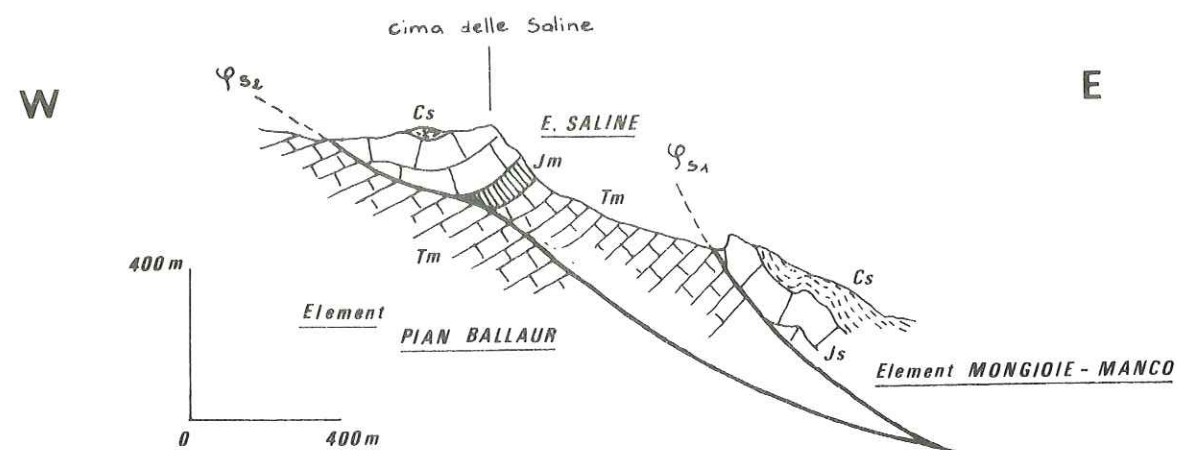


Fig. 41 Coupe dans le versant de la cime de la Saline (Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : crétacé supérieur).

Au S de la cime de la Saline, le contact entre les éléments Pian Ballaur et Saline est recoupé par l'accident du Col de la Saline à l'altitude 2150 m.

La surface de ce contact semble là encore déformée, comme en témoigne l'inconstance des valeurs mesurées (fig. 48).

4 - Accident du Colle del Pas (φ_p)

L'accident du Colle del Pas met en contact l'élément Pian Ballaur et l'élément occidental Marguareis. Le contact a été suivi du Gola della Chiusetta au Colle del Pas. Vers le N, il semble se poursuivre dans le versant oriental des Rastelli di Marguareis en direction du Passo di Lapasse.

L'accident du Colle del Pas a été décrit très tôt par G. Rovereto, en 1903, puis par P. Fallot et A. Faure-Muret en 1954. A. Guillaume (1959), le signale dans un schéma montrant les relations entre son unité Piaggia Bella et le massif du Marguareis.

a - Les formations en présence

Du S au N, l'élément Pian - Ballaur chevauche successivement des termes de plus en plus anciens de l'élément Marguareis.

- Au Gola della Chiusetta, l'élément chevauchant s'appuie sur le Crétacé supérieur du Marguareis, puis sur le Jurassique moyen et supérieur.

- A Piaggia Bella, le contact est observé sur le Trias moyen calcareo-dolomitique puis sur les quartzites werfénien du Marguareis. Au Colle del Pas, l'élément Pian Ballaur repose sur le tégument Permien du Marguareis (fig. 42).

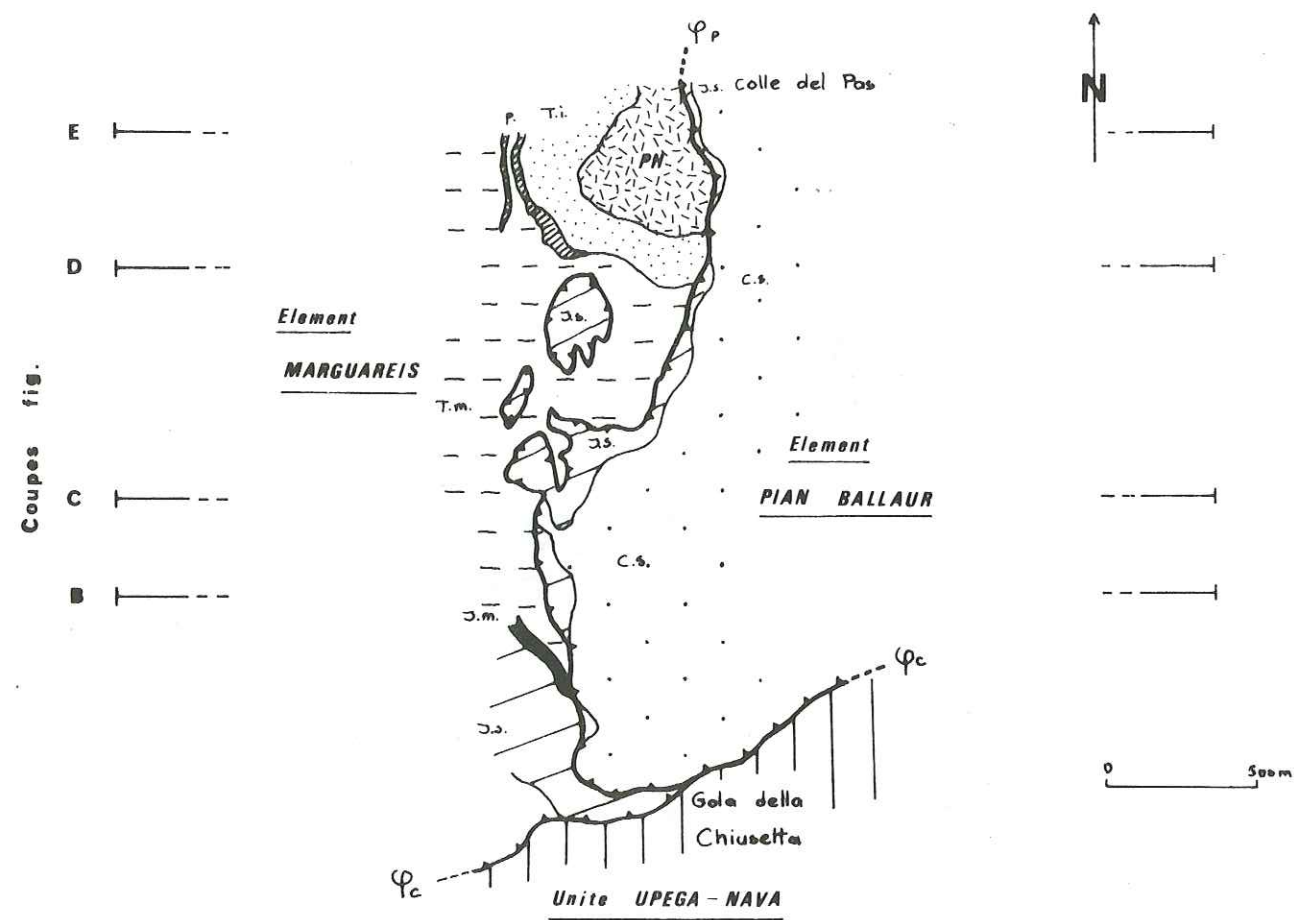


Fig. 42 Schéma structural du secteur intéressé par l'accident du Colle del Pas.

(PH : Permien, Ti : Trias inférieur, p : pélites, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur).

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

b - Forme de la surface de contact

La surface de contact, de pendage général faible vers l'E, jalonnée par la présence de petites klippes calcaires du Jurassique supérieur sur les formations triasiques du Marguareis, peut localement être très redressée (haut vallon de Piaggia Bella) témoignant d'une déformation postérieure (fig. 48).

Peu avant le Gola della Chiusetta l'accident subit une virgation vers l'E et vient se raccorder tangentielllement à l'accident della Chiusetta (fig. 43).

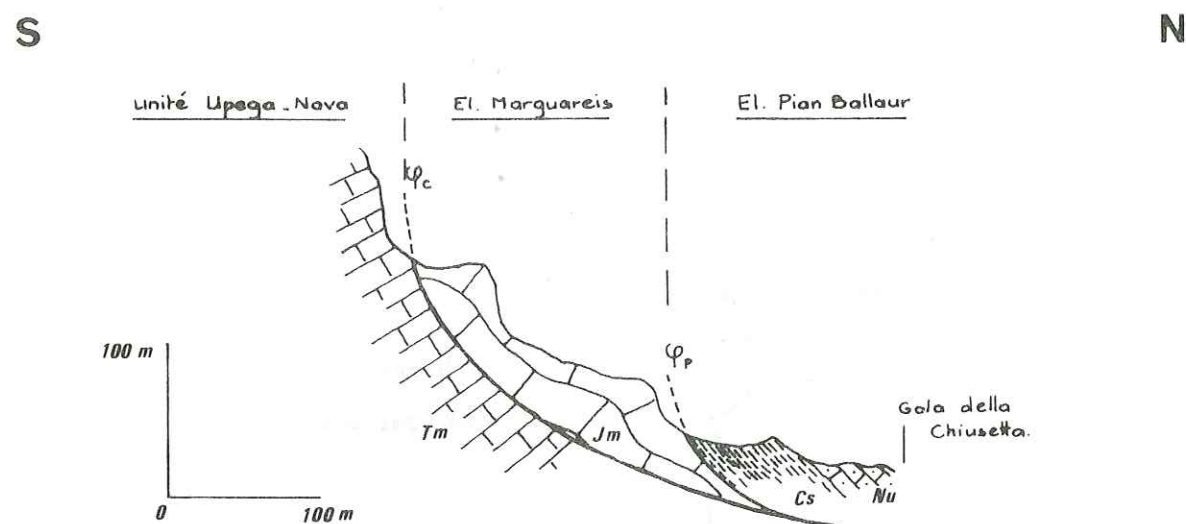


Fig. 43 Coupe immédiatement à l'W du Gola della Chiusetta

(Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Cs : Crétacé supérieur, Nu : Nummulitique).

c - Analyse du contact

Du Gola della Chiusetta au Colle del Pas le contact anormal est jalonné par une lame calcaire du Jurassique supérieur peu épaisse (2 à 15 m) appartenant à l'élément Pian Ballaur (fig. 42-44-46).

Ce Malm est affecté, à proximité du contact, de petits replis déjetés vers l'W de direction N-S s'envoyant rapidement.

A la semelle de l'élément chevauchant, se développe localement une brèche tectonique analogue à celle décrite lors de l'analyse de l'accident du Col de la Saline (fig. 44).

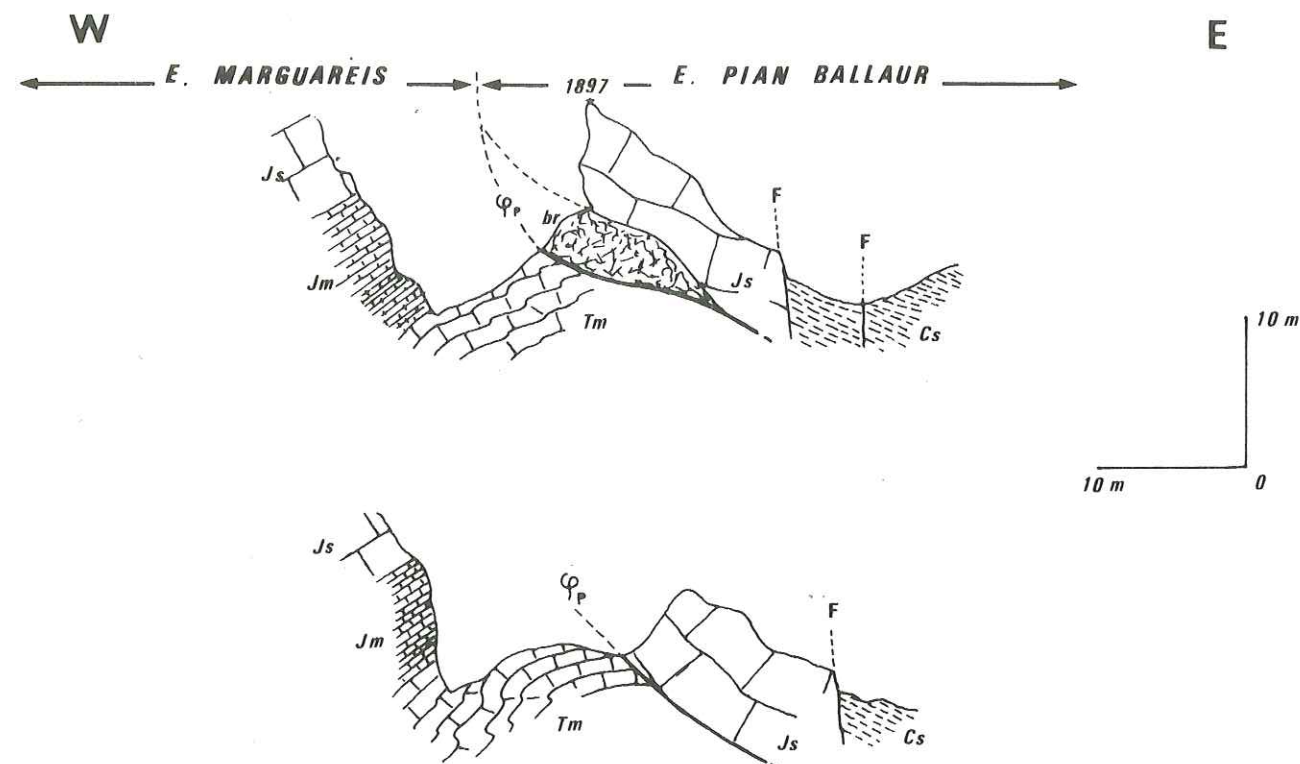


Fig. 44 Coupes levées à proximité du sentier menant du Gola della Chiusetta au Colle del Pas (Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur, br : brèche tectonique).

L'arête du Colle del Pas présente d'W en E la succession suivante (fig. 45)

- sous les quartzites du Trias inférieur et le "Verrucano" à pendage W de l'élément Marguareis, affleure le tégument Permien. Il s'agit d'une roche éruptive de type ignimbrétique à rattacher aux "bésimaudites" (1).

- sur les bésimaudites, repose, à l'E, une roche rouge couleur lie de vin, compacte, de quelques mètres de puissance, présentant localement des indices de granoclassement. En lame mince, la roche est constituée de fantômes de feldspaths et de sanidine encore déterminable; le tout est noyé dans une pâte quartzofeldspathique d'allure microcristalline.

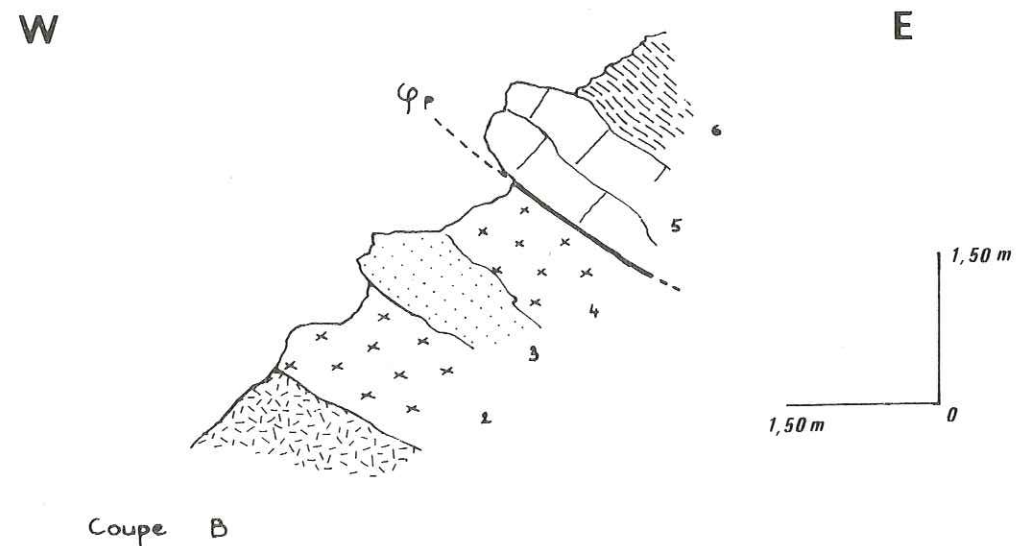
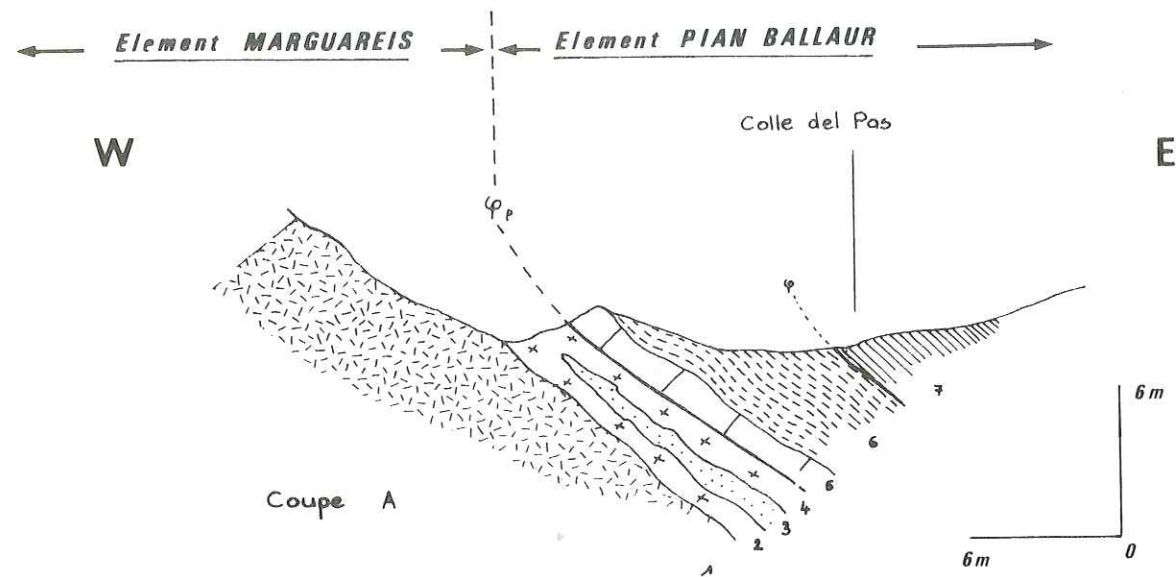


Fig. 45 Coupe A : Coupe sur l'arête du Colle del Pas
Coupe B : détail
 (légende dans le texte)

La présence de sphérules de dévitrification fait penser à un ancien verre volcanique, les quartz présentent en outre une extinction roulante (2).

Il s'agit là d'une roche à matériel éruptif de type rhyolitique.

- Cette roche renferme une lentille de quartzites blancs à faciès werfénien (3).

- Les roches éruptives sont surmontées, en contact anormal, par une lame calcaire du Jurassique supérieur, marmorisée à la base (5).

- Au-dessus reposent des calcschistes du Crétacé supérieur et ceux du complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

A la base des calcaires jurassiques le contact anormal est franc. L'accident séparant l'élément Pian Ballaur de celui du Marguareis passe indiscutablement à ce niveau.

La nature du contact entre le complexe permien des "bésimaudites" et la roche éruptive rouge reste énigmatique; diverses hypothèses de mise en place ont été formulées :

1 - le contact est stratigraphique et cette roche rouge de 2 mètres de puissance constitue l'homologue de la formation permio-werfénienne du Marguareis épaisse ici de 200 m (A. Faure-Muret et P. Fallot 1954),

2 - ou il s'agit d'une intrusion rhyolitique dans des grès non encore consolidés (A. Guillaume 1969),

3 - ou le contact est mécanique et il ne s'agit alors que d'un copeau tectonique à la semelle de l'élément Pian - Ballaur.

Aucune de ces trois hypothèses ne nous satisfait :

- Dans le cas d'un équivalent latéral des grès du Marguareis, on imagine mal une formation de 200 mètres de puissance passant dans un espace aussi restreint (100 à 150 m) à une formation réduite à 2 mètres d'épaisseur.

- L'allure du gisement et le granoclassement local plaident en faveur d'une origine volcano-sédimentaire de la roche, ce qui va à l'encontre de l'hypothèse d'une coulée de lave formulée par A. Guillaume (1969).

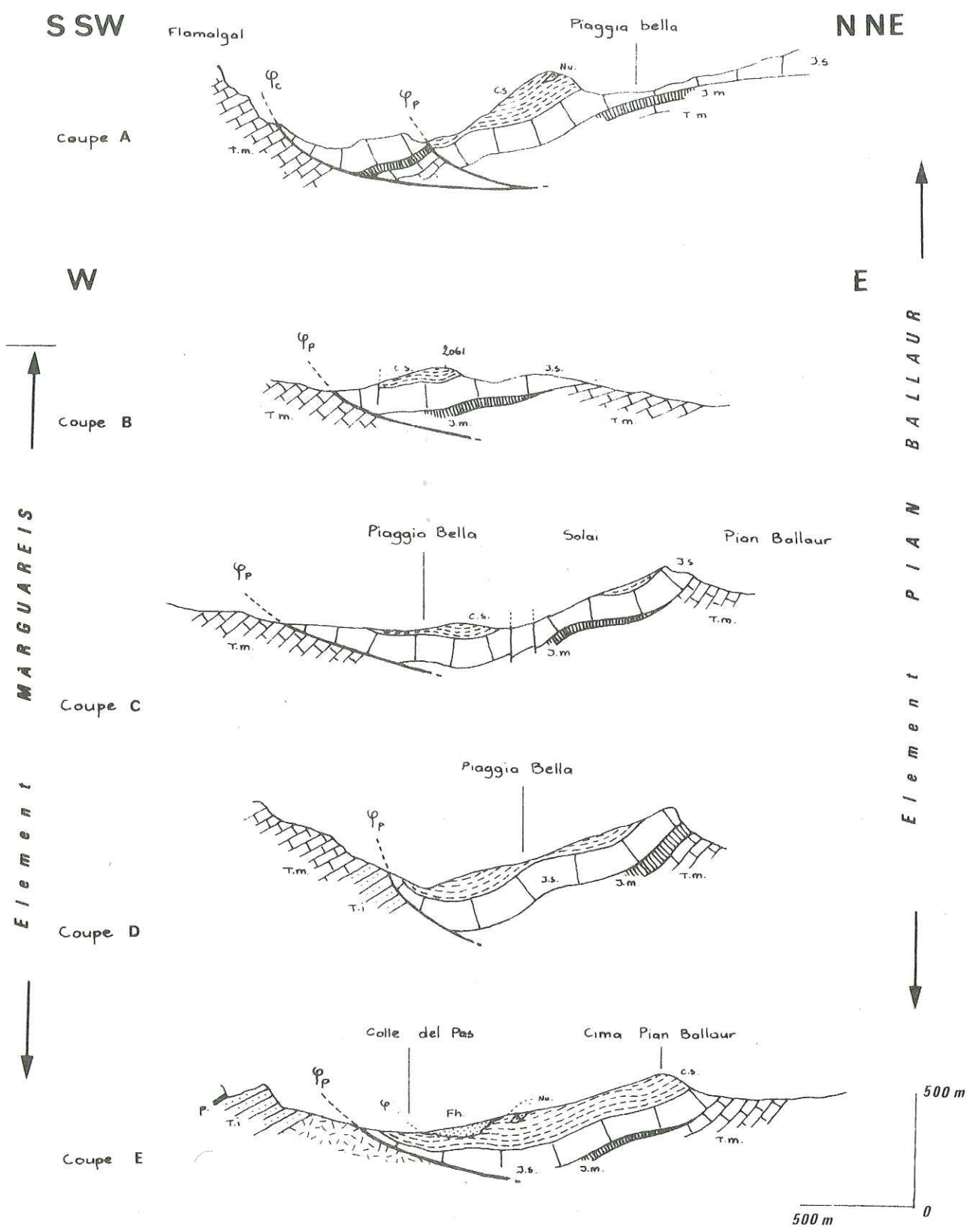


Fig. 46 Coupes s eries du Gola della Chiusetta au Colle del Pas
 (Ti : Trias inférieur, p : pélites, Tm : Trias moyen,
 Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur,
 Cs : Crétacé supérieur, Nu : Nummulitique,
 FH : Complexe de base du Flysch   Helmintho ides).

- L'étude des abords du col montre clairement que le contact anormal du Colle del Pas passe bien au toit de cette formation  ractive, provoquant même un dynamom tamorphisme local dans la semelle de l'élément chevauchant. Nos observations ne nous ont pas permis de mettre en évidence un contact mécanique entre les "bésimaudites" et la roche  ractive lie de vin.

Dans l'état actuel des recherches, toute conclusion à ce sujet paraît prématurée.

5 - Accident de la C me de Colme (φ_{co})

Au sein de l'élément Mongioie - Saline, entre le Rocce del Manco à l'W et la Cime de Colme à l'E, court un accident au tracé sinueux, d'orientation générale N-S dont l'analyse nous semble essentielle à la compréhension du système.

Vers le N, cet accident semble séparer les deux klippes de Flysch   Helmintho ides du Col de la Saline et du Pian Commune.

- L'accident de la Cime de Colme a joué en chevauchement : la Cime de Colme repose, suivant une surface de contact faiblement inclinée (environ 30 ) sur le Rocce del Manco. Le Malm du compartiment chevauchant jalonne le contact et s'appuie du S au N sur le Trias moyen, puis sur le Dogger du Compartiment Rocce del Manco (fig. 47).

- Cet accident a vraisemblablement joué également en décrochement ainsi que le suggère l'examen de la carte au S de Barre della Fontana (carte géologique hors-texte).

Le décrochement est manifeste si l'observateur analyse le déplacement latéral au niveau du contact Malm-Crétacé supérieur. Le compartiment oriental (Cime de Colme) s'est déplacé, vers le S de 200 m environ (décrochement dextre) par rapport au compartiment occidental (Rocce del Manco). Ce double déplacement à la fois en décrochement et en chevauchement, en l'absence de preuves micro-tectoniques peut-être confirmé par l'analyse des divergences d'axes de plis observés plus au N.

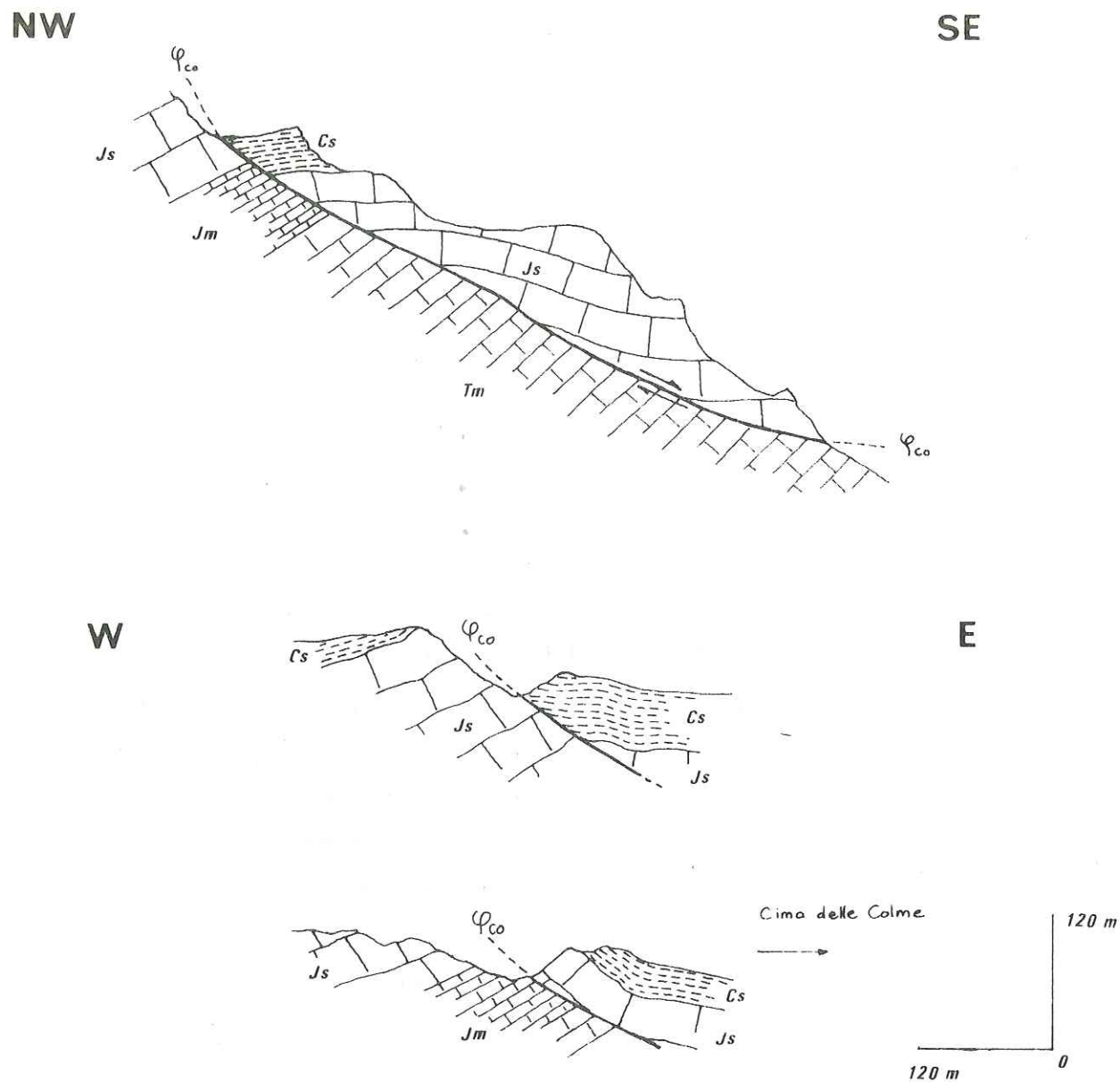


Fig. 47 Coupes entre le Rocce del Manco et la Cima delle Colme.

Au Pian Commune, des plis d'axe N 130° pincent du Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes. Des plis comparables, au col de la Saline, ont une direction N 100°. Si l'on considère le compartiment Cime de Colme comme fixe, l'axe N 100° de la Saline s'explique par rotation du compartiment Rocce del Manco selon une direction approximativement S-W. Ceci implique un mouvement décrochant dextre au front du compartiment Rocce del Manco. De plus cet accident s'est réalisé en compression comme en témoigne l'inclinaison du contact et le chevauchement de la Cime de Colme sur le Rocce del Manco.

6 - Conclusion à l'étude des accidents N-S

Ces différents accidents présentent tous des caractères structuraux similaires :

- une orientation générale N-S
- ils tronquent la couverture sédimentaire et le tégument permo-houiller : ce sont des accidents de socle
- ils sont tous recoupés par l'accident de la Chiusetta auquel ils semblent se raccorder. L'examen de la carte montre qu'ils subissent au S une virgation vers l'E témoignant d'une jonction asymptotique avec le décrochement de la Chiusetta.

Les accidents N-S et l'accident de la Chiusetta sont liés.

- L'accident de la Cime de Colme, entièrement comparable aux autres, ayant joué en décrochement dextre autorise à assimiler tous ces accidents N-S à des décrochements dextres.

- La faible inclinaison générale du contact, l'existence quasi constante d'une semelle bréchifiée peu épaisse et le dynamo-métamorphisme de la base des éléments chevauchants traduit le caractère compressif de ces accidents.

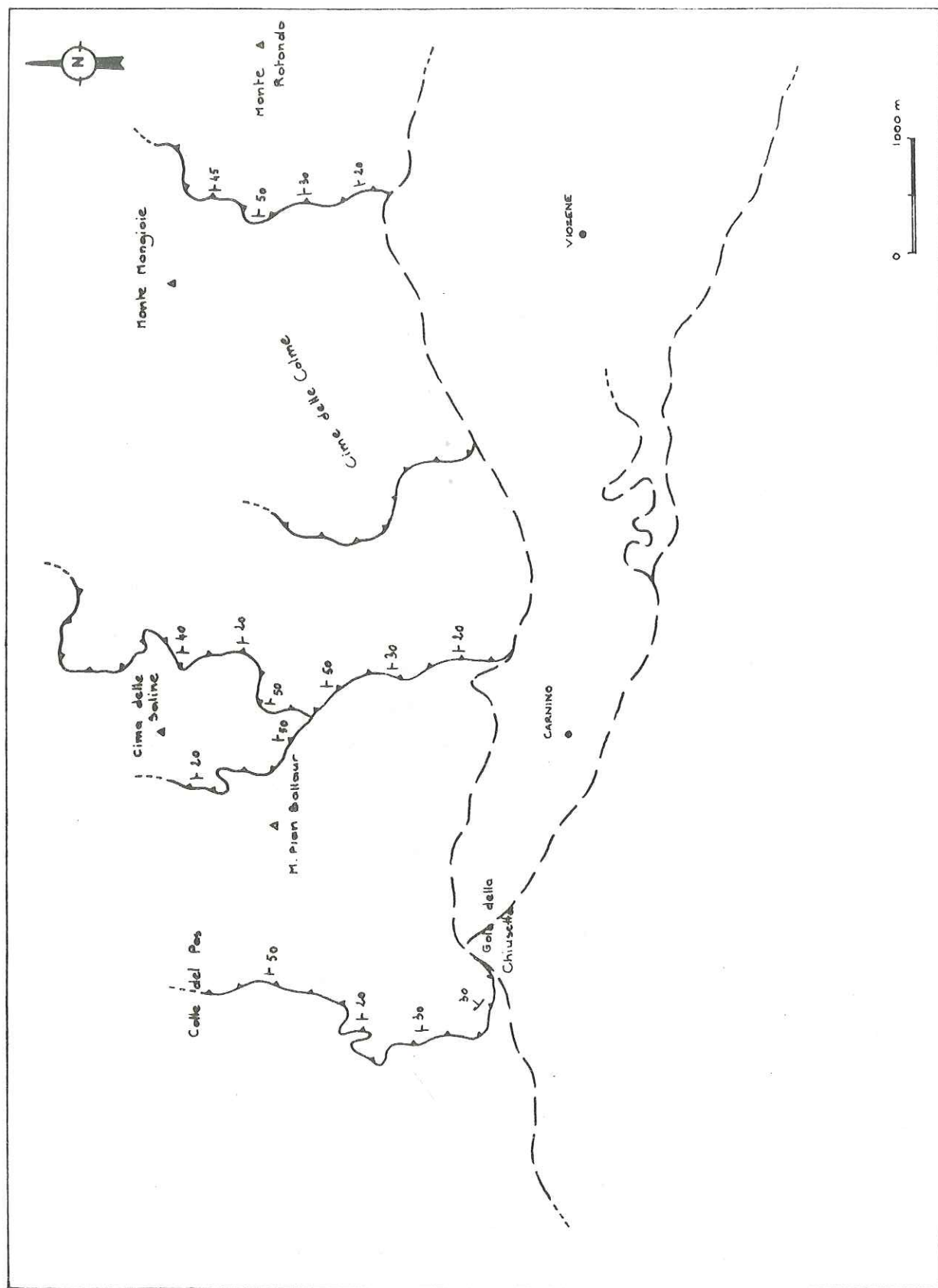


Fig. 48 Schéma montrant les variations d'inclinaison des contacts anormaux N-S.

III - CONCLUSION - LE SYSTEME D'ACCIDENTS

Les conclusions partielles établies au terme de l'étude des différents accidents, nous permettent d'établir les rapports existant entre ces contacts anormaux.

1 - Rapports entre l'accident de la Chiusetta et les accidents N-S

Nous avons montré que l'accident de la Chiusetta de direction générale E-W est un décrochement sénestre. Les accidents N-S se rattachent à l'accident de la Chiusetta et présentent les caractéristiques de décrochements dextres.

Le schéma d'orientation des joints de tension et de cisaillement en fonction des contraintes principales proposé par G. Wilson (1961) montre que les cisaillements se produisent selon deux directions orthogonales, à 45° de la contrainte principale. Selon une direction le mouvement est sénestre, il est dextre selon la direction perpendiculaire.

Les études réalisées dans les Pyrénées par divers auteurs (P. Choukroune et M. Seguret 1968, P. Choukroune 1968) confirment le schéma théorique de G. Wilson.

L'hypothèse de la liaison des accidents N-S (décrochements dextres) à l'accident de la Chiusetta (décrochement sénestre) est donc parfaitement cohérente. Nous sommes là en présence d'une famille d'accidents conjugués dus à une même phase de déformation.

Dans ces conditions, la contrainte maximale pourrait être placée dans un plan vertical bissecteur de l'angle formé par l'intersection des accidents avec le plan horizontal. Elle est de direction NE-SW et de sens NE-SW.

La distribution préférentielle des plis coniques d'axe N-S au voisinage des accidents nous incite à rechercher leur genèse dans la phase génératrice des décrochements.

Il y aurait donc, d'abord formation locale de plis coniques et de fentes de tension, puis cisaillement selon des joints jusqu'alors potentiels déterminés par les directions de densité maximum en fentes de tension.

Le système d'accidents étudié ici diffère des systèmes décrits par les auteurs précités dans la mesure où nos plans de cisaillement sont tous deux obliques :

- accident de la Chiusetta à pendage N.
- accident NS à pendage E.

La déformation ultérieure des contacts ne suffit pas pour rendre compte de ces inclinaisons.

Dans le cas traité par Choukroune et Séguret (1968), les plans obliques ont une trace cartographique parallèle; l'intersection des deux plans est horizontale. Dans notre schéma les traces des accidents dans le plan horizontal, se recoupent orthogonalement.

Chaque élément de l'unité septentrionale défini au S par l'accident de la Chiusetta à l'E et à l'W par deux accidents N-S, a, compte tenu de l'inclinaison respective des contacts, subi un déplacement global vers le S-W.

La contrainte maximum de direction NE-SW a, dans ces conditions, un sens NE-SW.

L'aspect compressif de l'accident est souligné d'autre part par la présence d'un dynamométamorphisme local à la base des éléments structuraux.

2 - Rapports entre l'accident de la Chiusetta et les accidents Carnino-Pianche et du Negrone

Le peu de données en notre possession ne nous permet pas d'avoir une connaissance précise de ces accidents. Cependant ce sont des accidents de socle ayant joué en failles inverses; ils se caractérisent généralement par une zone broyée au contact.

Des considérations d'ordre géométrique (intersections des accidents et superposition des unités) font penser à un système analogue à l'accident de la Chiusetta.

Nous sommes tentés d'y voir un système de décrochements en compression.

3 - Conclusion

Le jeu des divers décrochements en compression entraîne un raccourcissement important de la couverture et du tégument vers l'W. Ainsi, l'unité centrale Carnino - Viozene est entièrement masquée à l'W du Gola della Chiusetta (fig. 49).

L'absence d'accidents N-S dans les unités centrale et méridionale, le déversement vers l'W des plis coniques et la virgation des contacts N-S vers l'E suggèrent un déplacement de l'unité septentrionale plus important que celui des unités méridionales.

Des tournées de reconnaissances à l'W du secteur étudié ici ne nous ont pas permis de déceler un quelconque enracinement de l'accident de la Chiusetta. Il semble au contraire se poursuivre (A. Guillaume 1969) vers Limone Piemonte et l'Argentera.

Notre étude du système de décrochements ne portant que sur une dizaine de kilomètres, ne nous permet pas actuellement d'évaluer le déplacement relatif des compartiments.

L'importance de ces accidents mériterait une étude à l'échelle régionale.

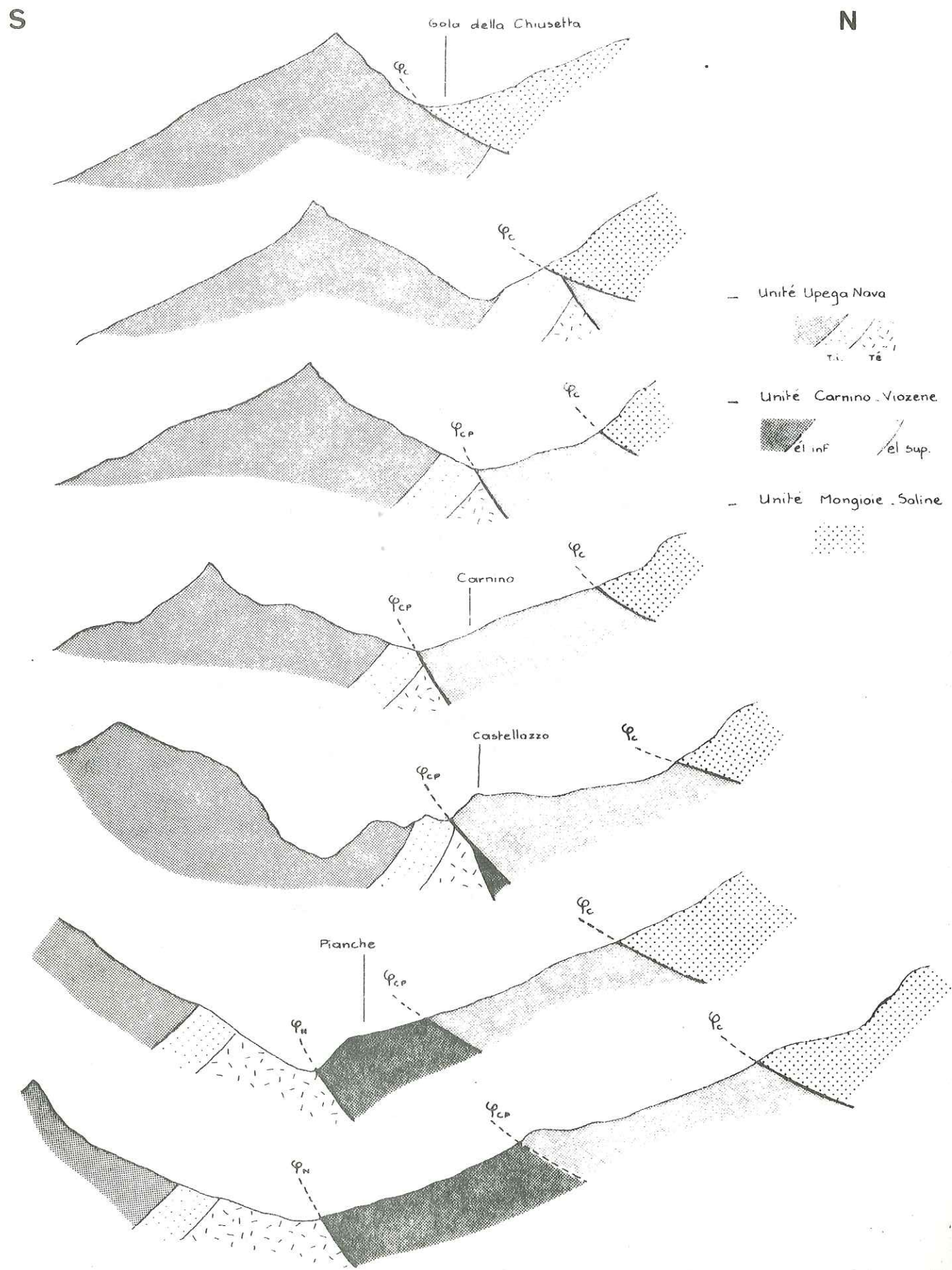


Fig. 49 Coupes sèriées schématiques du Gola della Chiusetta à Talea.

CHAPITRE II

Les unités structurales

Les accidents du Negrone, de Carnino - Pianche et de la Chiusetta subdivisent le massif en trois unités structurales :

- Unité méridionale : Upega - Nava
- Unité centrale : Carnino - Viozene
- Unité septentrionale : Mongioie - Saline

Nous nous intéresserons, dans ce chapitre, à la description des diverses familles de structures qui affectent chacune des unités.

I - UNITE UPEGA - NAVA

A - Introduction

L'unité Upega - Nava s'allonge selon une direction WNW-ESE du Col des Seigneurs jusqu'au delà de Ponte di Nava.

L'unité est limitée au N par les accidents de Carnino - Pianche puis du Negrone (fig. 19); au S les vallons de Upega, de Piniella et du Tanarello la sépare de la nappe principale du Flysch à Helminthoïdes.

La direction constante de l'unité Upega - Nava détermine l'allongement morphologique de la chaîne.

L'unité Upega - Nava est constituée d'une série stratigraphique à faciès briançonnais ligure typique, du Permien à l'Eocène. Elle est complétée au toit par une formation schisto-conglomératique, assimilable à des "Schistes à blocs". Elle supporte, sur son versant S, la nappe du "Flysch à Helminthoïdes".

B - Description

Nous allons mettre en évidence la structure de l'unité Upega - Nava en nous appuyant sur une série de coupes NNE-SSW, du Rocca del Fera à la cluse du Tanarello.

1 - Transversale vallon de Carnino - cime de Caplet - Vallon de Upega

Du vallon de Carnino à la cime de Caplet, le versant septentrional est constitué d'une succession mésozoïque à pendage 45° vers le S-SW allant des quartzites werféniens aux calcaires du Jurassique supérieur; ces derniers constituent l'essentiel de la ligne de crête. A la cime de Caplet, le Malm est affecté de petits replis serrés d'axe N 110° (fig. 50).

Le coeur synclinal de ces replis est occupé par les calcschistes du Crétacé supérieur présentant une schistosité à N 110°.

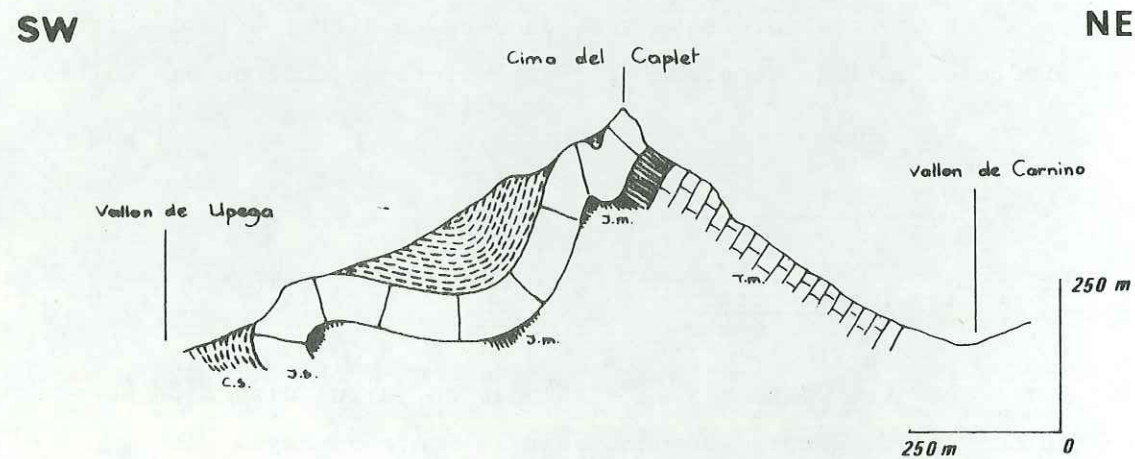


Fig. 50 Coupe du vallon de Carnino au vallon de Upega

(Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur).

De la cime de Caplet au vallon de Upega se développe tout d'abord une vaste structure synclinale déjetée, à coeur de calcschistes du Crétacé supérieur. Ce synclinal est affecté d'une schistosité de plan axial à N 110°.

Au synclinal fait suite, vers le S, un anticlinal d'axe N 110° (anticlinal de Upega) dont la charnière est très bien dessinée dans les calcaires du Malm.

2 - Transversale de la cluse de la Fascette

A l'E de Upega, le torrent s'infléchit brusquement vers le N et entaille, perpendiculairement aux structures, l'unité Upega - Nava, déterminant ainsi la cluse de la Fascette.

Au niveau de la gorge le flanc septentrional du synclinal est redressé à la verticale, voire localement déversé vers le S-W (fig. 51 Coupe A).

Le synclinal évolue d'W en E vers sa terminaison périclinale et disparaît à la Cima Cantalupo (fig. 51 Coupe B).

Dans le flanc inverse de l'anticlinal de Upega, à Colla Bassa, affleurent des pélites verdâtres attribuées au complexe de base du Flysch à Helminthoïdes. Ces pélites présentent une schistosité de direction N 110° et plongent vers le N : elles font en effet partie intégrante des structures à N 110° affectant l'unité (fig. 51 Coupe B).

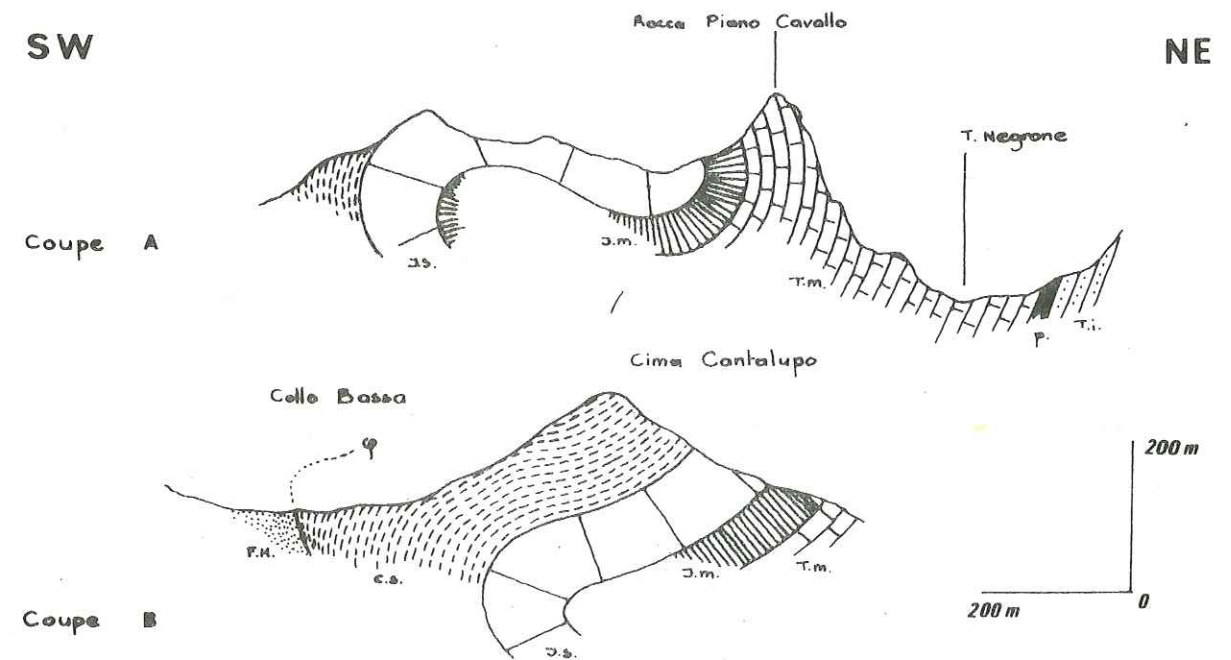


Fig. 51 Coupes en rive droite de la cluse de la Fascette

(Ti : Trias inférieur, p : pélites, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur, FH : Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes).

3 - Transversale de la cluse du Tanarello

Le torrent du Tanarello, recoupant les structures perpendiculairement à leur axe fournit une coupe naturelle que nous étudierons depuis la route du Viozene jusqu'au hameau de Case dell'Isola (fig. 52 Coupe G).

- L'anticlinal de Upega est bien marqué dans les quartzites werféniens et les couches calcaréo-dolomitiques du Trias moyen.

Dans les quartzites, seule la charnière anticlinale de direction N 110° apparaît.

A la sortie de la cluse du Tanarello, ce pli s'observe de façon complète dans le Trias moyen. Il s'agit d'un pli aigu à plan axial sub-horizontale; le flanc normal plonge de 30° vers le S, le flanc inverse a un pendage de 60° vers le N.

Le Jurassique moyen et supérieur du versant septentrional de l'unité appartient au flanc normal de ce pli et présente un pendage de 30° vers le S (fig. 52).

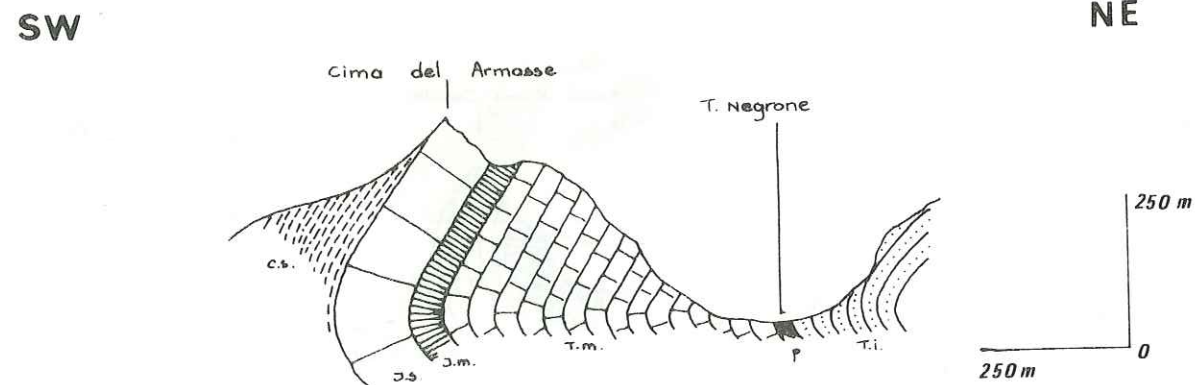
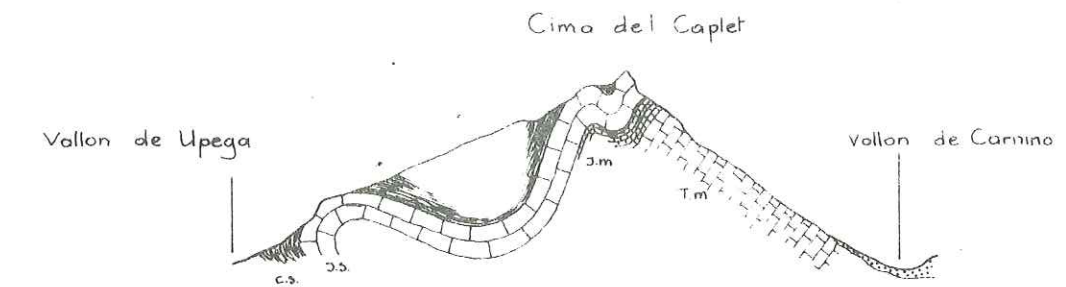


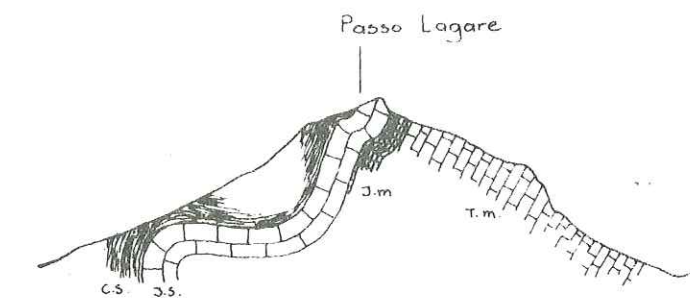
Fig. 52 Coupe en rive gauche de la Cluse du Tanarello
(Ti : Trias inférieur, p : pélites, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur).

SW

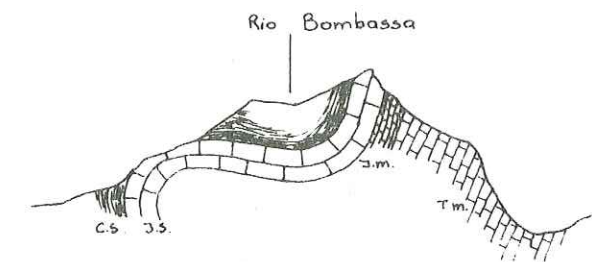
NE



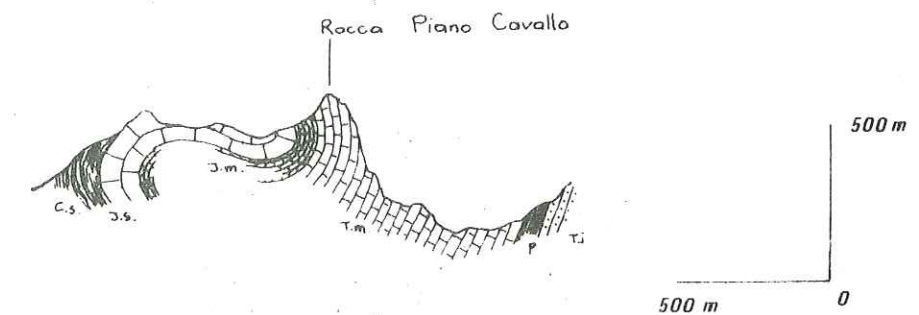
Coupe A



Coupe B



Coupe C



Coupe D

Fig. 53 a Coupes séries NE-SW dans l'unité Upega Nava de la Cima del Caplet à la Cima Piano Cavallo.

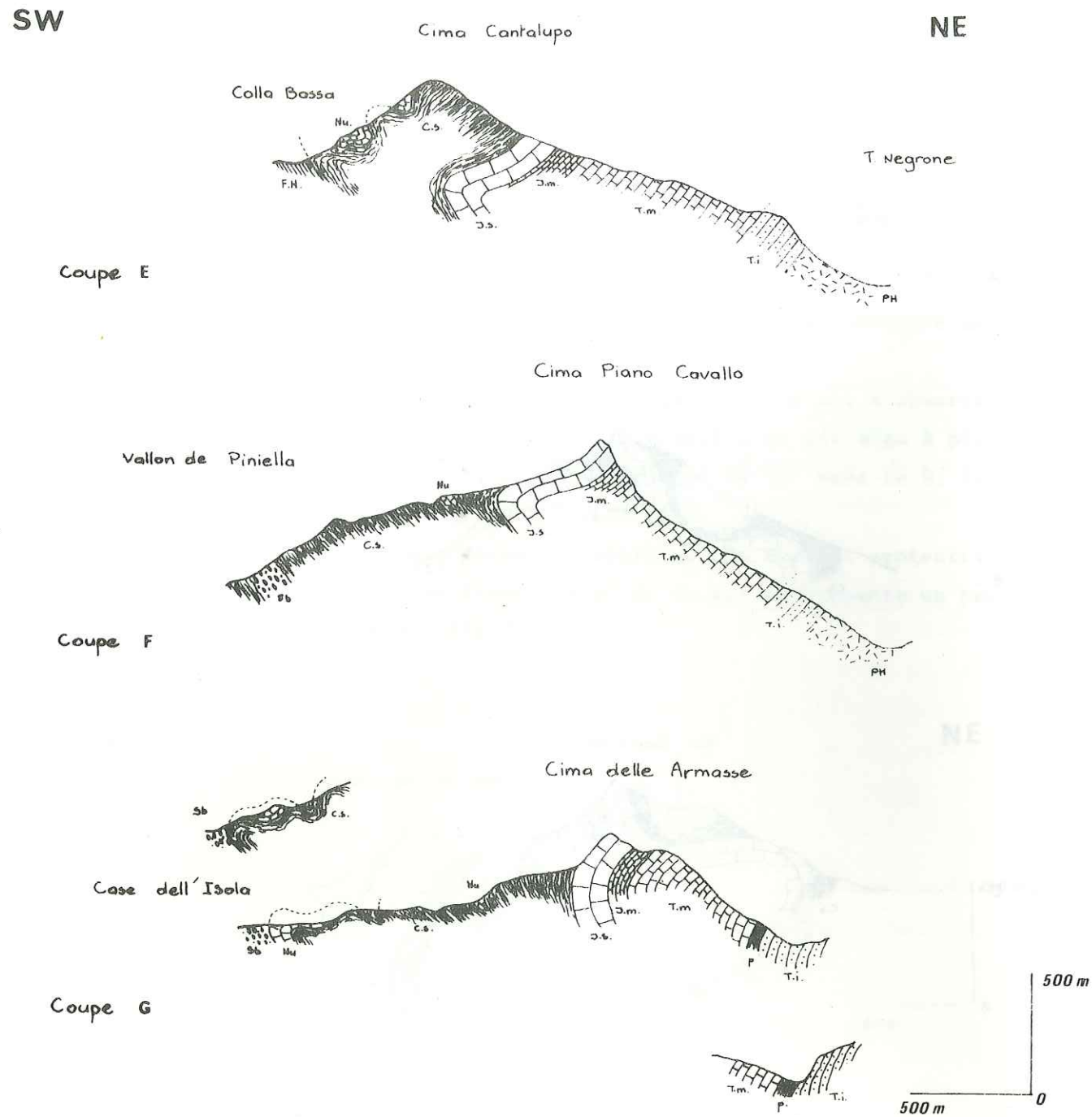


Fig. 53 b Coupes sériées NE-SW dans l'unité Upega Nava de la Cima Cantalupo à la Cima delle Armasse.

(PH : Permo-Houiller, Ti : Trias inférieur, p : pélites, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur, Nu : Nummulitique, Sb : Schistes à blocs, FH : Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes).

Tout le versant méridional de la cime de l'Armasse est constitué de calcschistes du Crétacé supérieur, de calcaires du Nummulitique et de "Schistes à blocs". Toutes ces formations présentent une direction structurale constante à N 110°.

L'ensemble est affecté par un réseau de petites failles perpendiculaires aux structures, observables préférentiellement dans le Malm.

Conclusion

L'unité Upega - Nava, dans notre domaine, constitue l'unité Briançonnaise frontale. Il s'agit d'un anticlinal (anticlinal de Upega) de direction constante (axe N 110°) déversé vers le S-W (fig. 54).

Dans le flanc méridional de l'unité Upega - Nava, des lambeaux de Schistes à blocs et du Complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes sont impliqués dans la structure à N 110°.

Les plis d'axe N 110°, déversés vers le S sont dus à une phase tectonique postérieure à la mise en place de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

II - UNITE CENTRALE CARNINO - VIOZENE

A - Introduction

L'unité Carnino - Viozene doit son individualité structurale à l'existence des accidents de la Chiusetta au N, de Carnino - Pianche et du Negrone au S.

Au N elle est chevauchée par l'unité Mongioie - Saline; au S elle repose sur l'unité Upega - Nava.

B - Description

Dans cette unité affleurent essentiellement des terrains permo-carbonifères sur lesquels subsiste le tégument quartzitique werrénien, à l'E.

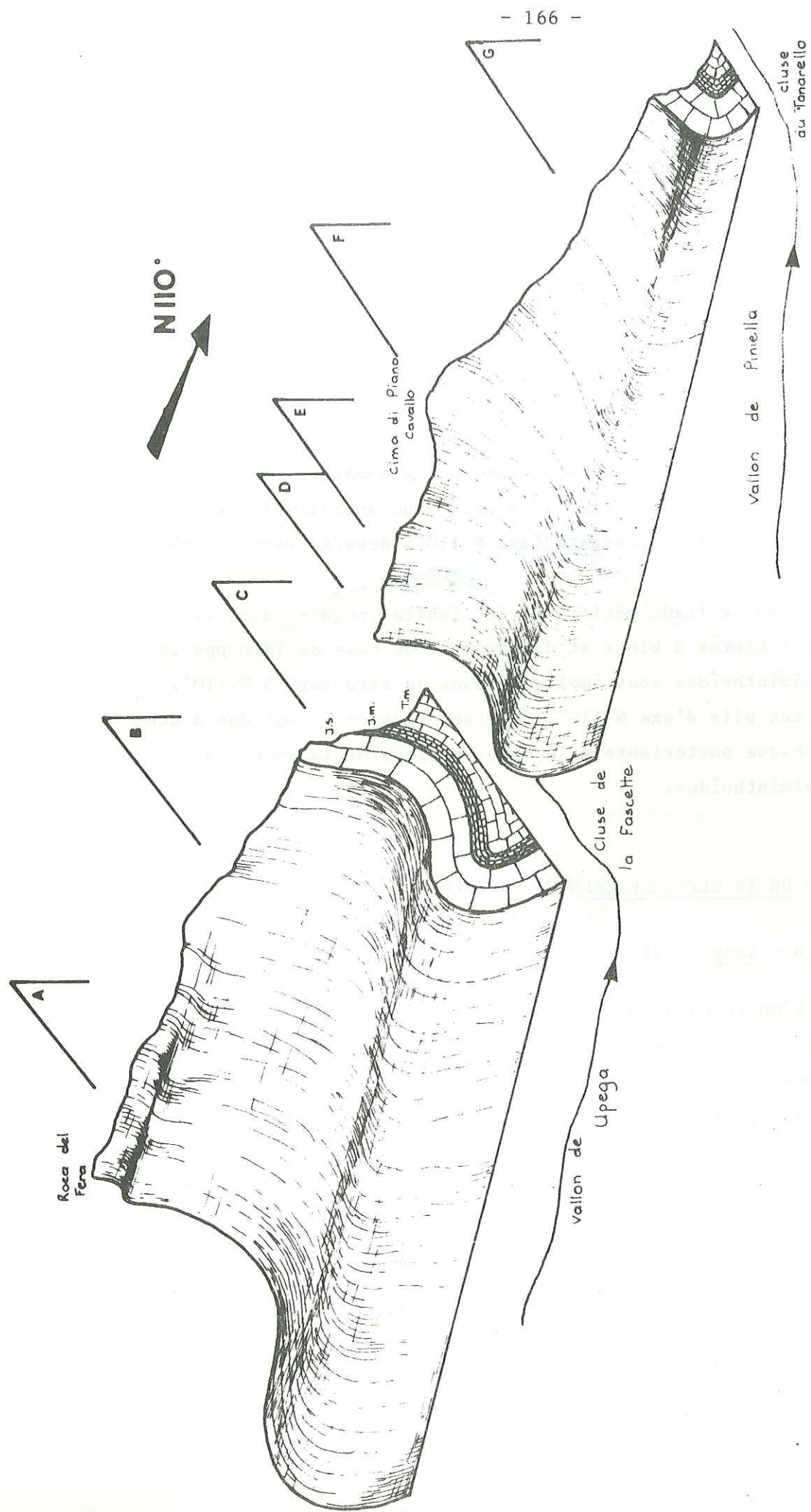


Fig. 54 Structure de l'unité Upega - Nava du Rocca del Fera, au Tanarello, et localisation des coupes de la Fig. 53 a-b.

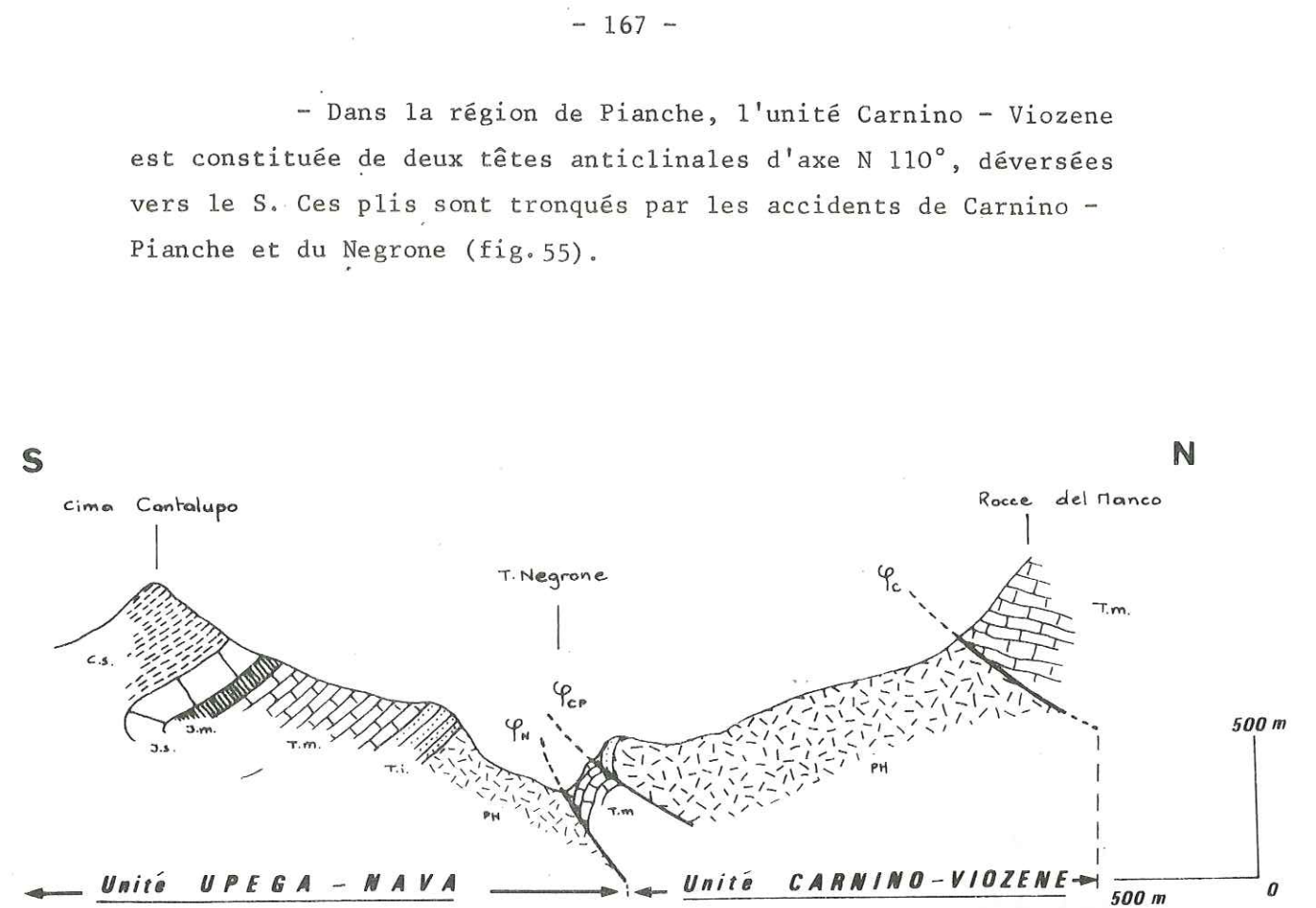


Fig. 55 Coupe NS de la Cima Cantalupo au Rocce del Manco

(PH : Permien et Permo-Houiller, Ti : Trias inférieur, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur).

Au-delà du Castellazzo, vers l'E, l'accident Carnino - Pianche scinde l'unité en deux; il provoque le recouvrement de l'élément inférieur par l'élément supérieur.

- Dans la partie orientale de l'unité Carnino - Viozene, les quartzites en position normale (polarité confirmée par les stratifications entrecroisées) dessinent une vaste voûture anticlinale assymétrique déversée vers le S.

A la confluence du torrent Negrone et du Tanarello la charnière de l'anticlinal de Upega (unité Upega - Nava) est en apparente continuité avec les quartzites du Pian degli Ucelli (unité Carnino - Viozene). L'enveloppe quartzitique de l'unité Carnino - Viozene pourrait alors correspondre au flanc normal de cet anticlinal, décroché par les accidents Carnino - Pianche et du Negrone (fig. (56)).

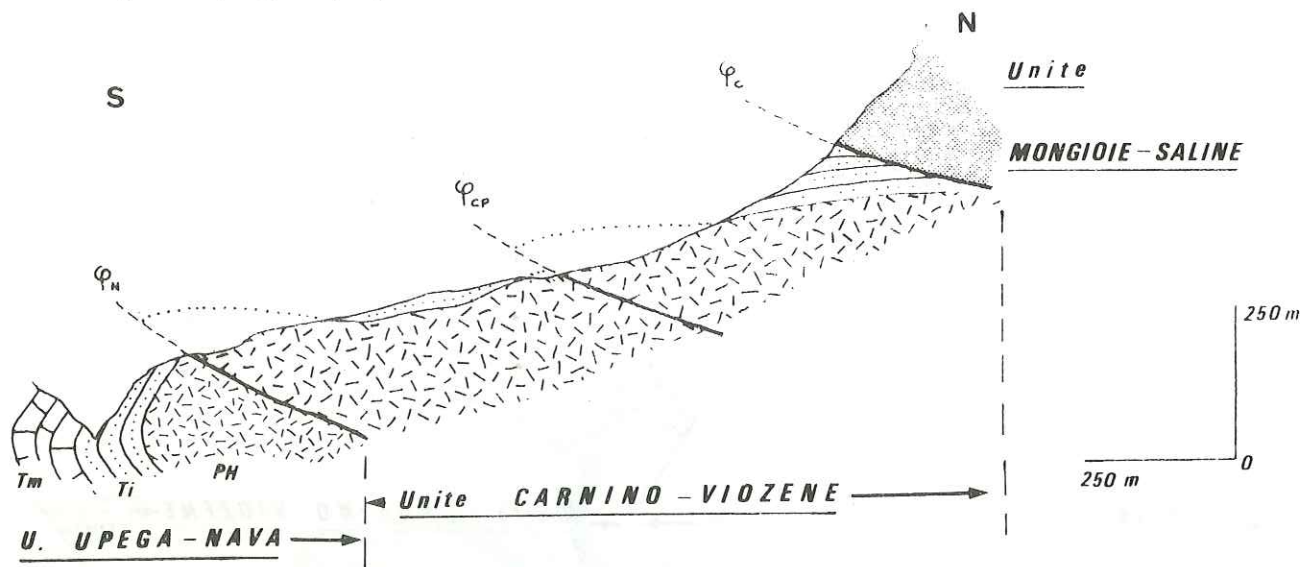


Fig. 56 Coupe schématique, dans l'unité Carnino - Viozene, du Tanarello au Bric di Conoia.

Conclusion

Du peu de données en notre possession il ressort que l'individualisation de l'unité Carnino - Viozene par les accidents de Carnino - Pianche, du Negrone et de la Chiusetta est postérieure à la gènesse des structures plissées d'axe N 110° déversées vers le S. En effet, ces accidents tronquent les plis tant à Pianche que dans la zone orientale de notre domaine.

III - UNITE SEPTENTRIONALE MONGIOIE - SALINE

Introduction

Dans le cadre du secteur étudié, l'unité Mongioie - Saline s'étend du Pizzo d'Ormea à l'E au Colle del Pas à l'W. Elle est limitée au S par l'accident de la Chiusetta. Le prolongement septentrional de cette unité n'a pas été étudié au-delà de la Cima Brignola et de la vallée de l'Ellero. Elle se présente comme un vaste entablement, constitué de formations secondaires et tertiaires, plongeant faiblement vers l'W.

L'unité Mongioie - Saline supporte tectoniquement des lambeaux de Flysch à Helminthoïdes.

L'ensemble de la couverture de l'unité Mongioie - Saline a été décrit par D. Zaccagna (1887) comme le flanc nord d'un vaste anticlinal à coeur de Houiller. Ce même auteur en 1933 indique des failles N-S dans le vallon de la Saline, au Bocchino dell'Aseo, à la Serre Negrun.

J.-R. Kienast (1963) puis M. Vanossi (1972) ont considéré l'unité Mongioie - Saline comme une grande unité structurale, uniquement affectée de failles verticales.

Notre étude nous a conduit à subdiviser l'unité Mongioie - Saline en cinq grands éléments structuraux, définis par les décrochements N-S décrits précédemment. Ces cinq éléments sont les suivants d'W en E :

- Élément Marguareis
- Élément Pian Ballaur
- Élément Saline
- Élément Mongioie - Manco
- Élément Rotondo

A - Elément Marguareis

L'élément Marguareis, limité à l'E par l'accident du Colle del Pas, supporte tectoniquement l'élément Pian - Ballaur.

Il n'a fait l'objet que de reconnaissances rapides, aussi son étude en est-elle succincte et très incomplète.

L'analyse structurale du Marguareis a été entreprise par A. Faure-Muret, P. Fallot et M. Lanteaume (A. Faure-Muret et P. Fallot, 1954; P. Fallot et M. Lanteaume, 1955; M. Lanteaume, 1958). Pour ces auteurs la couverture mésozoïque (non compris les quartzites werféniens), décollée de son substratum siliceux, est "plissée en grandes ondulations synclinales et anticlinales" et affectée de nombreuses failles distribuant l'ensemble en une série de compartiments (fig.57). Les redoublements de série constatés (versant E du Rastelli di Marguareis) ont été attribués à des cisaillements plans ou à des dislocations de type intercutané impliquant un déplacement important de la couverture décollée.

A. Faure-Muret et P. Fallot ont remarqué d'autre part le caractère polyphasé de nombreuses structures affectant le Crétacé et le Tertiaire.

A. Guillaume (1969) a signalé dans la partie S du Marguareis des "plis importants".

Le Marguareis apparaissait jusqu'alors comme un élément peu plissé, tabulaire et affecté d'un réseau complexe de failles.

Nous avons pu mettre en évidence, en compagnie de M. Lanteaume et D. Haccard, l'existence de flancs inverses de plis couchés sur le versant E de la Cime de la Galine (fig.59).

La coupe décrite lors de l'analyse de l'accident du Colle del Pas (fig.44) montre dans l'élément Marguareis une succession normale du Trias au Jurassique supérieur. Il ne s'agit en fait que d'une portion du flanc normal d'un pli couché dont le flanc inverse inverse apparaît plus au N-W (fig. 59).

Le redoublement des pélites du versant E du Rastelli di Marguareis (fig.58), interprété par A. Faure-Muret et P. Fallot (1954) comme "ressortissant à la tectonique intercutanée" pourrait traduire là encore l'existence de plis couchés.

ENE

WSW

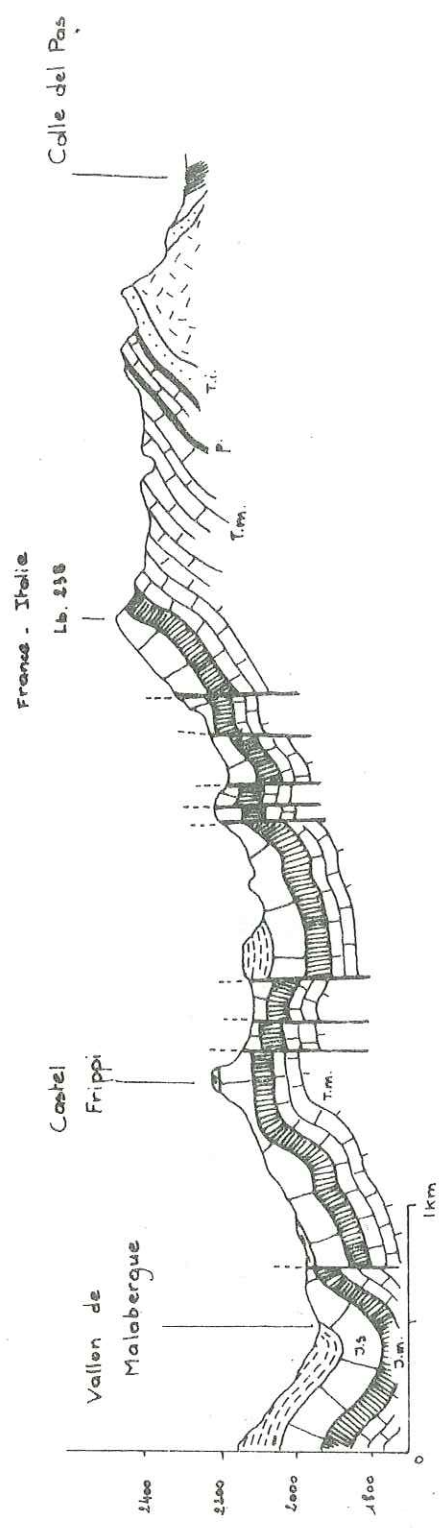


Fig. 57 Coupe à travers le massif du Marguareis (D'après P. Fallot et M. Lanteaume, 1955).
(Ti : Trias inférieur, p : pélites, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur).

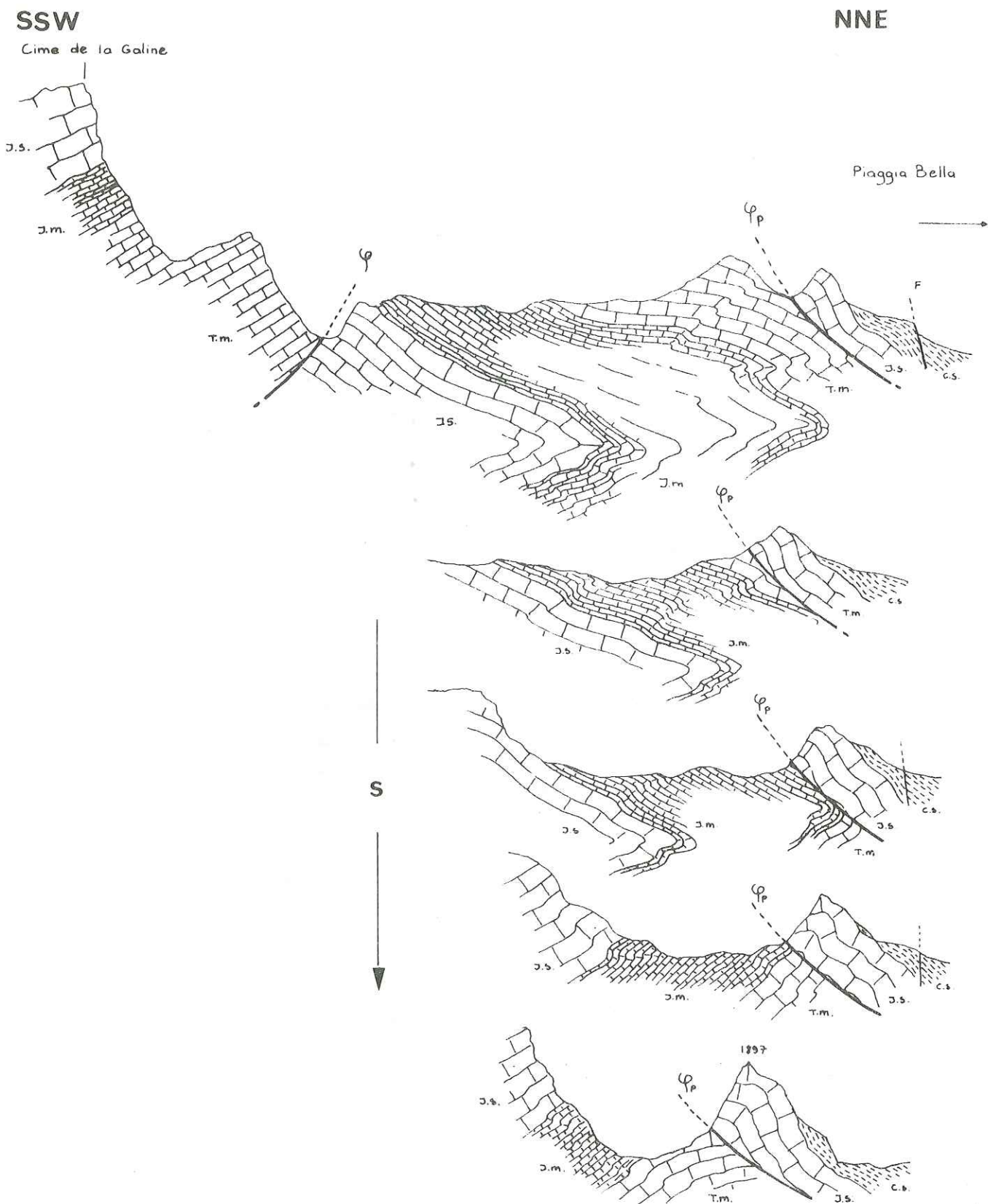


Fig. 59 Coupes dans le revers oriental de la cime de la Galine
 (Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen,
 Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur).

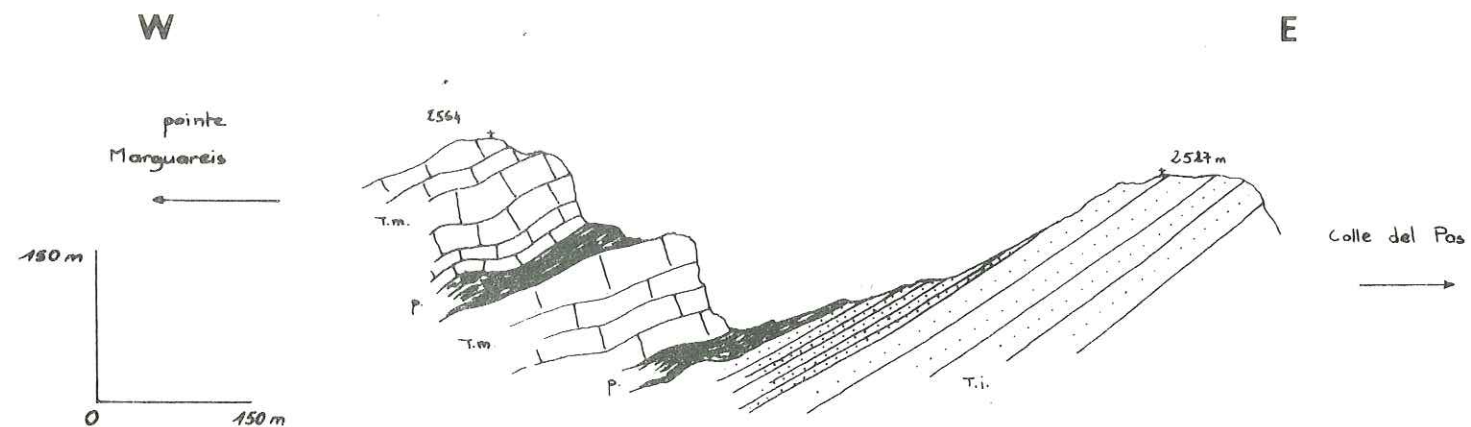


Fig. 58 Coupe dans le versant E des Rastelli di Marguareis
 (Ti : Trias inférieur, p : pélites, Tm : Trias moyen).

Le revers occidental de la pointe 2538 présente, dans les calcaires et dolomies du Trias, des plis d'axe N 110° déversés vers le S. Des structures similaires ont été observées localement dans le flanc inverse du pli couché sur le versant E de la cime de la Galine.

B - Élément Pian - Ballaur

L'élément Pian Ballaur est limité à l'W par l'accident du Colle del Pas, à l'E par l'accident de la cime de la Saline, au S par l'accident de la Chiusetta (fig. 19). Le secteur septentrional de l'élément n'a pas été étudié au-delà de la transversale Colle del Pas - Cime de la Saline.

1 - Le versant oriental

Le versant oriental de l'élément est constitué d'une épaisse série sédimentaire secondaire à pendage général 30-40° vers l'W. Cette série, décollée au niveau des pélites du Werfénien supérieur, repose sur les quartzites de la rive droite du vallon de la Saline.

Les calcaires et dolomies du Trias moyen occupent la majeure partie des falaises orientale et méridionale du Pian Ballaur. Ils supportent les calcaires plaquetés du Jurassique moyen réduits tectoniquement et les calcaires compacts du Jurassique supérieur qui déterminent la ligne de crête reliant le Gola della Chiusetta au Monte Pian Ballaur.

L'ensemble de cette série est affecté de plis d'axe N 100°-110° déjetés ou déversés vers le S. De telles structures, même disharmoniques, ne suffisent pas pour rendre compte de la puissance anormalement grande (600 m environ) du Trias.

A titre d'hypothèse, l'existence de plis couchés (fig. 60) comparables à celui de la cime de la Galine (élément Marguareis) n'est pas à exclure. Cependant, l'analyse de ces falaises difficiles d'accès ne nous a pas permis jusqu'à présent, de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

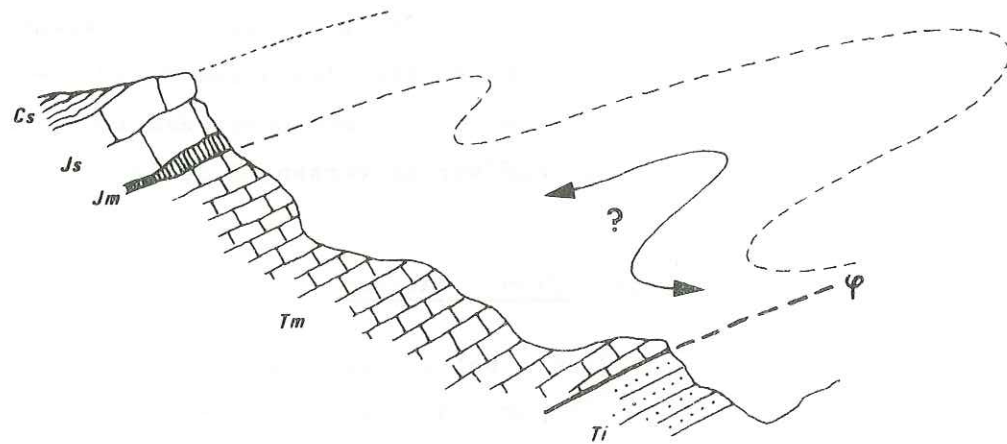


Fig. 60 Schéma interprétatif du versant oriental de l'élément Pian Ballaur.

2 - Le revers occidental

Le revers occidental de l'élément Pian Ballaur se présente comme une surface structurale gauchie en grandes ondulations synclinales et anticlinales d'axe N-S (fig. 61, p. 176).

Les berceaux synclinaux sont occupés par des calcschistes du Crétacé supérieur qui emballent localement des témoins de calcaires à nummulites de l'Eocène.

Sur l'arête du Colle del Pas (fig. 62), les calcschistes supportent mécaniquement des lambeaux de Complexe de base à bancs gréseux de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

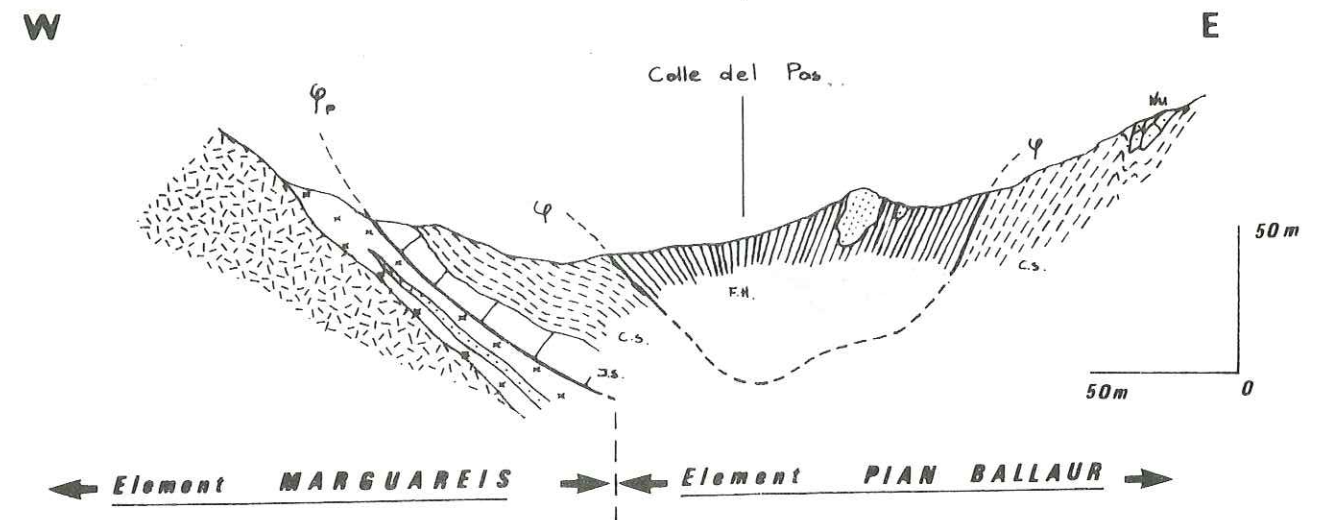


Fig. 62 Coupe sur l'arête orientale du Colle del Pas
(Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur, Nu : Nummulitique, FH : Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes)

3 - Conclusion

Le revers occidental de l'élément Pian Ballaur, d'allure monoclinale, pourrait correspondre en fait au flanc normal d'un pli couché; dans cette hypothèse, la masse de Trias des versants S et E en constituerait la charnière reposant mécaniquement sur les quartzites werféniens.

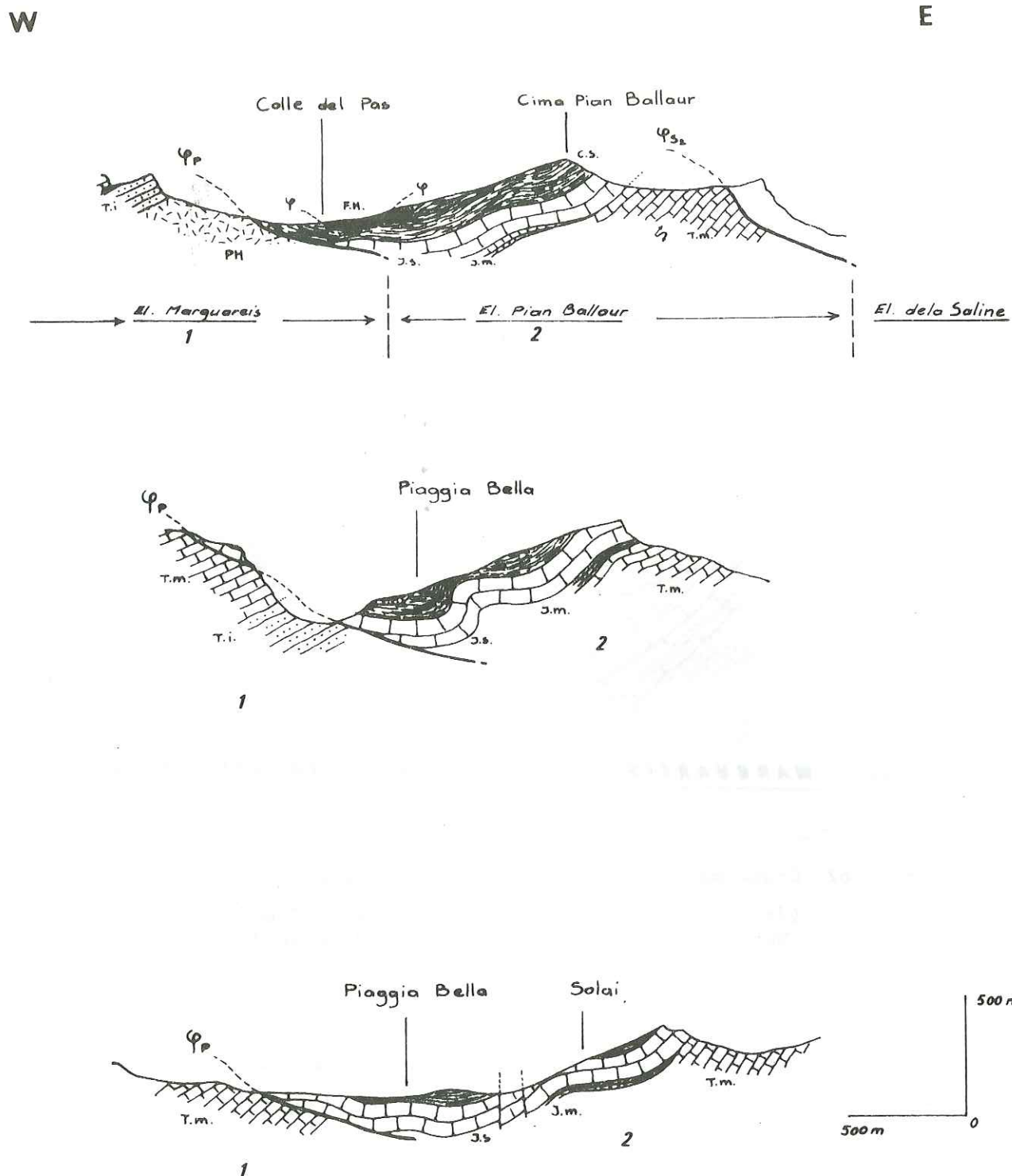


Fig. 61 Coupes s riees EW dans le versant occidental de l'élément Pian Ballaur.
 (PH : Permien, Ti : Trias inférieur, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur, FH : Complexe de base du Flysch   Helmintho ides).

C - Elément Saline

L' l ment Saline est coincé entre l'élément Pian Ballaur à l'W et l'élément Mongioie - Manco à l'E (fig. 19). Il est constitué par la cime et le versant oriental de la Saline.

La crête de la Saline correspond à une tête anticlinale d'axe N 10 , déjetée vers l'W, tronquée à la base par l'accident de la cime de la Saline. A ce pli, succède vers l'W un petit synclinal, d'axe parallèle, coeur de Crétacé supérieur (fig. 63).

Aux confins septentrionaux de notre secteur d'étude, la profonde vallée du torrent Ellero entaille l'élément Mongioie - Manco jusqu'au soubassement quartzitique de l'élément Saline sous-jacent.

L' l ment Saline est donc tronqué par l'accident de la cime de la Saline, d'W en E, du Jurassique supérieur au tégument permo-werfénien.

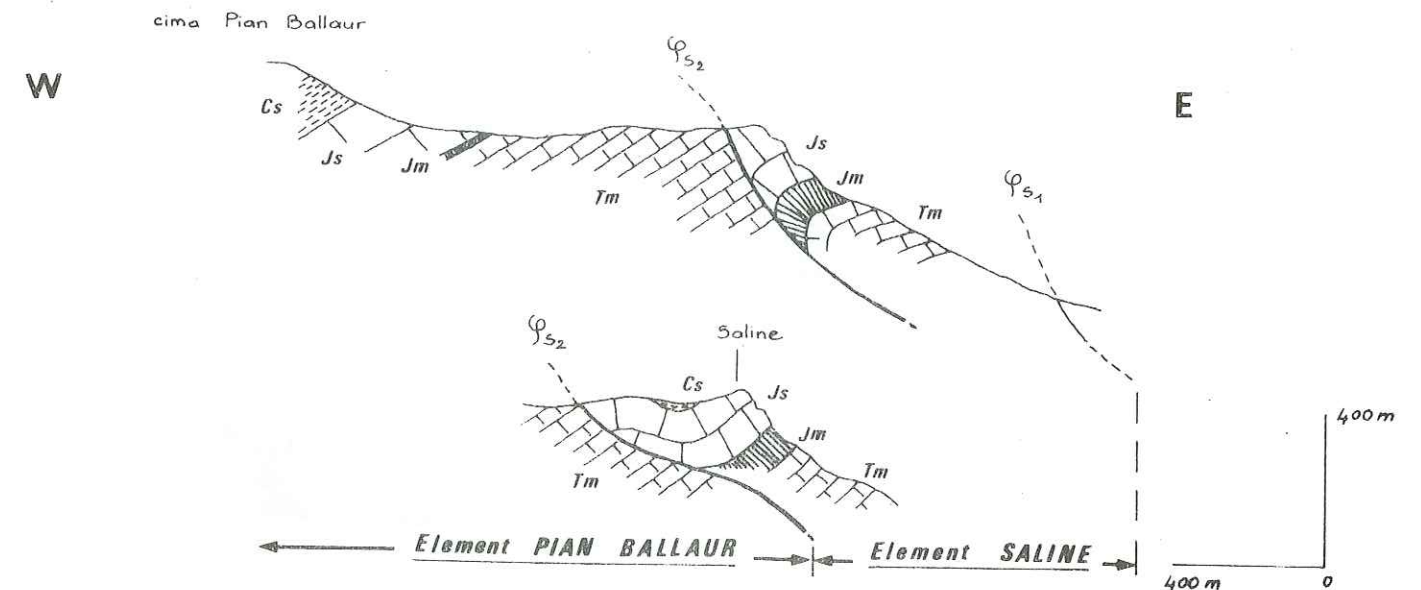


Fig. 63. Coupes dans l'élément Saline (versant E de la cime de la Saline)

(Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur).

D - Elément Mongioie - Manco

L'élément Mongioie - Manco est le plus vaste des éléments constituant l'unité Mongioie - Saline. Les accidents de la Chiusetta au S, du col de la Saline et du Bocchino dell'Aseo à l'W et à l'E, sont responsables de son individualisation (fig. 19).

L'élément Mongioie - Manco, constitué presque exclusivement de matériaux mésozoïques (le tégument Permien n'affleure que dans les hauts vallons de la Vastera et de la Saline (fig. 33 - 36), un pendage général vers le N-W.

Une étude de détail nous a permis de montrer que la structure, apparemment monoclinale, est en fait beaucoup plus complexe. Elle est en effet le résultat de plusieurs phases successives de déformation de type souple ou cassant.

1 - Les falaises orientales du Mongioie

- Le versant oriental du Monte Mongioie présente, dans le Trias moyen calcaréo-dolomitique, des microplis et des plis décamétriques synschisteux d'axe N 90° - 110° déversés vers le S. Des plis comparables existent dans les quartzites werféniens sous-jacents; les charnières sont fréquemment "bourrées" par les pélites vertes du Werfékien supérieur (fig. 64).

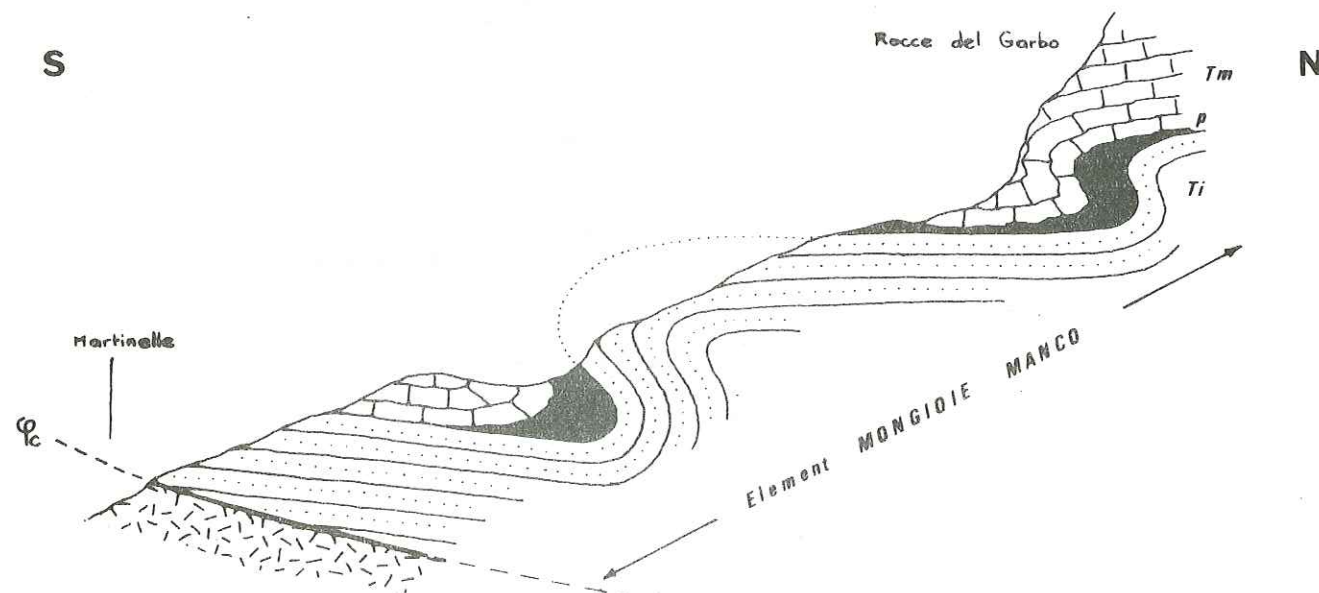


Fig. 64 Plis à N 110° au pied des falaises du Rocce del Garbo.

- Nous avons noté par ailleurs, dans le Trias moyen des structures qui n'entrent pas dans le cadre des déformations à N 110° : ce sont des plis couchés, étirés, isoclinaux. Les niveaux calcaires et pélitiques de la partie inférieure de la falaise ont subi une importante recristallisation accompagnée de l'apparition de paragé-nèses micacées (muscovite) témoignant d'un épimétamorphisme. L'analyse microtectonique de ces plis isoclinaux montre, d'une part, que leur gènèse est antérieure à celle des plis déversés d'axe N 110° (fig.65), d'autre part, que le métamorphisme n'est pas la conséquence de cette dernière phase. Il est lié à la phase en plis couchés, en effet les

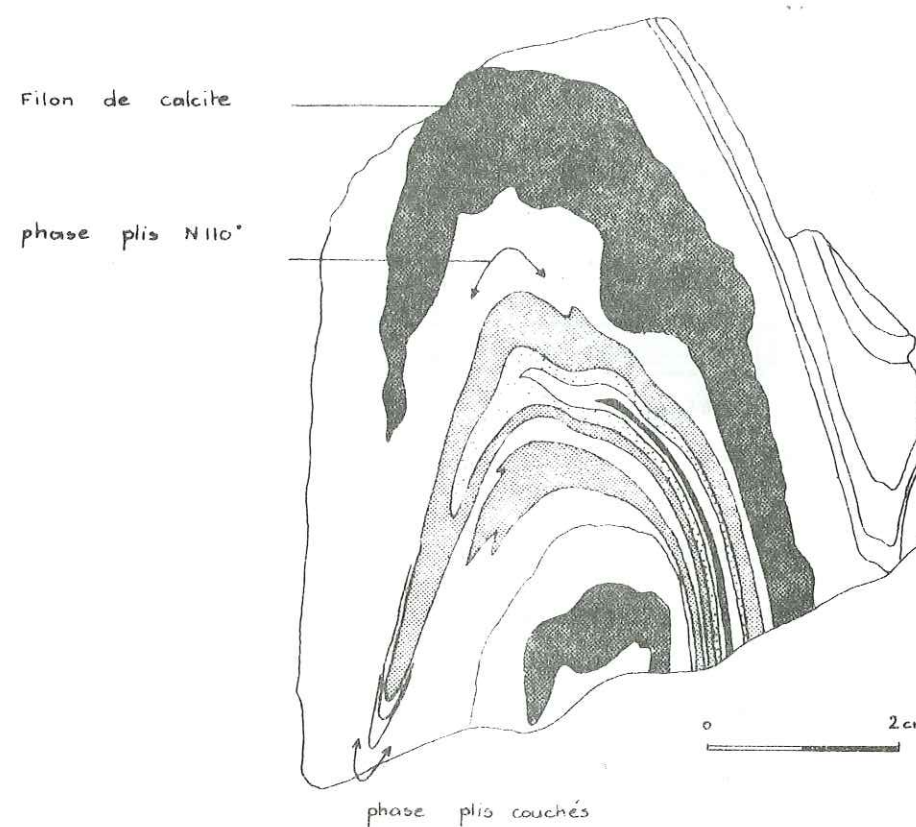


Fig. 65 Microplis dans les calcaires de la base du Trias moyen (versant oriental du Monte Mongioie).

niveaux marmorisés se retrouvent tant dans les enveloppes que dans le coeur des anticlinaux d'axe N 110°. L'intervention de ces deux phases permet d'expliquer la présence d'amandes péelitiques werféniennes coupées de leurs racines, au sein même des formations médio-triasiques.

L'existence de plis couchés, antérieurs aux plis d'axe N 110°, rendrait compte de l'épaisseur excessive de la série triasique.

L'analyse séquentielle du Jurassique moyen - supérieur de l'élément Mongioie - Manco n'a révélé ni redoublements de série, ni polarités inverses; tout se passe comme si cette phase n'affectait que le Trias. L'étude du contact Trias moyen - Jurassique moyen a montré que les calcaires bathoniens reposent toujours en concordance sur les dolomies ladinienes : l'ensemble de la série est donc affecté par cette phase de déformation.

La comparaison de ces structures avec le pli couché du Marguareis permet d'envisager une assimilation de la série du Mongioie (en succession stratigraphique normale) au flanc normal d'un grand pli couché. Dans cette hypothèse, la localisation du métamorphisme et des plis isoclinaux à la base de la série médio-triasique, traduirait une disharmonie liée à une différence de niveau structural et à une perméabilité différentielle du métamorphisme des séries calcaires et dolomitiques. En effet, dans cette zone, les bancs dolomitiques enregistrent les déformations mais le métamorphisme ne s'y exprime pas. Dans une alternance calcaire - dolomie, les lits calcaires sont métamorphiques, les lits dolomitiques ne le sont pas.

Dans des conditions thermodynamiques similaires les niveaux calcaires et dolomitiques vont avoir un comportement différent. La notion d'étage structural semble donc non seulement liée aux conditions thermodynamiques, mais aussi, dans une certaine mesure au chimisme des roches.

La nature essentiellement dolomitique des deux tiers supérieurs de la série triasique rendrait compte de la disparition vers le haut du métamorphisme et pour partie du style isoclinal.

La couverture carbonatée repose sur une série quartzitique dans laquelle les seules structures observées sont des plis à N 110°. Le contact est lui-même impliqué dans ces plis (fig. 64). La couverture ne repose donc pas sur son substratum originel.

Dans ces conditions nous pouvons envisager à titre d'hypothèse l'évolution suivante : (fig. 66).

- d'abord phase tectonique synmétamorphique socle - couverture engendrant des plis couchés d'axe et de déversement inconnu (fig. 66 I)

- puis décollement et mise en place de la couverture plissée sur un substratum peu affecté par la première phase (fig. 66 II).

- enfin déformation engendrant les plis déversés vers le S et conduisant à un "recollement" de la couverture sur son substratum d'adoption (fig. 66 III).

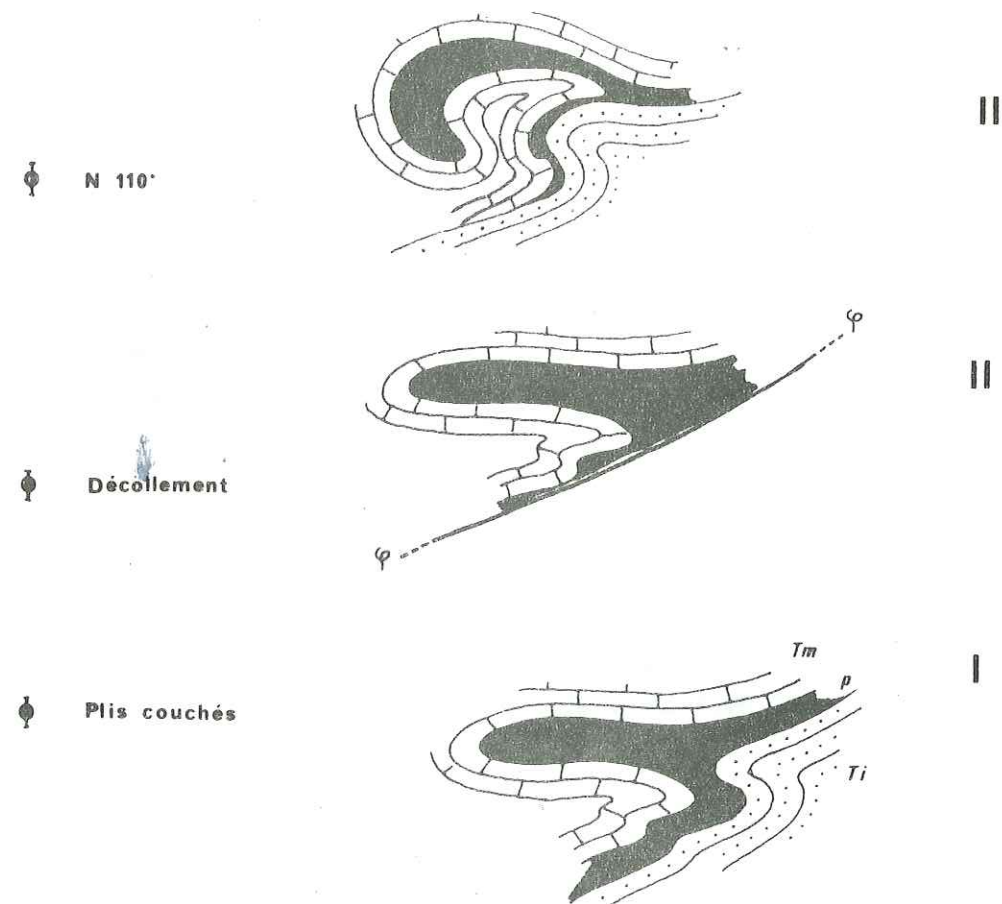


Fig. 66 Schéma interprétatif du polyphasage observé dans les falaises orientales du Monte Mongioie.

2 - Le versant méridional de l'élément Mongioie - Manco

Entre la cime de Colme et le Rocche del Garbo, dans le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur, nous avons observé une superposition de plis de direction N 90° - 100° à déversement vers le S. Ces plis ont un plongement axial de 40° vers l'W-SW. Une première barre de calcaire jurassique, formant l'essentiel de l'escarpement, constitue vraisemblablement le flanc normal d'un anticlinal dont la charnière et le flanc inverse ont été enlevés par l'érosion. La seconde barre de calcaire jurassique correspond à une tête anticlinale de même type, affectée par un petit repli synclinal à coeur de Crétacé supérieur (fig. 67).

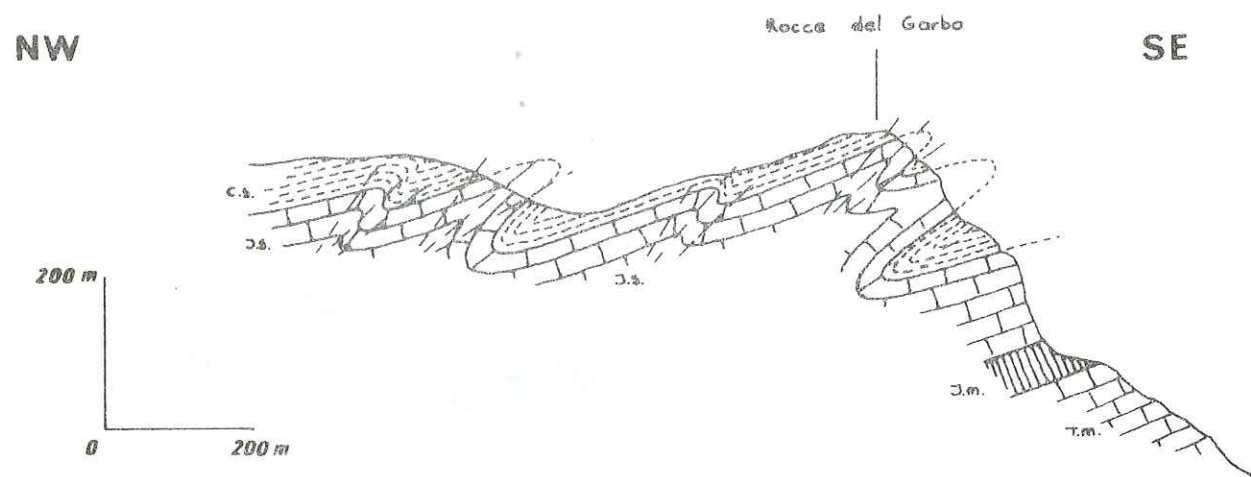


Fig. 67 Plis à N 110° dans le versant méridional du Rocce del Garbo (élément Mongioie - Manco). (Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur).

3 - Le revers septentrional de l'élément Mongioie - Manco

a/ Plis d'axe N 100° - 110° déversés vers le S.

La majeure partie des structures reconnues dans l'ensemble du revers septentrional de l'élément sont des plis décimétriques d'axe N 100 - 110° déversés vers le S. Ces plis, nombreux au NW de la Serre

Negrun, dans le Jurassique supérieur, sont parfois soulignés par la présence du "hard-ground". Le coeur des synclinaux est fréquemment occupé par les calcschistes du Crétacé supérieur (fig. 68).

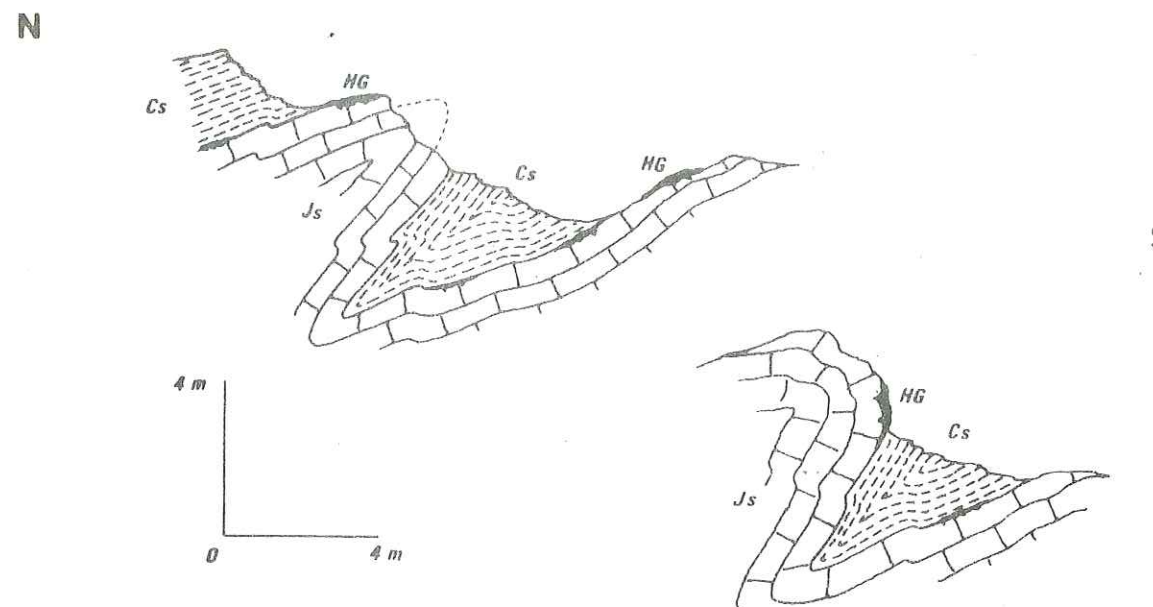


Fig. 68 Plis à N 110° au NW de la Serre Negrun (élément Mongioie - Manco). (Js : Jurassique supérieur, HG : Hard-ground apto-albien, Cs : Crétacé supérieur).

b/ Plis d'axe N-S

Des plis coniques décimétriques d'axe N-S, droits ou déjetés vers l'W, déforment la vaste surface structurale de Gruppetti :

- Dans le revers occidental du Rocche del Garbo, une bande N-S de calcaires bleus du Jurassique moyen affleure dans un entablement de Jurassique supérieur à pendage W (fig. 69, Coupe A).

- A proximité des sources du Rio Bellino, sur les revers sud-orientaux de la Cima Brignola et du Monte Mongioie, une boutonnière anticlinale, aigüe, à coeur de Trias moyen, crève le Jurassique supérieur. Cet anticlinal est tronqué à l'W et au S par des failles verticales mettant directement en contact le Trias avec le Jurassique supérieur. (fig. 69, Coupe B).

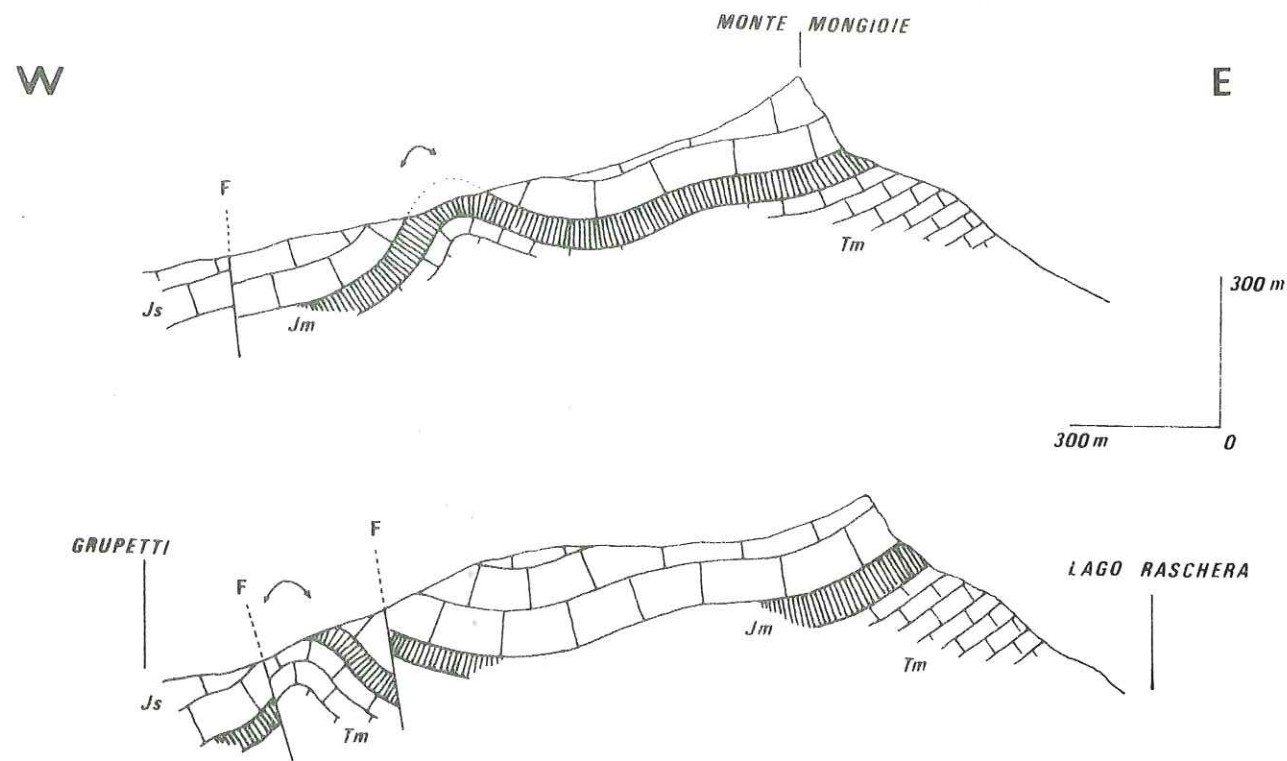


Fig. 69 Plis d'axe NS dans Grupetti (élément Mongioie - Manco).

(Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur).

c/ Plis déversés vers le NE

Ces plis sont localisés dans les zones hautes de la chaîne; ils sont peu nombreux et impliquent souvent du Complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes. Ce sont des plis synschisteux déversés vers le NE.

- Dans le haut vallon de la Saline, entre la crête menant au point 2347 et Pian Commune, un pli déversé vers le N-NE, d'axe N 100°, pince dans son flanc inverse du Flysch à Helminthoïdes. Le coeur anticlinal, constitué de Jurassique supérieur, est enveloppé de calcschistes du Crétacé supérieur (fig. 70).

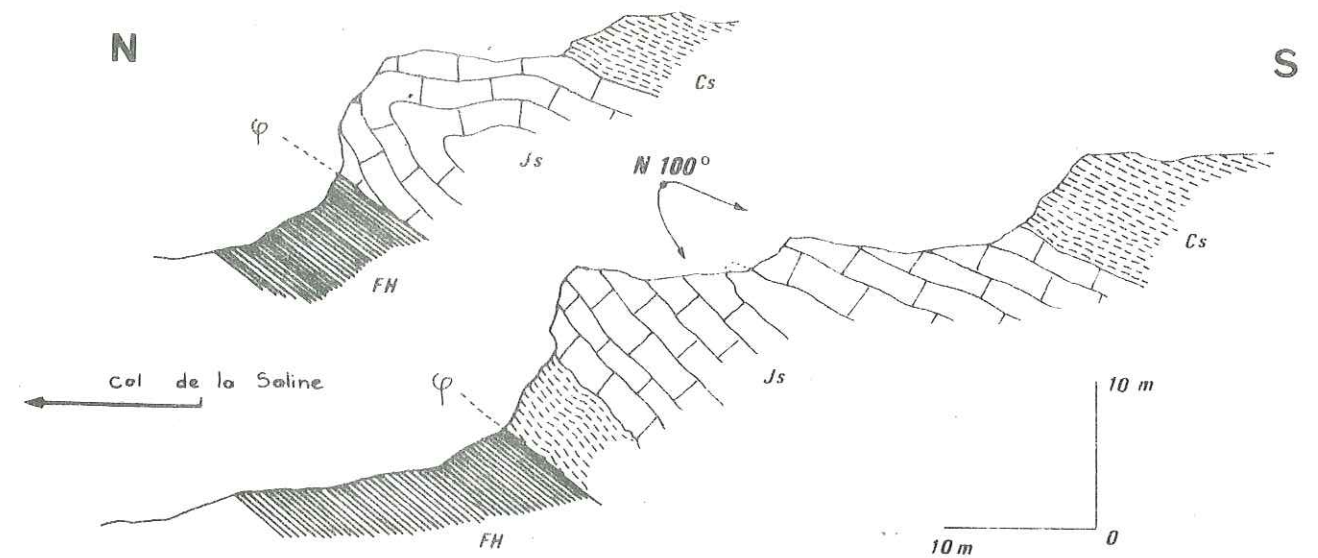


Fig. 70 Plis déversés vers le NE, dans la Serre Negrin (élément Mongioie - Manco)

(Js : Jurassique supérieur, FH : Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes).

- Au N de Pian Commune, à la marge méridionale de Gruppetti des plis déversés de direction N 130°, observés dans le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur, pincent une bande de Complexe de base manganésifère. La schistosité dans le Complexe de base et dans les calcschistes à une direction N 130°. Les charnières de ces plis ne sont pas visibles (fig.71).

- Sur la bordure septentrionale de la Serre Negrin des synclinaux de Jurassique supérieur d'axe N 140°, déversés vers le NE admettent dans leur coeur du Complexe de base. Ces plis reposent en contact anormal sur le Malm de Gruppetti (fig.72).

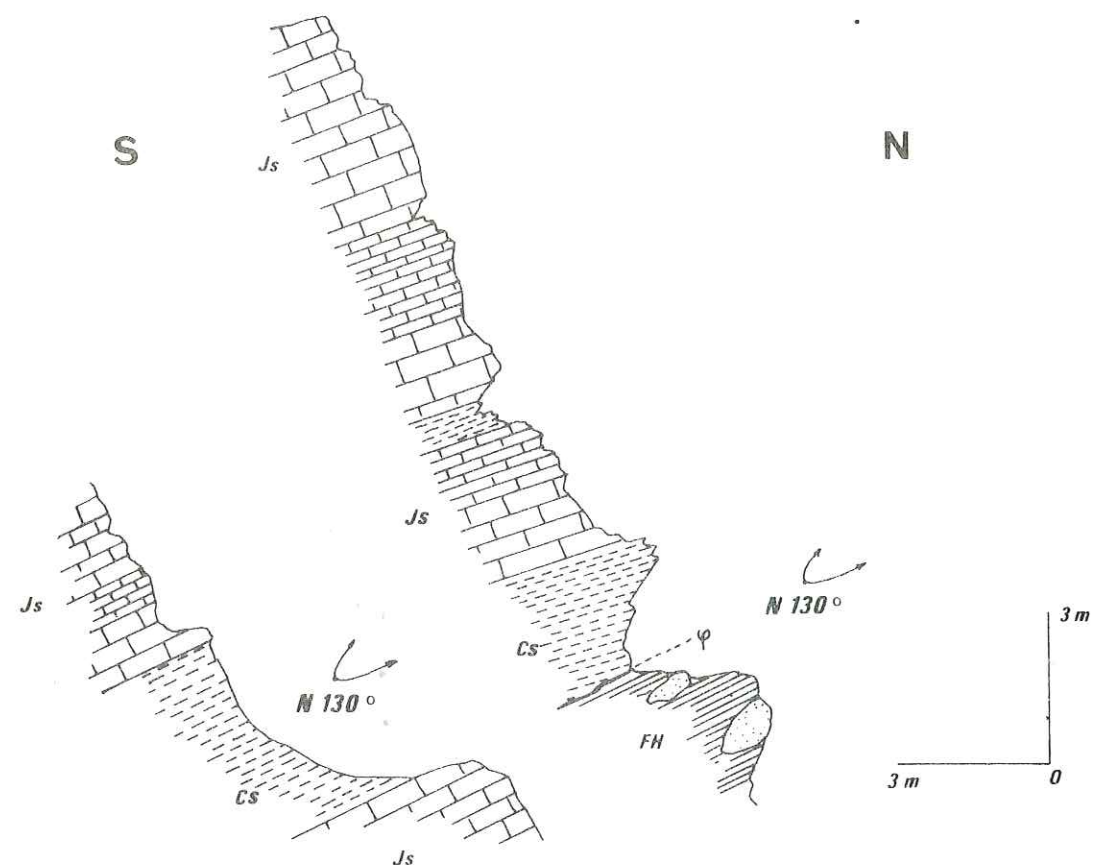


Fig. 71 Plis déversés vers le NE au N de Pian Commune (élément Mongioie - Manco).

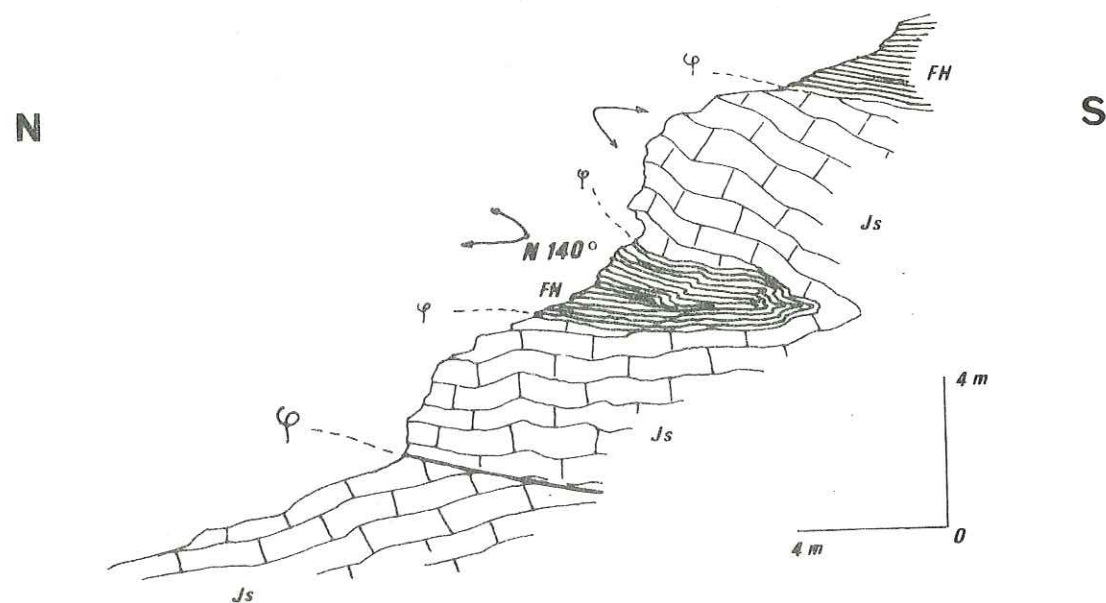


Fig. 72 Plis déversés vers le NE dans la Serre Negrin (élément Mongioie - Manco).
(Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur, FH : Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes).

L'ensemble de ces plis a un plongement axial de 25 à 45° vers l'W SW.

d/ Le réseau de failles

Un dense réseau de failles N-S découpe le karst de Gruppetti. Il s'agit de failles verticales, de détente, tronquant toutes les structures.

4 - Le vallon de la Saline

A proximité de l'accident du Passo delle Saline, au voisinage de la zone de rupture, se développent de nombreux plis coniques d'axe N-S, déversés vers l'W SW. Les flancs inverses de ces plis sont cisailés par l'accident.

Dans la gorge du vallon de la Saline, le Trias moyen calcaréo-dolomitique réapparaît en boutonnière sous le Jurassique moyen et supérieur déterminant un pli conique aigu d'axe N-S, légèrement déversé vers l'W.(fig. 73).

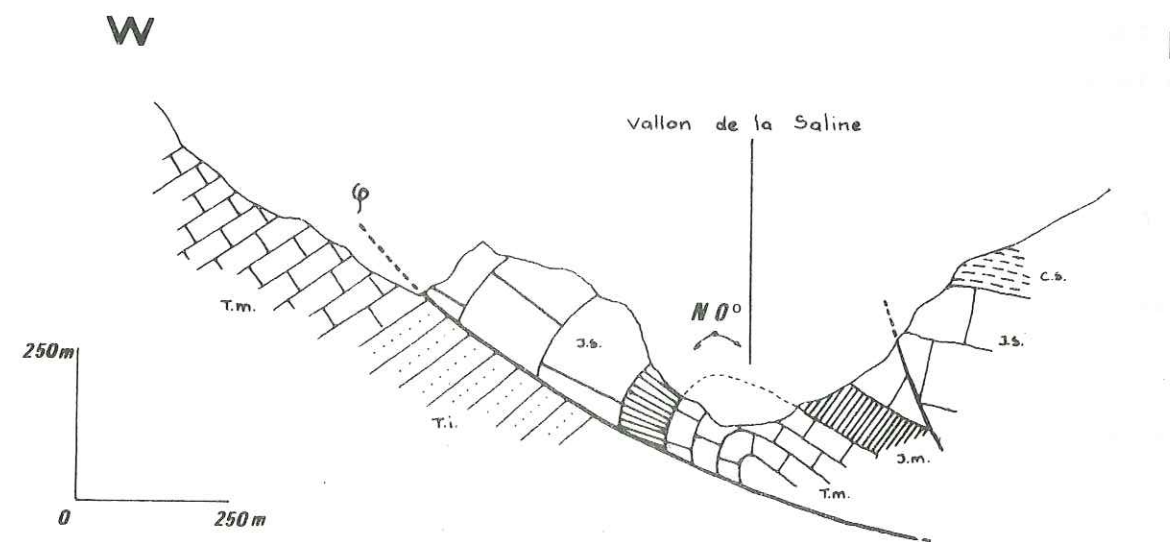


Fig. 73 Plis NS dans le vallon de la Saline (élément Mongioie - Manco).
(Ti : Trias inférieur, Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js: Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur).

5 - Les klippes de Flysch à Helminthoïdes

Sur l'arête du col de la Saline, au Pian Commune, à la Serre Negrin et sur les pentes de Bellino, le Crétacé supérieur ou le Jurassique supérieur supportent mécaniquement des lambeaux de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

E - Élément Rotondo

L'élément Rotondo repose à l'W sur la tranche des couches de l'élément Mongioie - Manco (accident du Bocchino dell'Aseo); le prolongement oriental de cet élément, constitué par le tégument permien du Pizzo d'Ormea n'a pas été étudié.

1 - Au N du Trucca delle Fasce

Les quartzites, localement surmontés des pélites du Werfénien supérieur, supportent les calcaires et dolomies triasiques (pendage 30-35° vers l'W S W). Nous avons relevé dans cette formation l'existence de faciès calcaires marmorisés avec paragenèses micacées. Ces faciès sont à paralléliser avec ceux de la zone épimétamorphique des falaises orientales du Mongioie.

2 - Le versant N-W de l'élément

La surface structurale du versant N W de l'élément est déformée par deux familles bien distinctes de plis.

- Kings de direction N 110 - 115° déversés vers le S avec un plongement d'axe de 30° vers l'W SW.

- Plis décimétriques N-S à léger déversement W :

Entre le Bocchino dell'Aseo et le Piano dell'Olio, des replis de ce type affectent le Jurassique supérieur et moyen (fig. 74). Plus au N une boutonnière anticlinale aigue de Trias moyen, à enveloppes de calcaires du Jurassique moyen et supérieur, occupe le fond du vallon (fig. 35). Ces plis N-S sont situés à proximité immédiate de l'accident du Bocchino dell'Aseo. Ils sont vraisemblablement liés à la phase génératrice des décrochements.

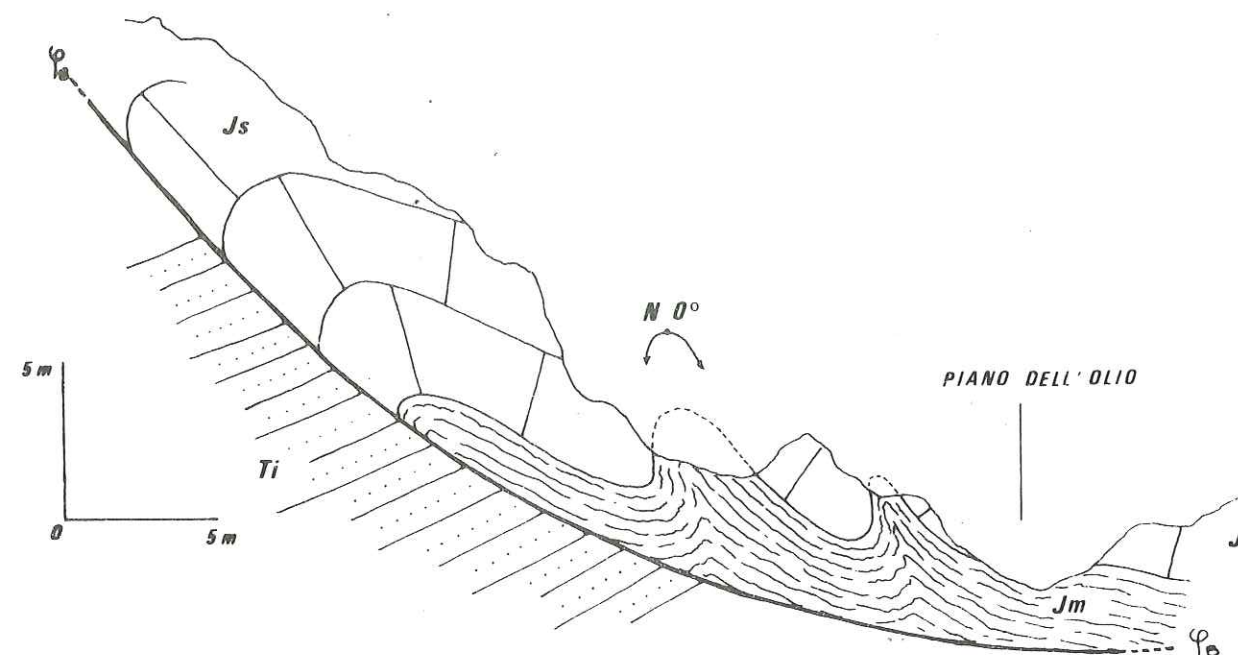


Fig. 74 Plis NS au S du Bocchino dell'Aseo (élément Rotondo). (Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur).

Des failles N-S rectilignes découpent l'ensemble de l'élément.

Les pentes molles, à l'E du Bocchino dell'Aseo sont occupées par les calcschistes du Crétacé supérieur qui supportent, eux-mêmes tectoniquement des lambeaux de Complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

IV - LA NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES

La découverte de lambeaux de Flysch à Helminthoïdes sur le Briançonnais a confirmé l'hypothèse proposée par M. Lanteaume, d'une origine interne de la nappe. Les klippes de Complexe de base affleurant dans notre secteur d'étude ont été mises en évidence par J.-P. Bloch et J.-R. Kienast entre 1960 et 1963. Il s'agit en général de pélites vertes ou violettes ou de schistes noirs, manganésifères, à lentilles de quartz d'exsudation plus ou moins cariées. Des grès roux ou verdâtres sont souvent associés aux schistes noirs.

A - Localisation des affleurements

1 - Dans l'unité Upega-Nava, le Flysch à Helminthoïdes est représenté par les pélites vertes et violettes de Colla Bassa.

2 - Dans l'unité Mongioie - Saline, le Flysch à Helminthoïdes est conservé soit dans des zones basses (cols), soit sur les crêtes (Cima delle Colme).

- Au Colle del Pas, des schistes noirs manganésifères à éléments gréseux, assimilés par P. Fallot au Flysch noir, occupent une partie de l'arête W du Pian Ballaur.

- Au Passo delle Saline et dans le versant N au col, les schistes noirs constituent des zones herbues propices aux pâturages.

- Au Bocchino dell'Aseo, un petit placage de schistes noirs manganésifères grimpe le long de l'arête de la Cima Revelli.

- Au Pian Comune et à la Serre Negrin, sur la crête de la Cima delle Colme, des schistes noirs et des grès verdâtres déterminent un relief moutonneux contrastant avec les escarpements calcaires des versants S et N.

- A l'W de la Cima Brignola, le Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes occupe une partie des pentes de Bellino.

B - Position structurale

1 - Dans l'unité Upega - Nava, à Colla bassa, les pélites vertes et violacées reposent mécaniquement sur les calcschistes du Crétacé supérieur. L'ensemble, pincé en synclinal d'axe N 110°, déversé vers le S, est débité par une schistosité fruste de plan axial (dir. N 110°) (fig.75).

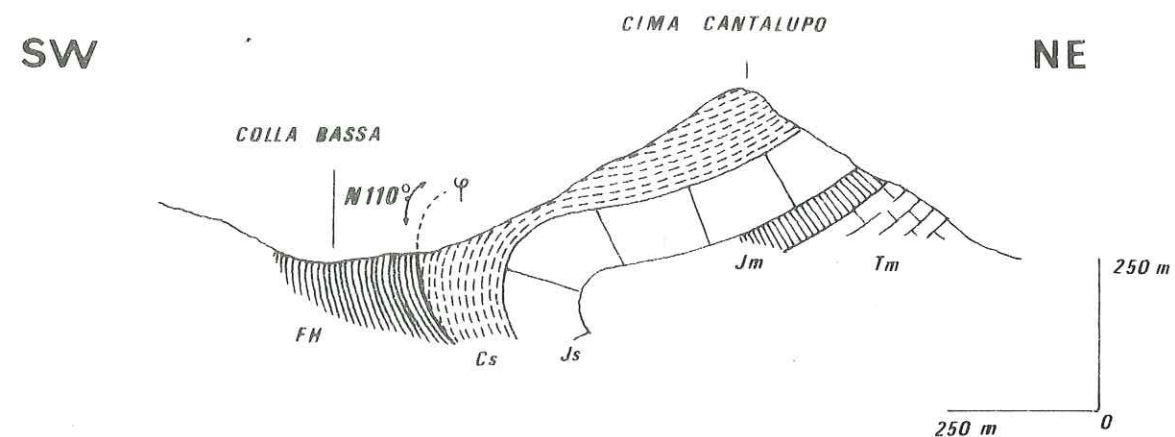


Fig. 75 Pli à N 110° impliquant le complexe de base du Flysch à Helminthoïdes, à Colla Bassa (Unité Upega-Nava) (Tm : Trias moyen, Jm : Jurassique moyen, Js : Jurassique supérieur, Cs : Crétacé supérieur, FH : Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes).

2 - Dans l'unité Mongioie - Saline

Le Flysch à Helminthoïdes repose indifféremment sur les calcschistes du Crétacé supérieur ou sur les calcaires du Jurassique supérieur.

- Au Colle del Pas, le Complexe de base repose sur des calcschistes emballant des calcaires à nummulites.

- Dans la Serre Negrin, le Flysch repose au N sur les calcaires du Jurassique supérieur de Grupetti.

Des plis déversés vers le NE (direction moyenne des axes de plis : N 140°) affectent aussi bien la masse du Flysch que les calcschistes et les calcaires sous-jacents, témoignant d'un reflux vers le N postérieur à la mise en place de la nappe sur le Briançonnais.

Le passage de la nappe sur des séries schisteuses est vraisemblablement responsable du brassage intense existant entre les calcschistes et le Complexe de base. Pour cette raison, et en l'absence de mégastuctures identiques à celle de Colla Bassa, il ne nous est pas possible de définir les relations éventuelles de la phase à N 110° et de la nappe du Flysch à Helminthoïdes dans l'unité Mongioie - Saline.

C - Conclusion

En fonction de la structure observée à Colla Bassa, l'arrivée de la nappe du Flysch à Helminthoïdes sur le Briançonnais Ligurien est donc antérieure à la phase génératrice des plis d'axe N 110°.

Dans l'unité Mongioie - Saline, le Complexe de base est impliqué dans les structures à N 140°. Plus au S (env. 10 km), dans la région de Verdeggia, Monte Pellegrino, la nappe du Flysch à Helminthoïdes repose, en position subbriançonnaise sur la zone des lambeaux de charriage plissée à N 140°. Le contact entre ces deux unités n'a pas subi cette déformation (M.F. Vigné, thèse IIIème cycle en cours). La mise en place définitive de la nappe en position subbriançonnaise est donc postérieure à la genèse des plis déversés vers le N. En conséquence, le Flysch à Helminthoïdes a vraisemblablement subi la phase à N 140° sur le Briançonnais.

L'accident de la Chiusetta tronque obliquement l'unité Upega - Nava; il correspond alors à la zone broyée des Selles - Vieilles défini par P. Fallot et M. Lanteaume en 1955. L'accident provoque le chevauchement de la masse principale de la nappe du Flysch à Helminthoïdes par les unités Briançonnaises. La nappe avait donc acquis sa patrie d'adoption définitive avant la genèse du système de décrochement.

V - CONCLUSIONS - RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES

PHASES DE DEFORMATION

Il ressort de l'étude descriptive des différentes unités que la structure actuelle du massif briançonnais du Mongioie, résulte de la superposition de déformations d'âges et de styles différents. Ces directions structurales sont, en partant des plus anciennes, les suivantes :

- Des plis couchés d'axe et de déversement inconnus
- Des plis d'axe N 110° déversés vers le S. Ces plis, dans l'unité Upega - Nava, impliquent des lambeaux de Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes
- Des plis d'axe N 140° déversés vers le NE
- Des plis d'axe N-S, droits ou déjetés vers l'W
- Un système de décrochements conjugués morcellant le massif en unités et en éléments
- Une déformation importante des principaux contacts mécaniques
- Un réseau de failles rectilignes, subméridiennes déterminant la morphologie en "touche de piano" du Marguareis et de Gruppetti.

1 - Relations entre la phase en plis couchés et la phase de direction N 110° à déversement vers le S

- Nous avons montré, lors de l'analyse rapide de l'élément Marguareis, que la série normale, apparemment monoclinale du revers oriental de ce massif était en fait le flanc normal d'un vaste pli couché. Cette série est, par ailleurs, affectée de plis d'axe N 110° déversés vers le S, reprenant l'ensemble de la structure (revers occidental de la pointe 2538).

- La série métamorphique du versant oriental du Mongioie présente des plis isoclinaux repris par des plis à N 110°.

La phase déterminant les plis de direction N 110° est indubitablement postérieure à la genèse des plis couchés.

Rappelons cependant que l'attribution à la même phase de déformation, du pli couché du Marguareis et des plis synmétamorphiques du Mongioie, n'est encore qu'une hypothèse.

2 - Relations entre la phase à N 110° et la phase à N 140°

Au N du Passo Scaglie, une faille verticale de faible rejet ménage une coupe naturelle dans le flanc inverse d'un pli d'axe N 110° déversé vers le S (fig. 76).

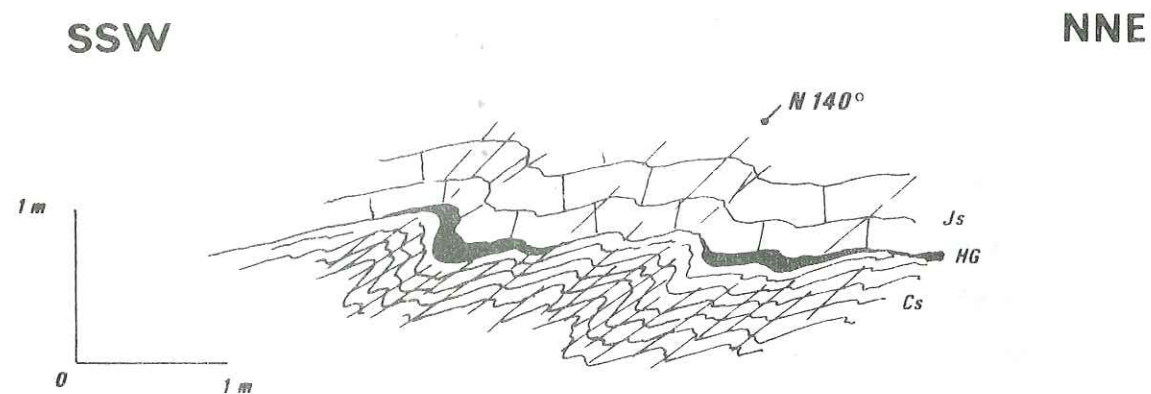


Fig. 76 Microplis synschisteux de direction N 140°, au N du Passo Scaglie.
(Js : Jurassique supérieur, HG : Hard-ground, Cs : Crétacé supérieur).

Les calcschistes du Crétacé supérieur sont affectés de replis synschisteux d'axe N 140° déversés vers le N E. La schistosité de fracture recoupe la schistosité à N 110° de la grande structure.

Des échantillons de calcschistes montrent par ailleurs des microplis très pincés, tronçonnés par la schistosité de fracture à N 140° (fig. 77).

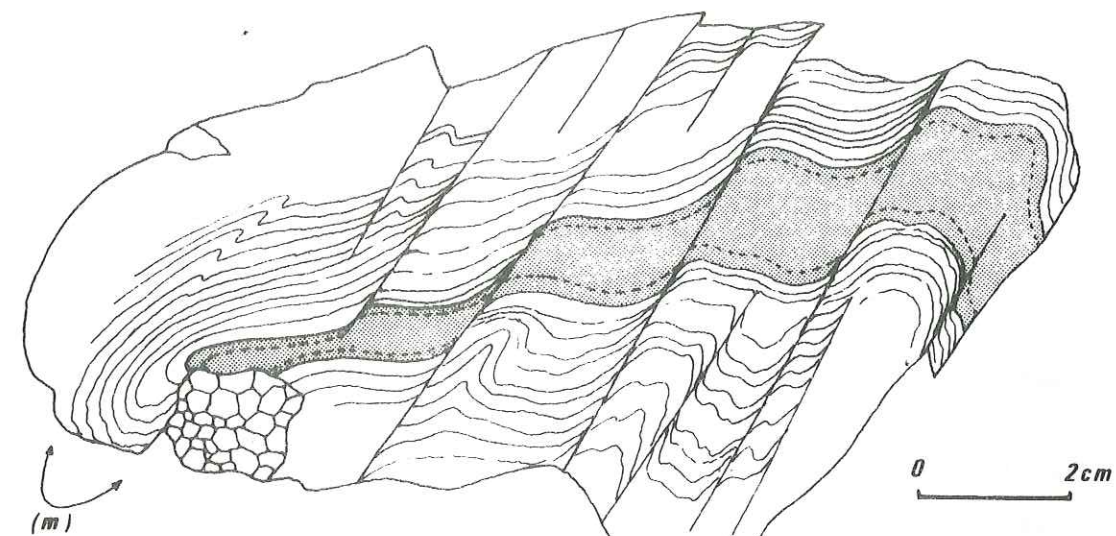


Fig. 77 Microplis (m) tronçonnés par la schistosité de fracture à N 140°.

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne sommes pas en mesure de préciser si ces microplis sont à rapporter aux structures à N 110° ou aux plis couchés antérieurs. De toute manière l'antériorité de la phase plissée à N 110° par rapport aux plis d'axe N 140° déversés vers le NE ne fait aucun doute.

3 - Relations entre les plis de direction N-S et le système de décrochements

Les plis N-S n'ont été observés que dans l'unité Mongioie - Saline. Ils se développent avec une fréquence plus grande à proximité immédiate des décrochements N-S. Ce sont des plis coniques, droits

ou déjetés dans le sens chevauchant des éléments. Lors de l'analyse du système de décrochements, nous avons montré que ces plis, bien que recoupés par les décrochements, sont dûs à la même phase en compression; avant la rupture, il y a eu formation de plis coniques et de fentes de tension.

4 - Relations entre les plis de direction N 110° et le système de décrochements

Les relations entre ces deux phases de déformation ont été observées dans de bonnes conditions, dans le revers oriental du Monte Mongioie, au piano dell'Olio; le pli de direction N 110° déversé vers le S, affectant le Trias moyen calcaréo - dolomitique de l'élément Mongioie - Manco (pli de Rocca Traversa), est recoupé perpendiculairement à son axe par l'élément chevauchant du monte Rotondo (fig. 78). L'antériorité de la phase à N 110° ne laisse donc aucun doute.

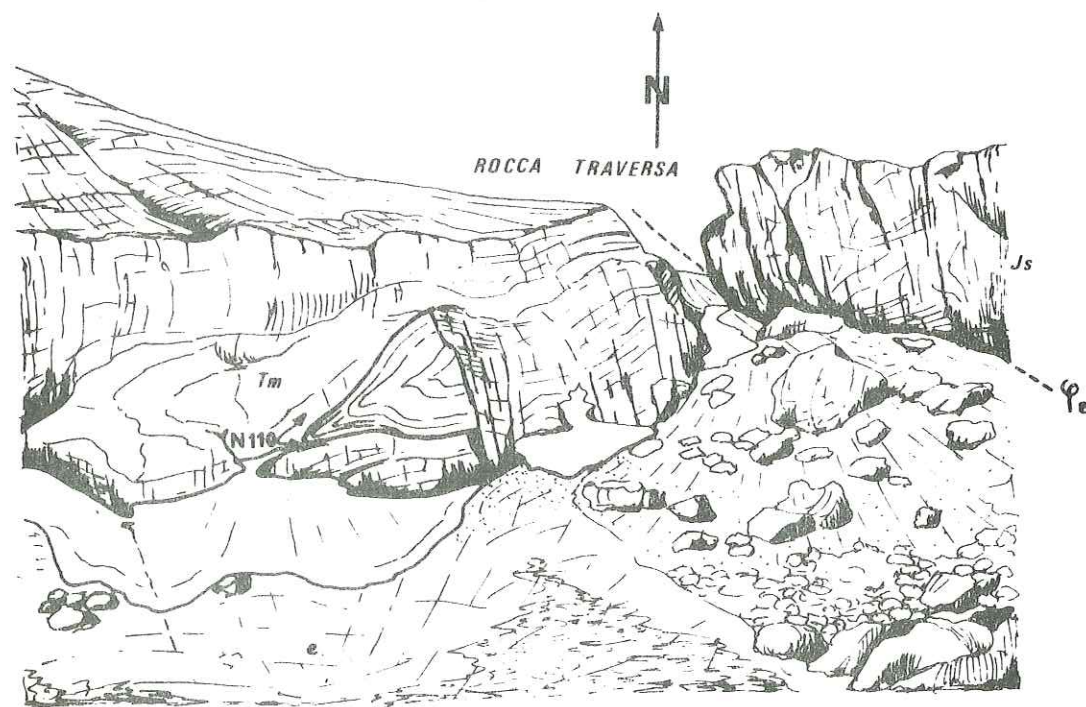


Fig. 78 Panorama de Rocca Traversa, à l'W du Bocchino dell'Aseo (relation entre la phase à N 110° et le système de décrochement).

5 - Le réseau de failles

Les failles, pour la plupart sub-méridiennes, tronquent tous les types de plis décrits précédemment, elles affectent également le Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes. Localement à l'W du Gola della Chiusetta, deux de ces failles coupent le décrochement de la Chiusetta.

Toutes ces failles sont absolument rectilignes, non déformées. Elles sont vraisemblablement très récentes et, en tout cas postérieures à toutes les phases de déformations envisagées jusqu'ici.

L'histoire, de la mise en place du dispositif structural du massif briançonnais ligure occidental, inscrite dans la superposition des différentes phases tectoniques, peut se subdiviser en sept grandes étapes :

- 1 - Phase engendrant des plis couchés d'axe et de déversement inconnus
- 2 - Arrivée de la nappe du Flysch à Helminthoïdes sur le Briançonnais ligure
- 3 - Phase déterminant des plis synschisteux d'axe N 110° déversés vers le S.
- 4 - Genèse de plis synschisteux déversés vers le NE.
- 5 - Départ de la nappe du Flysch à Helminthoïdes du Briançonnais ligure.
- 6 - Phase génératrice d'un système de décrochements en compression morcelant le massif en unités et en éléments.
- 7 - Phase tardive responsable de la déformation des contacts et du découpage des unités par des failles subverticales.

Nous analyserons ces différentes périodes, en partant de la plus récente, afin de démontrer le système structural phase par phase.

Si la succession des différentes phases de déformation se lit bien dans la géométrie du massif, l'absence totale de formations plus récentes que le Priabonien, interdit toute attribution chronologique précise. Les datations proposées ici, à titre d'hypothèse de travail, ont été établies uniquement par comparaison des vergences et des styles entre nos structures et des déformations datées ailleurs.

I - LES DEFORMATIONS RECENTES

Dans les limites du secteur étudié, un certain nombre d'observations nous conduit à envisager l'existence de déformations postérieures à la structuration du massif. Cependant aucun argument direct ne nous permet de caractériser et de dater ces déformations.

A - Les observations

1 - Déformation des contacts anormaux

L'analyse de la forme des différentes surfaces des contacts anormaux a révélé des pendages oscillant entre des valeurs subhorizontales et des valeurs subverticales (fig. 80). Ainsi l'accident de la Chiusetta, subhorizontal au Gola della Chiusetta, se redresse à la verticale en rive droite du haut vallon de Carnino (fig. 79). La lame de Jurassique, jalonnant la base de l'unité chevauchante subit le même gauchissement. En considérant l'ensemble des déformations de ce type, nous n'avons pu construire les plis correspondants, tant le sens des pendages est varié.

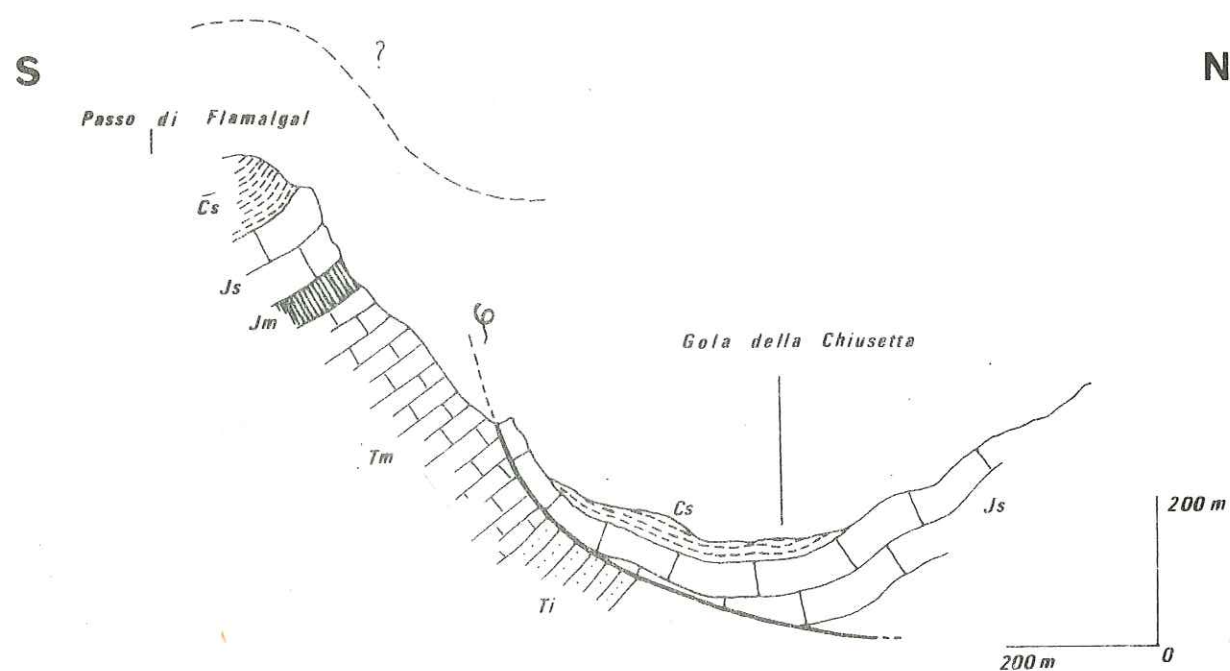


Fig. 79 Déformation du contact anormal de la Chiusetta, au Gola della Chiusetta.

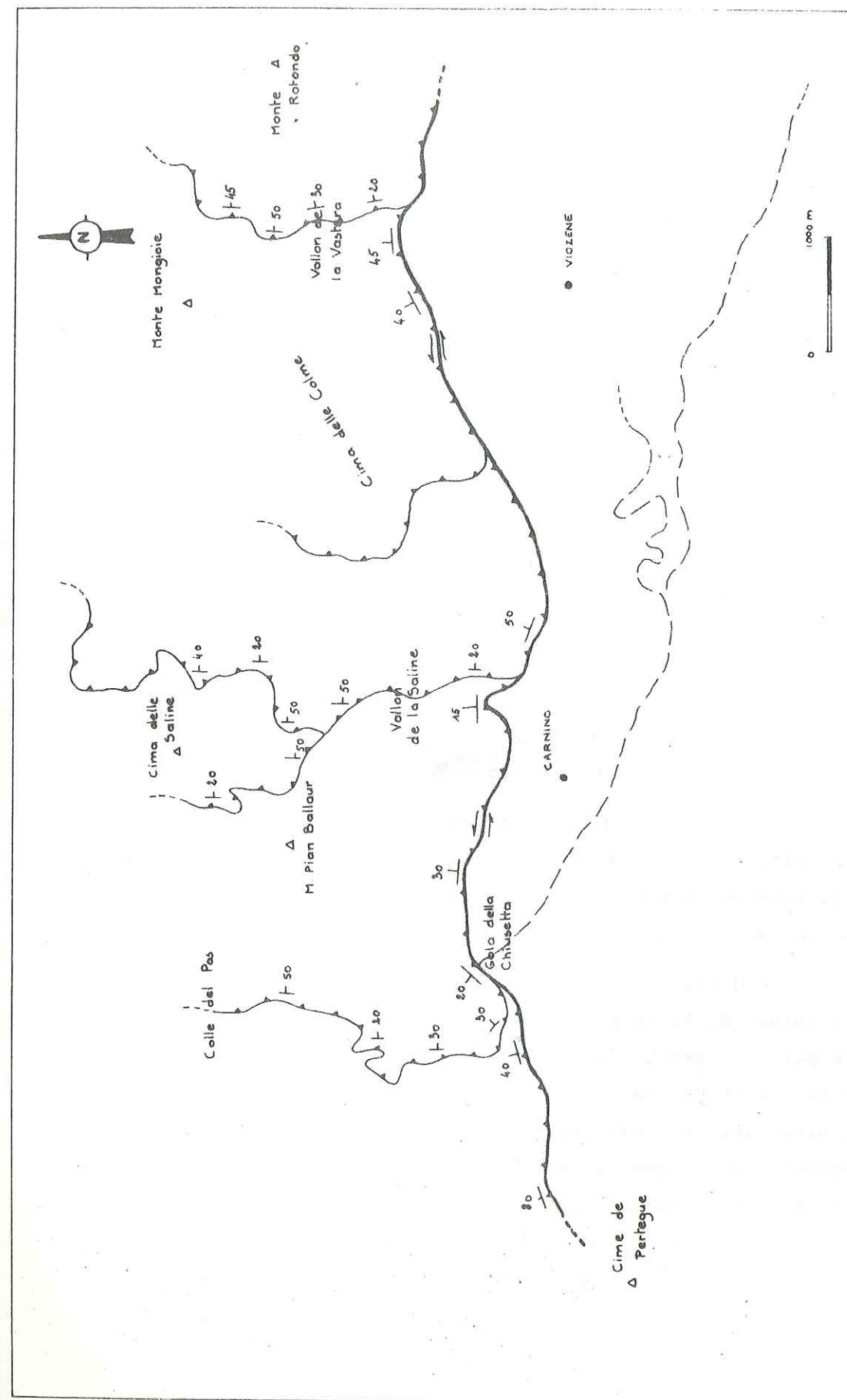


Fig. 80 Schéma montrant les variations d'inclinaison des contacts anormaux.

En l'absence de formations post-priaboniennes, scellant les contacts et n'ayant subi que cette dernière déformation, il nous est impossible de déterminer la valeur originelle du pendage des contacts anormaux décrochants. Aussi le "dépliage" de ces déformations ultimes est - il pratiquement impossible.

2 - Le réseau de failles

Un dense réseau de failles sub-méridiennes affecte l'ensemble du massif Briançonnais ligurien. Ce sont des failles verticales, de détente, déterminant dans la surface structurale de Grupetti, une morphologie en "touches de piano". Ces failles tronquent toutes les structures et ne sont pas déformées. Nous sommes tentés de les attribuer à une structuration récente du massif, postérieure à toutes les phases tectoniques souples.

3 - Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique local s'est implanté suivant deux directions privilégiées :

- Une direction N-S
- Une direction approximativement E-W

Les torrents empruntent donc les grandes directions structurales issues de la phase génératrice des décrochements, (exception faite du torrent de Upega qui coule parallèlement à l'anticlinal déversé de Upega) (fig. 81)

Au droit de Viozene, le grand replat de brèches de pentes et de moraines du Piano Rosso (altitude : 1530 m) est brutalement tronqué par le torrent Negrone (altitude : 1057 m). Ce surcreusement manifeste a pour conséquence la capture du torrent de Upega, déterminant ainsi les profondes gorges de la Fascette (environ 300 m de profondeur). Les gorges du Tanarello et le tracé en baïonnette de certains torrents semblent dus à ce même phénomène.

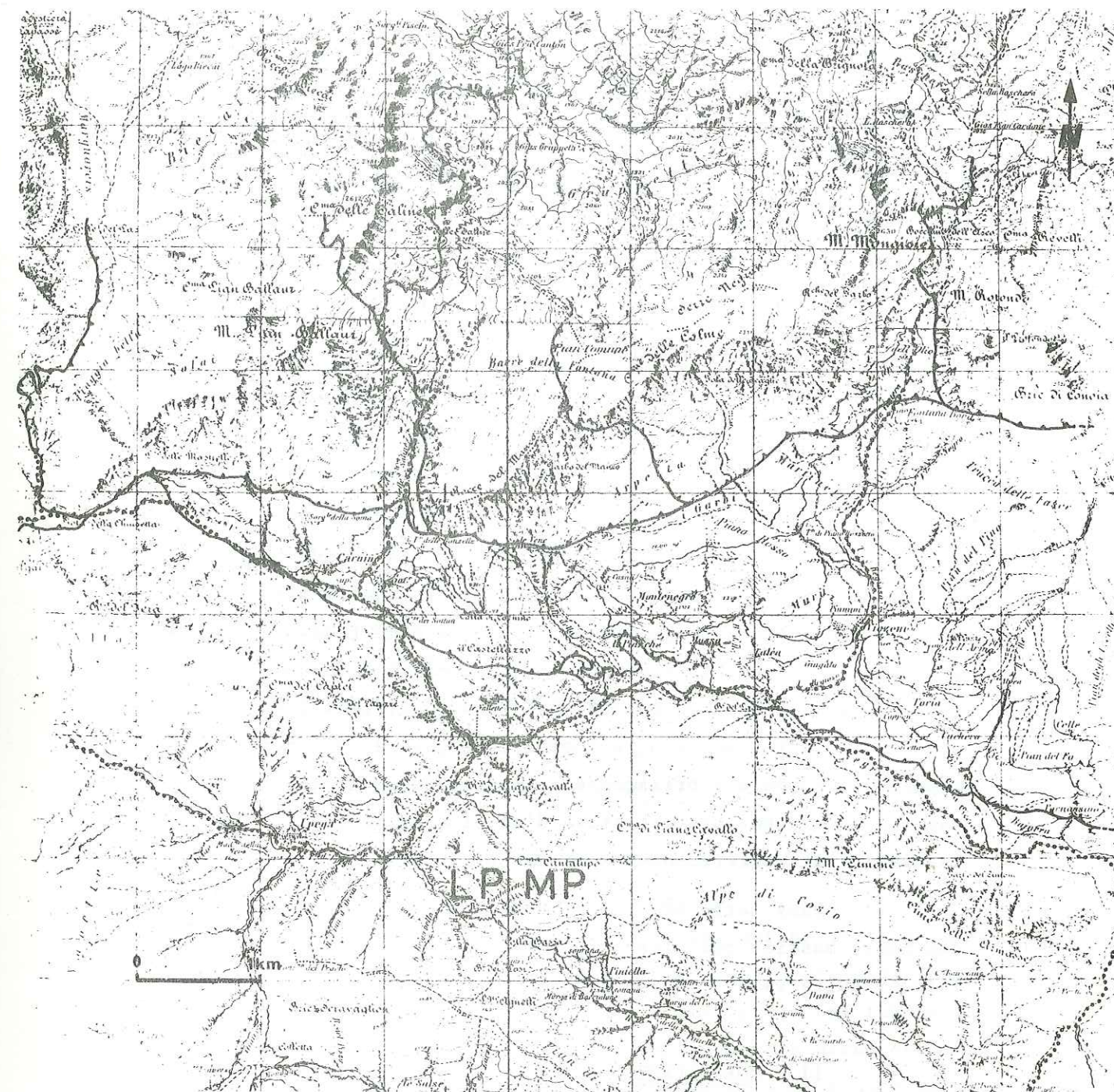


Fig. 81 Relations entre le réseau hydrographique et les principaux contacts mécaniques.

Un tel surcreusement (500 m environ à Viozene) ne peut s'expliquer que par l'intervention d'un épisode tectonique postérieur à l'implantation du réseau hydrographique.

Le réseau hydrographique, hérité de la phase génératrice des décrochements, s'est surimposé aux nouveaux reliefs issus d'une phase de déformation plus récente.

B - Interprétation

Les observations réalisées dans l'ensemble du massif, conduisent à admettre l'existence de mouvements tectoniques récents. Cependant l'exiguïté du secteur étudié ne permet pas de préciser le style et l'ampleur de ces déformations. L'absence de formations plus récentes que le Priabonien interdit toute datation précise.

Dans la région d'Albenga, les formations pliocènes plongent vers le S SE. A 10 km de la mer, elles se trouvent ainsi portées à une altitude d'environ 300 m. En supposant que le massif Briançonnais ait subi une déformation régionale de même type, un rabattement à l'horizontale du Pliocène d'Albenga, conduit à "descendre" le Marguareis de plus de 1500 mètres. Dans ces conditions les déformations plio-quadernaires auraient eu comme conséquence, une surélévation importante du massif Briançonnais ligure, accompagnée d'une brusque reprise d'érosion. Cette reprise d'érosion permettrait d'expliquer les importants surcreusements et les captures signalés précédemment.

Dans cette hypothèse, toute la zone étudiée et l'ensemble des hauts massifs calcaires ligures constitueraient un anticlinorium, faisant suite vers le N, au synclinorium d'Albenga.

II - MORCELLEMENT DU MASSIF EN UNITES ET EN ELEMENTS UN SYSTEME DE DECROCHEMENTS EN COMPRESSION

L'essentiel du dispositif structural actuel est dû à la phase tectonique en compression, génératrice des plis coniques N-S

et du système de décrochements. Ces accidents tronquent toutes les structures antérieures et provoquent un raccourcissement notable de la couverture et du substratum. L'accident de la Chiusetta, dans la zone broyée des Selles-Vieilles, amène le Briançonnais à chevaucher la nappe du Flysch à Helminthoïdes en position sub-Briançonnaise.

Relativement au bloc S, le bloc N (unité Mongioie - Saline) se déplace vers l'W SW. Ces cisaillements, observés dans la couverture sédimentaire et le tégument, sont probablement des accidents provoqués par le cisaillement du socle.

A l'échelle régionale, cette phase de déformation pourrait correspondre aux deux phases "tectonique socle-couverture secondaire" et "tectonique transverse" proposées par M. Lanteaume (1962, 1968). Pour cet auteur la tectonique socle - couverture secondaire a pour effet une remise en mouvement de la couverture secondaire post-triasique dans les zones "non ancrées par les nappes". Cette partie de couverture alors autonome est limitée par des décrochements. "La tectonique posthume transverse" va ensuite reprendre ces structures. Elle est caractérisée, "par une série d'accidents... axés NNE - SSW, témoignant d'un sens apparent de poussée vers l'W NW". Cet auteur attribue à cette phase la genèse des accidents séparant le Mongioie de la Saline.

Pour nous, et dans les limites du secteur que nous avons étudié, il s'agit là de la même phase de déformation. En effet les accidents E-W et les accidents N-S constituent un système cohérent de décrochements conjugués. Ainsi la remise en mouvement du Briançonnais vers l'avant et la formation des accidents transverses (presque N-S) sont dûs à une seule et même phase de déformation. Le fait nouveau important est qu'il ne s'agit pas d'une remise en mouvement plus ou moins importante de la couverture décollée, mais au contraire d'une nouvelle phase tectonique en compression affectant l'ensemble de la couverture, du tégument et très vraisemblablement du socle.

Dans l'état actuel des recherches, nous ne possédons aucun argument permettant de dater avec précision cette phase de déformation. Cependant elle est postérieure à la genèse des plis en retour qu'elle tronque et à la mise en place définitive de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en position externe. Il s'agirait donc là d'une phase au moins Aquitanienne, probablement plus récente.

En effet d'importants mouvements sont connus au Tortonien dans tout le domaine alpin, tant externe (décollement et chevauchement des nappes de Blayeul - Robine) qu'interne. Dans ces conditions et sans autres critères, nous sommes tentés d'attribuer la genèse des décrochements à une phase Miocène élevé, peut-être tortonienne.

III - MISE EN PLACE DE LA NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES EN POSITION EXTERNE

La nappe du Flysch à Helminthoïdes quitte le Briançonnais ligure et laisse derrière elle des klippes de Complexe de base. Elle glisse vers les zones externes postérieurement à la genèse des plis en retour (plis d'axe N 140° à déversement vers le NE) et antérieurement à la phase en compression, responsable du système de décrochements.

Le moteur de cette remise en mouvement de la nappe, correspond probablement au soulèvement du Briançonnais lors d'une phase en compression, dont l'exagération pourrait conduire ultérieurement à l'édification du système de décrochements.

Là encore, l'absence de formations récentes interdit toute datation précise. Cependant, en Ubaye - Embrunais, (C. Kerckhove, 1969), la nappe de Flysch à Helminthoïdes de Parpaillon, semble être définitivement en place au cours du Miocène. Dans cette hypothèse, le Flysch à Helminthoïdes des Alpes ligures n'a pu quitter le Briançonnais qu'entre l'Aquitaniens (genèse des plis en retour) et le Tortonien (âge supposé des décrochements).

IV - GENESE DES PLIS SYNCHISTEUX D'AXE N 140°

DEVERSES VERS LE N E

Le Briançonnais ligure ne constitue vraisemblablement à ce stade qu'une seule et même vaste unité structurale (dans l'acception que nous donnons à ce terme, à l'échelle de notre étude, c'est-à-dire non morcelé par des accidents majeurs cisailants). La nappe du Flysch à Helminthoïdes repose alors, scellée par les plis à N 110° déversés vers le S, sur la couverture briançonnaise et va participer à la tectonique engendrant les plis synschisteux d'axe N 140°, déversés vers le NE.

Ce type de structures est connu dans toutes les Alpes occidentales, c'est le "rétrocharriage" ou les "plis en retour". Ces déformations miocènes peuvent prendre naissance, dès l'Aquitaniens, ou postérieurement, au Tortonien, période pendant laquelle le phénomène "des plis en retour" s'exagère dans le domaine alpin (D. Haccard, Cl. Grandjacquet, Cl. Lorentz, 1972).

Si la mise en place de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en position sub-briançonnaise, s'effectue au cours du Miocène (C. Kerckhove 1969), la genèse des plis de direction N 140° à déversement NE, a lieu selon toute vraisemblance à l'Aquitaniens supérieur.

V - GENESE DES PLIS SYNCHISTEUX D'AXE N 110°

DEVERSES VERS LE S

La nappe du Flysch à Helminthoïdes repose, en contact tectonique, sur la couverture plissée et érodée du Briançonnais ligure. Cette unité va subir une puissante compression, provoquant la déformation simultanée de la série et de la nappe sus-jacente, en plis synschisteux d'axe N 110°, à déversement S-SW. Les "Schistes à blocs", attribués au Priabonien, sont eux-mêmes impliqués dans ces structures.

Cette phase tectonique pourrait donc être, soit fini priabonienne, soit plus récente. Dans ce dernier cas, elle pourrait correspondre à la tectonique aquitane majeure, dont l'importance a été récemment soulignée dans tout le domaine méditerranéen, par D. Haccard, Cl. Grandjacquet et Cl. Lorenz (1972). L'indétermination n'aura de chance d'être levée qu'avec une datation précise des "Schistes à blocs"; ou bien ces derniers sont effectivement datés du Priabonien et dans ce cas les deux hypothèses restent cohérentes; ou bien ils sont plus récents que le Priabonien, et par conséquent, la datation fini priabonienne de cette phase de déformation s'avère impossible.

VI - ARRIVEE DE LA NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES
SUR LE BRIANCONNAIS LIGURE

A l'Eocène inférieur, le glissement généralisé du Flysch à Helminthoïdes, déjà plissé (M. Lanteaume, D. Haccard, in Lanteaume, 1962) amène la nappe, à la marge interne du Briançonnais, dès la fin du Lutétien. Au Priabonien supérieur (M. Lanteaume 1962, C. Kerkhove 1970) la nappe arrive sur une surface préalablement érodée et va participer pendant un certain temps à la tectonique du Briançonnais.

Les "Schistes à blocs" se déposent au front externe du Briançonnais, alors que le Flysch à Helminthoïdes est déjà en cours de déplacement.

VII - PHASE EN PLIS COUCHES ET DECOLLEMENT DE LA
COUVERTURE SEDIMENTAIRE

Cette phase en plis couchés est encore mal définie. Il semble qu'elle n'affecte que l'unité septentrionale Mongioie - Saline. Dans l'unité méridionale Upega - Nava, nous n'avons relevé, jusqu'alors, aucune structure qui puisse appartenir à cette phase de déformation. Le bloc septentrional pouvait, à ce stade, occuper

une position plus interne, par rapport à l'unité Upega - Nava. Ceci est en partie confirmé par le fait que postérieurement aux plis couchés, une phase de décollement au niveau des pélites du Werfénien supérieur, amène le Briançonnais sur un substratum apparemment non affecté par la phase en plis couchés.

Cette phase en plis couchés, synmétamorphique, serait peut-être à paralléliser avec la phase alpine majeure (Eocène supérieur?) qui déforme le domaine pennique et provoque le métamorphisme des Schistes lustrés. Dans ces conditions, et postérieurement à cette phase, le décollement de la couverture briançonnaise ne pourrait-il pas être dû au déplacement de la nappe du Flysch à Helminthoïdes vers les zones externes ?

VIII - CONCLUSIONS :

Tableau et schéma de l'évolution tectogénétique du massif du Mongioie s.l (Briançonnais ligure) (fig. 82-83, p.210-211).

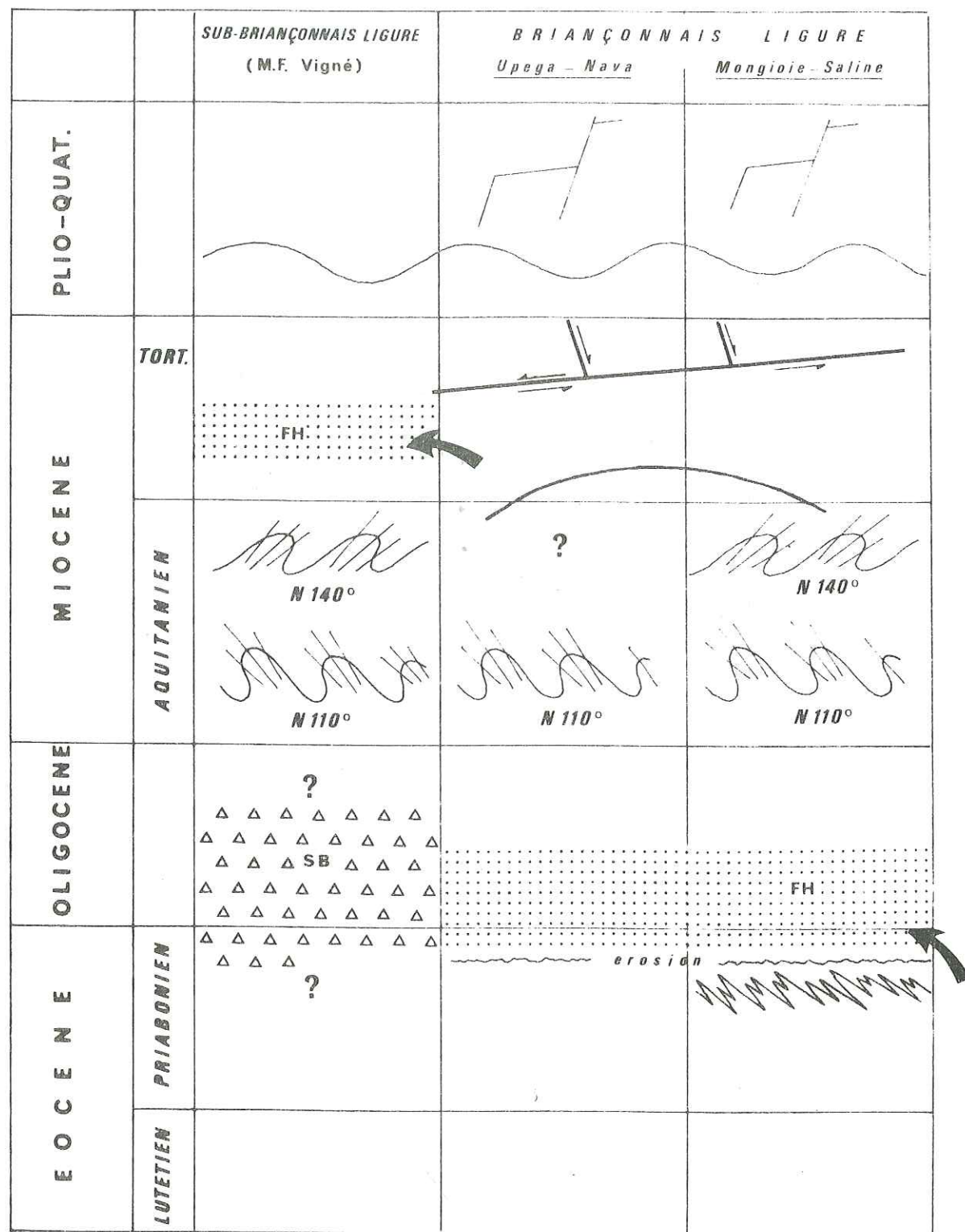


Fig. 82 Tableau de l'évolution tectogénétique (SB : Schistes à blocs, FH : nappe du Flysch à Helminthoïdes).

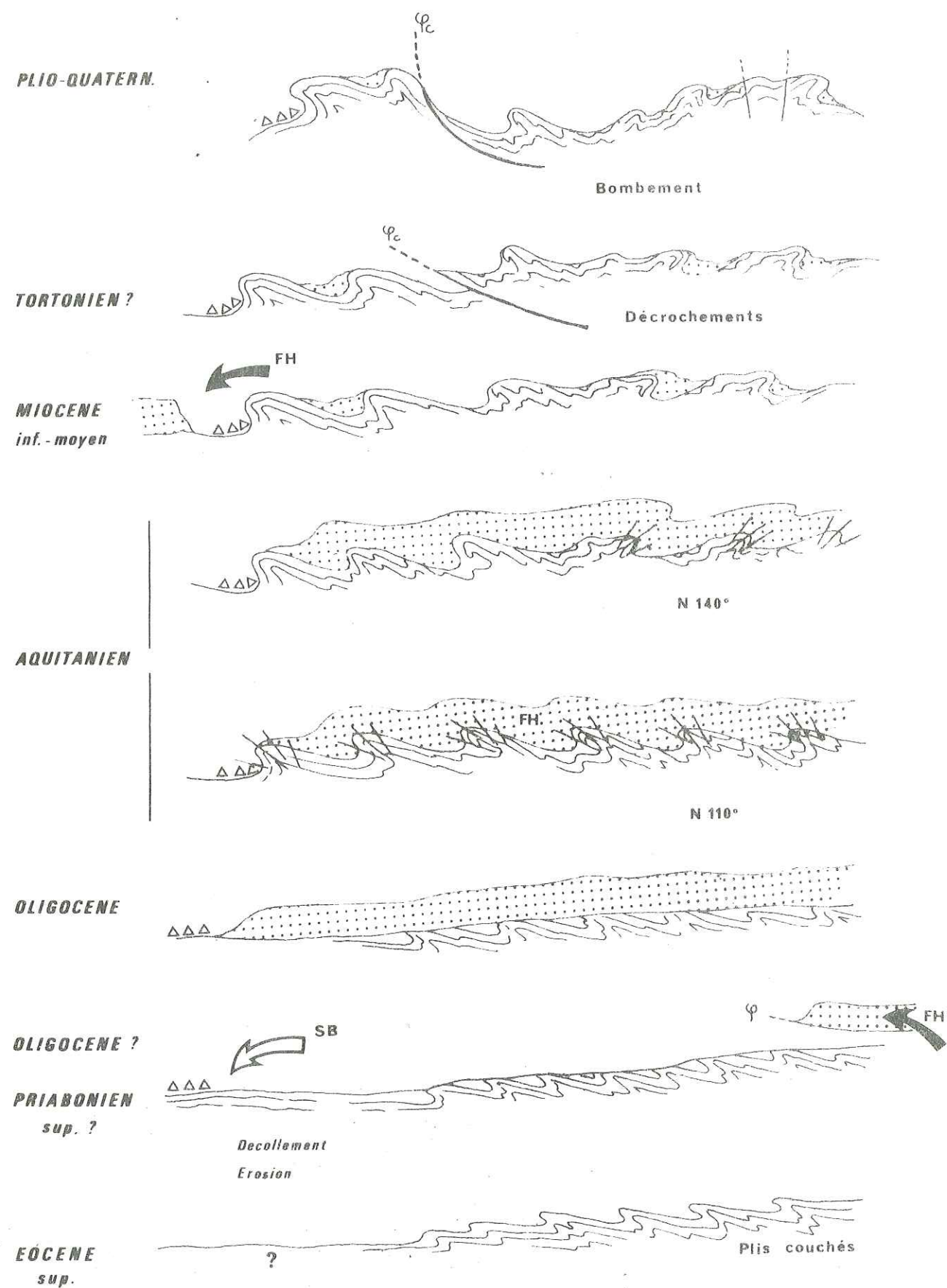


Fig. 83 Schéma de l'évolution tectogénétique.

CONCLUSIONS

L'histoire géologique du massif du Mongioie (s.l) du Permo-Trias à l'actuel peut se subdiviser en deux grandes périodes : une période essentiellement sédimentaire se terminant à l'Eocène supérieur, une période tectogénétique de l'Eocène supérieur à l'actuel.

Sur une morphologie héritée de phases hercyniennes la série sédimentaire, du "Verrucano" aux calcschistes priaboniens, va être marquée par des discontinuités de sédimentation, échos à distance de phases de déformation. Peut-être, dès le Trias, une déchirure s'opère entre les domaines austro-alpin et européen (Cl. Grandjacquet, D. Haccard, Cl. Lorentz, 1972) mettant à nu le socle ultrabasique et permettant au Lias, dans le domaine européen, l'émersion de la "zone briançonnaise". Dans notre secteur, la sédimentation ne reprend qu'au Bathonien moyen. La présence de niveaux détritiques, liés à des discontinuités sédimentaires, attestent une instabilité permanente des fonds durant tout le Jurassique. Ces reprises d'érosion témoignent peut-être de phénomènes tectogénétiques jurassiques récemment mis en évidence dans la série pennique interne d'Arnasco-Castelbianco (G. Royant et M. Lanteaume, 1973).

Au Crétacé inférieur, l'arrêt de sédimentation correspondant au Hard-ground apto-albien, pourrait constituer un témoin à distance de la phase tectonique anté albien supérieur, qui provoque le chevauchement du bloc austro-alpin sur le bloc européen. Dans le même esprit, le Hard-ground nummulitique semble être le signe précurseur ou l'écho d'une phase tectonique : signe précurseur de la phase alpine majeure, ou écho de la phase de serrage provoquant le glissement de la nappe du Flysch à Helminthoides vers les zones externes.

Le dépôt des schistes à blocs, dû au démantèlement du substratum et de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en cours de glissement, appartient déjà à la période tectogénétique.

Nous avons essayé, dans le chapitre consacré à l'évolution rétrotectonique, d'inclure chacune des déformations que nous avons reconnues dans un cadre tectogénétique cohérent, en fonction des données et des synthèses effectuées jusqu'alors. Certains faits nouveaux, concernant notre domaine d'étude, méritent d'être soulignés:

- mise en évidence de plis couchés, localement synmétamorphiques, antérieurs à la mise en place de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.
- découverte, au front externe du Briançonnais, de faciès assimilables aux "Schistes à blocs".
- mise en évidence d'une phase tectonique vraisemblablement miocène, génératrice de décrochements en compression, responsable de la structuration en unités, du massif. La distribution de ces accidents profonds nous conduit à considérer le massif du Marguareis comme un élément d'une vaste unité structurale s'étendant depuis Limone Piemonte à l'W jusqu'au Pizzo d'Ormea et peut-être au-delà, vers l'E.
- découverte d'indices d'une phase tectonique plio-quadernaire, vraisemblablement liée à l'effondrement padan et à la genèse du synclinorium d'Albenga.
- la genèse des plis couchés (Eocène supérieur), la formation de la surface d'érosion et le décollement de la couverture sédimentaire carbonatée, postérieurement à la sédimentation des calc-schistes du Priabonien et antérieurement au dépôt des "Schistes à blocs" nous conduit à titre d'hypothèse, à donner à cette dernière formation un âge oligocène.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN J. (1964) - Réflexions sur le faciès "ammonitico rosso"
Bull. Soc. Géol. France, (Paris) (7), VI, p. 475-501.
- BARBIER R., BLOCH J.-P & al... (1960-1963) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée.
"Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT".
Mém. Soc. Géol. France, (h.sér.), p. 331-377,
2 pl. h.t., 9 fig.
- BLOCH J.-P. (1958 a) - Une coupe du Trias des Alpes ligures italiennes. C.R. Somm. Soc. Géol. France, 10, p. 204.
- BLOCH J.-P. (1958 b) - Présence dans le Trias des Alpes maritimes italiennes de schistes à *Equisetum*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, (Paris), 14, p. 339.
- BLOCH J.-P. (1965) - Nappe de cisaillement et érosion précoce dans les Alpes ligures. C.R. Acad. Sc. Paris, 260 (D), p. 4016-4019.
- BLOCH J.-P. (1966) - Le Permien du domaine briançonnais ligure. Essai de chronologie des formations anté-triasiques.
"Atti del symposium sul Verrucano" (Pisa, Settembre 1965)
Soc. Tos. Sc. Nat., Pisa, p. 99 - 115.
- BLOCH J.-P. & BOITEAU A. (1971) - Trias briançonnais et Trias ligure : précisions stratigraphiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 272 (D), p. 519 - 522.
- BLOCH J.-P. & KIENAST J.-R. (1963) - Présence de lambeaux de Flysch à Helminthoïdes dans les hauts massifs occidentaux des Alpes ligures italiennes. C.R. Somm. Soc. Géol. France., (Paris), 2, p. 31-32.
- BLOCH J.-P. & KIENAST J.-R. (1965) - Précisions stratigraphiques sur le Trias des Alpes ligures (Italie): découverte de brachiopodes silicifiés du Virglorien.
C.R. Somm. Soc. Géol. France., (1), p. 22-24.

- BLOCH J.-P. & MICHARD A. (1962) - Sur le Trias des Alpes sud-occidentales. Trias du Cuneese et Trias ligure. C.R. Somm. Soc. Géol. France., (1), p. 72-74, 1 fig.
- BOITEAU A. (1971) - Un exemple de la tectonique des Alpes ligures : la région du Monte Carmo (Italie) Géol. Alp. (Grenoble), 47, p. 117 - 132.
- BONI A. & VANOSSI M. (1972) - Carta geologica dei terreni compresi tra il Brianzonese ligure s.l. ed il Flysch ad Elmintoïdi s.s. Ist. Géol. Univ. Pavia
- BOURBON M., DE GRACIANSKY P.Ch., MEGARD-GALLI J. & LEMOINE M. (1973) - L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque : carbonates de plate-forme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. C.R. Somm. Acad. Sc. Paris, 277, p. 769 - 772.
- CABY R. (1964) - Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et Vallée étroite. Géol. Alp. (Grenoble), 40, p. 187.
- CAMPREDON R. (1972) - Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes. Thèse, Doctorat d'Etat, Univ. Nice, 521 p.
- CAMPREDON R., HACCARD D. & LANTEAUME M. (1967) - Précisions sur la stratigraphie de la série éocène de l'unité briançonnaise du Marguareis (massif du Marguareis, Alpes maritimes franco-italiennes). Acad. Naz. Linc., (Roma), (VIII), XLII (2), p. 223 - 232.
- CARON M. (1966) - Globotruncanidae du Crétacé supérieur du synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes, Suisse) Rev. Micropal. (Paris), 9 (2), p. 68 - 93, 5 fig., 6 pl.
- CARON M., RIOULT M. & ROYANT G. (1971) - Position stratigraphique de la "croûte phosphatée" et des "Calcschistes planctoniques dans le versant méridional de l'Armetta (Alpes ligures). C.R. Acad. Sc. Paris, 272 (D), p. 704 - 706.
- CHOUKROUNE P. & SEGURET M. (1968) - Un exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tension, plis et schistosité (autochtone de la nappe de Gavarnie - Pyrénées centrales). Rev. Geog. Phy. Géol. Dyn. (Paris), (2), X (3), p. 239 - 246.
- DEBELMAS J. (1955) - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes - Alpes). Mem. Cart. Géol. Det. France., (Paris), 171 p.

- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Géol. Alp. (Grenoble), 39, p. 125 - 172.
- DEBELMAS J. (1972) - A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'arc alpino - apenninique. Rev. Géog. phys. Géol. Dyn. (Paris), XIV, 3, p. 229 - 243.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. Inf. sc. (Paris), 19ème année, 1, p. 1 - 33.
- DUNHAM R.J.- édit. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *in* "classification of carbonate rocks". A symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. (Tulsa), 1, p. 108-121.
- ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. Mem. Cart. Géol. Det. France (Paris). 560 p.
- FAURE-MURET A. (1955) - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera - Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. Mem. Cart. Géol. Det. France (Paris), 336 p.
- FAURE-MURET A. & FALLOT P. (1955) - Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du massif de l'Argentera - Mercantour (feuilles de Saint-Martin Vésubie, Tende et Vieve au 50 000°). Bull. Serv. Carte Géol. France, (Paris), LII, 24I, p. 283-319.
- FALLOT P. & LANTEAUME M. (1955) - Le col de Tende et le bassin du Rio Freddo (feuilles du Boréon - partie est et Viève Tende au 50 000°). Bull. Serv. Carte Géol. France (Paris), 246 (B) LIII, p. 74 - 75.
- FALLOT P. & LANTEAUME M. (1956) - Feuilles le Boréon (7-8) et Viève (5-6) au 50 000°. Bull. Serv. Carte Géol. France (Paris), LIV, 250-B, p. 36 - 66.
- FIERRO G. & VANOSSI M. (1965) - Nuovi elementi per la stratigraphia del "brianzonese ligure" tra il T. Corsaglia e il T. Pennavaira. Atti ist. Geol. Univ. Pavia, 16, p. 17 - 35.
- FOLK R.-L (1959) - Practical petrographic classification of sedimentary rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (Tulsa), 43 (1), p. 1 - 56.
- FOLK R.L. (1962) - Spectral subdivision of limestone types. *in* "classification of carbonate rocks". A symposium. Amer. Assoc. petrol. Geol. Mem. (Tulsa), 1, p. 62 - 84.

- GABERT P. (1962) - Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts (Piemont), Lombardie occidentale et centrale. Etude morphologique. Thèse, Doctorat d'Etat, Université de Paris. Imp. Louis-Jean (Gap), 531 p.
- GIDON M. (1957) - Notes sur le Quaternaire de haute-Ubaye et de la haute Maira. Bull. Serv. Carte Géol. France (Paris), LV, 252 B, p. 31-37.
- GIDON M. (1972) - Les chainons briançonnais et subbriançonnais de la rive gauche de la Stura entre le val de l'Arma (Pr. de Cuneo, Italie). Geol. Alp. (Grenoble), 48, p. 87 - 120.
- GRANDJACQUET Cl. & HACCARD D. (1972) - Tectoniques superposées et orientation des accidents principaux dans les Alpes méridionales et l'Apennin. C.R. Acad. Sc. Paris, 274 (D), p. 2845 - 2847.
- GRANDJACQUET Cl., HACCARD D. & LORENTZ Cl. (1972 a) - Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpins et apennins à partir du Trias. C.R. Somm. Soc. Géol. France (Paris), 4, p. 158.
- GRANDJACQUET Cl., HACCARD D. & LORENTZ Cl. (1972 b) - Sur l'importance de la phase tectonique aquitanienne dans l'Apennin et les Alpes occidentales. C.R. Acad. Sc. Paris, 272 (D), p. 807 - 810.
- GUILLAUME A. (1962) - Sur les flyschs du massif du Marguareis et de ses abords (Alpes maritimes). Mise au point des données actuelles. Boll. Soc. Géol. Ital. (Roma), LXXXX, (4), p. 147 - 163.
- GUILLAUME A. (1969) - Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises. Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, 30, 658 p.
- HACCARD D. (1961) - La série du flysch de Moglio - Testico de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. C.R. Acad. Sc. Paris, 252 (D); p. 3609 - 3611.
- HACCARD D., LORENTZ Cl. & GRANDJACQUET Cl. (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes - Apennins (de la Ligurie à la Calabre). Mem. Soc. Géol. Ital. (Pisa), XI, p. 309 - 341.
- JULIAN M., NICOD J. & ORENGO Cl. (1972) - Recherches de morphologie karstique et glaciaire dans le massif du Marguareis (A.M.) C.N.R.S. Méditerranée (Aix), 1, p. 81 - 89.
- KERCKHOVE Cl. (1969) - La "zone du flysch" dans les nappes de l'Embrunais - Ubaye (Alpes occidentales). Géol. Alp. (Grenoble), 45, p. 5 - 192.

- KERCKHOVE Cl. & ANTOINE P. (1964) - Sur l'existence de failles de décrochement dans le massif des Bauges (zone subalpine, Savoie). Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 40, p. 81 - 89.
- KIENAST J.-R. (1963) - Etude géologique des hauts massifs calcaires des Alpes ligures. Mémoire D.E.S., Université de Paris, 122 p. (dactylographié).
- LANTEAUME M. (1958) - Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes. Bull. Soc. Géol. France (Paris), (6), VIII, p. 651 - 674.
- LANTEAUME M. (1962) - Considérations paléogéographiques sur la position supposée des nappes de Flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins. Bull. Soc. Géol. France (Paris), (7), IV, p. 627 - 643.
- LANTEAUME M. (1962, 1968) - Contribution à l'étude géologique des Alpes maritimes franco-italiennes. Thèse, Doctorat d'Etat, Université de Paris et Mem. Carte Géol. Det. France (Paris), 405 p.
- LANTEAUME M. & HACCARD D. (1961) - Stratigraphie et variations de faciès des formations constitutives de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Boll. Soc. Géol. Ital. (Roma), LXXX (3), p. 101 - 114.
- LANTEAUME M., HACCARD D., LABESSE B. & LORENTZ Cl. (1960, 1963) - L'origine de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la liaison Alpes - Apennins. "Livre à la mémoire du Professeur P. FALLLOT". Mem. Soc. Géol. France (h.sér.), p. 257 - 272.
- LE GUERNIC J. (1966) - Etude géologique des limites du Briançonnais et du Piémontais entre le Cristillan et la Maira ("zone du Roure"). Thèse doctorat 3ème cycle, Université de Grenoble, 87 p. (dactylographiée).
- LEMOINE M. (1953) - Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. Bull. Soc. Géol. France (Paris), (6), III, p. 105 - 120.
- MEGARD - GALLI J. (1972) - Le Norien dans la zone briançonnaise : découverte d'un gisement fossilifère et considérations paléogéographiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 274 (D), p. 2443 - 2446.
- MICHARD A. (1967) - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. C.N.R.S. (Paris), 447 p.

PARETO M. (1861) - Coupes, à travers l'Apennin, des bords de la Méditerranée à la vallée du Pô, depuis Livourne, jusqu'à Nice. Bull. Soc. Géol. France (2), XIX, p. 239-319.

REMANE J. (1963) - Les calpionelles dans les couches de passage jurassique - crétacé de la fosse vocontienne. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 39, p. 25 - 82.

RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trais français. Mém. Serv. Carte Géol. Dét. France (Paris), 471 p.

ROYANT G. (1971) - Nouvelles données sur la stratigraphie et le style tectonique du versant méridional du Monte Armetta et du Monte Dubasso. Alpes ligures. C.R. Acad. Sc. Paris, 273 (D), p. 558 - 561.

ROYANT G. & BLOCH J.-P. (1973) - Le massif du Monte Armetta (Alpes ligures) : une nappe briançonnaise interne. C.R. Acad. Sc. Paris, 277 (D), p. 1725 - 1728.

ROYANT G. & LANTEAUME M. (1973) - Définition de la série pennique interne d'Arnasco - Castelbianco (Alpes ligures). Mise en évidence, dans cette série, de phénomènes tectogénétiques jurassiques. C.R. Acad. Sc. Paris, 276 (D), p. 3093 - 3096.

ROYANT G., RIOULT M. & LANTEAUME M. (1970) - Horizon stromatolithique à la base du Crétacé supérieur dans le Briançonnais ligure. Bull. Soc. Géol. France, (7), XII, (2), p. 372 - 375, 1 pl.

TRICART J. & CAILLEUX A. (1962) - Traité de géomorphologie, T. II et III S.E.D.E.S. (Paris), 512 et 507 p.

VANOSSI M. (1963 a) - Risultati preliminari di uno studio geologico nell'alta valle del Tanaro. Atti dell' Ist. Geol. Univ. Pavia, XIV, p. 73 - 80.

VANOSSI M. (1963 b) - Segnalazione di una microfauna di eta titonica nei calcari a facies di "Guillestre" della val Tanarello (Alpi Marittime), Boll. Soc. Geol. Ital. (Roma), LXXXII (3), p. 107 - 118.

VANOSSI M. (1970 a) - Il Carbonifero di Viozene (Alpi marittime), Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 21, p. 67 - 74.

VANOSSI M. (1970 b) - Contributi alla conoscenza delle unita stratigrafico - strutturali del M. Mongioie e del M. Cimone (Brianzonese ligure), Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 23, p. 25 - 71.

WILSON G. (1961) - The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. Ann. Soc. Géol. Belg., LXXXIV, p. 424 - 548.

TABLE DES FIGURES

Fig. 1	Localisation du domaine étudié dans son cadre géologique p 11
Fig. 2	Position de la région étudiée dans le cadre des Alpes maritimes franco-italiennes . . p 14
Fig. 3	Coupe du Trias moyen calcaréodolomitique levée au long de la route Viozene-Upega p 34, 35,36
Fig. 4	Tableau des principaux niveaux repères des formations du Trias moyen p 40
Fig. 5	Localisation des coupes stratigraphiques du Jurassique-Crétacé inférieur p 42
Fig. 6	Coupe de la série jurassique et crétacé inférieur de la Cima delle Colme p 44
Fig. 7	Coupe du Jurassique moyen de la Cima delle Colme (formation A) p 46
Fig. 8	Colonne lithostratigraphique de la formation A de la Cima delle Colme p 53,54
Fig. 9	Coupe de la Cima delle Colme (formation B et C) p 56
Fig. 10	Coupe du Jurassique moyen de la Cima Brignola . p 65
Fig. 11	Coupe du Jurassique moyen de la Cima delle Saline p 70
Fig. 12	Corrélations lithostratigraphiques de la Formation A p 74

Fig. 13	Coupe du Dogger de la Mascha d'après les données de J.-R. Kienast	p 86
Fig. 14	Corrélations des coupes du Jurassique supérieur montrant les réductions d'épaisseur des formations B et C, vers le N	p 92
Fig. 15	Coupe du Nummulitique dans le haut vallon de Carnino	P 97
Fig. 16	Coupe aux abords du refuge de Piaggia-Bella .	p 99
Fig. 17	Corrélations entre la série stratigraphique briançonnaise classique (d'après J. Debelmas, 1955) et la série briançonnaise ligure	p 102
Fig. 18	Tableau synthétique montrant l'évolution de la sédimentation du Permo-Trias au Priabonien	p 105
Fig. 19	Schéma de localisation des différentes unités structurales	p 111
Fig. 20	Coupes sèriées NS du vallon de la Fuse à Musso	p 115
Fig. 21	Coupe NS de la Cima del Caplet à la Cima delle Saline (M. Vanossi, 1972)	p 116
Fig. 22	Coupes de la Cima del Caplet au Castellazzo .	p 118
Fig. 23	Coupe NS à l'entrée du vallon de Carnino . . .	p 119
Fig. 24	Coupe en rive gauche du vallon de la Vastera .	p 122
Fig. 25	Coupe NS du Rocce del Manco au Castellazzo . .	p 123
Fig. 26	Coupes NS au Gola della Chiusetta	p 124
Fig. 27	Coupes sèriées NS en rive droite du haut vallon de Carnino	p 126
Fig. 28	Schéma montrant les variations d'inclinaison du contact anormal de la Chiusetta	p 127
Fig. 29	Coupes NS dans le vallon de la Vastera	p 128
Fig. 30	Panorama du moyen vallon de Carnino	p 130
Fig. 31	Reconstitution de la genèse du décrochement .	p 132
Fig. 32	Orientation des joints de tension et de cisaillement en fonction des contraintes principales (d'après G. Wilson, 1961)	p 132

Fig. 33	Schéma structural du secteur intéressé par l'accident du Bocchino dell'Aseo	p 134
Fig. 34	Coupes sèriées EW dans le haut vallon de la Vastera	p 135
Fig. 35	Bloc diagramme montrant la troncature du pli à N 110° de Rocca Traversa (Unité Mongioie - Saline) par l'accident du Bocchino dell'Aseo . .	p 136
Fig. 36	Schéma structural du secteur intéressé par les accidents du col de la Saline (φ_{s1}) et de la cime de la Saline (φ_{s2}).	p 137
Fig. 37	Coupes dans le bas vallon de la Saline	p 138
Fig. 38	Coupe en rive droite du vallon de la Saline . .	p 139
Fig. 39	<u>Coupe A</u> : Coupe passant par le point coté 1872, dans le moyen vallon de la Saline	p 140
	<u>Coupe B</u> : replis d'axe NS en bordure du contact anormal	p 140
Fig. 40a	Coupes sèriées EW dans le vallon de la Saline .	p 141
Fig. 40b	Coupes sèriées EW dans le vallon de la Saline (suite).	p 142
Fig. 41	Coupe dans le versant S de la cime de la Saline	p 144
Fig. 42	Schéma structural du secteur intéressé par l'accident du Colle del Pas	p 145
Fig. 43	Coupe immédiatement à l'W du Gola della Chiusetta	p 146
Fig. 44	Coupes levées à proximité du sentier menant du Gola della Chiusetta au Colle del Pas	p 147
Fig. 45	<u>Coupe A</u> : Coupe sur l'arête du Colle del Pas	
	<u>Coupe B</u> : détail	p 148
Fig. 46	Coupes sèriées du Gola della Chiusetta au Colle del Pas	p 150
Fig. 47	Coupes entre le Rocce del Manco et la Cima delle Colme	p 152
Fig. 48	Schéma montrant les variations d'inclinaison des contacts anormaux NS	p 154

Fig. 49	Coupes sèriées schématiques du Gola della Chiusetta à Taléa	p 158
Fig. 50	Coupe du vallon de Carnino au vallon de Upega	p 160
Fig. 51	Coupes en rive droite de la cluse de la Fascette	p 161
Fig. 52	Coupe en rive gauche de la cluse du Tanarello	p 162
Fig. 53a	Coupes sèriées NE-SW dans l'unité Upega-Nava de la Cima del Caplet à la Cima Piano Cavallo	p 163
Fig. 53b	Coupes sèriées NE-SW dans l'unité Upega-Nava de la Cima Cantalupo à la Cima delle Armasse	p 164
Fig. 54	Structure de l'unité Upega-Nava du Rocca del Fera, au Tanarello, et localisation des coupes de la Fig. 53 a-b	p 166
Fig. 55	Coupe NS de la Cima Cantalupo au Rocce del Manco	p 167
Fig. 56	Coupe schématique, dans l'unité Carnino-Viozene, du Tanarello au Bric di Conoia	p 168
Fig. 57	Coupe à travers le massif du Marguareis (d'après P. Fallot et M. Lanteaume, 1955)	p 171
Fig. 58	Coupe dans le versant E des Rastelli di Marguareis	p 173
Fig. 59	Coupes dans le revers oriental de la cime de la Galine	p 172
Fig. 60	Schéma interprétatif du versant oriental de l'élément Pian Ballaur	p 174
Fig. 61	Coupes sèriées EW dans le versant occidental de l'élément Pian Ballaur	p 176
Fig. 62	Coupe sur l'arête orientale du Colle del Pas	p 175
Fig. 63	Coupes dans l'élément Saline (versant E de la cime de la Saline)	p 177
Fig. 64	Plis à N 110° au pied des falaises du Rocce del Garbo	p 178
Fig. 65	Microplis dans les calcaires de la base du Trias moyen (versant oriental du Monte Mongioie)	p 179
Fig. 66	Schéma interprétatif du polyphasage observé dans les falaises orientales du Monte Mongioie	p 181

Fig. 67	Plis à N 110° dans le versant méridional du Rocce del Garbo (élément Mongioie-Manco)	p 182
Fig. 68	Plis à N 110° au NW de la Serre Negrin (élément Mongioie-Manco)	p 183
Fig. 69	Plis d'axe NS dans Gruppetti (élément Mongioie-Manco)	p 184
Fig. 70	Plis déversés vers le NE, dans la Serre Negrin (élément Mongioie-Manco)	p 185
Fig. 71	Plis déversés vers le NE au N de Pian Comune (élément Mongioie-Manco)	p 186
Fig. 72	Plis déversés vers le NE dans la Serre Negrin (élément Mongioie-Manco)	p 186
Fig. 73	Plis NS dans le vallon de la Saline (élément Mongioie - Manco)	p 187
Fig. 74	Plis NS au S du Bocchino dell'Aseo (élément Rotondo)	p 189
Fig. 75	Pli à N 110° impliquant le complexe de base du Flysch à Helminthoïdes, à Colla Bassa (unité Upega-Nava)	p 191
Fig. 76	Microplis synschisteux de direction N 140°, au N du Passo Scaglie	p 194
Fig. 77	Microplis (m) tronçonnés par la schistosité de fracture à N 140°	p 195
Fig. 78	Panorama de Rocca Traversa, à l'W du Bocchino dell'Aseo (relation entre la phase à N 110° et le système de décrochements)	p 196
Fig. 79	Déformation du contact anormal de la Chiusetta, au Gola della Chiusetta	p 200
Fig. 80	Schéma montrant les variations d'inclinaison des contacts anormaux	p 201
Fig. 81	Relation entre le réseau hydrographique et les principaux contacts mécaniques	p 203
Fig. 82	Tableau de l'évolution tectogénétique (SB : Schistes à blocs, FH : nappe du Flysch à Helminthoïdes)	p 210
Fig. 83	Schéma de l'évolution tectogénétique	p 211

FIGURES HORS - TEXTE

- Carte géologique du massif Briançonnais ligure du Monte Mongioie
- Carte morphologique du massif du Mongioie
- Schéma structural du massif Briançonnais ligure du Mongioie
- Coupes schématiques dans le massif du Mongioie

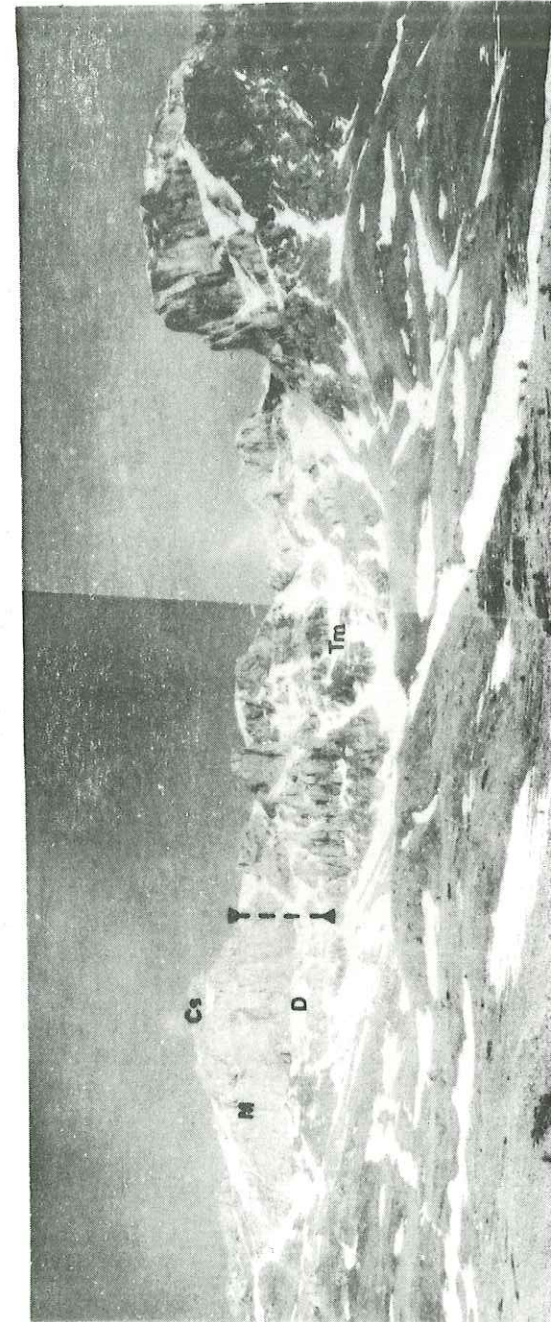
P L A N C H E S

PLANCHE I

Panorama des massifs de la Cima delle Colme et
du Rocce del Garbo

- Cs : Crétacé supérieur
M : Malm
D : Dogger
Tm : Trias moyen calcaréo-dolomitique
Tq : Trias inférieur quartzitique.

(en pointillé, localisation de la coupe de la
Cima delle Colme).



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

PLANCHE II

Photo 1 : Panorama du Colle del Pas et de la Cima Pian Ballaur.
(FH : Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes).

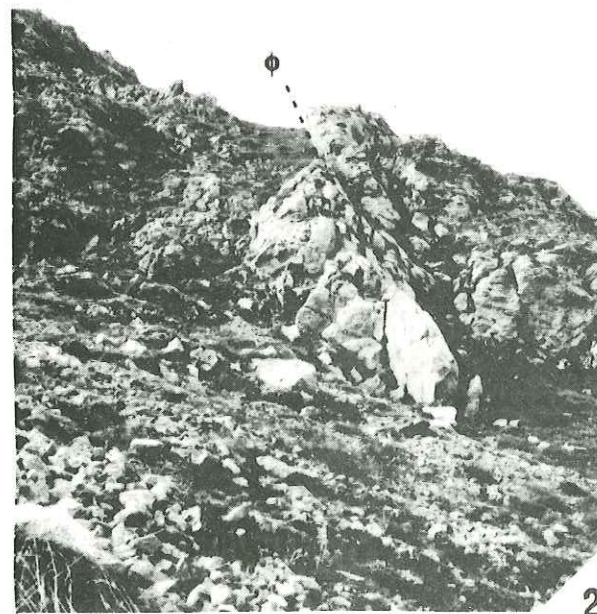
Photo 2 : Accident de la Chiusetta. Vue prise en amont du
Gola della Chiusetta.

- à gauche, Unité Upega - Nava
- à droite, Unité Mongioie - Saline
(élément Marguareis).

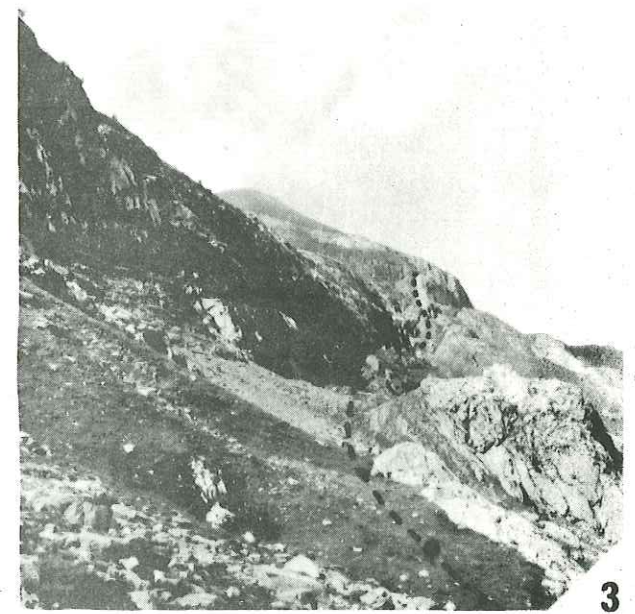
Photo 3 : Accident de la Chiusetta, en rive droite du
haut vallon de Carnino.



1



2



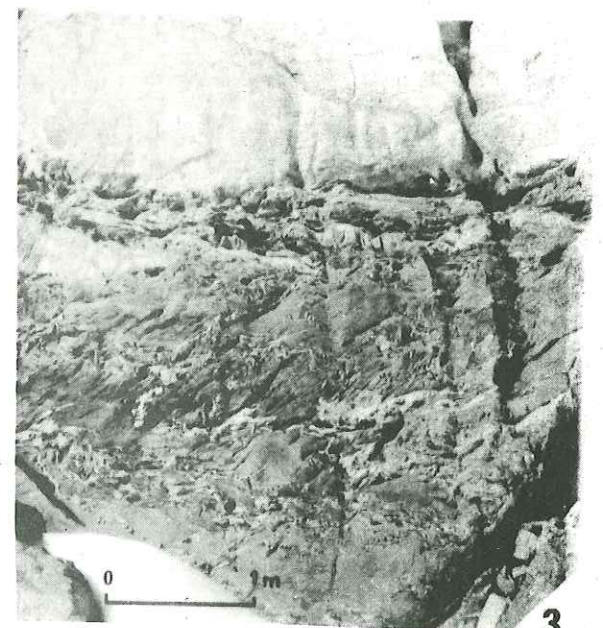
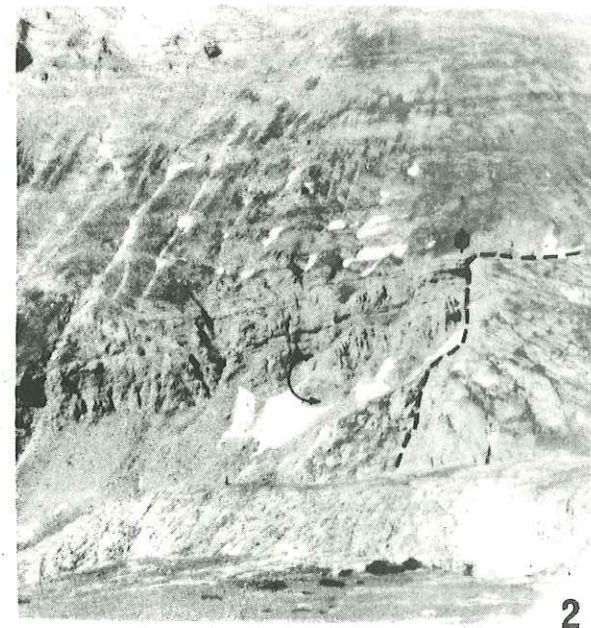
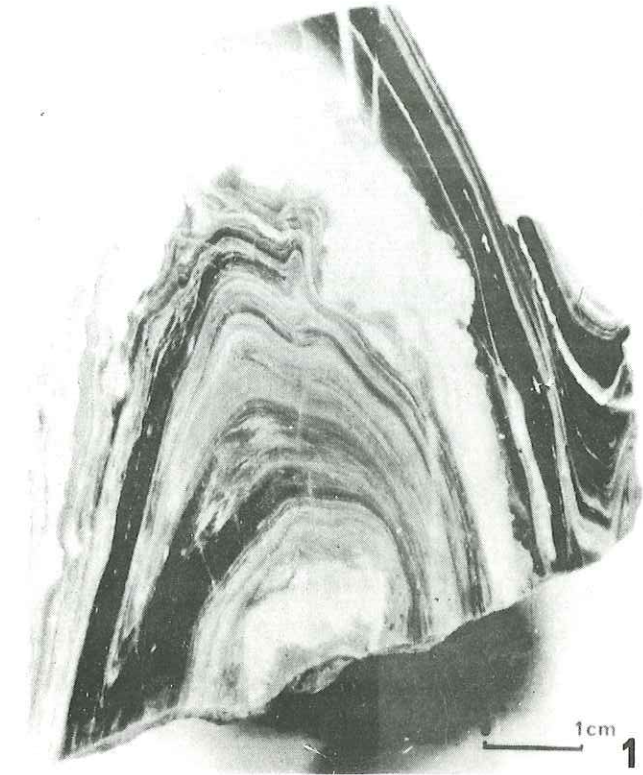
3

PLANCHE III

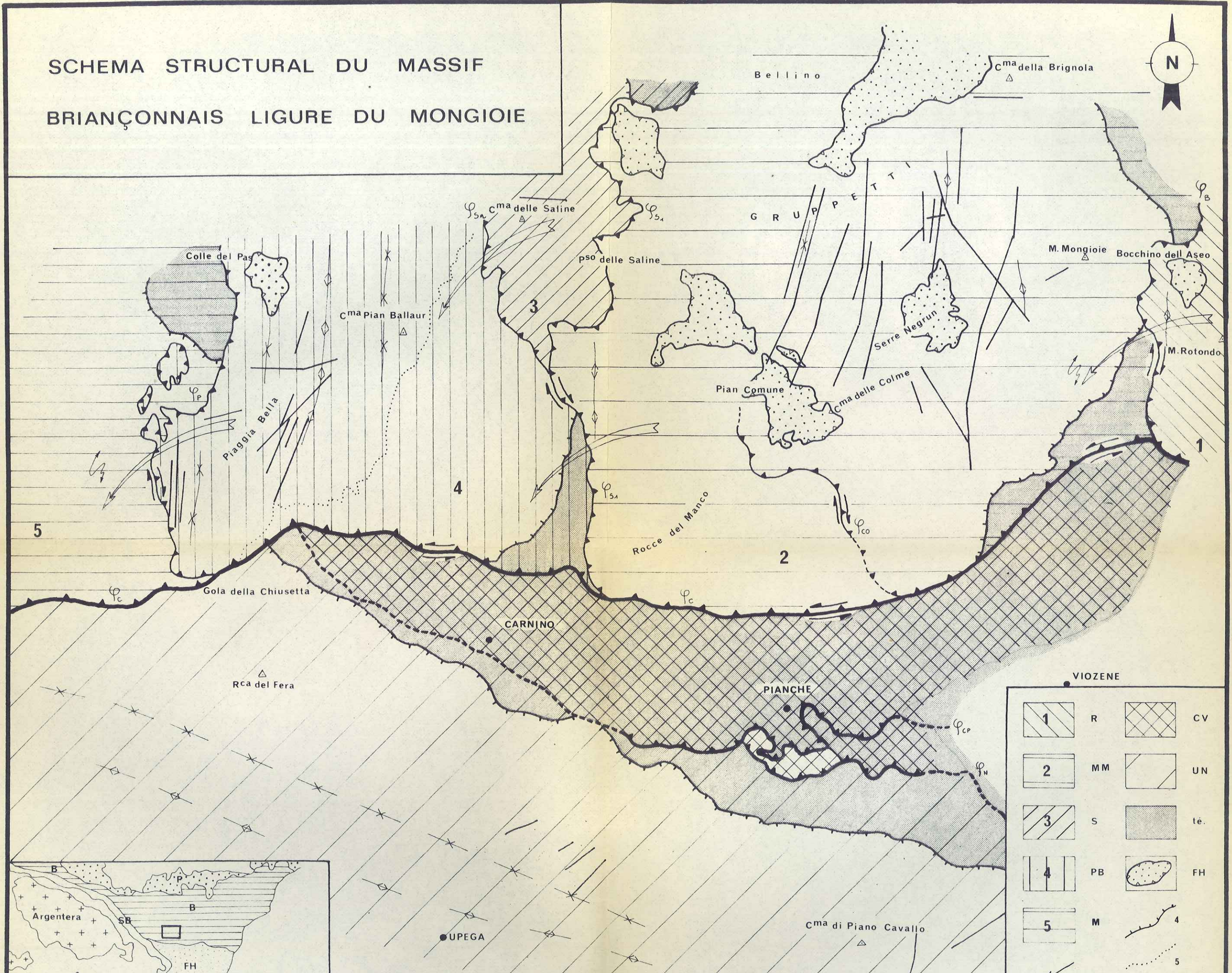
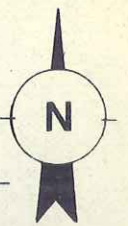
Photo 1 : Microplis symmétamorphiques dans le Trias moyen calcaire, du versant oriental du Mongioie.

Photo 2 : Accident du Bocchino dell'Aseo et plis à N 110° dans le Trias moyen du versant oriental du Mongioie.

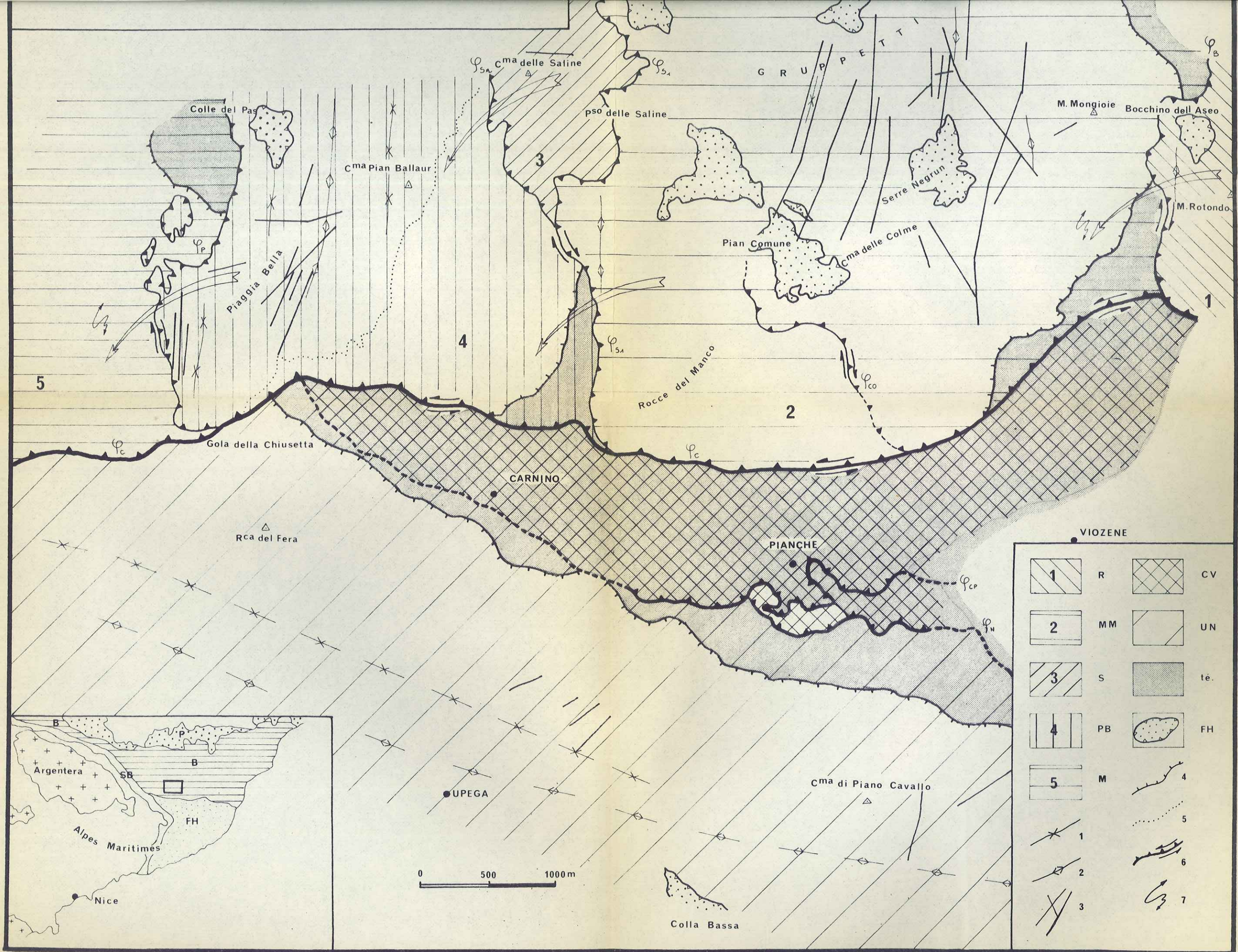
Photo 3 : Microplis synschisteux d'axe N 140° dans le Crétacé supérieur du Passo Scaglie.



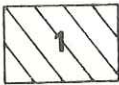
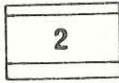


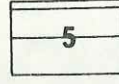
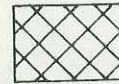

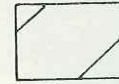

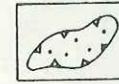

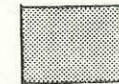




SCHEMA STRUCTURAL DU MASSIF BRIANÇONNAIS LIGURE DU MONGIOIE



1	R	CV
2	MM	UN
3	S	te.
4	PB	FH
5	M	



LEGENDE DU SCHEMA STRUCTURAL

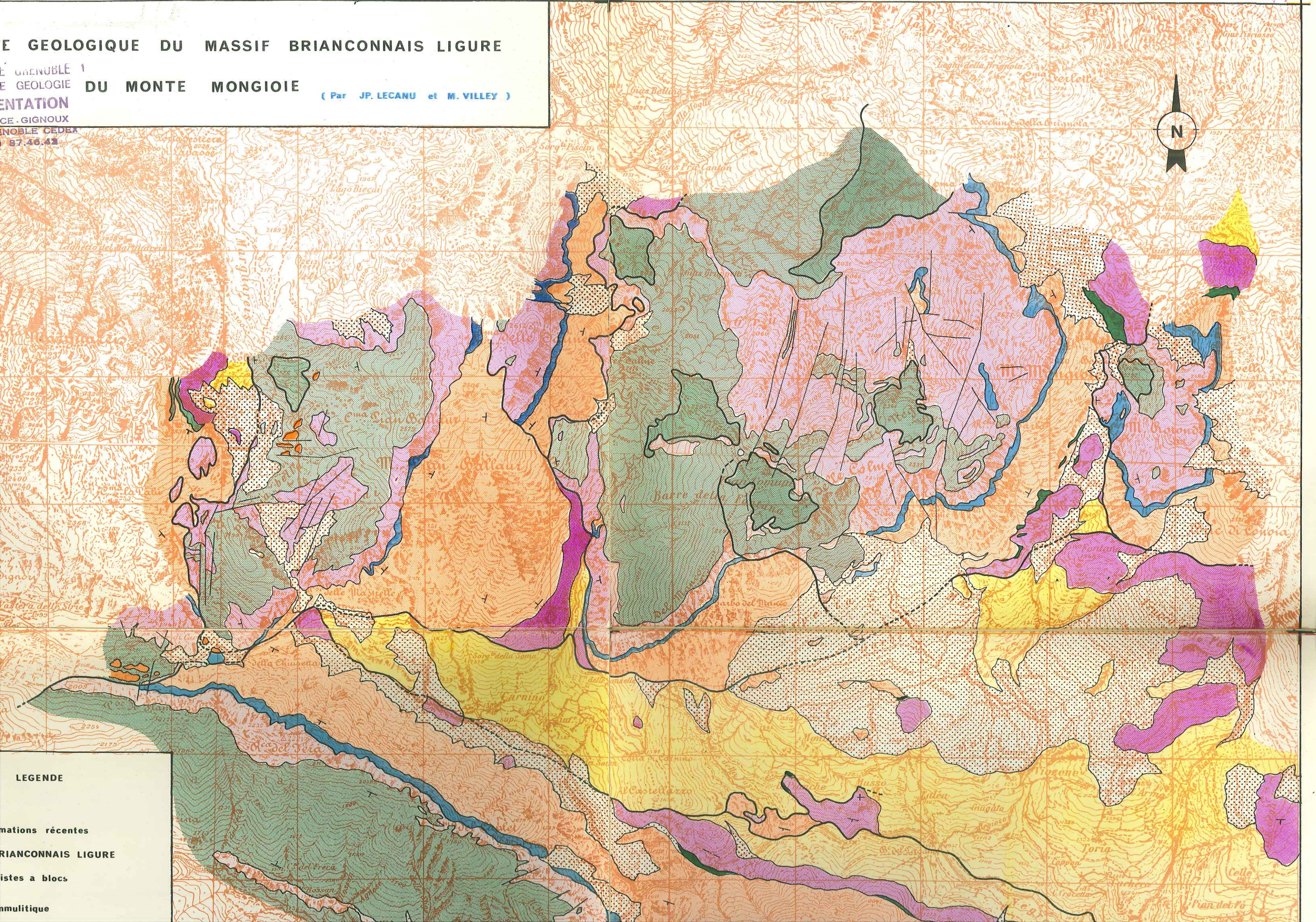
	R	Elément Rotondo			
	MM	Elément Mongioie - Manco			
	S	Elément Saline] Unité MONGIOIE - SALINE	
	PB	Elément Pian Ballaur			
	M	Elément Marguareis			
	CV	Unité CARNINO-VIOZENE			1 Axes synclinaux
	UN	Unité UPEGA - NAVA			2 Axes anticlinaux
	FH	Nappe du Flysch à Helminthoïdes		3 Failles	
	té	Tégument werfénien et permo-houiller		4 Décollement de la couverture sur les pélites werféniennes	
				5 Décollement local sur le Dogger	
				6 Décrochements	
				7 Plis couchés	

LE GÉOLOGIQUE DU MASSIF BRIANCONNAIS LIGURE

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU MONTE MONGIOIE

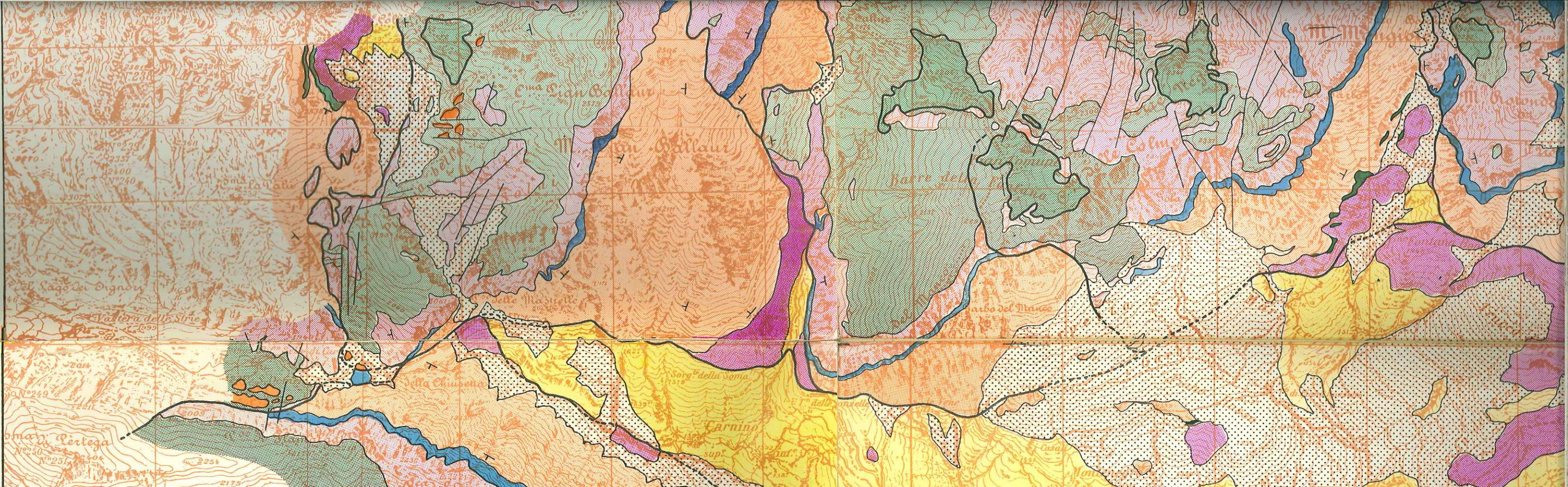
(Par JP. LECANU et M. VILLEY)

ÉDITEUR : GIGNOUX
BOULEVARD DE LA LIBÉRATION
38000 GRENoble CEDEX
TÉLÉPHONE : 87.46.43












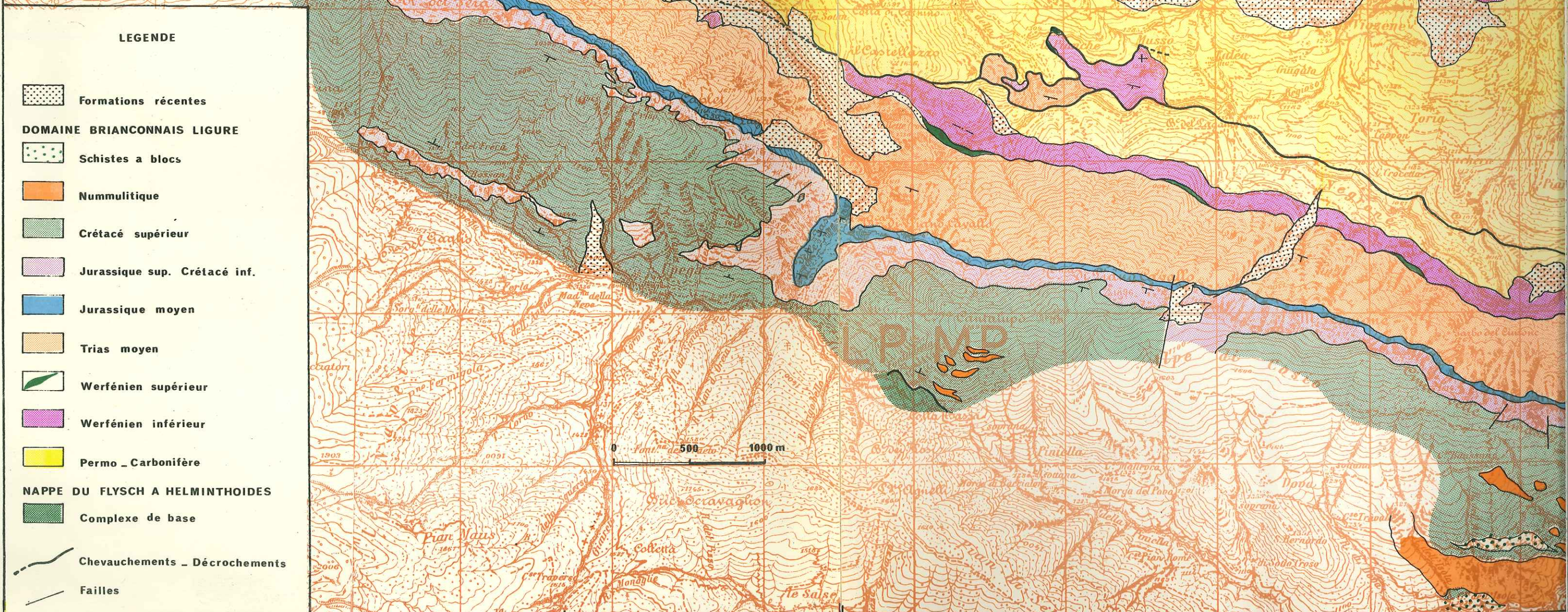
LEGENDE

- Formations récentes
- Massif BRIANCONNAIS LIGURE
- Structures à blocs
- Topographie



LEGENDE

-  Formations récentes
- DOMAINE BRIANCONNAIS LIGURE**
-  Schistes a blocs
-  Nummulitique
-  Crétacé supérieur
-  Jurassique sup. Crétacé inf.
-  Jurassique moyen
-  Trias moyen
-  Werfénien supérieur
-  Werfénien inférieur
-  Permo - Carbonifère
- NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOIDES**
-  Complexe de base
-  Chevauchements - Décrochements
-  Failles

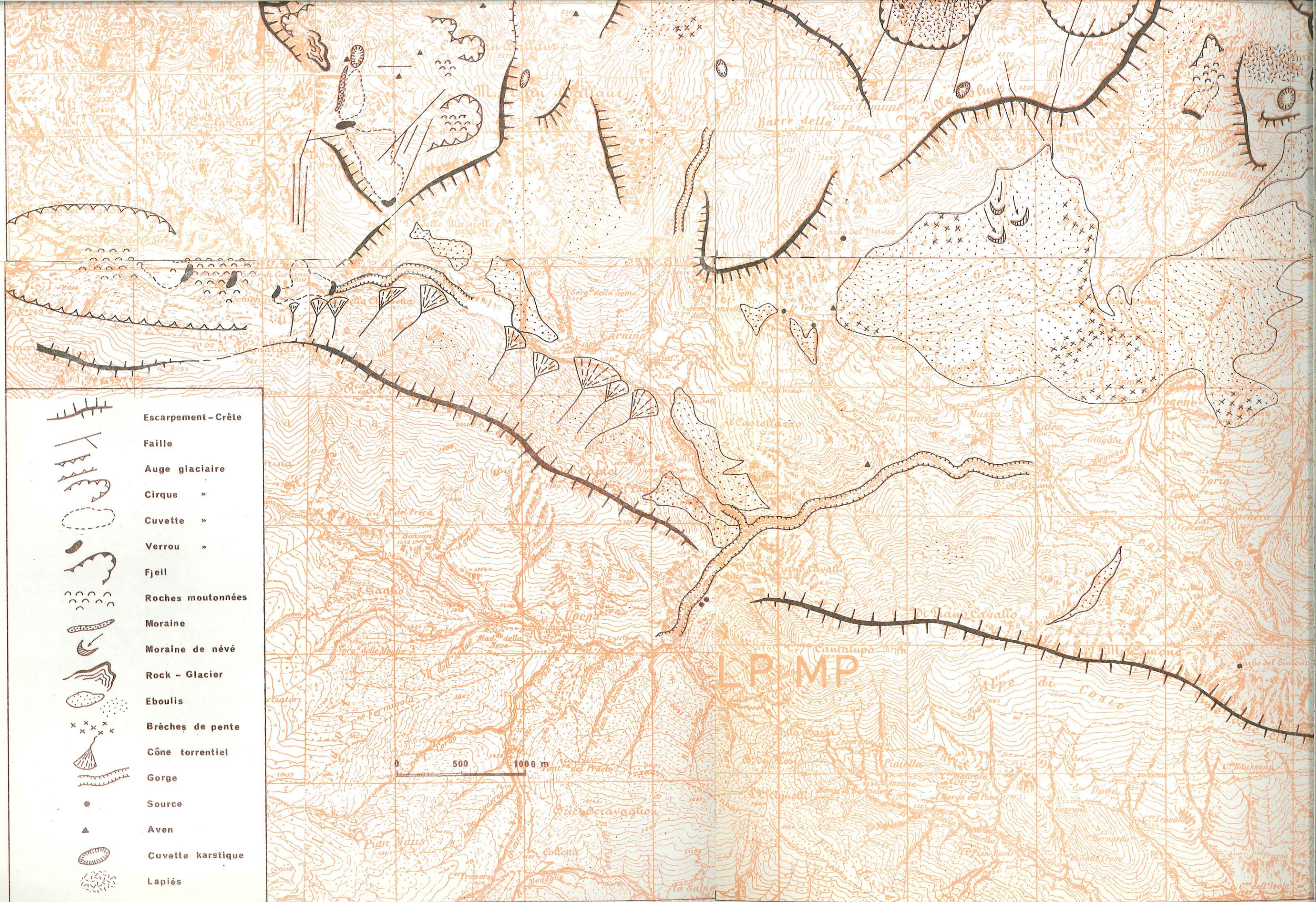





















CARTE MORPHOLOGIQUE DU MASSIF DU MONGIOIE

J.P. Lecanu - M. Villey



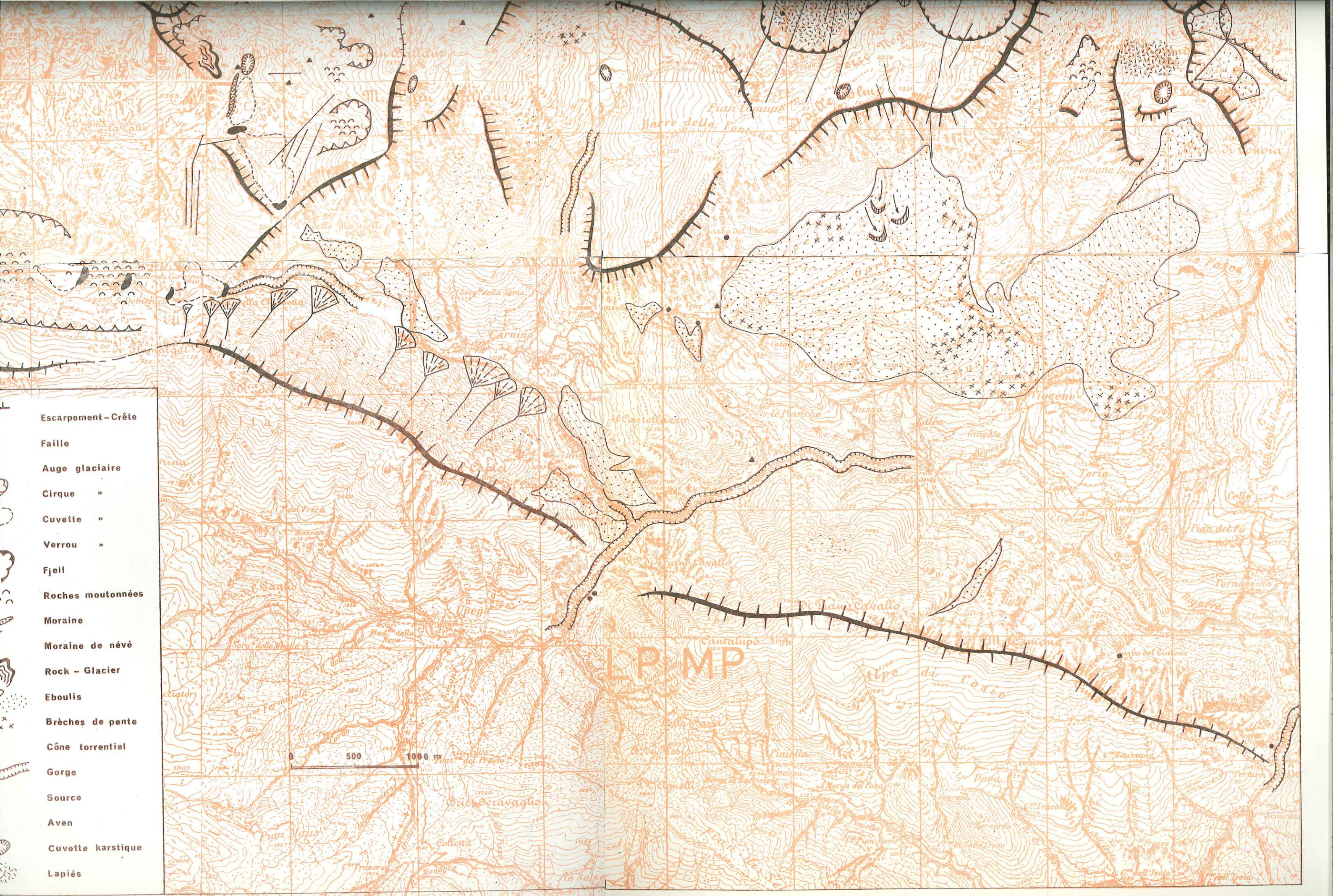
	Escarpement - Crête
	Faille
	Auge glaciaire
	Cirque »
	Cuvette »
	Verrou »



-  Escarpement - Crête
-  Faille
-  Auge glaciaire
-  Cirque »
-  Cuvette »
-  Verrou »
-  Fjell
-  Roches moutonnées
-  Moraine
-  Moraine de névé
-  Rock - Glacier
-  Eboulis
-  Brèches de pente
-  Cône torrentiel
-  Gorge
-  Source
-  Aven
-  Cuvette karstique
-  Lapiés

0 500 1000 m

LP MP



Escarpement - Crête

Faïlle

Auge glaciaire

Cirque »

Cuvette »

Verrou »

Fjell

Roches moutonnées

Moraine

Moraine de névé

Rock - Glacier

Eboulis

Brèches de pente

Cône torrentiel

Gorge

Source

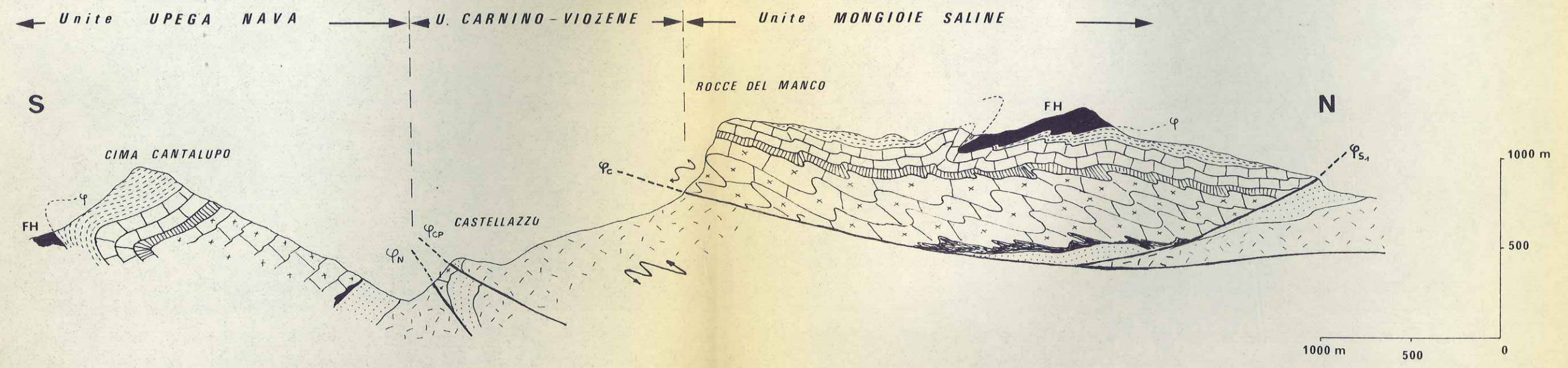
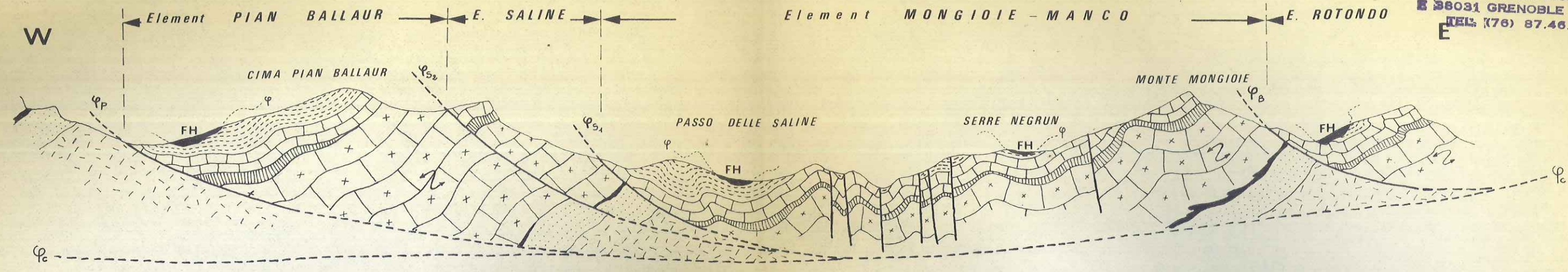
Aven

Cuvette karstique

Lapiés



LP MP



COUPES SCHEMATIQUES DANS LE MASSIF DU MONGIOIE