



HAL
open science

Etude géologique des bordures du massif de l'Argentera et du Dôme de Barrot (Alpes-Maritimes). Rapports socle-couverture et relations entre les minéralisations et la structure

Oumarou James

► **To cite this version:**

Oumarou James. Etude géologique des bordures du massif de l'Argentera et du Dôme de Barrot (Alpes-Maritimes). Rapports socle-couverture et relations entre les minéralisations et la structure. Tectonique. Université Nice Sophia Antipolis, 1976. Français. NNT : . tel-00822897

HAL Id: tel-00822897

<https://theses.hal.science/tel-00822897>

Submitted on 15 May 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.



UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

JAMES (00)

THESE

présentée

14 MARS 1977

A L'UNIVERSITÉ DE NICE
FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES

par

Oumarou JAMES

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3^{me} CYCLE)

Mention : GÉOLOGIE

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
et MÉDICALE de GRENOBLE
INSTITUT PASTEUR
RUE MAURICE-GIGNOUX
35 - GRENOBLE

**Etude géologique des bordures du massif de l'Argentera
et du dôme de Barrot (Alpes-Maritimes)**

Rapports socle - couverture et relations entre les minéralisations
et la structure

2

Soutenu le 13 Février 1976 devant la commission d'examen

MM. R. DARS	Président
R. CAMPREDON	Rapporteur
G. TURCO	Membre
G. BONIFAS	Membre invité
M. LANTEAUME	Membre invité

T H E S E

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE NICE
FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES

par

Oumarou JAMES

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3^me CYCLE)

Mention : GÉOLOGIE

Etude géologique des bordures du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot (Alpes-Maritimes)

**Rapports socle - couverture et relations entre les minéralisations
et la structure**

Soutenue le 13 Février 1976 devant la commission d'examen

MM. R. DARS	Président
R. CAMPREDON	Rapporteur
G. TURCO	Membre
G. BONIFAS	Membre invité
M. LANTEAUME	Membre invité

AVANT-PROPOS

Avant de présenter le résultat de mes travaux, j'ai particulièrement à coeur de témoigner ma reconnaissance aux personnes qui m'ont apporté leur soutien scientifique, moral et matériel.

Monsieur le Doyen R. DARS m'a accueilli avec bienveillance dans le Laboratoire qu'il dirige. Il m'a fait bénéficier de son enseignement de Géologie et, plus qu'un Professeur, il a été pour moi un guide et un conseiller. Je le remercie du temps précieux qu'il a su me consacrer. Qu'il soit persuadé de ma plus sincère gratitude.

Monsieur R. CAMPREDON, auteur de mon sujet de thèse, m'a initié à la Géologie de cette bordure des Alpes. Qu'il trouve dans ce travail le témoignage de ma profonde reconnaissance pour les précieux conseils et pour l'aide tant sur le terrain qu'au laboratoire qu'il m'a donnée.

Je remercie Monsieur le Professeur G. TURCO pour l'accueil et les conseils chaleureux qu'il m'a toujours réservés. Je lui suis particulièrement reconnaissant d'avoir bien voulu accepter de faire partie du jury.

Monsieur le Professeur M. LANTEAUME me fait un grand honneur en acceptant de juger ce travail. Il m'a fait bénéficier de sa grande expérience sur le terrain et je le remercie très vivement de l'attention qu'il a portée à ce mémoire.

Je remercie très sincèrement Monsieur G. BONIFAS du temps précieux qu'il a su me consacrer, chaque fois que je me suis rendu au C.E.A. - G.A.M. pour lui exposer les résultats de mon travail. Je lui suis particulièrement reconnaissant d'avoir bien voulu accepter de faire partie du jury et de m'avoir prodigué ses conseils judicieux.

Monsieur G. BIGOTTE, Directeur du C.E.A.- G.A.M., voudra bien trouver ici l'expression de ma profonde gratitude pour tout ce qu'il a fait en vue de faciliter la réalisation de ce travail.

Je remercie très sincèrement tous les membres du laboratoire de Géologie Structurale pour leur aide et le témoignage de leur sympathie.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à H. GIMENEZ qui a effectué les analyses chimiques.

Il m'est très agréable de remercier M.T. FINIDORI qui a eu la charge de la présentation et de la réalisation matérielle de ce travail.

Enfin, j'adresse un grand merci à tous mes "collègues et néanmoins amis" qui ont souvent sacrifié une partie de leur temps pour m'épauler sur le terrain et au laboratoire, et en particulier, à M. SEYLER, J. GIRAUD, G. GIANNERINI, J.F. TAPOUL, M. FRANCO, H. SPINI, G. MARTIN.

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

SOMMAIRE

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
INTRODUCTION	1
1) Cadre géographique	1
2) Cadre géologique	3
3) But de l'étude	5
HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS	6
<u>Première Partie</u> : STRATIGRAPHIE	14
- LES FORMATIONS CRISTALLOPHILIENNES DU SOCLE	15
A) Distribution d'ensemble	15
B) Etude pétrographique	15
- LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES DU PERMIEN ET DU TRIAS INFÉRIEUR	18
A) La série stratigraphique permienne.....	18
B) La série stratigraphique du Trias Inférieur	25
- LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES DU TRIAS MOYEN ET SUPERIEUR ...	30
A) Coupe du Trias moyen et supérieur le long du vallon de Calancia	30
B) Coupe du Trias moyen et supérieur le long du chemin menant de St Sauveur sur Tinée à Rimplas sur le versant droit de la Tinée	33
C) Coupe du Trias moyen et supérieur le long de la route menant du Col de la Couillole à Beuil	36
- LES FORMATIONS DU JURASSIQUE	39
A) Coupe du Jurassique le long de la route de la Tinée à Rimplas	39
B) Coupe du Jurassique au Nord de Pierlas dans le vallon de Villette (versant E).....	46
- LES FORMATIONS DU CRETACE INFÉRIEUR	51
Coupe du Crétacé Inférieur au Sud de la Bolinette	51
- CONCLUSIONS A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE	55

18 AOUT 2003

<u>Deuxième Partie</u> : TECTONIQUE	60
- LES UNITES STRUCTURALES	64
A) Unité de la Tinée-Vionène	64
B) L'Unité du Cians	88
C) La couverture sédimentaire décollée	99
D) L'Unité du Mounier	102
E) Conclusions à l'étude structurale	103
- ESSAI D'INTERPRETATION TECTONIQUE. RAPPORTS SOCLE-COUVERTURE	105
A) Interprétation de certaines structures observées	105
B) Evolution tectonique	107
<u>Troisième Partie</u> : RELATIONS - MINERALISATIONS - STRUCTURE.....	113
- DESCRIPTION DES MINERALISATIONS	115
- ANALYSE STRUCTURALE DE L'ENVIRONNEMENT IMMEDIAT DES GITES	119
CONCLUSIONS	122
BIBLIOGRAPHIE	125

I.- INTRODUCTION

1) CADRE GEOGRAPHIQUE.

Le domaine qui fait l'objet de cette étude est situé au nord des Alpes-Maritimes, en bordure du Massif de l'Argentera-Mercantour et du Dôme de Barrot; il s'étend entre la vallée de la Tinée à l'Est et la vallée du Cians à l'Ouest.

Les limites septentrionales sont constituées par la ligne Col des Moulinés-Vignols et le vallon de Longon alors que les limites méridionales joignent le vallon de Pierlas au vallon de Calancia; à l'Est, la vallée de la Tinée et à l'W celle du Cians bornent ce secteur.

Au nord de la vallée du Cians, le Mont Mounier, élément morphologique majeur de la région, constitue le point culminant du pays sédimentaire (2819 m).

A partir du Mont Mounier, la chaîne qui limite vers le Sud-Ouest la partie supérieure de la vallée de la Tinée se divise en trois chaînons à peu près parallèles; le plus septentrional comprend la Montagne Haute, Piera Blanca, le Col de la Vallette et le Mont Gravières; il est recoupé obliquement par la Tinée au Rochers de Valabres (L. BERTRAND, 1896).

Le chaînon moyen passe par le Mont Longon, le Mont Autcellier, la Fraccia de Roure et vient aboutir à la Tinée, à Saint Sauveur. Entre ces deux premiers chaînons coule le ruisseau du vallon de Longon dont la direction NW-SE est parallèle au cours supérieur de la Tinée.

Le vallon de la Vionène sépare le chaînon moyen du chaînon méridional comprenant l'alignement du Mont Demant à l'est de la vallée du Cians, la Tête de Ciama, du Mont Brussières et la Tête de Falcon.

Au Sud, la cime de Tournerie, la Tête de Pommier, la Tête de Giarons, la Tête de Pérail, orientées NE-SW, sont les jalons du chaînon méridional. Cet ensemble de croupes mamelonnées vient s'épanouir au Sud-Ouest en un massif entaillé par les gorges du Cians.

De grandes surfaces arrondies, des pentes d'éboulis fixés ou vifs témoins d'une dissolution et d'une gélifraction active, un modelé glaciaire sont les traits du relief marquant de cette région.

La nature des roches à l'affleurement conditionne le modelé de la région. Le massif de l'Argentera-Mercantour et sa couverture solidaire permo-werfénienne tranchent par un relief en général âpre et vigoureux.

Les quartzites werfénien donnent des reliefs découpés aux parois abruptes et aux arêtes vives sur la bordure de l'Argentera-Mercantour. En revanche, à l'W, en bordure du dôme de Barrot, les quartzites werfénien forment une cuesta bordant le noyau du bombement anticlinal à coeur de pélites permienne soulignant ainsi le rebord des gorges supérieures du Cians, creusées dans les pélites.

Le rebord de cette cuesta présente un intérêt humain car il forme généralement une vire. Celle-ci, déblayée dans la partie supérieure des pélites permienne et dans les pélites du Werfénien, constitue une voie de communication naturelle au-dessus des grandes falaises permienne, au pied des escarpements dolomitiques et calcaires du Trias et du Jurassique (sentier les Moulins-Pierlas).

Le Trias dolomitique et le Jurassique calcaire montrent des reliefs accentués, des falaises abruptes, lisses ou ruiniformes. Au Sud de la ligne Beuil-Saint Sauveur, les formations jurassiques qui coiffent la série sédimentaire donnent un paysage mou, propice aux pâturages. C'est dans ces formations jurassiques que s'ouvrent les cols empruntés par les voies de communications entre la partie septentrionale et méridionale de la couverture sédimentaire comprise entre la Tinée et les Gorges du Cians.

Parmi les caractères marquant du relief de cette région alpine, il en est beaucoup qui sont intimement liés aux phases glaciaires et aux phénomènes d'érosion.

Si les traces de l'érosion glaciaire sont peu visibles sur les parties élevées de la région, en revanche, ses empreintes s'observent nettement sur les pentes et dans les vallées.

Des formes anciennes appartenant au stade du glacier en calotte ont laissé de rares vestiges notamment dans le bassin de la Tinée. Aussi, à Vignols, dans le cirque glaciaire, on observe des moraines de nevés et des dépôts fluvio-glaciaires. Les moraines de nevés seraient des vestiges de glaciers actuels.

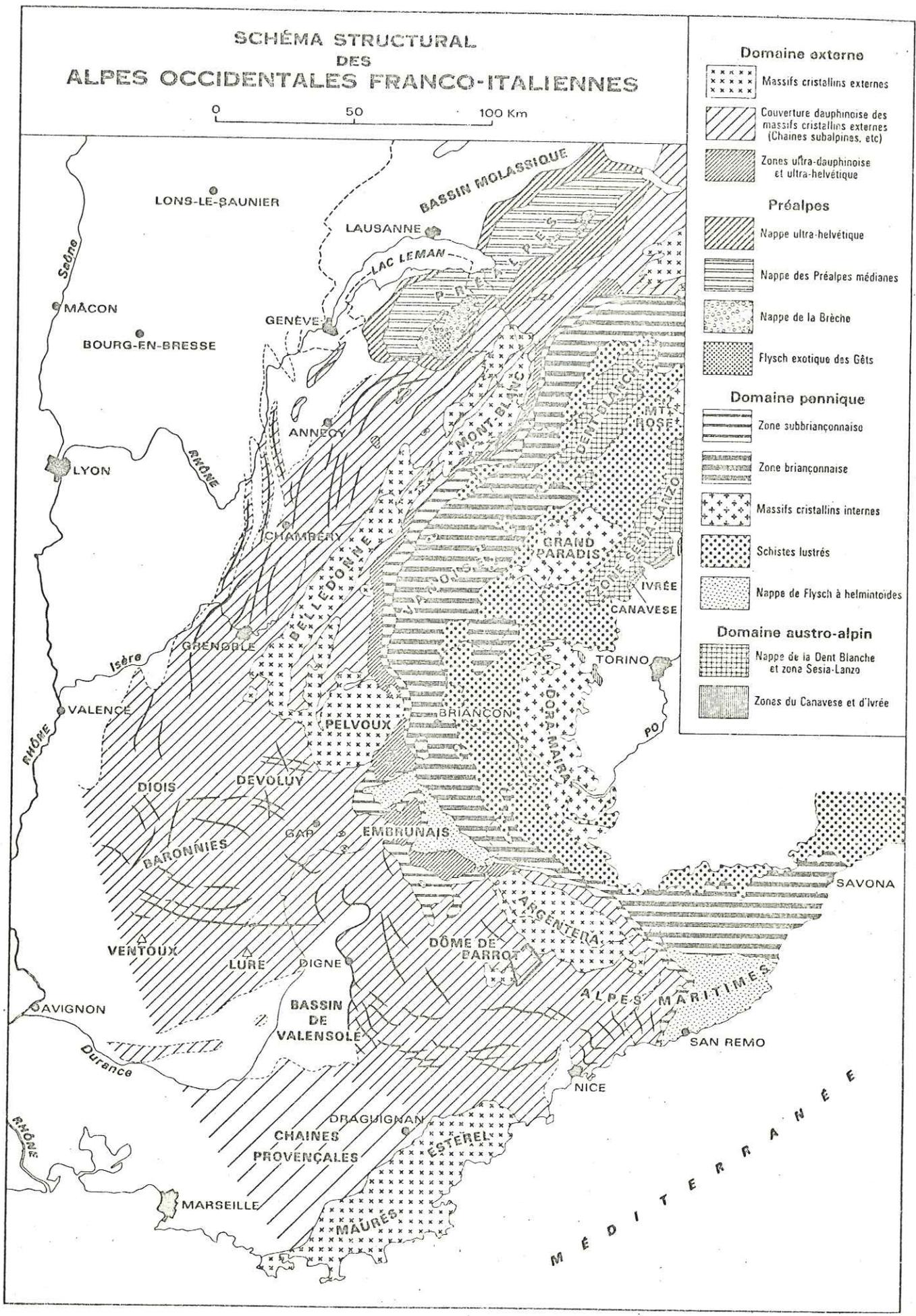
Les terrains désagrégés sur place forment un manteau de blocs non éboulés de grande épaisseur fixé par la forêt. Entre Rimplas et Saint Sauveur, selon le ravin d'Isart, la désagrégation des pélites permienes s'accompagne de grands glissements de terrain.

2) CADRE GEOLOGIQUE.

Le massif de l'Argentera-Mercantour et le dôme de Barrot sont situés dans les Alpes-Maritimes franco italiennes, à la terminaison méridionale des Alpes occidentales. Au Sud-Est du Pelvoux (Fig. 1), l'Argentera-Mercantour est le plus méridional des massifs cristallins externes des Alpes. On lui associe en général le dôme de Barrot considéré comme son prolongement méridional. Le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour et les terrains primaires qui y sont associés apparaissent par une puissante intumescence du vieux socle au milieu des formations secondaires et tertiaires qui l'entourent.

Dans le cadre structural alpin, le secteur que j'ai étudié est tout entier situé dans le domaine externe constitué par le socle cristallin et cristalloyllien de l'Argentera-Mercantour et son tégument permo-werfénien et par le Permien du dôme de Barrot. Sur le socle et son tégument, la couverture mésozoïque et tertiaire est décollée.

Fig. 1.- Localisation du domaine étudié dans le cadre alpin.



3) BUT DE L'ETUDE.

Cette étude de géologie régionale a été abordée sur les trois aspects : stratigraphique, structural, métallogénique.

L'analyse stratigraphique comporte une description détaillée des terrains cristallophylliens et des formations primaires et de leur enveloppe mésozoïque.

L'analyse tectonique s'effectue à partir des observations des différents objets structuraux qui sont les témoins de la déformation. Je me suis efforcé de définir ainsi les différentes phases de déformation, d'en préciser la chronologie et de les intégrer dans un contexte plus général, en dégagant les rapports entre la tectonique du socle et la tectonique de la couverture.

J'ai tenté de réaliser un inventaire des principales minéralisations de la région et de dégager leurs relations avec l'orogénèse alpine.

Une cartographie détaillée au 1/20.000 sur les fonds topographiques des feuilles de Puget-Théniers n° 2, n° 3-4 et Saint Etienne de Tinée n° 5-6 et n° 7-8, des levés de coupes stratigraphiques et tectoniques ainsi qu'une analyse structurologique et aussi des travaux de laboratoire sont à la base de cette étude.

II.- HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

Au siècle dernier, de nombreux auteurs, dont L. BERTRAND (1896), ont établi les fondements de la stratigraphie des Alpes-Maritimes. Les travaux anciens ne sont, le plus souvent, que des récits de voyages et, s'adressant à la zone côtière des Alpes-Maritimes, ne contiennent que de brèves allusions à la région montagneuse.

Les travaux anciens ont été analysés par L. BERTRAND en 1896 dans son "étude géologique du Nord des Alpes-Maritimes". Les apports et les hypothèses de ces précurseurs sont exposés dans le détail par A. FAURE-MURET (1955) dans son mémoire sur les études géologiques du Massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires.

Je me contenterai, dans ce bref historique, d'analyser les travaux intéressant directement mon secteur d'étude.

La thèse de L. BERTRAND et la parution de la carte au 1/80.000 de Saint Martin de Vésubie à la fin du siècle dernier (1896) marquent une étape importante dans la connaissance géologique de la région. C'est à cet auteur que nous devons la première étude détaillée de la région.

L. BERTRAND sépare très nettement l'étude stratigraphique, qu'il essaie de lier à une reconstitution paléogéographique cohérente, de l'étude tectonique; les résultats qu'il apporta furent importants aussi bien des points de vue stratigraphique que tectonique.

Du point de vue stratigraphique, L. BERTRAND distingue :

- des schistes cristallins formant les terrains cristallophylliens de la région,
- un complexe permien comprenant des faciès détritiques à la base et des faciès de schistes rouges au sommet,

- deux séries triasiques superposées (la série inférieure est entièrement détritique et arénacée, la série supérieure est calcaréo-magnésienne),
- un faciès marno-calcaire et marneux du Jurassique moyen et de la partie inférieure du Jurassique supérieur (Infra-Lias, Lias, Bajocien, Bathonien, Callovien),
- des faciès vaseux formant le Jurassique supérieur,
- une série de calcaires compacts en bancs souvent épais séparés par des lits marneux et, au-dessus, une série de marnes noires sans aucun banc calcaire intercalé qui forme le Crétacé inférieur.
- Le Crétacé supérieur est formé par un complexe calcaire au Sud du secteur.

Du point de vue tectonique, après avoir reconnu l'existence de plis ante-permiens ayant affecté le socle, L. BERTRAND insista sur l'importance des mouvements orogéniques ayant eu lieu depuis le Permien jusqu'à la fin du Crétacé. Il envisagea, après le dépôt du Crétacé supérieur, la formation de plis importants liés à une orogénèse intense. La région étudiée aurait été entièrement émergée à la fin du Crétacé supérieur, puis, érodée avant l'installation de la sédimentation tertiaire.

Ces plis post-crétacés représenteraient l'ébauche des plis "éogènes". Dans la région considérée, L. BERTRAND envisagea deux aires anticlinales. La première comprend le massif cristallin de l'Argentera-Mercantour et sa bordure tectonique, c'est-à-dire la zone périphérique où les plis sont déversés vers l'extérieur du massif, donc vers le Sud. La seconde aire anticlinale est centrée sur le dôme à noyau permien de la cime de Barrot.

A l'occasion de la Réunion Extraordinaire de la Société Géologique de France qu'il présida en 1902, L. BERTRAND développa les grandes lignes.

Il a fallu attendre environ une vingtaine d'années pour qu'une nouvelle génération de géologues, sous l'impulsion du Professeur P. FALLLOT, reprenne l'étude systématique des formations de la région considérée.

P. FALLLOT (1942) et certains de ses élèves abordèrent les levers détaillés au 1/20.000 dans la partie Sud de la feuille Saint Etienne de Tinée et au Nord de celle de Puget-Théniers.

P. FALLOT et A. FAURE-MURET (1949a) développèrent l'idée de décollement de couverture dont ils évaluèrent l'ampleur de translation entre le dôme de Barrot et l'Argentera. Ils en déduirent que "la série sédimentaire qui règne aujourd'hui dans les massifs dominant la Tinée a donc glissé au moins de 20 km".

Au cours de la même année, P. FALLOT et A. FAURE-MURET (1949b) apportèrent des précisions sur le mode particulier de charriage qu'ils observent dans le vallon de Roya, au N du vallon de la Vionène et qu'ils dénommèrent "écaillage intercutanée". Ce type de chevauchement sans avant pays ou arrière pays prend naissance à la base de la couverture mésozoïque décollée par freinage sur des irrégularités du socle.

C'est à P. BORDET (1949) que l'on doit l'essentiel de nos connaissances sur le Permien du dôme de Barrot et ses entours. Dans cette région, P. BORDET envisage la superposition de 3 étages tectoniquement indépendants.

1°) Le socle formé par le Permien et le Trias inférieur est ployé en un dôme régulier (dôme de Barrot).

2°) Le Muschelkalk, décollé, est énergiquement plissé au Nord de ce dôme en une série d'anticlinaux droits ou déversés présentant même des recouvrements de l'ordre du kilomètre. Au Sud, au contraire, il est resté collé sur le socle.

3°) La couverture jurassique et crétacée, en revanche, sensiblement tabulaire au Nord, est repliée en plis déversés au Sud.

P. BORDET pense que "ces faits s'expliquent par l'existence de deux niveaux plastiques (cargneules inférieures et Keuper) qui ont joué le rôle de lubrifiant dans les mouvements différentiels".

Dans la masse permienne, P. BORDET distingue des faciès particuliers caractérisés par le développement d'horizons conglomératiques (faciès de Léouve) dont les éléments sont des galets de basalte, d'andésites, de rhyolites du socle. Ces derniers présentent de grandes affinités avec celles que l'on connaît dans le permien de l'Estérel.

Du point de vue tectonique, P. BORDET (1950) indique que le bord S du dôme de Barrot présente des caractères inverses de ceux de la bordure N : "le Muschelkalk parfaitement calme fait ici partie du socle tectonique. L'épaisse couverture jurassique et crétacée est au contraire plissée : son glissement en avant se manifeste par l'existence d'anticlinaux déversés ou au moins par le laminage de ses termes inférieurs". C'est à une dizaine de kilomètres qu'il faut estimer, au niveau du dôme de Barrot, le glissement en avant vers le S ou le SW de l'épaisse couverture jurassique, crétacée et tertiaire.

A. FAURE-MURET et P. FALLOT (1949) ont largement contribué à la connaissance tant stratigraphique que tectonique du massif ancien de l'Argentera-Mercantour et de sa couverture sédimentaire à partir d'études détaillées.

De nombreuses notes, le mémoire de thèse de A. FAURE-MURET paru en 1955 les cartes géologiques au 1/50.000 en témoignent.

A. FAURE-MURET (1955) qui s'est attachée particulièrement aux côtés pétrographique et structural de l'étude des terrains cristallophylliens a défini le complexe de la Tinée dans le secteur étudié. Dans le Permien, elle distingue trois ensembles lithologiques :

- le complexe de Notre-Dame de Laghé formé d'arkoses, grès fins et de schistes pélitiques verdâtres, à la base,

- la série du Bégo constituée par des grès ou arkoses roses ou verdâtres, monotones, sans litage apparent,

- les schistes rouges de Capeiroto qui forment la partie supérieure du Permien et correspondent aux pélites rouges de la région de Saint Sauveur et du dôme de Barrot.

A. FAURE-MURET reprend, dans son étude des terrains sédimentaires, secondaires et tertiaires, les grandes lignes de la stratigraphie mésozoïque et tertiaire qui sont connues depuis les travaux de L. BERTRAND (1896). Elle développe ces grandes lignes en redressant des erreurs d'attribution et en

fournissant des détails complétant les premières données dues à cet auteur.

R.D. SCHUILING (1955) réalisa une étude statistique des diaclases dans le Permien du dôme de Barrot et distingua deux systèmes principaux de diaclases :

- un système radial et vertical perpendiculaire à la direction des couches;
- un système tangentiel : la ligne d'intersection des diaclases avec les couches est horizontale, l'inclinaison des diaclases est raide et forme un angle de 90° avec l'inclinaison des couches.

Pour R.D. SCHUILING, ces diaclases sont nées par tension et "ni le dôme, ni ses diaclases ne sont causées par quelque compression".

J. VERNET (1958) apporte une contribution originale à l'analyse de la tectonique du socle et précise la postériorité du soulèvement du dôme de Barrot par rapport au massif de l'Argentera-Mercantour.

J. VERNET (1959) souligne les grands traits de la tectonique alpine de la bordure du socle de l'Argentera dans la vallée de la Tinée. Pour J. VERNET la structure "souple" définie par le bombement de Barrot à l'échelle régionale se manifeste à plus petite échelle par une série de cassures en gradins. Il précise les caractères des failles, leur amortissement et met en évidence une "tectonique plastique embryonnaire" représentée par l'ébauche du dôme. Dans le socle il définit des petites régions tectoniques qui constituent dans mon secteur d'étude, et la bordure Sud-Est avec l'accident de Girent, et le secteur Nord-Est (région de Beuil - Col de la Couillole).

A cette tectonique cassante du dôme, J. VERNET oppose la tectonique souple du socle paléozoïque et de sa bordure werfénienne dans la vallée de la Tinée à l'Est de Barrot. Il envisage l'existence des rapports tectoniques entre le socle et la couverture : il insiste sur la différence de comportement entre la couverture et le tégument et démontre la dépendance de certains accidents de la couverture par rapport à ceux qui affectent le socle.

En 1967, J. VERNET présente une synthèse de ses travaux sur la tectonique du massif de l'Argentera et, lors de la mise en place du massif, il envisage quatre stades successifs de plissements sans en préciser l'âge.

- 1.- Plissement NW-SE qui serait en rapport avec un soulèvement à partir du Crétacé supérieur.
- 2.- Individualisation du massif de l'Argentera qui serait contemporaine de la transgression nummulitique.
- 3.- Accentuation du bombement du massif de l'Argentera.
- 4.- Période de surrection, accentuation du bombement du massif et apparition de failles tardives.

Il faut rappeler que dans l'analyse réalisée par J. VERNET la surrection de l'Argentera est antérieure à celle du Barrot.

B. HENRY (1971) réalisa l'étude de l'aimantation rémanente naturelle des pélites permienes du dôme de Barrot et la compléta par une étude microtectonique de l'analyse de l'anisotropie de susceptibilité magnétique. Il mit en évidence plusieurs phases tectoniques dont la dernière en extension est très nette dans la partie nord orientale du dôme. Cette phase a été précédée par une phase en compression ayant engendré une schistosité générale et une micro-fissuration qui sont également bien exprimées dans cette partie du massif.

L'auteur indique que l'analyse des caractères de l'aimantation des pélites permienes a permis de compléter l'étude structurale et de montrer que l'ensemble du dôme a été affecté par cette phase de compression. L'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique montre, en effet, que la contrainte principale maximale était dirigée NE-SW dans la partie nord-orientale du dôme et NNE-SSW dans la partie sud. "Si la première de ces directions correspond à la direction générale des compressions qui ont fait naître la schistosité, la deuxième pourrait être liée au jeu d'un accident profond dirigé sensiblement E-W et passant au Sud du dôme".

Du point de vue métallogénique, P. AICARD, A. AUTRAN, J. GERARD et J. LOUGNON (1968) ont étudié le gisement plombo-zincifère de Vallauria au SE de mon secteur. Ils proposent une mise en place du gisement syntectonique et syn-métamorphique au cours du Tertiaire.

Pour R. PIERROT, P. PICOT, J. FERAUD, J. VERNET (1974), dans l'inventaire minéralogique des Alpes-Maritimes, "le premier épisode de minéralisation connu correspond à la mise en place de filons de type hypothermal (au sens de P. ROUTHIER, 1963) dans les migmatites situées au toit du granite de l'Argentera (Salèse) avec notamment arsénopyrite, cassitérite, bismuthinite, bismuth natif et molybdénite".

J. FERAUD (1974) distingue différents épisodes de mise en place des minéralisations dans les Alpes-Maritimes. Le premier épisode, d'âge carbonifère moyen à supérieur, correspond à l'apparition des arsenopyrites, cassitérite et le second est marqué par le dépôt de Fer sous forme d'hématites. Le troisième épisode correspond à la mise en place des indices de cuivre et d'uranium dans les roches permienes et à la base du Trias alors que le quatrième intéresse les gîtes de manganèse. Le dernier épisode quant à lui couvre l'ensemble des minéralisations Pb-Zn et Cu que l'on trouve dans le socle de l'Argentera et son tégument.

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. FAURE-MURET pour les terrains cristallophylliens, P. BORDET, J. VERNET pour le Permien, P. FALLOT, A. FAURE-MURET pour les séries triasiques et post-triasiques. Le bilan de ces acquisitions stratigraphiques peut se résumer dans la succession type, suivante :

- formations cristallophylliennes à la base,
- arkoses, grès blancs
- pélites permienes
- quartzites du Werfénien
- pélites du Werfénien supérieur
- cargneules
- calcaires et dolomies du Muschelkalk

- argilites vertes, calcaires dolomitiques et cargneules du Keuper
- calcaires dolomitiques en plaquettes à *Avicula contorta* alternant avec des marnes noires du Rhétien
- dolomies marneuses jaunes, marno-calcaires jaunes à délits noirs, calcaires gréseux lumachelliques de l'Hettangien
- calcaires lités à Gryphées, calcaires argileux noirs compacts, calcaires lités à silex du Lias
- calcaires lités à *Cancellophycus* du Dogger (Bajocien, Bathonien)
- marno-calcaires, marnes noires, calcaires grumeleux, calcaires lités à silex, calcaires à calpionelles du Malm
- marno-calcaires à *Duvalia* et *Neocomites* du Néocomien.

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE

LES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DU SOCLE

Dans mon secteur d'étude, les formations cristallophylliennes appartiennent au complexe de la Tinée défini par A. FAURE-MURET (1955) et plus précisément à la formation d'Anelle.

A) DISTRIBUTION D'ENSEMBLE.

Les terrains cristallophylliens occupent les versants de rive gauche et de rive droite de la Tinée depuis les Rochers de Valabres au N jusqu'aux abords de Saint Sauveur au S. Leur contact avec les formations permienes superposées est le plus souvent masqué par des éboulis de sorte que leur limite supérieure est difficile à préciser. Au niveau de Saint Sauveur, ces formations s'annoient sous la série sédimentaire permienne. Les terrains cristallophylliens constituent également le versant N du vallon de Longon en aval du Mont Gravières.

B) ETUDE PETROGRAPHIQUE.

Les terrains cristallophylliens qui appartiennent à la formation d'Anelle sont des migmatites plagioclasiques et des bancs et lentilles d'amphibolites.

a) Les migmatites plagioclasiques.

- A l'affleurement, les migmatites montrent un faciès de gneiss injecté "lit par lit" ou de gneiss oillé.

Le type de la série est hétérogène, feuilleté par développement des micas (biotite et muscovite). Le matériel leucocraté (quartz et feldspath) est disposé irrégulièrement "lit par lit" entre les feuillets micacés.

Au Nord de la Chapelle de Sainte Anne, dans la région de Valabres, les migmatites montrent des éléments leucocrates plus abondants et régulièrement disposés.

- Au microscope, les migmatites présentent une texture feuilletée, hétéroblastique, avec développement de micas (biotite et muscovite disposés en lames étalées suivant la schistosité de la roche. Les minéraux de quartz et feldspath occupent les lits entre les micas mais n'offrent aucune régularité dans leur taille et dans leur répartition.

La composition minéralogique s'exprime par la présence de quartz, oligoclase An 30-35, biotite et muscovite, grenat; accessoirement, on observe du sphène, de l'apatite et du zircon.

Le quartz irrégulièrement réparti se présente en grands cristaux dont les contours sont lobés au contact du feldspath. Le plagioclase (oligoclase An 30-35) est en grands cristaux poecilites. Les micas, plus particulièrement la biotite, sont étirés entre les porphyroblastes, leurs contours sont denticulés, corrodés.

Cependant, à la limite nord du secteur étudié, des échantillons prélevés dans le vallon de Longon et les Rochers de Valabres montrent au microscope une structure plus homogène, feuilletée, les éléments leucocrates (quartz et oligoclase) sont alors plus abondants et régulièrement disposés.

Ces migmatites auraient pour origine une série détritique argilo-gréseuse. Aucune donnée radiométrique ne permet de leur attribuer un âge précis. Pour A. FAURE-MURET, ces migmatites appartiennent à l'orogénèse hercynienne.

b) Les amphibolites

A l'affleurement, ce sont des amphibolites feldspathiques à hornblende verte, généralement massives ou parfois litées, s'intercalant dans la série de migmatites soit en bandes continues, soit en lentilles comme aux environs de la Chapelle Sainte Anne et sur le versant nord du vallon de Longon à l'Est de la cîme de Spisous. Le matériel leucocrate est irrégulièrement réparti et se dispose entre les feuillets de la roche et forme des lits discontinus avec des phénoblastes bien visibles.

Au microscope, les amphibolites présentent une texture granoblastique. La composition minéralogique de ces amphibolites est assez constante et leurs minéraux essentiels sont : quartz, plagioclase An_{35} et An_{45-50} , hornblende verte, biotite brune, sphène.

Les minéraux accessoires sont l'apatite et la magnétite.

Les cristaux d'amphibole présentent souvent de petites inclusions plus ou moins arrondies de quartz ou de feldspath. La biotite brune est presque continuellement associée à la hornblende verte. Les plagioclases souvent en phénoblastes enveloppent des gouttelettes de quartz.

c) Conclusion.

L'étude pétrographique des terrains cristallophylliens montre que les migmatites réalisent un type hétérogène sur le versant droit de la Tinée en amont de Saint Sauveur jusqu'à la Chapelle Sainte Anne où quelques lentilles d'amphibolites s'intercalent dans la série de migmatites.

Au Nord de la Chapelle Sainte Anne et au vallon de Longon, les migmatites deviennent beaucoup plus homogènes et les amphibolites constituent un horizon continu et plus puissant.

Le métamorphisme régional qui se traduit par un réajustement topochimique est celui des gneiss à deux micas (A. FAURE-MURET, 1955). L'analyse pétrographique a montré que les minéraux caractéristiques du complexe de la Tinée sont le quartz, l'oligoclase, biotite et muscovite, grenat. Ce sont donc essentiellement des minéraux de basse température et de haute pression comme l'a d'ailleurs déjà envisagé P. VIALON (1970).

LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES DU PERMIEN ET DU TRIAS INFERIEUR

Les premières études ayant trait au Permien de la bordure du Massif de l'Argentera et du dôme de Barrot sont dues à L. BERTRAND (1896) qui distingua un faciès grossier inférieur surmonté par des schistes rouges.

Mais ce n'est qu'avec les travaux récents de P. BORDET (1950), A. FAURE-MURET (1955), J. VERNET (1958-1967) qu'il devient possible de se faire une première idée nette de la nature et de la structure de l'ensemble des formations attribuées au Permien dans le Nord des Alpes-Maritimes françaises.

Dans mon secteur d'étude, le Permien affleure largement à la bordure Sud-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour et forme la surface entière du dôme de Barrot.

A) LA SERIE STRATIGRAPHIQUE PERMIENNE.

1) Subdivisions stratigraphiques.

Dans mon secteur d'étude, en se référant aux subdivisions établies par A. FAURE-MURET (1955) les formations permienues appartiennent aux séries du Bégo et de Capeiroto.

- La série de Bégo constitue la partie inférieure des formations permienues dans la région; ce sont des séries détritiques grossières.

- La série de Capeiroto qui correspond à la partie supérieure du Permien est représentée par une épaisse formation de pélites rouges. Cette série est surtout développée dans la région du Barrot et en bordure de l'Argentera dans le secteur de Saint Sauveur/Tinée et la vallée de la Vionène.

Au Sud du dôme de Barrot sont interstratifiés à la partie supérieure de ces pélites des conglomérats à galets de rhyolites et, plus rarement, des gneiss, des tufs, et grès grossiers (faciès de Léouvé).

2) Coupes-types.

a) Bordure Sud-Ouest du massif de l'Argentera : région de Saint Sauveur.

Une coupe de référence a été levée le long de la route menant de Saint Sauveur à Roure, sur le flanc N du synclinal déversé qui affecte le Permien.

Cette coupe montre la succession suivante (Fig. 2) :

1°) Les arkoses et grès.

Les arkoses sont de teinte claire et constituent une formation quartziteuse massive. Ce sont des roches très dures et généralement silicifiées. Elles sont associées à des grès grossiers conglomératiques.

- Description macroscopique.

La formation montre des passées conglomératiques blanches dont les galets sont de taille variable (de l'ordre du centimètre).

Des chlorites sont englobées dans la matrice.

Des grès fins avec des lentilles de schistes pélitiques souvent verdâtres sont associés à ces arkoses.

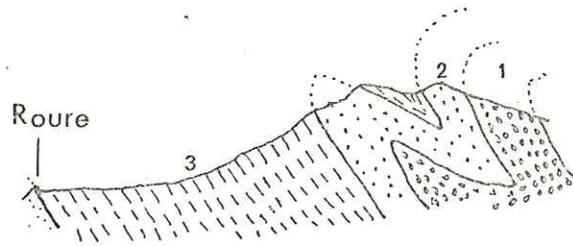
En amont de Saint Sauveur-sur-Tinée, sur la crête de Ciastel, les arkoses en association avec les grès fins et schistes pélitiques constituent le complexe de Notre-Dame de Laghé défini par A. FAURE-MURET (1955) formant ainsi un faciès local sans équivalent dans la région des Meraviglie.

- Description microscopique.

Les arkoses présentent une texture grenue et un ciment phylliteux. La composition minéralogique montre du quartz avec des plages xénomorphes

SW

NE



0 400m

- 3  Pélites rouges
- 2  Grès micacés violacés
- 1  Grès et arkoses

Fig. 2.- Coupe montrant la disposition du Permien dans la région de Roure-Saint Sauveur-sur-Tinée.

mais certains grains sont ronds. Certaines sections de quartz présentent une extinction roulante en lumière polarisée. Les micas sont représentés par quelques paillettes de biotite s'altérant parfois en chlorite.

Les échantillons prélevés au niveau du contact avec le socle montrent des lamelles flexibles de chlorite s'alignant suivant un plan de schistosité. Les paillettes de muscovite s'écrasent quelquefois dans les interstices de grosses et fréquentes plages de feldspaths potassiques (orthose) et quartz.

2°) Les grès micacés.

Au sommet de ce faciès de base affleurent des grès fins, schisteux, rouge violacé, micacés. Ces grès sont à grain grossier à galets de quartz et grosses plages d'orthose. Leur épaisseur varie de 100 à 150 m. Ils ne présentent pas de stratification nette.

Au microscope, les grès présentent une texture grenue et un ciment phylliteux. La composition minéralogique montre du quartz en cristaux xénomorphes, des plages d'orthose au contact desquelles viennent s'écraser les paillettes de muscovite.

Les paillettes de muscovite, nombreuses et associées à des lamelles de chlorite, sont alignées suivant un plan de schistosité.

3°) Les pélites rouges.

Le Permien supérieur est représenté dans la région par une puissante formation de pélites rouge vif ou remarquables par leur faciès homogène.

Macroscopiquement, la roche se présente sous forme d'un sédiment massif, rouge vif, apparemment non stratifié ou plus rarement finement lité. Les surfaces de débit sont luisantes, à cassures conchoïdales, parfois sonores. La stratification est marquée dans la série par une surface verdâtre. La surface des bancs porte des "ripple-marks", des craquelures de dessiccation.

18 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GLOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 46 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

Entre Roure et Saint Sauveur, l'épaisseur de la série de pélites rouges difficile à évaluer atteint au minimum 400 m.

Au microscope, la composition minéralogique des pélites montre quelques petits grains millimétriques ou éclats de quartz, de fines paillettes de muscovite ou de biotite altérée et des cristaux de plagioclase (albite de néoformation).

b) Bordure ouest du dôme de Barrot.

Les formations permienes de la bordure ouest du dôme de Barrot sont représentées par une puissante série de pélites rouges. L'examen macroscopique et microscopique de ces roches montre la similitude de faciès avec les pélites rouges de la région de Saint Sauveur.

P. BORDET (1950) a comparé les pélites rouges du dôme de Barrot à celles de l'Estérel. L'analyse chimique que l'auteur y a effectuée a montré l'analogie de composition chimique de ces deux roches. En effet, les résultats de l'analyse chimique de ces deux roches conduisent à admettre un mode de formation identique.

En conclusion, les caractères des formations permienes sont les suivants :

- L'ensemble de la puissante formation des pélites rouges du Permien supérieur témoigne d'une sédimentation fine. L'analogie de composition chimique des pélites rouges du dôme de Barrot et de celles de l'Estérel conduit à admettre un mode de formation identique. P. BORDET (1950) pense que "les pélites de l'Estérel encadrées par des coulées ont pour origine des cendres volcaniques chimiquement évoluées; on peut donc penser qu'il en est de même pour celles du dôme de Barrot".

Cependant, M. BOUCARUT (1971) a montré dans sa thèse que les pélites de l'Estérel ne sont pas des cendres volcaniques consolidées comme le pensait P. BORDET mais de fines particules arrachées aux matériaux provenant de cendres volcaniques et correspondraient au moment de leur dépôt à des formations de type loess. En admettant l'origine loessique de ces pélites, on comprend alors

TABLEAU I

COMPOSITION CHIMIQUE DES PELITES ROUGES

	1	2	3	4
SiO ₂	50,10	52,80	56,80	50,23
Al ₂ O ₃	22,20	18,80	19,40	19,54
Fe ₂ O ₃	9,21	7,21	4,74	6,77
FeO	0,71	0,43	0,64	0,46
CaO	0,14	1,54	0,77	4,85
MgO	3,48	4,20	3,45	2,66
MnO	0,02	0,08	0,02	0,12
Na ₂ O	0,23	0,84	0,26	4,80
K ₂ O	7,89	7,04	7,89	4,10
TiO ₂	0,67	0,64	0,99	0,45
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,43	0,29
P. au feu	4,34	5,72	3,60	6,17
H ₂ O+	-	-	-	-
H ₂ O	0,79	0,40	0,60	0,46
Total	100,38	99,82	99,59	99,94

- 1) Pélites rouge, carrefour routes St Sauveur-Rimplas (bordure Sud-Ouest Argentera); An. H. GIMENEZ, 1975 *
- 2) Pélite rouge, St Sauveur-sur-Tinée; An. H. GIMENEZ, 1975
- 3) Pélite rouge, Moulin de Beuil (Bordure N.E. dôme de Barrot); An. H. GIMENEZ, 1975
- 4) Pélite rouge, dôme de Barrot, *in* P. BORDET (1950)

* *Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie, Université de Nice.*

l'acquisition diagénétique de leur couleur rouge, c'est-à-dire leur degré d'oxydation. Comme l'a signalé M. BOUCARUT (1971) "les loess renferment en quantité importante l'hydroxyde de fer qui pourra, ensuite, évoluer en oxyde au cours de la diagenèse".

La même interprétation a été retenue par M. BOUCARUT pour l'origine des pélites rouges du dôme de Barrot et du Sud de l'Argentera.

Les traces de gouttes de pluie, les craquelures de dessiccation que l'on observe dans les pélites de la région constituent deux indices climatologiques et traduiraient probablement un climat rubéfiant semi-aride.

- Du point de vue paléogéographique, la puissance des pélites rouges permienes dans la région témoigne de l'importance du remblaiement et peut-être des phénomènes de subsidence étroitement localisés. C'est ainsi que certaines zones, par leur constitution morphologique, étaient susceptibles de favoriser l'accumulation de dépôts fins de type loess alors que d'autres régions plus proches des reliefs recevaient des matériaux plus grossiers provenant d'un démantèlement plus immédiat de ces reliefs (M. BOUCARUT, 1971). Ainsi, la région Saint Sauveur - Barrot témoigne de l'importance du remblaiement.

- Du point de vue chronostratigraphique, le manque de fossiles dans les formations permienes de la région ne m'a pas permis d'établir une stratigraphie précise.

Les arkoses et les grès micacés de la série de Bégo sont à rapporter au Permien inférieur dans le secteur étudié alors que les pélites rouges de la série de "Capeiroto" représentent le Permien supérieur. On peut cependant noter que les termes de Permien inférieur et supérieur n'ont pas de valeur chronologique.

Au N de mon secteur d'étude, A. AREVIAN et P. CORSIN (1956) ont découvert une flore qui a permis de rattacher les schistes noirs de Roya à l'Autunien; sur ces schistes noirs reposent en discordance les séries détritiques rattachées au Saxonien s.z. par A. FAURE-MURET (1955) et J. VERNET (1963). La

couleur rouge vif de la roche due à l'hématite, la cassure conchoïdale, les "ripple-marks" et les craquelures de dessiccation que portent les pélites constituent des critères de reconnaissance utilisables.

B) LA SERIE STRATIGRAPHIQUE DU TRIAS INFÉRIEUR.

Les formations du Trias inférieur affleurent dans les deux versants de la moyenne vallée de la Tinée et forment, à mi-pente sur le versant droit de la Tinée et le long de son confluent avec la Vionène, une falaise plus ou moins bien individualisée depuis Vignols jusqu'à l'aval de Saint Sauveur.

En revanche, à la bordure orientale du dôme de Barrot, sur le versant gauche du Cians, les formations du Trias inférieur forment une cuesta qui souligne le rebord des gorges du Cians creusées dans les pélites permienes.

1) Divisions stratigraphiques.

Le Trias inférieur généralement rattaché au Werfénien comporte deux termes: à la base des quartzites et des grès, au sommet des schistes et pélites rouges ou vertes. En se basant sur des critères lithologiques, on peut attribuer au Werfénien inférieur et au Werfénien supérieur les quartzites et les pélites.

2) Coupe-type.

La coupe de référence a été levée le long de la route nationale n° 205 à partir du carrefour entre la route de Saint Sauveur et celle de Valdeblore. Cette coupe montre au-dessus des pélites permienes.

a) Les grès et quartzites du Werfénien inférieur.

Ce faciès de grès et quartzites présente la succession suivante :

- 1.- grès grossiers à cailloutis de quartz rose avec lits de conglomérats de quartz blanc dont certains galets ont une taille atteignant une dizaine de centimètres. Ils ont une épaisseur de 6 mètres. Le ciment peu développé est formé de séricite.

- 2.- conglomérat à grains de quartz de l'ordre du centimètre non cimentés de 2 m d'épaisseur environ.
- 3.- quartzites compacts épais de 3 m.
- 4.- grès arkosiques et grès vert (2 m).
- 5.- quartzites blancs (4 m).
- 6.- grès calcaires dolomitiques roux à galets de quartz (0,5 m).
- 7.- quartzites compacts avec passées de grès feuilletés roses (4 m).
- 8.- grès arkosiques blancs à stratification entrecroisée (0,50 m).
- 9.- grès verdâtres à grain fin (3 m).
- 10.- grès rose à passées calcaréo-dolomitiques rousses et grès quartzites blancs à stratification entrecroisée, passant à des grès mouchetés de tâches ferrugineuses.
- 11.- grès verdâtres : 3 m
- 12.- grès roses et pélites rouge-violacé (6 m).
- 13.- grès gris à mouchetures limoniteuses et tâches brunes d'ankérite (5m)
- 14.- grès quartzites fins verdâtres (5 m).
- 15.- sable quartziteux et grès sableux blancs (7 m).
- 16.- brèche à éléments de quartzites : 2 m
- 17.- conglomérats formés de fragments de pélites rouges permienes (5 m).
- 18.- grès lités fins, roses, grès bruns micacés passant à des pélites : 4 m
- 19.- pélites rouges d'une puissance de 25 m.

Au microscope

Les quartzites, très inégalement parsemés de graviers de quartz irrégulier se révèlent formés d'orthose peu altérée, associée à du quartz en cristaux. Ces cristaux de quartz sont, soit isolés, soit engrainés et rappellent ainsi la texture des gneiss. Certains niveaux sont très riches en calcite microcristalline et feldspaths séricitisés (albite de néoformation). Les minéraux accessoires sont : la muscovite, la tourmaline verte ou brune, le zircon. Le

ciment peu développé est composé de séricite.

Les grès fins qui se développent au-dessus de ces quartzites sont riches en feldspaths (plagioclasiques), le ciment de la roche étant riche en calcite dans certaines microfractures et renfermant des paillettes de séricite.

b) Les pélites du Werfénien supérieur.

Sur la coupe (Fig. 3) au-dessus des sables et grès sableux et après un manteau d'éboulis viennent les niveaux suivants :

18.- grès lités fins, roses, grès bruns micacés passant à des pélites (4 m)

19.- pélites rouges ou parfois verdâtres (25 m).

Macroscopiquement, ces pélites rouges ou parfois verdâtres ressemblent à celles du Permien avec les mêmes figures de "ripple-marks" et de fentes de dissication.

Au microscope :

Les échantillons prélevés au contact grès bruns - pélites montrent au microscope l'existence de microrhythmes : grès - silts - pélites avec de la calcite secondaire. Les microrhythmes alternent avec des zones riches en séricite non orientée, associée à du quartz et à la calcite rare.

En conclusion, la coupe que je viens de décrire s'observe de façon identique dans tous les affleurements werfénien de la région.

Cependant, je peux noter que les niveaux 16 et 17 qui n'ont pas une extension régionale, pourraient être liés au démantèlement d'un paléorelief proche mais d'extension limitée.

Au point de vue lithologique, les éléments détritiques allant des grès grossiers aux grès fins présentent une composition homogène dans la formation. L'origine de ces matériaux détritiques fait nécessairement appel à

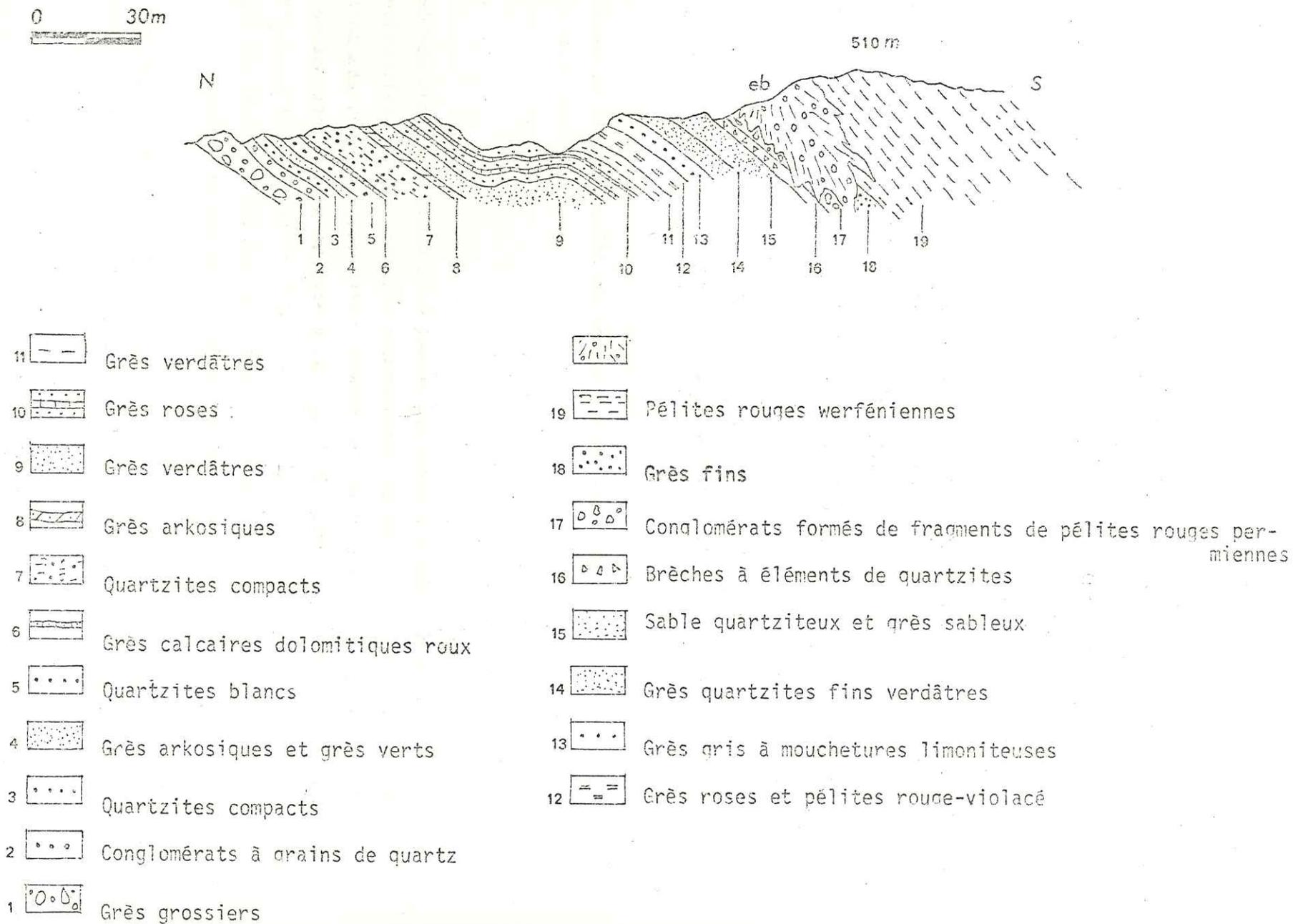


Fig. 3.- Coupe du Werfénien le long de la route nationale n° 205 Nice-St Sauveur (un peu en amont de la bifurcation avec la R. N. - (d'après L. BERTRAND, 1896, modifiée)

l'érosion de roches plus anciennes. Le cortège quartz-feldspaths-micas appartient donc aux formations éruptives, cristallophylliennes et sédimentaires ante-triasiques.

Au point de vue lithostratigraphique, la succession grès grossiers hétérométriques (lits de conglomérats) grès granoclassés à stratification entrecroisée traduit un gradient granulométrique et hydrodynamique. En effet, comme l'a indiqué A. FAURE-MURET (1955), les grès présentent à divers niveaux des cailloutis à stratifications entrecroisée qui semblent bien d'origine torrentielle ou tout au moins fluviale indiquant ainsi un phénomène de décharge.

Au point de vue chronostratigraphique, aucun indice paléontologique significatif n'a jusqu'ici été observé et l'attribution stratigraphique aux termes triasiques reste imprécise.

Au point de vue paléogéographique, le Werfénien supérieur marque un retour au climat rubéfiant humide analogue à celui du Permien qui a ainsi permis le dépôt de type loess. Aux éléments grossiers du Werfénien inférieur, succèdent des apports rouges et très fins.

La subsidence qui avait permis le dépôt de la grande épaisseur de sédiments permien ne joue plus au Trias inférieur. Les derniers reliefs sont aplanis ou enfouis. Ainsi s'achève le démantèlement du vieux massif de l'Argentera-Mercantour. C'est sur cette surface werfénienne que va s'étendre la première incursion de la mer avec le début du Trias moyen.

(d'après L. FERTRAND, 1896, modifiée)

Fig. 3.- coupe du werfénien de l'Argentera-Mercantour en coupe avec la R. N.

LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES DU TRIAS MOYEN ET SUPERIEUR

Le Trias moyen calcaréo-dolomitique et les cargneules du Trias supérieur affleurent largement dans tous le secteur. Les calcaires et dolomies sont aisément reconnaissables à leur teinte grisâtre, noirâtre ou jaunâtre et aux structures noduleuses ou vermiculées classiques dans ces formations. Cependant, la pauvreté en fossiles et les dislocations importantes que ce Trias moyen-supérieur a subies ne permettent pas d'établir la stratigraphie d'une façon précise. Il faut également souligner que certains niveaux de cargneules polygéniques pouvant être d'âge plus récent. Néanmoins, on peut y reconnaître différents termes lithologiques.

Une coupe a été levée le long du vallon de Calancia, sur la rive droite de la Tinée. Une autre coupe levée sur le versant gauche de la Tinée permet de comparer l'épaisseur réduite tectoniquement de ce Trias moyen à celle que l'on peut observer sur le versant droit de la Tinée. Une troisième coupe enfin a été réalisée en bordure du dôme de Barrot, à l'E de Beuil, sur la route menant au Col de la Couillole.

A) COUPE DU TRIAS MOYEN ET SUPERIEUR LE LONG DU VALLON DE CALANCIA (Fig. 4).

Cette coupe montre au-dessus des pélites du Werfénien supérieur la succession lithologique suivante :

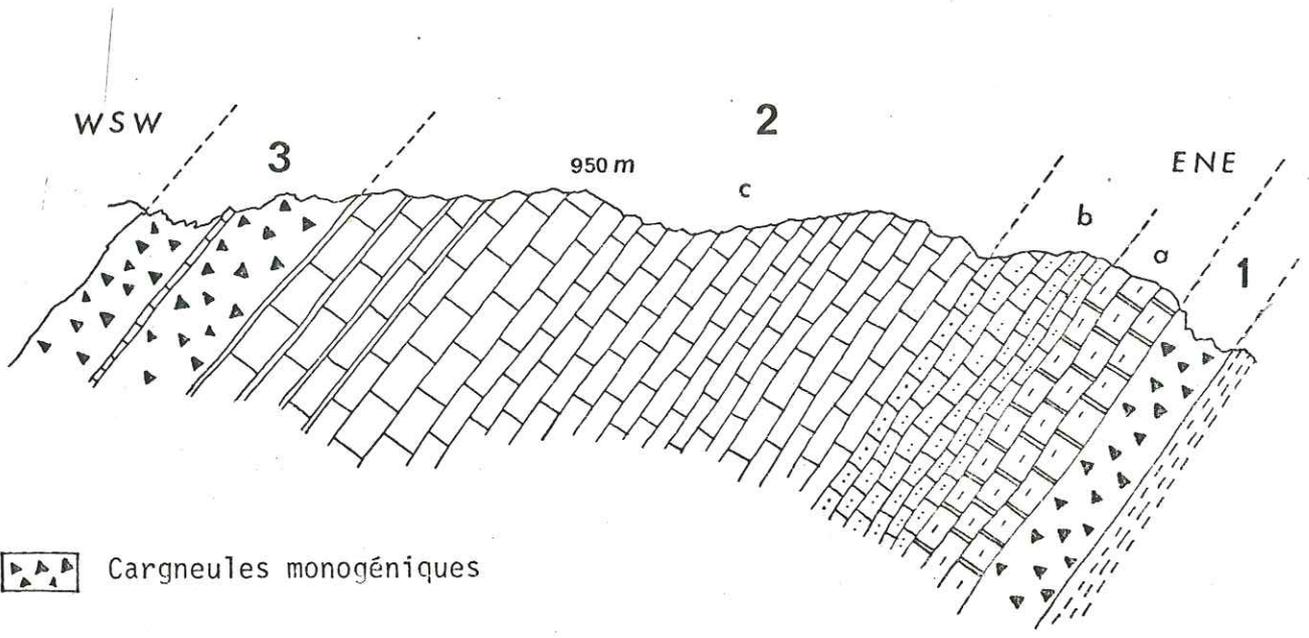
1.- Cargneules.

Ce sont des roches vacuolaires essentiellement monogéniques, formées de cloisons de calcite et d'éléments de dolomie pulvérulente d'aspect jaunâtre.

Ces cargneules présentent une puissance de 25 mètres, le long du vallon de Calancia.

2.- Les calcaires et dolomies.

Sur les cargneules jaunes, viennent :



3  Cargneules monogéniques

c  Calcaires lités en bancs centimétriques à décimétriques

2 b  Dolomies gréseuses et calcaires dolomitiques

a  Dolomies gréseuses jaunâtres en gros bancs décimétriques à métriques

1  Cargneules monogéniques



Fig. 4.- Coupe du Trias moyen et supérieur le long du vallon de Calancia.

calcaires et dolomies

- a) Dolomies gréseuses, jaunâtres, se débitant en gros bancs décimétriques à métriques. Leur puissance est de 20 mètres.
- b) Dolomies grisâtres et calcaires dolomitiques en bancs décimétriques, à cassure plus ou moins vive et à odeur fétide. Ces calcaires dolomitiques sont à patine grisâtre, à cassure sombre.

La puissance est de 35 mètres.

- c) Calcaires lités en bancs centimétriques à décimétriques, à patine grisâtre et à cassure noire avec lesquels s'alterne la série du Trias moyen. Vers le sommet, ces calcaires noirs alternent avec des marnes silteuses gris-vert. On reconnaît dans ces bancs, des structures noduleuses ou vermiculées.

3.- Cargneules.

Au-dessus des calcaires lités noirs vient un ensemble formé de cargneules et dolomies jaunes, souvent vacuolaires. Les bancs lités de dolomies ne forment que deux horizons de 0,5 m à 1 mètre. Les cargneules sont d'aspect friable et de couleur ocre à gris.

Des brèches monogéniques interstratifiées dans ces cargneules sont constituées de fragments anguleux centimétriques de dolomies et de calcaires.

L'ensemble des cargneules et dolomies jaunes possède une épaisseur de 40 à 50 mètres.

Cette même coupe du Trias moyen et supérieur se retrouve sur tout le versant droit de la Tinée jusqu'aux environs de Roubion.

Néanmoins, à l'W du ravin de Nougairasse, on trouve un niveau de gypse blanc de 1 à 2 mètres au-dessus des cargneules du Trias supérieur.

B) COUPE DU TRIAS MOYEN ET SUPERIEUR LE LONG DU CHEMIN MENANT DE SAINT SAUVEUR SUR TINEE A RIMPLAS SUR LE VERSANT DROIT DE LA TINEE (Fig. 5).

Cette coupe montre la succession lithologique suivante :

1.- Cargneules.

a) Ce sont des roches vacuolaires, essentiellement monogéniques, formées de cloisons de calcite et d'éléments de dolomie pulvérulente d'aspect jaunâtre. Leur épaisseur, réduite par rapport aux cargneules du Trias inférieur de la rive droite de la Tinée, atteint à peine 15 mètres.

b) Au-dessus de ces cargneules, on observe des argilites vertes à bleuâtres qui ont une épaisseur de 3 à 4 mètres.

2.- Calcaires et dolomies.

Ces faciès sont superposés aux cargneules.

a) A la base viennent des dolomies gréseuses jaunâtres se débitant en bancs décimétriques. La puissance est de 5 mètres.

b) Dolomies gréseuses grisâtres et calcaires dolomitiques se débitant en bancs décimétriques à cassure plus ou moins vive et à odeur fétide. Leur puissance est de 10 mètres.

c) Calcaires lités en bancs centimétriques à décimétriques et à cassure noire.

3.- Cargneules.

Au-dessus des calcaires noirs, viennent des cargneules jaunes qui débuent par une brèche formée d'éléments anguleux centimétriques de calcaires noirs englobés dans une matrice de dolomie pulvérulente d'aspect jaunâtre. Au-dessus de cette brèche, viennent les cargneules jaunes d'aspect friable et vacuolaire. Elles sont moins développées que les cargneules du Trias supérieur du versant droit de la Tinée.

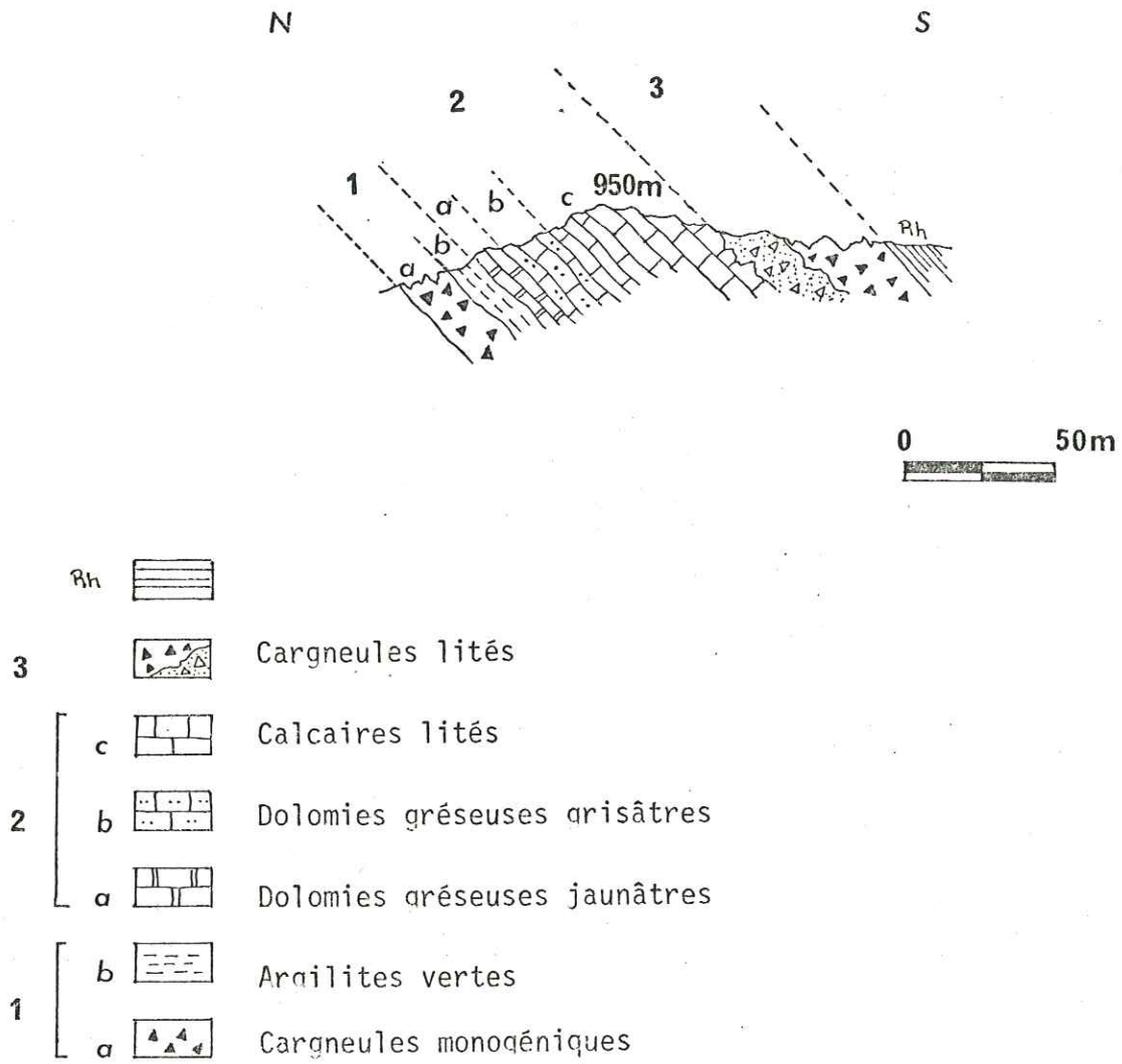
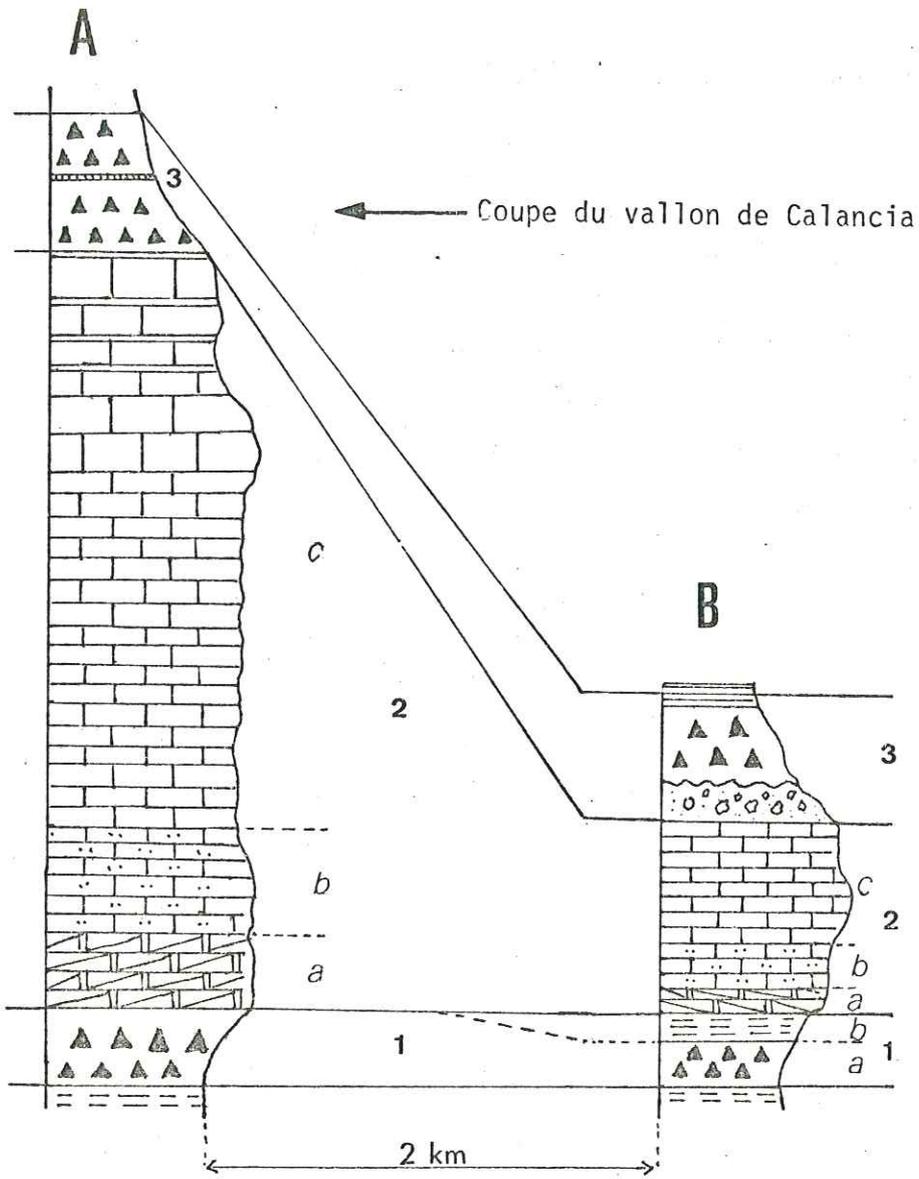


Fig. 5.- Coupe du Trias moyen et supérieur le long du chemin menant de Saint-Sauveur-sur-Tinée à Rimplas, sur le versant droit de la Tinée.



Coupe aux environs de Rimplas sur le versant gauche de la Tinée.

Fig. 6.- Corrélations des coupes du Trias moyen et supérieur de la vallée de la Tinée montrant les réductions d'épaisseur de la formation sur le versant gauche de la Tinée.

Au-dessus des cargneules, des marnes bariolées annoncent le passage à la série supérieure débutant par les dolomies marneuses jaune-ocre du Rhétien.

En somme, cette coupe montre la réduction d'épaisseur du Trias moyen et supérieur sur le versant gauche de la Tinée (Fig. 6).

C) COUPE DU TRIAS MOYEN ET SUPERIEUR LE LONG DE LA ROUTE MENANT DU COL DE LA COUILLOLE A BEUIL. (Fig. 7)

Cette coupe ne montre pas en fait les cargneules de la base du Trias moyen comme l'avait indiqué L. BERTRAND (1896). En effet, on observe :

1.- Calcaires et dolomies.

a) Dolomies gréseuses, grisâtres se débitant en bancs décimétriques à cassure plus ou moins vive à odeur fétide.

b) Cargneules vacuolaires essentiellement monogéniques, formées de cloisons de calcite et d'éléments de dolomie pulvérulente jaunâtre puis grisâtre (5 m).

c) Dolomies gréseuses grisâtres et calcaires dolomitiques à patine grisâtre à cassure sombre (10 m).

d) Cargneules vacuolaires jaunâtres et cargneules grisâtres monogéniques compactes (6 m).

e) Calcaires dolomitiques lités en bancs décimétriques et calcaires noirs lités en bancs décimétriques avec parfois intercalation de bancs calcaires jaunâtres centimétriques à décimétriques (8 m).

f) Ensemble de bancs calcaires plus ou moins dolomitiques, gris clair à noirs, alternant avec des bancs calcaires noirâtres à grain fin (12 m).

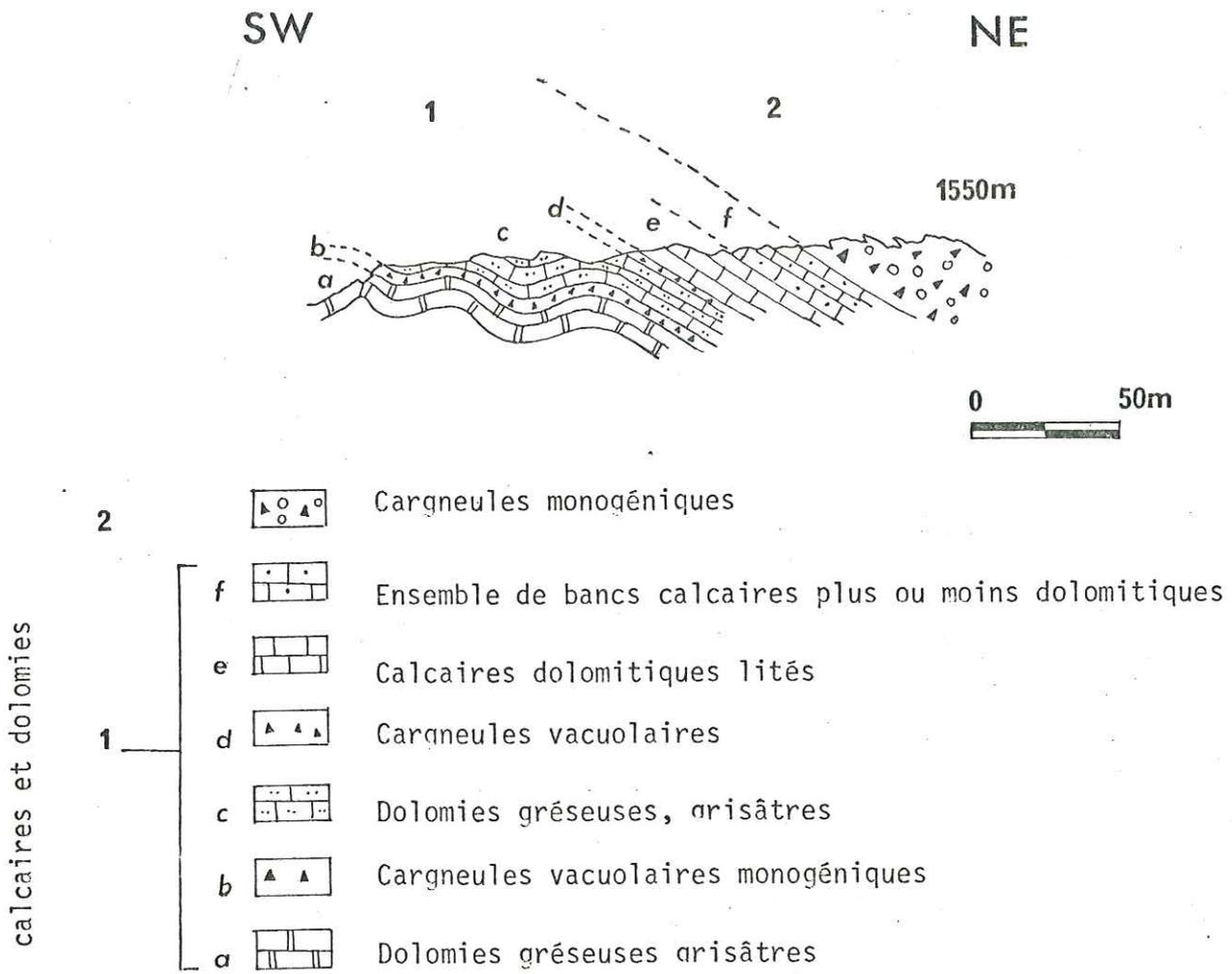


Fig. 7.- Coupe du Trias moyen et supérieur le long de la route menant du Col de la Couillole à Beuil.
(Légende dans le texte).

3.- Cargneules.

Ce sont des cargneules vacuolaires monogéniques. L'ensemble ne dépasse pas 50 mètres. Sur cet ensemble de cargneules, viennent des dolomies marneuses jaune-ocre et argilites vertes qui annoncent l'Infra-Lias.

En conclusion, les caractères principaux des formations médio-triasiques se prêtent mal à des subdivisions stratigraphiques précises et encore moins à des parallélismes avec les successions classiques des séries germaniques ou alpines.

Du point de vue lithostratigraphique, la succession de dolomies, de calcaires dolomitiques et de calcaires plus francs, marque un envahissement de la zone par une mer qui restera très peu profonde.

Les cargneules monogéniques sont liées à des dolomies associées à des évaporites d'âge triasique (G.L. GRANDJACQUET et D. HACCARD, 1975) et témoignent donc des dépôts lagunaires.

Du point de vue chronostratigraphique, je n'ai pas pu trouver de fossiles dans les formations du Trias moyen et supérieur pouvant conduire à une datation précise.

Les calcaires noirs lités ont pu fournir quelques rares fossiles dont : *Myophoria goldfussi* signalés par A. FAURE-MURET (1955) qui permet de rattacher les calcaires et calcaires dolomitiques au Muschelkalk.

Les cargneules monogéniques du Trias supérieur n'ont pas fourni de fossiles. Cependant, M. RICOUR (1948) a indiqué la présence d'*Equisetum mytharum* dans les cargneules monogéniques au Sud de Saint Sauveur et dans la région de Valdeblore. Elles ont été ainsi rapportées au Keuper par analogie avec le Keuper germanique et le Keuper provençal (J. RICOUR, 1948).

LES FORMATIONS DU JURASSIQUE

Les formations du Jurassique jouent un rôle essentiel dans le modèle de la région. Le Jurassique est bien développé dans toute la région à l'Ouest de la Tinée avec des faciès marneux et calcaires plus ou moins fossilifères; en revanche, vers l'E, en bordure Sud du massif de l'Argentera-Mercantour, il se réduit considérablement.

Les premières études ayant trait au Jurassique de la région sont dues à L. BERTRAND (1896).

Par la suite, P. FALLOT et A. FAURE-MURET (1955) ont pu préciser une stratigraphie de détail du Jurassique.

A. FAURE-MURET (1955) a distingué trois ensembles dans la série jurassique :

- l'Infra-Lias
- Lias-Dogger
- Malm.

Je vais tenter dans ce chapitre de préciser la stratigraphie de ces formations du Jurassique à l'aide de coupes levées à la bordure S.W. de l'Argentera-Mercantour et à l'E du dôme de Barrot.

A) COUPE DU JURASSIQUE LE LONG DE LA ROUTE DE LA TINÉE A RIMPLAS.

Cette coupe levée sur la route qui, de la vallée de la Tinée monte vers Rimplas, correspond à celle qui a été décrite par A. FAURE-MURET (1955, page 234).

Elle montre, sur les cargneules monogéniques du Trias supérieur, quatre ensembles jurassiques :

1°) Ensemble A (Infra-Lias : Rhétien-Hettangien)

Le Rhétien est connu dans la vallée de la Tinée et du Cians depuis que L. BERTRAND (1896) signala la présence de lumachelle à *Avicula contorta* mais selon cet auteur, cet étage ne serait représenté que vers le Sud et fait partie de l'Infra-Lias alors qu'au Nord de la région, le Rhétien continue le Trias supérieur dont il est le plus souvent impossible à séparer. Ainsi, la base du Rhétien appartiendrait au Trias supérieur.

L'ensemble Rhétien-Hettangien montre la succession suivante (Fig. 8) :

- 1.- Dolomies marneuses jaune-ocre et argilites vertes..... 5 m
- 2.- Calcaires dolomitiques jaunes en plaquettes à *Avicula contorta* alternant avec des marnes noires..... 15-20 m
- 3.- Dolomies marneuses jaunes à délits noirs, puissance..... 5 m
- 4.- Marno-calcaires jaunes à délits noirs 5 m
- 5.- Calcaires gréseux lumachelliques..... 2 m
- 6.- Calcaires à fausses oolithes et calcaires argileux,puissance 1 m
- 7.- Marno-calcaires noirs, schisteux de puissance de..... 2 m

Les caractères remarquables de cet ensemble A peuvent se résumer de la façon suivante :

Du point de vue biostratigraphique, la présence d'*Avicula contorta* observée dans le premier niveau permet de le rapporter au Rhétien.

Cependant, aucun indice paléontologique significatif n'a été observé dans les niveaux 2 à 6 qu'on s'accorde d'attribuer à l'Hettangien sur des critères lithostratigraphiques.

L'Infra-Lias, représenté par le Rhétien-Hettangien dans la région est en fait mal daté. Le complexe calcaires-marnes et dolomies des niveaux 1 à 6 ne représente qu'une partie de l'Infra-Lias.

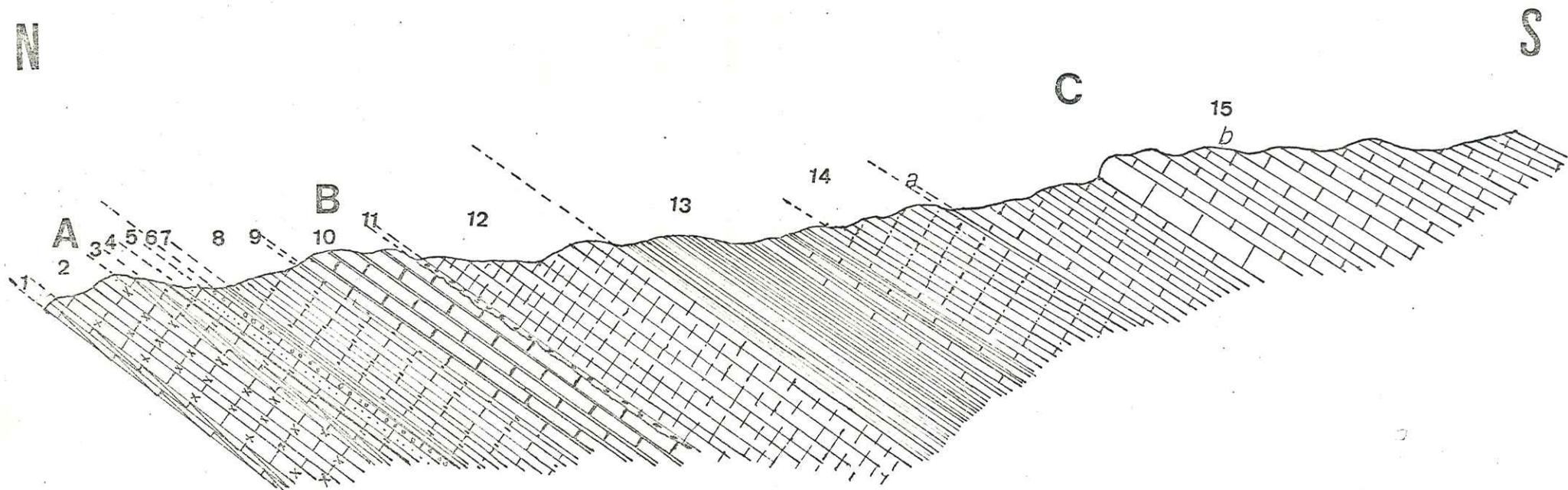


Fig. 8.- Coupe du Jurassique le long de la route de la Tinée à Rimplas.
(Légende dans le texte).

2°) Ensemble B : Lias-Dogger.

Sur l'Infra-Lias, on peut observer après le niveau de calcaires à fausses oolithes (6) :

- 7.- Marno-calcaires noirs, schisteux et assise de marnes noires schisteuses, puissance 2 m
- 8.- Calcaires argileux noirs compacts à patine sombre et se débitant en bancs décimétriques 15 - 20 m
- 9.- Un banc à Bélemnites et Ammonites indéterminables ... 0,30 à 0,40 m
- 10.- Calcaires argileux noirs se débitant en bancs centimétriques à décimétriques, terminés par un hard-ground à Bélemnites et Ammonites indéterminables 25-30 m
Le hard-ground montre une surface corrodée comportant des nodules phosphatées et débris d'Ammonites.
- 11.- Marno-calcaires gris 2 m
Les calcaires lités montrent des joints de stratification marneuse très fins
- 12.- Calcaires lités à *Cancellolophycus* devenant un peu plus argileux à leur partie supérieure 40 m

Au point de vue lithologique : l'existence d'une surface d'érosion matérialisée par le hard-ground terminant le niveau de calcaires marneux noirs (10) témoigne d'un arrêt de sédimentation.

La faible variation faciologique à l'intérieur de l'ensemble montre une très faible évolution des conditions du milieu de sédimentation par rapport aux couches sous-jacentes.

Au point de vue biostratigraphique, la formation n'a pas livré de bons fossiles permettant de dater l'ensemble malgré l'existence de quelques indices paléontologiques au niveau du banc à Bélemnites et Ammonites qui sont indéterminables et au niveau des calcaires à *Cancellolophycus*.

Cependant, en l'absence de bons fossiles, on peut s'accorder, sur des critères lithostratigraphiques, à attribuer les niveaux 7 à 10 au Lias.

Les niveaux des calcaires à *Cancelllophyceus* (11 et 12) sont attribués au Dogger.

3°) Ensemble C : cet ensemble puissant d'une centaine de mètres repose en concordance sur les marno-calcaires du toit du Dogger.

L'ensemble C montre la succession suivante :

13.- Marnes noires avec de petites intercalations calcaires 50 m

Ces marnes sont d'un bleu noir et se présentent sous forme d'un complexe monotone, presque stérile.

Les petites intercalations calcaires qu'admettent les marnes noires monotones deviennent de plus en plus importantes à la partie supérieure et font passage à des calcaires lités gris clair à grain fin appartenant au niveau suivant :

14.- Calcaires argileux esquilleux gris clair à grain fin dont la partie supérieure passe aux calcaires grumeleux avec de minces lits de marno-calcaires verdâtres glauconieux 50 m

15 a.- Dalle de Pachyodontes indéterminables 0,5 à 1

15 b.- Calcaires lités gris clair à grain fin se débitant en bancs décimétriques passant à des gros bancs parfois métriques comportant souvent des silex et, à la partie supérieure, des horizons à Polypiers..... 150 m

Ce niveau montre des bancs décimétriques de calcaire sub-lithographique à chailles allongées suivant les joints de stratification. On peut néanmoins noter que les joints ne sont pas argileux et qu'il existe des accidents dolomitiques secondaires.

La puissance est de 30 m

Ensuite, s'observe l'alternance des bancs calcaires massifs (1 à 1,50 m) à grain fin, à éléments micro-cristallins et de bancs calcaires sparitiques à intraclastes fins (1 m), riches en oxydes de fer.

La partie supérieure de ces bancs est caractérisée par la présence d'un puissant niveau calcaire épais de 5 mètres.

Ensuite, vient un niveau montrant :

- des bancs calcaires peu ou mal stratifiés recristallisés et à accidents dolomitiques secondaires qui surmontent la falaise de calcaires massifs (45 m). Des chailles y sont toujours présentes.
- Les cinquante derniers mètres de calcaires qui constituent les termes élevés du Malm sont représentés par des faciès récifaux à Polypiers et Pachyodontes (A. FAURE-MURET, 1955).

Son cachet nettement marneux à la base et calcaire au sommet lui confère une grande individualité dans le contexte jurassique régional.

- Ses principaux caractères sont les suivants :

Au point de vue lithologique, la monotonie du complexe des marnes noires à la base de l'ensemble indique des conditions de dépôts. La nature de sédimentation de marnes noires laisse supposer l'existence d'une mer un peu profonde.

Le passage entre les marnes noires et les calcaires lités et massifs de la partie supérieure s'effectue par l'intercalation de bancs d'abord minces, noyés dans les marnes puis plus épais et serrés. Ce passage progressif de marnes noires aux calcaires lités puis massifs indiquerait une évolution des conditions de sédimentation. Le faciès marneux devient marno-calcaire puis franchement calcaire avec des accidents dolomitiques secondaires et siliceux primaires. L'évolution de cette séquence sédimentaire aboutit aux faciès récifaux qui apparaissent au toit de la série.

La présence de la "barre tithonique" dans la série calcaire est un bon repère lithostratigraphique.

Au point de vue biostratigraphique, l'ensemble C a pu fournir quelques indices paléontologiques. Les marnes noires stériles ne recèlent pas de fossiles sur cette coupe. Cependant, plus au Nord, dans la région de Rimplas, elles deviennent plus calcareuses et même grumeleuses dans leur partie supérieure et ont fourni des fossiles comme *Phylloceras mediterraneum* trouvé par A. FAURE-MURET (1955). Ce fossile date le Callovien.

Les marno-calcaires et les calcaires grumeleux ont livré dans la région de Rimplas une abondante faune de la zone à *Perisphinctes transversarius* comme l'ont indiqué A. FAURE-MURET et P. FALLOT (1957). La faune est de l'Oxfordien supérieur et de l'Argovien.

Les marnes noires sont alors du Callovo-Oxfordien et les calcaires grumeleux de la coupe sont de l'"Argovien".

L'ensemble calcaire qui surmonte les calcaires grumeleux de l'"Argovien" est très pauvre en fossiles. Les seuls indices paléontologiques s'observent dans les faciès récifaux à Polypiers et Pachyodontes indéterminables. L'absence de faune rend difficile une datation précise de l'ensemble calcaire. Cependant, l'existence d'un lithofaciès caractéristique du Tithonique est facilement reconnaissable par la présence de calcaires massifs en gros bancs formant une falaise.

La fin de cette série calcaire est attribuée au Tithonique par analogie avec le type sub-alpin (A. FAURE-MURET, 1955). En fait, la série de calcaires lités gris clair passant à des calcaires en gros bancs à cassure sombre et terminée par des calcaires lithographiques gris foncé est attribuable au Tithonique-Malm supérieur.

B) COUPE DU JURASSIQUE AU NORD DE PIERLAS DANS LE VALLON DE VILLETTE
(VERSANT E) (Fig. 9).

Le chemin muletier qui va de Vilette-Ciabanasse vers la baisse de Travagnère montre après les cargneules du Trias supérieur la coupe suivante :

- | | |
|--|-----------|
| 1.- Dolomies marneuses jaune-ocre et argilites vertes | 3 m |
| 2.- Calcaires dolomitiques jaunes en plaquettes à <i>Avicula</i>
<i>contorta</i> alternant avec des marnes noires | 15 m |
| 3.- Dolomies marneuses jaunes à délits noirs | 5 m |
| 4.- Marno-calcaires jaunes à délits noirs | 3 m |
| 5.- Calcaires gréseux lumachelliques | 2 m |
| 6.- Calcaires à fausses oolithes et calcaires marneux | 1,5 m |
| 7.- Marno-calcaires noirs, schisteux | 3 m |
| 8.- Calcaires zoogènes avec de nombreux débris d'Entroques et
renfermant à la base des niveaux à Gryphées | 25 m |
| 9.- Calcaires avec lumachelles de bivalves indéterminables | 15 m |
| 10.- Calcaires à Ammonites siliceuses usées avec des nodules
phosphatés..... | 8 m |
| 11.- Calcaires lités, à silex avec quelques <i>Cancellophycus</i>
dans les lits marneux | 20 m |
| 12.- Calcaires noirs cristallins | 15 m |
| 13.- Calcaires noirs en bancs décimétriques à patine sombre
avec <i>Cancellophycus</i> | 40 à 50 m |
| 14.- Calcaires lités en petits bancs centimétriques à déci-
métriques, à <i>Cancellophycus</i> avec intercalations marneuses
de plus en plus épaisses vers le haut en passant gradu-
ellement aux marnes noires | 50 m |
| 15.- Marnes noires avec intercalations calcaires devenant de
plus en plus importantes à la partie supérieure et font
passage à des calcaires lités | 100 m |

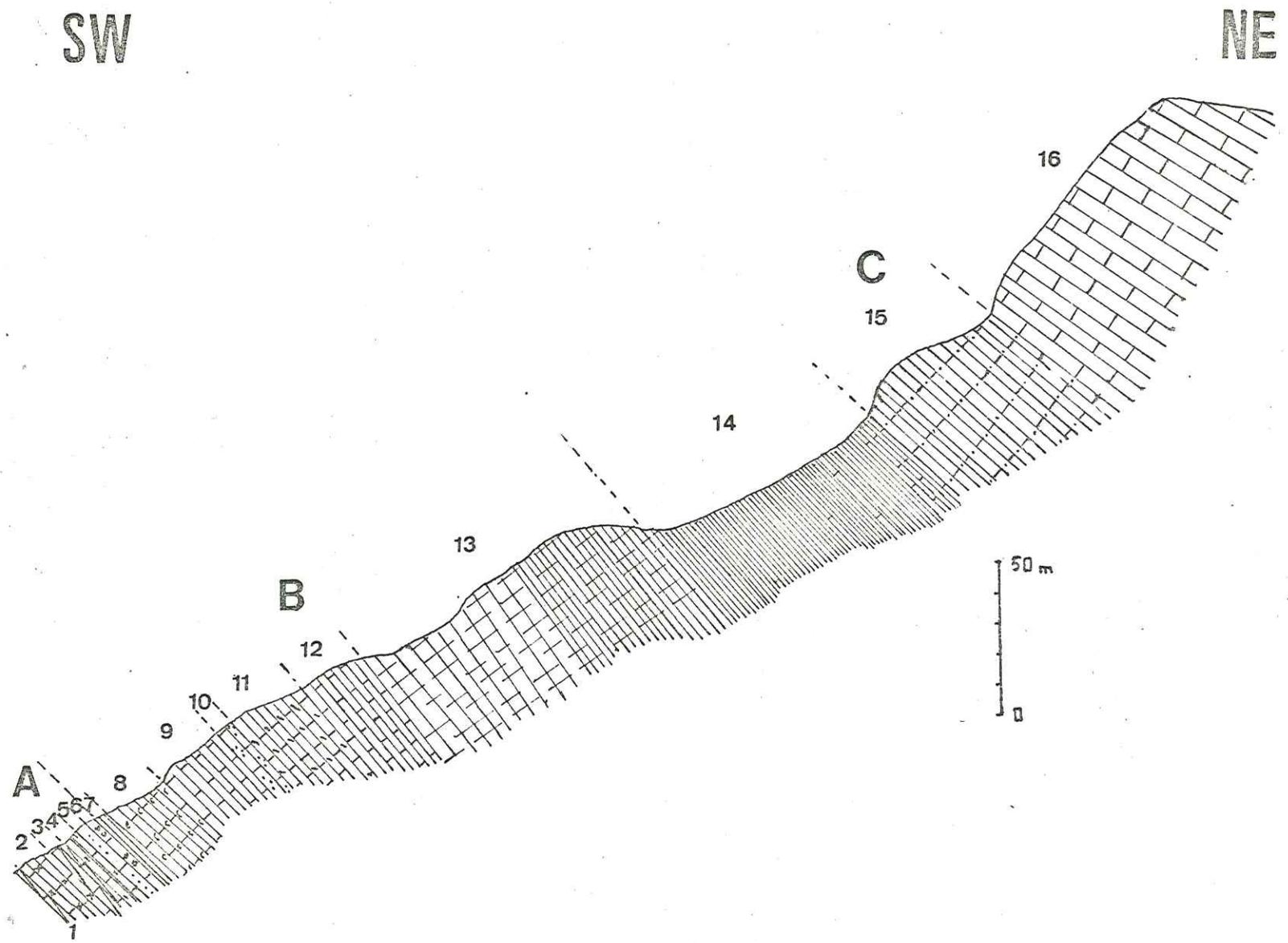


Fig. 9.- Coupe du Jurassique au Nord de Pierlas dans le vallon de Villette (versant E). (Légende dans le texte).

16.- Calcaires lités se débitant en gros bancs décimétriques
à métriques, girs clair à patine blanche 150 m

Les niveaux 1 à 6 appartiennent à l'ensemble A (Infra-Lias).

Les niveaux 7 à 14 appartiennent à l'ensemble B (Lias-Dogger) et
les niveaux 15 et 16 sont attribués à l'ensemble C (Malm).

Le caractère lithostratigraphique principal du Lias de l'ensemble B est qu'il se prête à la distinction de coupures lithologiques. En effet, à la partie inférieure, on distingue des calcaires lités, à Entroques et au sommet des calcaires sombres plus ou moins riches en silex noirs. Cette distinction lithologique permet de séparer un niveau inférieur caractérisé par des calcaires à Entroques et un niveau supérieur caractérisé par la présence des silex et attribué au Lias moyen et supérieur mais sans preuves paléontologiques rigoureuses.

Il faut aussi remarquer que dans cette coupe, le Lias est plus épais que dans la coupe précédemment décrite (Fig. 8).

La partie supérieure de l'ensemble B (Dogger) suit à peu près les variations d'épaisseur du Lias.

Au point de vue biostratigraphique, la base de l'ensemble B montre dans les calcaires lités à Entroques, des niveaux à Gryphées. Ces calcaires à Gryphées dont *Liogryphaea arcuata* sont du Sinémurien et peuvent former le sommet de l'Hettangien.

L'horizon à Gryphées, le seul daté dans le Lias, est constant dans la région. Quelques indices paléontologiques peuvent être observés dans les calcaires à silex où les lits marneux montrent quelques niveaux à *Cancellophycus* et aussi des débris de grosses Ammonites indéterminables.

Le Dogger est relativement fossilifère, mais il n'est pas possible d'en dater tous les horizons sur une même coupe. L'apparition des *Cancellophycus*, seul critère paléontologique que délivre la coupe sur le Dogger, ne peut

(Légende dans le texte).

être considérée comme caractère spécifique du Dogger car dans les calcaires lités à silex du Lias on a aussi quelques *Cancellophycus*.

Cependant, grâce à la faune recueillie par P. FALLOT et A. FAURE-MURET (1955) au vallon de Concias plus au Nord de la coupe décrite (Fig. 9), il a été possible d'attribuer par corrélation les calcaires à *Cancellophycus* du Dogger au Bajocien-Bathonien.

L'ensemble C montre au point de vue lithostratigraphique une distinction faciologique entre un terme marneux et un terme calcaire.

Le passage entre les marnes noires et les calcaires lités se fait par intercalations calcaires devenant de plus en plus importantes à la partie supérieure des marnes noires.

Le passage progressif des marnes aux calcaires lités indiquerait une évolution des conditions de sédimentation dans le sens vertical de la série stratigraphique.

Au point de vue biostratigraphique, l'ensemble C a fourni quelques indices paléontologiques. Les marnes noires, stériles, ne recèlent pas de fossiles sur cette coupe. Cependant, plus au Sud, dans le vallon de Coulier, vers la Tête de Vairon, A. FAURE-MURET (1955) signale la présence de *Cardioceras cordatum*. Au Nord de la coupe, au col de la Couillole, les marnes sont fossilifères et on y observe des Ammonites telle que *Cardioceras cordatum* qui permet de les rapporter au Callovo-Oxfordien.

Un autre horizon fossilifère correspond au niveau de calcaires grumeleux recélant une faune à *Peltoceras transversarium*, *Quenstedticeras*, indiquée par A. FAURE-MURET (1955). Cet horizon représente l'"Argovien". L'ensemble calcaire qui coiffe l'"Argovien" a été attribué au Malm supérieur-Tithonique (A. FAURE-MURET, 1955).

En conclusion, les formations du Jurassique sont bien développées dans la région à l'Ouest de la Tinée en bordure orientale du dôme de Barrot.

Mais, vers l'Est, en bordure méridionale du massif de l'Argentera-Mercantour, les formations du Jurassique se réduisent considérablement.

Le Lias et le Dogger généralement sous le faciès calcaire sont à affinités provençales (A. FAURE-MURET, 1955). Le puissant complexe de marnes noires du Malm dans la région de Pierlas rappelle le faciès dauphinois alors que le Malm supérieur calcaire présente des affinités provençales.

Le passage des marnes noires du faciès dauphinois au Malm principalement calcaire du faciès provençal se fait très rapidement comme l'a constaté A. FAURE-MURET (1955) en deux ou trois kilomètres, entre Pierlas où il est encore dauphinois et Saint Sauveur sur Tinée où il est devenu presque provençal. Ce changement de faciès s'effectue avec une réduction d'épaisseur car le complexe marneux qui atteint 100 à 150 mètres vers Pierlas ne mesure plus que 50 mètres dans la vallée de la Tinée.

LES FORMATIONS DU CRÉTACE INFÉRIEUR

L'ensemble complexe du Crétacé inférieur calcaire et calcaréo-marneux est d'apparence monotone et relativement pauvre en fossiles et restes organiques.

COUPE DU CRÉTACE INFÉRIEUR AU SUD DE LA BOLINETTE.

La coupe étudiée se trouve sur la route nationale n° 205 entre la Bolinette et la localité de Marie.

De la Bolinette, on observe le contact du Crétacé inférieur avec les calcaires du Jurassique supérieur, la coupe montre la succession suivante :

- 1.- Calcaires gris, lités, en bancs décimétriques
(0,2 m à 0,3m) 25 m
- 2.- Marno-calcaires lités avec intercalations marneuses..... 40 à 50 m
- 3.- Calcaires argileux lités avec intercalations marneuses... 50 m
- 4a- Calcaires gris à glauconie admettant à sa base un lit de
silex 3 m
- 4b- Calcaires lités à bancs décimétriques à patine grisâtre,
se terminant par une dalle glauconieuse à Bélemnites dont
la surface est corrodée et comporte des nodules phosphatées 50 m

Le complexe inférieur du Crétacé mesure dans la région entre la Bolinette et Marie 150 à 200 mètres.

Cependant au Nord du village d'Ilonse, le Crétacé inférieur montre la même succession mais de puissance beaucoup plus importante : 300 à 350 m

La terminaison du niveau 4 montrant une surface corrodée à nodules phosphatées tient lieu d'un hard-ground qui témoignerait d'un arrêt de sédimentation et d'une érosion sous-marine.

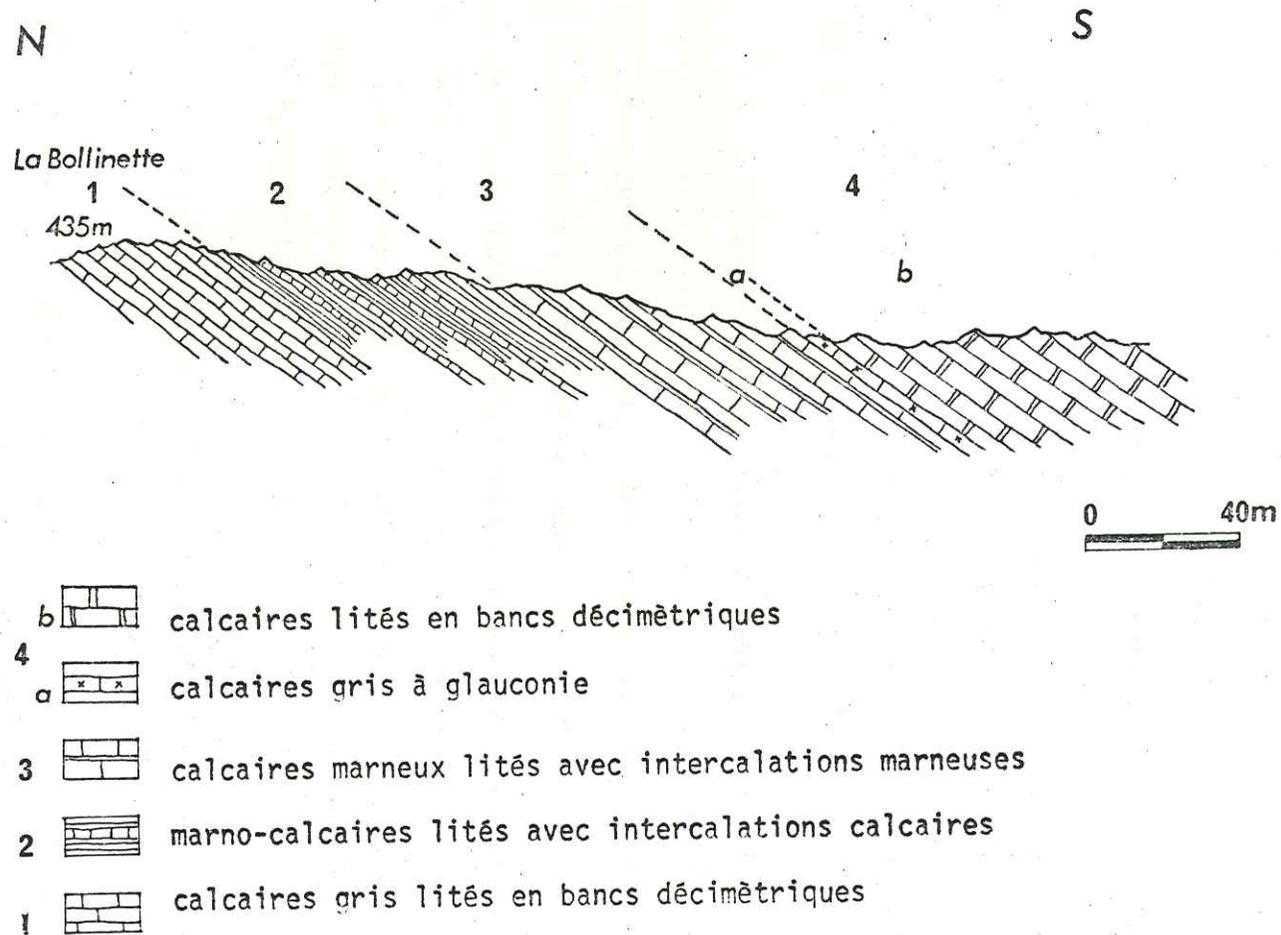


Fig. 10.- Coupe du Crétacé inférieur au Sud de la Bolinette le long de la route
Légende dans le texte.

Au point de vue chronostratigraphique, les différents niveaux recèlent des indices paléontologiques. Le niveau 1 a fourni à sa partie supérieure une faunule avec *Neocomites neocomiensis* d'ORBIGNY du Valanginien inférieur.

A. FAURE-MURET (1955) indique que les marno-calcaires du niveau 2 comportent deux horizons fossilifères qui ont délivré :

- à la base : *Duvalia emericci* d'ORB.
Neocomites neocomiensis d'ORB.
Neocomites biformis SAYN

qui indiqueraient déjà le Valangien supérieur.

- à 25 mètres de la base :

Duvalia dilatata BLAINV.
Holcostephanus ventricosus V. KOEN.
Holcostephanus sayni KIL
Neolissoceras grasi d'ORB.

Selon A. FAURE-MURET (1955) "cet horizon terminal représente sans doute l'Hauterivien inférieur". La base du niveau 2 serait attribué donc au Valangien supérieur alors que son sommet serait de l'Hauterivien inférieur.

Le niveau 3, plus calcaire, fournit vers sa base, selon A. FAURE-MURET (1955) un horizon à :

Crioceras nolani KIL
Puzosia ligata d'ORB.

qui évoquent déjà la fin de l'Hauterivien et le passage au Barrémien.

En conclusion, l'ensemble du Crétacé inférieur est représenté par le Néocomien-Barrémien dans mon secteur.

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

18 AOUT 2003

La nature des sédiments renseigne sur les conditions de dépôts et conduit à attribuer une certaine profondeur à la mer néoconienne qui couvrait la région. Les sédiments intercalés entre les niveaux glauconieux (calcaires argileux et marno-calcaires) ne témoignent d'influences ni néritiques, ni cotières.

CONCLUSIONS A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Si les affinités dauphinoises et parfois provençales de la série sédimentaire des chaînes subalpines ne sont plus à démontrer, il est cependant utile, au terme de cette analyse d'apporter quelques précisions sur certaines formations qui constituent la succession stratigraphique du domaine étudié et sur les incidences paléogéographiques qui en découlent.

En effet, les premiers dépôts permien d'origine détritique, résultent pour une grande part du démantèlement des terrains cristallophylliens et du massif cristallin dans la région. Les arkoses ou grès feldspathiques de la base du Permien, formés de fragments de granulite ou des lits quartzo-feldspathiques des gneiss, migmatites, au milieu d'un ciment argileux ou phylliteux, résultent manifestement de la trituration des micas et d'une partie des feldspaths de ces gneiss.

Donc, pour les arkoses et grès du Permien, c'est principalement le massif cristallin et cristallophyllien qui a fourni les matériaux accumulés sous l'action de l'érosion. On peut penser que le climat semi-aride (tropical à saisons sèche et humide alternées) régnait alors que les reliefs cristallins étaient progressivement détruits ou enfouis.

L'ensemble de la puissante formation des pélites rouges du Permien indique une sédimentation fine. Les pélites dériveraient de l'accumulation de fines particules arrachées aux matériaux provenant de cendres volcaniques et correspondraient donc au moment de leur dépôt à des formations de type loess (BOUCARUT, 1971).

Du point de vue paléogéographique, la puissance des pélites rouges permiennes témoigne de l'importance du remblaiement des zones qui par leur constitution morphologique étaient susceptibles de favoriser l'accumulation de dépôts fins de type loess.

Le cortège quartz-feldspaths-micas du Werfénien appartient vraisemblablement aux formations éruptives cristallophylliennes et sédimentaires anté-triasiques.

Les pélites du Werfénien voient se continuer des conditions héritées du Permien en marquant les dépôts de type loess devenus des pélites par diagenèse (BOUCARUT, 1971).

Ce n'est qu'après le Trias inférieur que survient la grande transformation : une sédimentation calcaire ou un peu dolomitique.

Au début du Lias, au Sinémurien, une mer peu profonde peuplée de Gryphées régna dans toute la région. Après ces débuts néritiques, la sédimentation se poursuit à l'Est du dôme de Barrot, entre les gorges du Cians et la Tinée, par des calcaires à silex. La variation d'épaisseur dans la région de Pierlas s'explique par l'existence d'une zone d'épaisseur maximale qui forme une sorte d'ombilic ayant fonctionné au Lias-moyen-supérieur. (A. FAURE-MURET, 1955).

La sédimentation marine franche se continue avec les calcaires et marno-calcaires à *Cancellophycus* du Dogger qui forment des dépôts continus offrant des variations d'épaisseur comme le Lias. La formation du Lias et du Dogger de type calcaire se rattache au faciès provençal.

Les marno-calcaires du toit du Dogger passent insensiblement à un puissant complexe de marnes noires monotones réalisant ainsi un Malm inférieur marneux de type dauphinois.

La monotonie et le développement du complexe de marnes noires indiquent des conditions de sédimentation et de dépôts plus réguliers avec l'installation d'une paléogéographie du début de l'ère secondaire après la première incursion de la mer avec le début du Trias moyen calcaire. On a l'établissement d'une sédimentation marine calcaire impliquant la disparition du massif ancien qui sera bientôt recouvert par la mer pour une longue période.

Aussi, comme l'a indiqué A. FAURE-MURET (1955), "la répartition des faciès marneux et calcaires du Malm, loin d'indiquer des auréoles au pourtour de l'Argentera-Mercantour, évoque ainsi une extension générale de la mer, tout à fait indépendante du pays cristallin actuel", c'est-à-dire du socle.

Avec les calcaires et les marno-calcaires du Crétacé inférieur qui font suite au Tithonique s'effectue les conditions de sédimentation évoluant avec l'apparition de la glauconie et l'individualisation d'un "hard ground" au toit du Barrémien. Ce hard-ground témoigne d'un arrêt de sédimentation et d'érosion marine. Les marnes noires de l'Aptien-Cénomaniens affleurant au Sud de mon secteur indiquent la reprise de la sédimentation marine après une lacune du Bédoulien.

Ainsi, le démantèlement des terrains cristalloyphylloïdes et du massif cristallin sous l'action de l'érosion aurait fourni des matériaux entrant dans le cycle de formation de sédiments qui constitueraient la couverture dans ses termes de base (Permien-Trias inférieur).

Plus au Sud de mon secteur, après le Crétacé supérieur, la sédimentation de Nummulitique calcaire et des marno-calcaires du Priabonien, le dépôt des "Grès d'Annot" représente le début d'un autre cycle.

Cependant, la présence dans la région des brèches et cargneules polygéniques ravinant le plus souvent des lames de Muschelkalk et constituées par des éléments polygéniques, galets ou blocs de Trias (quartzites, dolomies, pélites rouges et vertes), de Mésozoïque, Lias, Dogger, Callovo-Oxfordien, mérite d'être signalée d'autant plus que la nature sédimentaire de telles séries de brèches et cargneules a été récemment mise en évidence par les études de C. GRANDJACQUET et D. HACCARD (1973).

En effet, à la bordure E du dôme de Barrot, la fenêtre d'érosion creusée dans la couverture montre sur les deux versants du vallon de Villette au Nord de Pierlas, des brèches et cargneules polygéniques ravinant des lames de Muschelkalk. Ces brèches et cargneules sont constituées par des éléments polygéniques, des galets centimétriques de dolomies, pélites rouges et vertes et aussi de calcaires noirâtres à silex du Lias et de marno-calcaires du Callovo-Oxfordien.

Plus au Nord, X = 976,8 ; Y = 204,2, ces brèches et cargneules polygéniques viennent en discordance sur les calcaires dolomitiques jaunes en plaquettes du Keuper.

La vallée de la Tinée montre aussi des affleurements de cargneules polygéniques. En effet, dans la région de Roubion, on observe aussi ces cargneules et brèches polygéniques.

Au Nord et à l'Est de Vignols, on observe des "cargneules polygéniques" qui enrobent des masses de Muschelkalk. Elles ravinent l'ensemble de la falaise du Muschelkalk.

C.L. GRANDJACQUET et D. HACCARD (1975) ont montré que ces "cargneules polygéniques sont des formations néogènes de nature sédimentaire et qu'elles ont la même signification que tout sédiment morphologique".

Cependant, le problème de l'âge de cargneules polygéniques se pose.

Il est probable que ces sédiments sont d'âge tertiaire récent (C.L. GRANDJACQUET, D. HACCARD, 1975).

Ainsi, l'histoire sédimentaire de la région s'est poursuivie après le dépôt des "Grès d'Annot" qui appartenait à l'histoire tectogénétique du massif de l'Argentera-Mercantour.

DEUXIEME PARTIE

TECTONIQUE

La feuille de Puget-Théniers à 1/50.000, la feuille Saint Martin-Vésubie à 1/80.000 constituent la première synthèse structurale de la région d'après les travaux de P. FALLOT, A. FAURE-MURET, P. BORDET, J. GOGUEL, à la suite de la remarquable étude réalisée par L. BERTRAND en 1896. P. BORDET, puis P. FALLOT, A. FAURE-MURET, J. GOGUEL, J. VERNET ont insisté dans diverses publications sur l'importance des accidents ayant affecté le massif de l'Argentera-Mercantour, le dôme de Barrot et la couverture sédimentaire.

P. BORDET (1949) signale que les terrains qui affleurent dans la région du dôme de Barrot, au Sud-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour peuvent se subdiviser en trois ensembles superposés, tectoniquement indépendants :

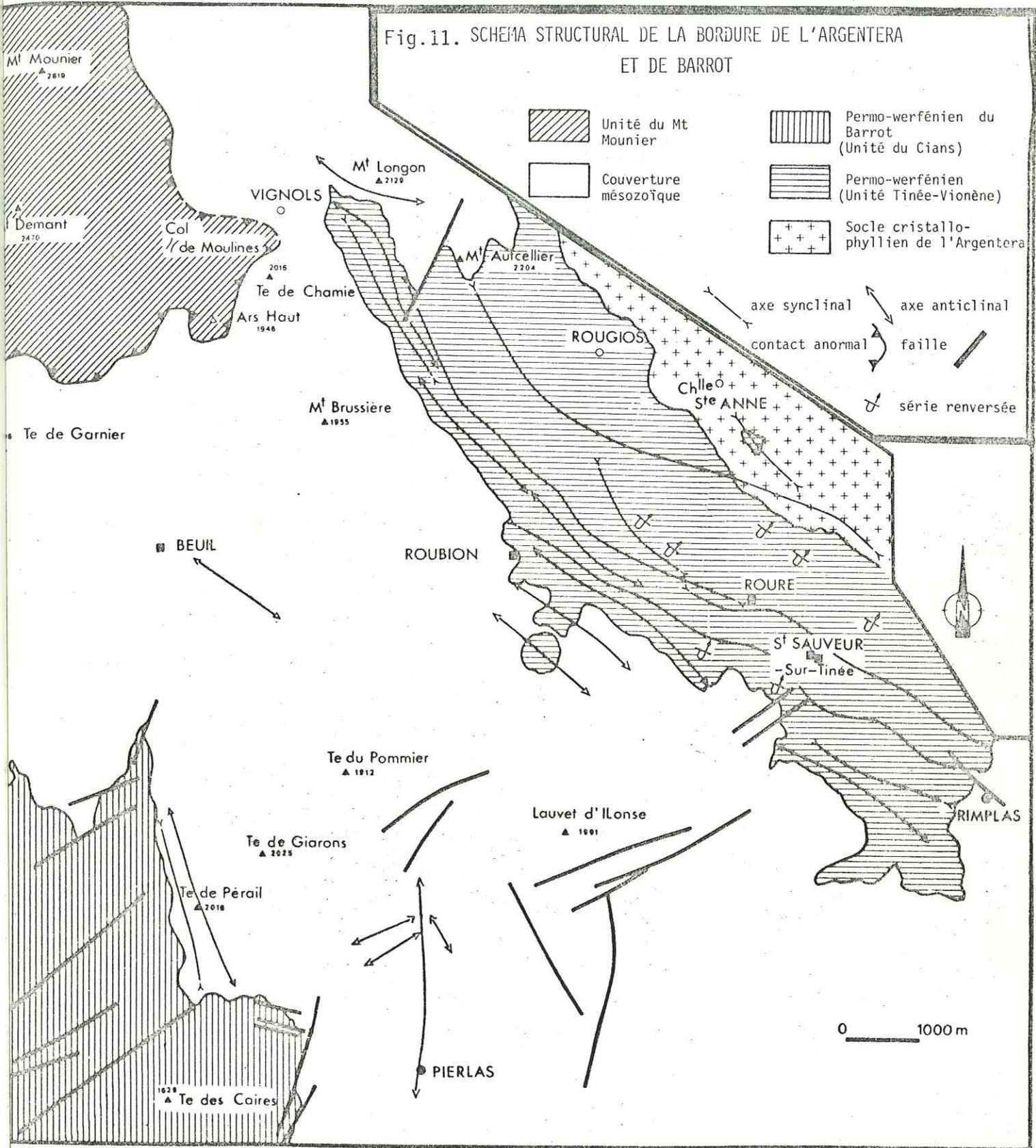
- 1°) Le socle formé de Permien et de Trias inférieur est ployé en un dôme régulier (dôme de Barrot).
- 2°) Le Muschelkalk décollé est énergiquement plissé au Nord de ce dôme : il forme une vingtaine d'anticlinaux droits ou déversés présentant même des recouvrements de l'ordre du kilomètre; au Sud, au contraire, il est resté collé sur le socle.
- 3°) La couverture jurassique et crétacée, en revanche, est sensiblement tabulaire au Nord tandis qu'au Sud elle est repliée en plis déversés.

En me fondant sur les travaux de mes prédécesseurs et sur mes observations personnelles, j'envisage la subdivision de ce secteur en quatre unités structurales :

A) L'UNITE DE LA TINEE-VIONENE.

Constituée par le socle cristallophyllien et la série permo-werfénienne avec parfois des lames de Trias dolomitique, elle forme la bordure sud-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour.

Fig. 11. SCHEMA STRUCTURAL DE LA BORDURE DE L'ARGENTERA ET DE BARROT



B) L'UNITE DU CIANS.

Située à l'Ouest de l'unité de la Tinée Vionène, elle constitue une partie du socle permo-werfénien du dôme de Barrot.

C) LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DECOLLEE dont la série jurassique-crétacée sensiblement tabulaire dans le secteur est repliée en plis déversés plus au Sud. Elle est comprise entre l'unité de la Vionène-Tinée à l'E et à l'unité du Cians à l'W.

D) L'UNITE DU MOUNIER.

Elle est formée par un panneau de couverture sédimentaire chevauchant la couverture sédimentaire comprise entre l'unité de la Tinée-Vionène et l'unité du Cians.

J'ai tenté de dégager les rapports structuraux entre le socle et la couverture. Ils sont liés aux différents épisodes de déformations liés à l'orogénèse alpine qui serait en partie responsable de l'individualisation en unités et éléments tectoniques de l'ensemble de la région. L'étude tectonique sera divisée en deux chapitres : le premier a trait à l'analyse des unités structurales; le second est consacré à l'analyse des différentes périodes de déformation en partant des plus récentes afin de pouvoir ébaucher une évolution rétrotectonique.

LES UNITES STRUCTURALES

Ce chapitre est consacré à la description des diverses familles de structures qui affectent chaque unité.

Je procéderai à l'analyse structurale qui me permettra d'examiner les divers objets structuraux (plis, schistosité, diaclases, fentes de tension, failles) témoins de la déformation.

A) - UNITE DE LA TINÉE-VIONÈNE.

Introduction.

L'unité de la Tinée-Vionène s'allonge selon une direction NW-SE depuis le hameau de Vignols jusqu'au Sud du village de Roure - Saint Sauveur. A l'Est, le vallon de la Vionène et la vallée de la Tinée la séparent de la couverture sédimentaire.

L'unité de la Tinée-Vionène est constituée par le socle formé de terrains cristallophylliens et la série permo-werfénienne.

Cet ensemble est caractérisé par un style tectonique montrant une succession de plis droits ou légèrement déversés vers le Sud-Ouest, plus rarement vers le Nord-Est, accompagnés d'une schistosité de flux très nette au niveau du Permien. Ces deux caractères confèrent à la bordure méridionale de l'Argentera son originalité : d'où la distinction de cette unité.

Les figures 12 à 15 illustrent le style tectonique de cette unité depuis le Mont Longon jusqu'au niveau de Roure. Les plis qui affectent l'ensemble Permien-Werfénien sont droits ou légèrement déversés vers le Sud en rive gauche de la Vionène; en rive droite, les flancs des plis sont généralement verticaux; ils peuvent cependant être localement déversés au Nord.

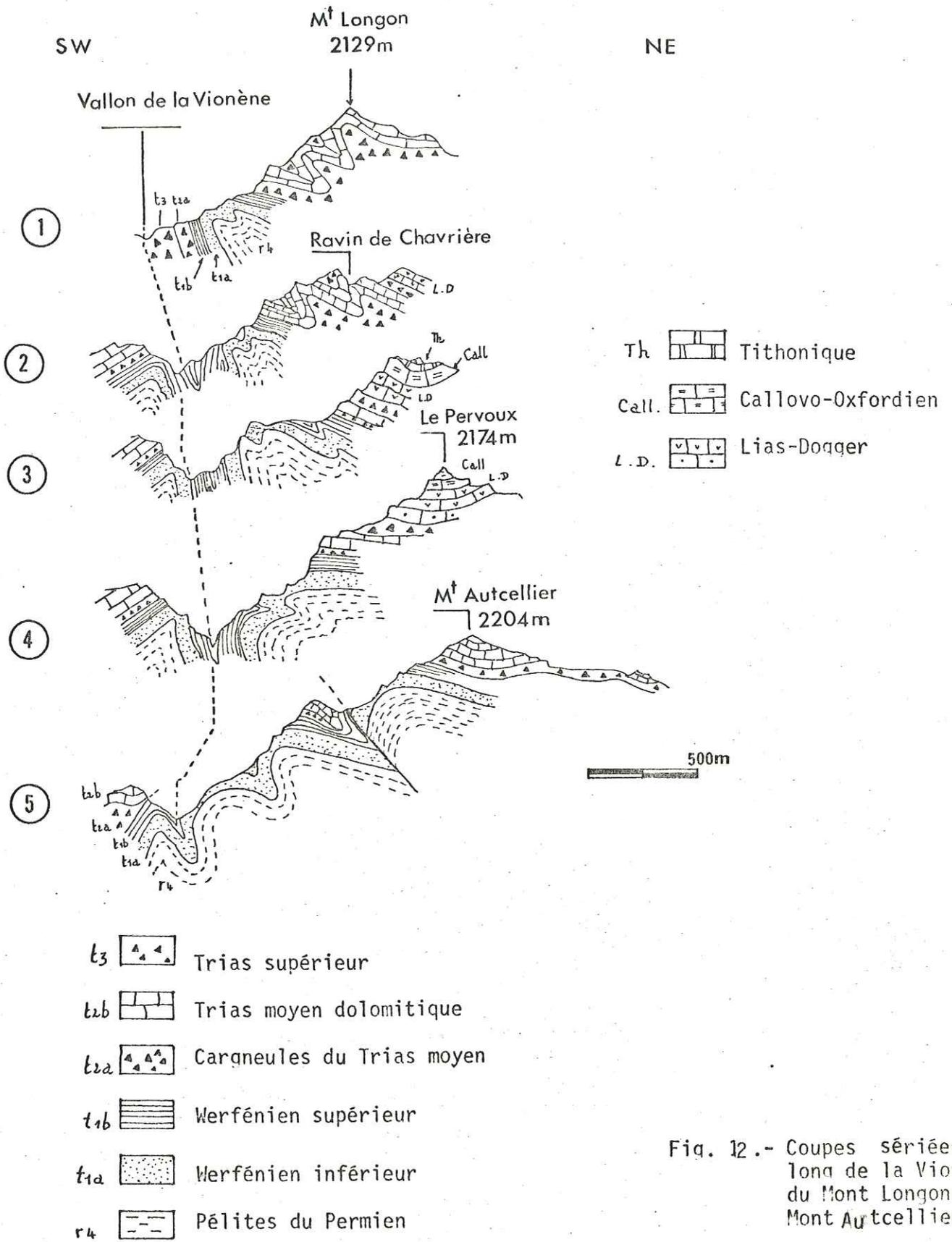


Fig. 12.- Coupes sériées le long de la Vionène du Mont Longon au Mont Autcellier

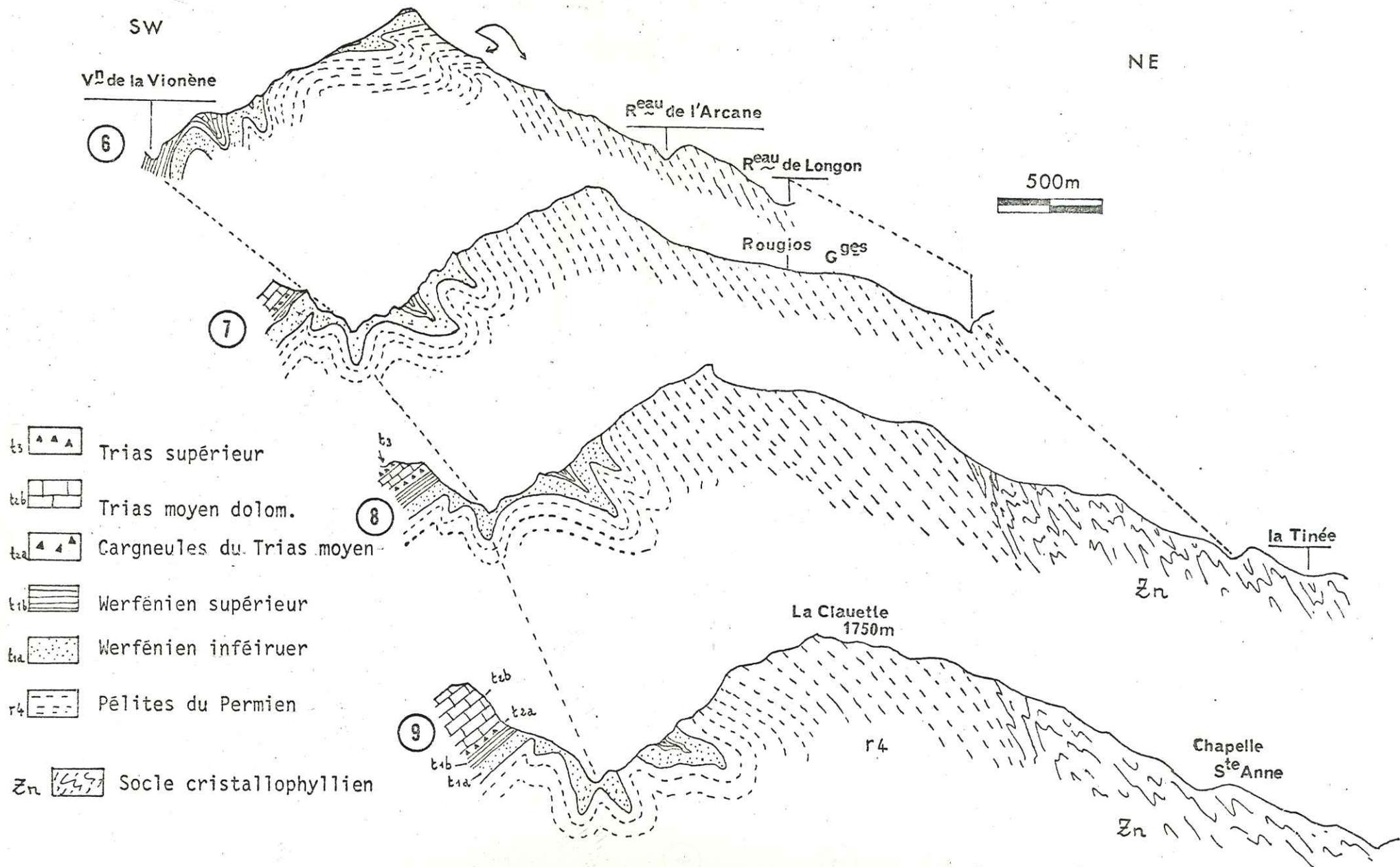


Fig. 13.- Coupes sériees le long de la Vionène des Rougios Grges à la chapelle Ste Anne

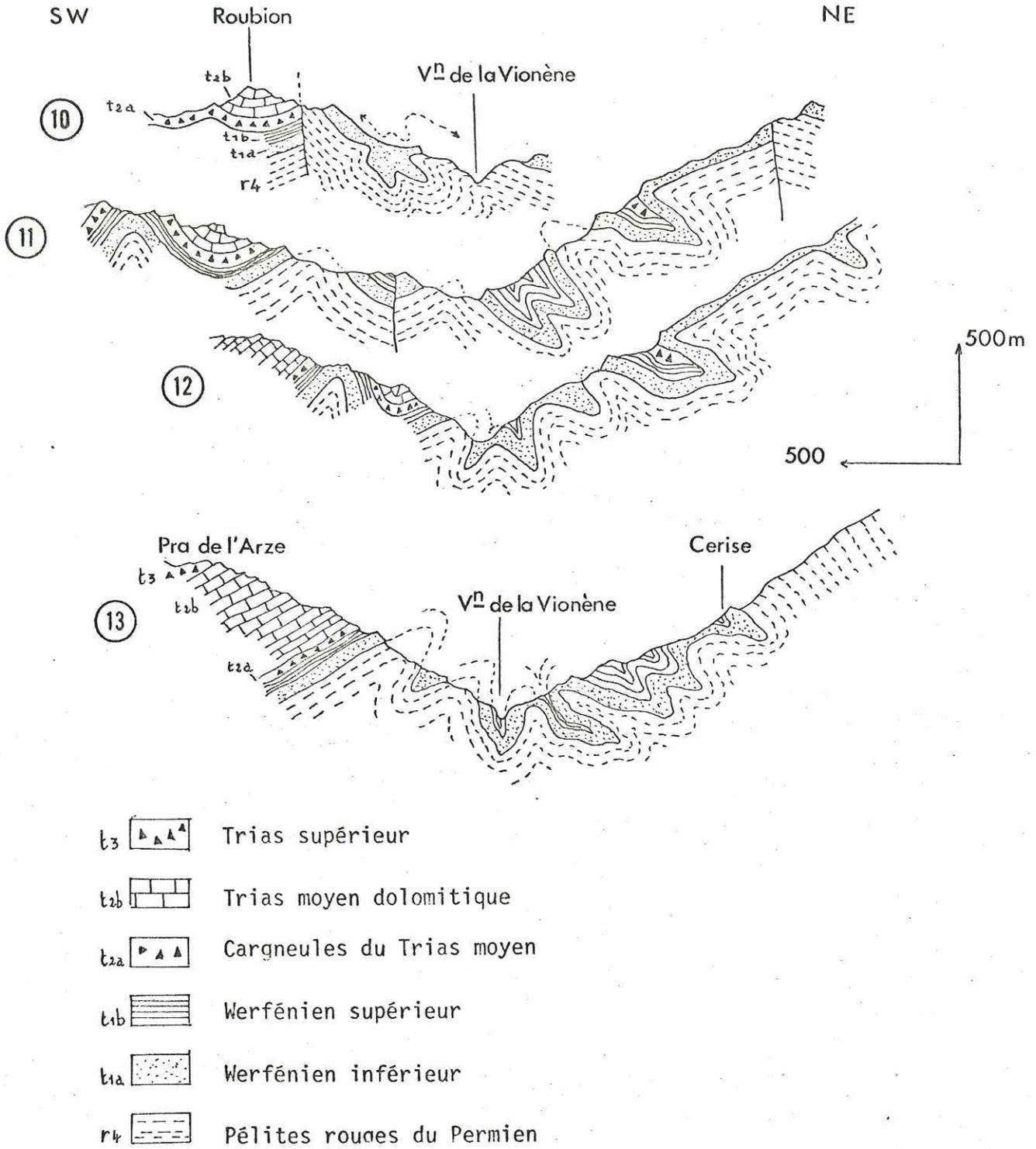
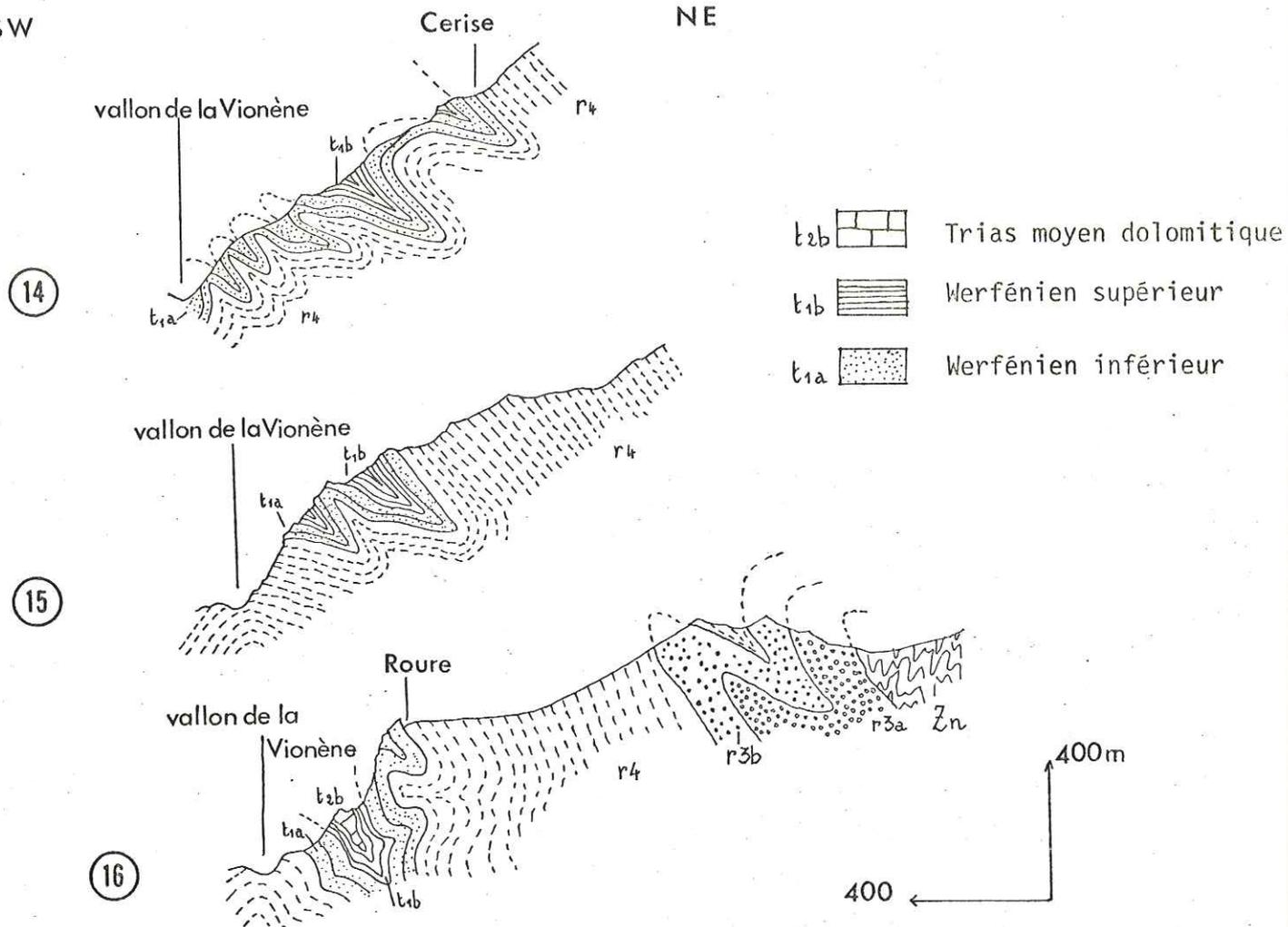


Fig. 14.- Coupes séries le long de la Vionène de Roubion à Pra de l'Arze

SW

NE



- t_{2b}  Trias moyen dolomitique
- t_{1b}  Werfénien supérieur
- t_{1a}  Werfénien inférieur

- r₄  Pélites du Permien
- r_{3b}  Grès micacés du Permien inférieur
- r_{3a}  Grès blancs et arkoses du Permien inférieur
- Z_n  Socle cristallophyllien

Fig. 15.- Coupes sériées le long de la Vionène de Cerise à Roure

1) LES PLIS.

Les plis qui affectent l'unité Tinée-Vionène se répartissent en trois familles distinctes par leur orientation et leur style.

a) Plis à N 140.

1°) Anticlinal du ravin de Chavrière (Fig. 12)

Au Sud de Vignols, l'anticlinal du ravin de Chavrière montre un coeur de pélites permienes et des enveloppes de quartzites triasiques. Il s'agit d'un pli rond orienté à N 140.

2°) Plis déversés au S.W. sur le versant Sud du Mont Autcellier.

La coupe effectuée suivant le ruisseau de Pervoux montre que le Permien et le Werfénien qui le surmontent sont plissés en une série de trois synclinaux déversés vers le Sud-Ouest (Fig. 12 et Fig. 16).

Les pélites werfénienes affleurent au coeur des synclinaux qui sont orientés NW-SE à axe de direction N 140. Les synclinaux sont séparés par autant d'anticlinaux ronds plus ou moins développés et légèrement déversés vers le Sud-Ouest.

Les anticlinaux soulignés par la présence de quartzites présentent un flanc normal plus long que le flanc inverse qui est sub-vertical. Le flanc normal montre des plis d'entraînement de même direction axiale que le pli principal.

L'ensemble s'abaisse rapidement du NE vers le SW au niveau du vallon de la Vionène.

SW

NE

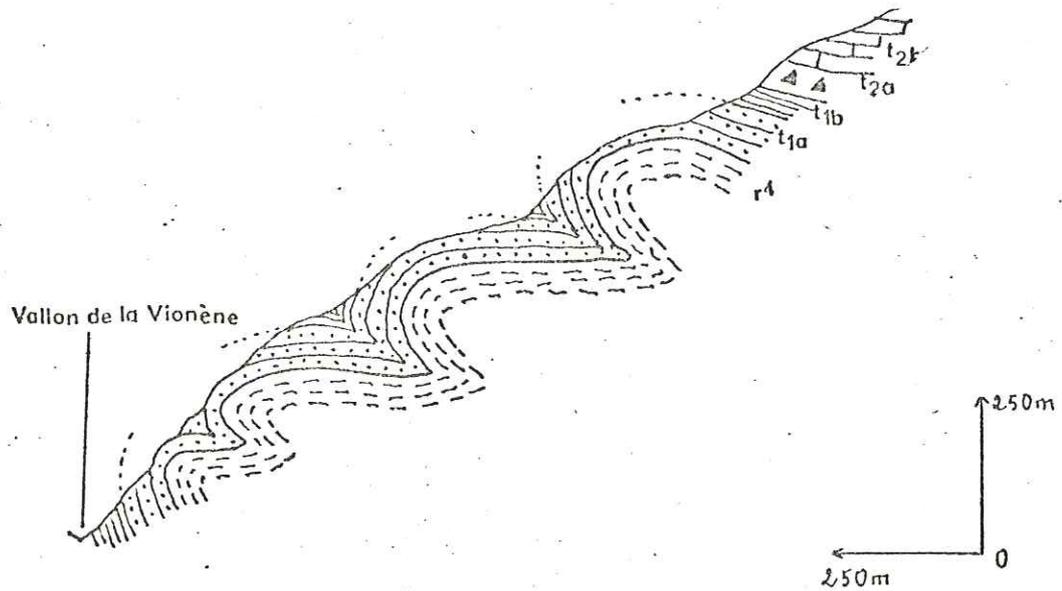


Fig. 16.- Détail des plis déversés vers le Sud-Ouest du versant S du Mt Autcellier

- t2b : Trias moyen dolomitique
- t2a : Carqueules du Trias moyen
- t1b : Werfénien supérieur
- t1a : Werfénien inférieur
- r4 : Pélites du Permien

3°) Pli synclinal N 140 du vallon de l'Arcane.

Sur le versant sud-est du Mont Autcellier, on observe un synclinal de Trias inférieur formé par des quartzites et des pélites werféniennes pincées dans les pélites permienes (Fig. 17).

Il s'agit d'un synclinal rond mais pincé dont le flanc W se raccorde à l'anticlinal rond du Mont Autcellier.

Les cargneules monogéniques et les calcaires du Muschelkalk recouvrent le synclinal pincé en s'y engageant à peine. Les flancs du synclinal sont affectés par un plissement d'axe oblique (N 20) par rapport à l'axe principal du synclinal de direction N 140.

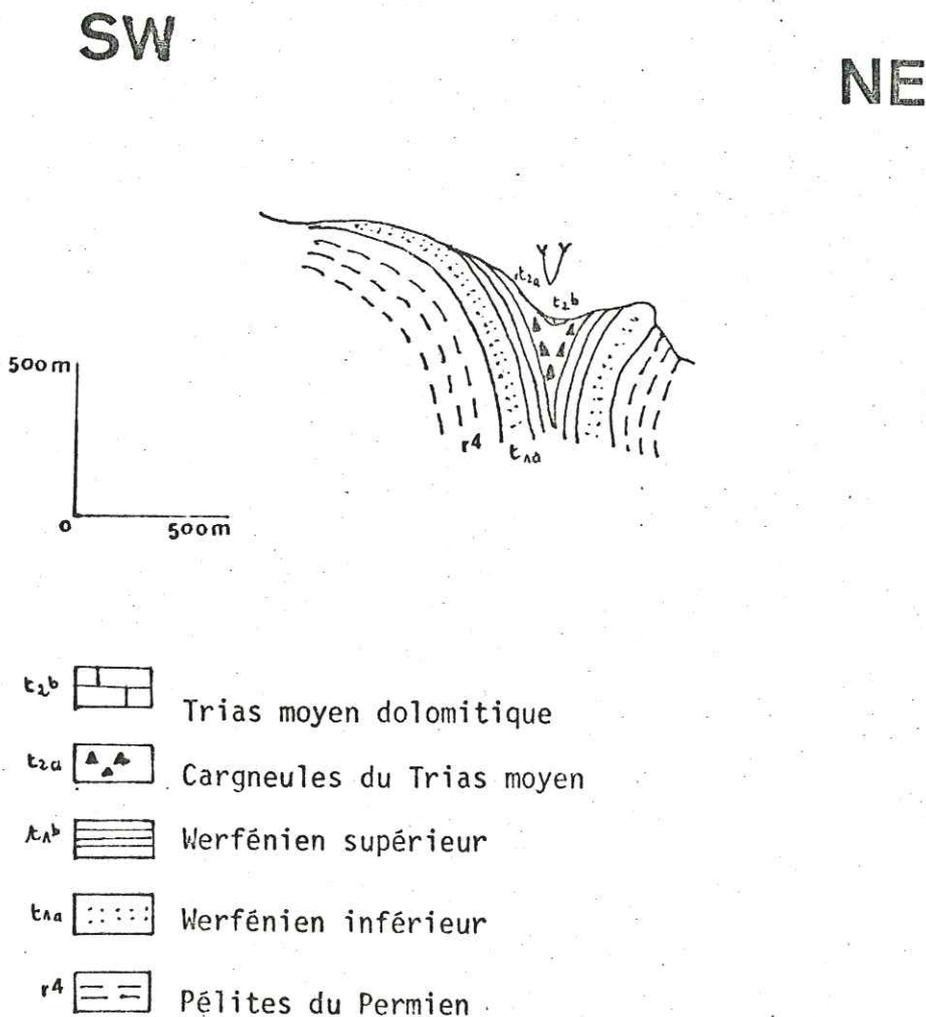


Fig. 17.- Synclinal pincé N140 du vallon de l'Arcane

4°) Pli synclinal N 140 de la route de la chapelle Ste Anne (Fig.18)

Sur le versant droit de la Tinée, le long de la route qui mène à la chapelle Sainte Anne, on observe un synclinal de Permien pincé dans les migmatites du socle. Le coeur du synclinal montre un paquet de pélites permienes qui surmontent les grès violacés et les arkoses du Permien inférieur d'épaisseur réduite. Le flanc occidental du synclinal est affecté par une faille inverse qui amène pratiquement les pélites permienes en contact avec les migmatites.

Les migmatites constituant les enveloppes de ce synclinal pincé dessinent deux anticlinaux ronds nettement déversés vers le Sud-Ouest. Ces plis montrent la même direction axiale N 140.

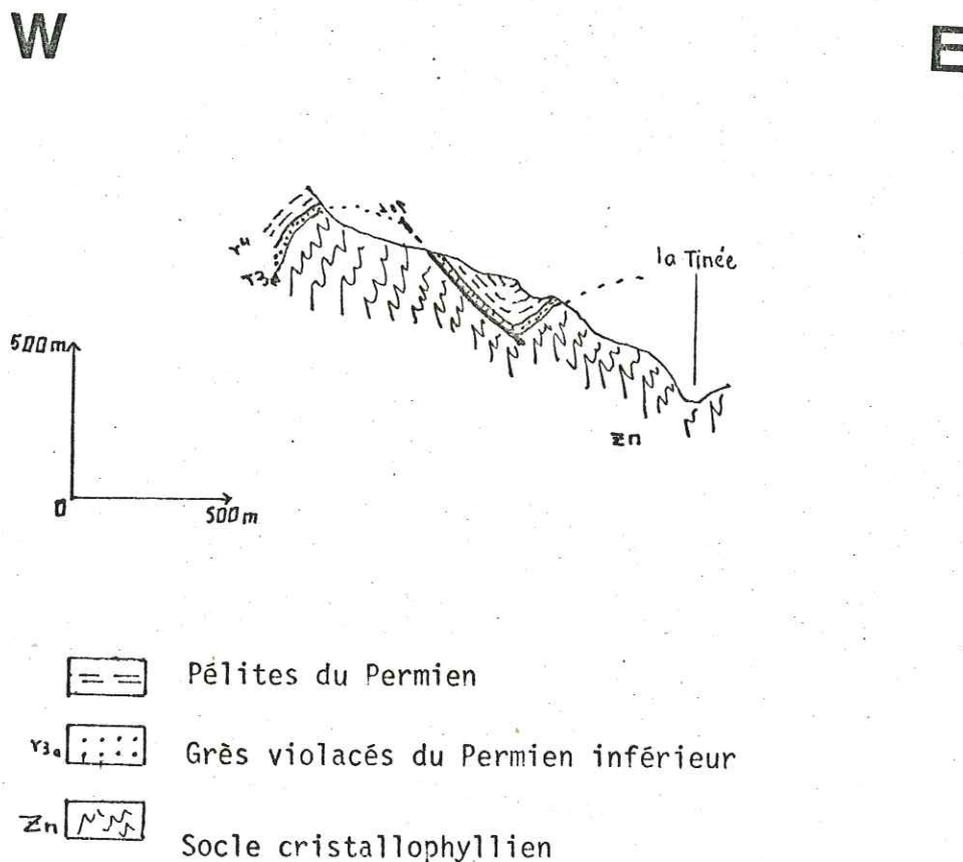


Fig. 18.- Synclinal pincé de Permien sur la route de la chapelle Ste Anne

5°) L'anticlinal déversé de la crête de Ciastel (Fig. 19)

Sur la transversale de la crête de Ciastel, en rive gauche de la Tinée, les grès et arkoses du Permien inférieur sont ployés en un anticlinal rond d'axe N 130 déversé au Sud-Ouest. Le flanc occidental de ce pli est affecté par une faille inverse qui amène en contact anormal pélites et grès (Fig. 19). Cet anticlinal constitue le prolongement du pli déversé qui se développe au niveau de Roure - Chapelle Ste Anne.

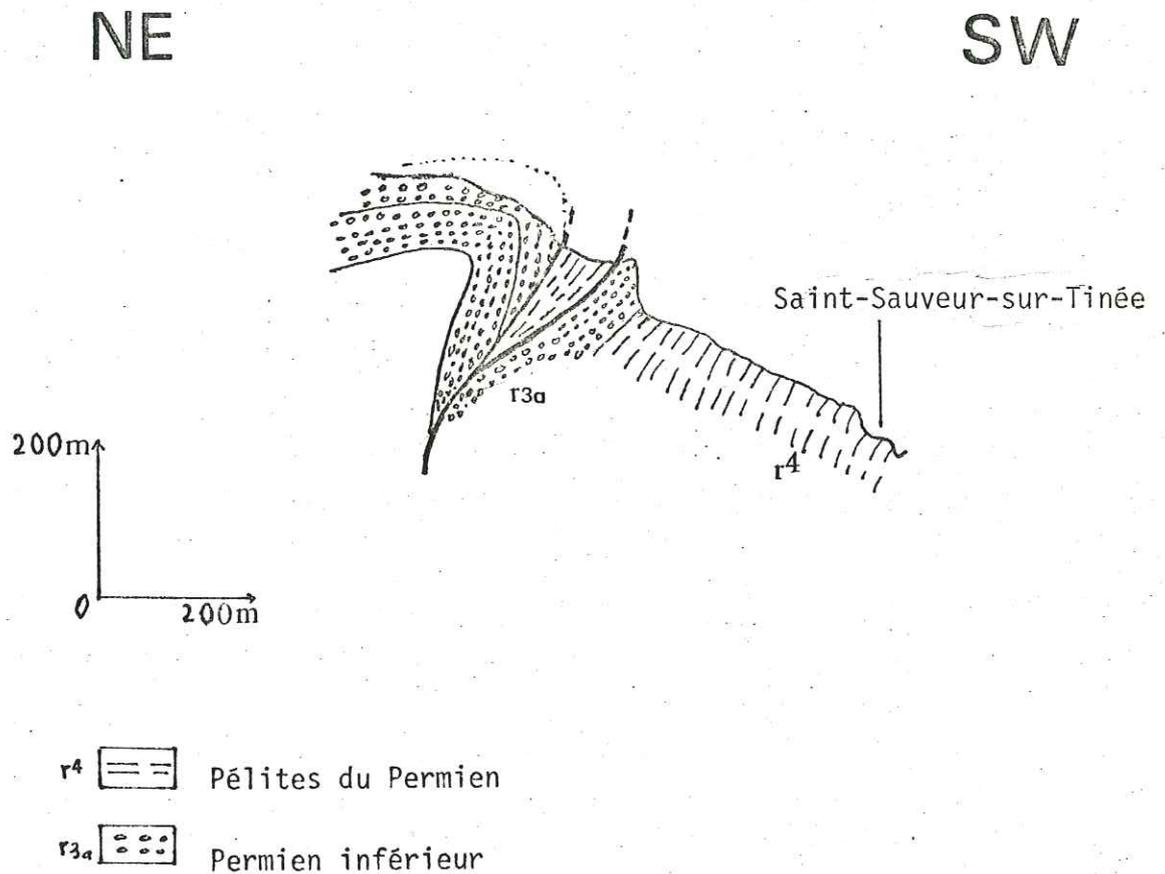


Fig. 19.- Anticlinal déversé du Permien au bas de la crête de Ciastel, en amont de St Sauveur-sur-Tinée

b) Plis à N 120.

L'examen des coupes sériees réalisées dans la vallée de la Vionène entre Vignols et Saint Sauveur sur Tinée permet de voir un style de plis ronds N 120 dans la région de Roure-Roubion.

1°) Synclinal N 110 de Roure (Fig. 15)

Au niveau du premier tunnel de la route Saint Saint Sauveur - Roure s'observe un synclinal rond affectant les pélites permienes, les quartzites et les pélites du Werfénien. Au coeur du synclinal se trouve une lame de Muschelkalk. A ce synclinal font suite au niveau de la localité de Roure de petits plis décamétriques déversés vers le Sud et de même direction axiale (N 110) que le grand synclinal rond

2°) Plis à N 110 déversés vers le SW (route de Roure-Roubion) (Fig 20)

Au Nord de Roure, sur la route menant à Roubion et au niveau du premier tunnel creusé dans les quartzites, s'observent des plis déversés vers le Sud-Ouest.

Sur la série permienne, le Trias inférieur quartzitique est replié sur lui-même en deux plis déversés au S.W. montrant une charnière N 110.

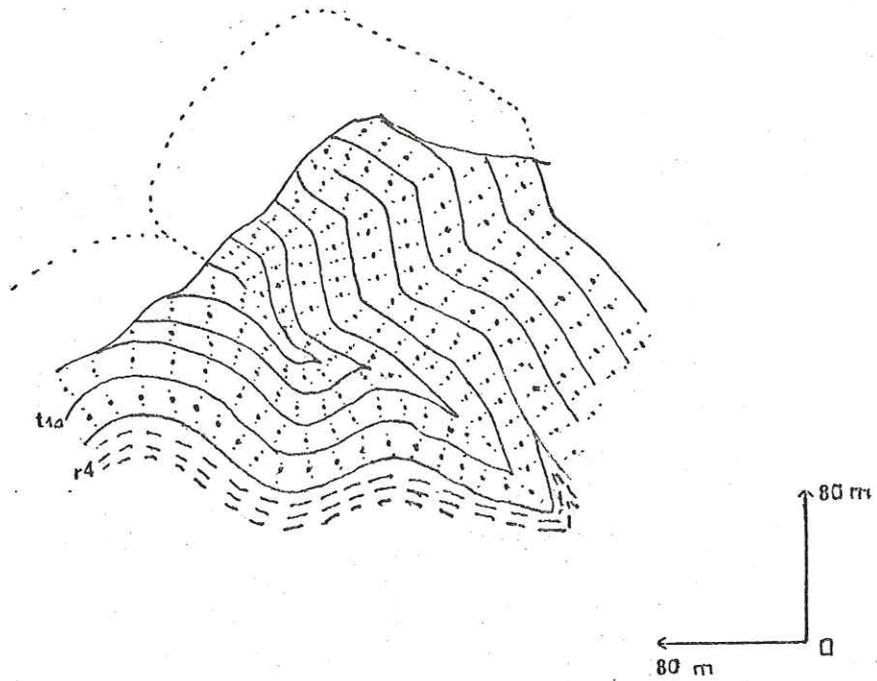
Ces plis montrent sur leurs flancs des replis souples d'entraînement de même plan axial.

A la sortie nord du tunnel, les quartzites présentent des plis d'entraînement qui sont aigus et tordus. Les charnières de ces plis d'entraînement d'ordre métrique sont tordues, coffrées et de direction N 110-120.

On observe des surfaces de glissement banc/banc matérialisées par des stries de direction N 40 sur le plan de stratification de certains bancs de quartzites le long de la route avant le deuxième tunnel.

SW

NE



- t1a  Werfénien inférieur
- r4  Pélites du Permien

Fig. 20.- Coupe de détail des plis à N 110 déversés vers le S.W. au 1er tunnel de la route Roure-Roubion.

A la sortie du deuxième tunnel sur la route Roure-Roubion, on observe des plis ronds N 120 qui affectent les pélites werféniennes. Ces plis sont de même plan axial que la schistosité N 120 qui les affecte.

Des microplis d'entraînement de même direction axiale s'observent sur les flancs de ces plis synschisteux.

3°) Synclinal pincé N 120 à l'W de Saint Sauveur sur Tinée.(Fig.21)

En face de Saint Sauveur sur Tinée, en rive droite de la Vionène, les quartzites du Werfénien encaissés dans les pélites permienes dessinent un synclinal pincé montrant à son coeur des cargneules monogéniques et une lame de Muschelkalk. Ce synclinal de direction axiale N 120 se poursuit en amont de Saint Sauveur jusqu'aux granges de Barmans où il se raccorde à l'W un anticlinal rond très légèrement déversé vers le N.E.

A l'aval de Saint Sauveur, en revanche, ce synclinal qui montre une terminaison périclinale en forme de "cuillère" a été repris à cet endroit au ravin de Cialancias par un pli droit d'axe N.S.

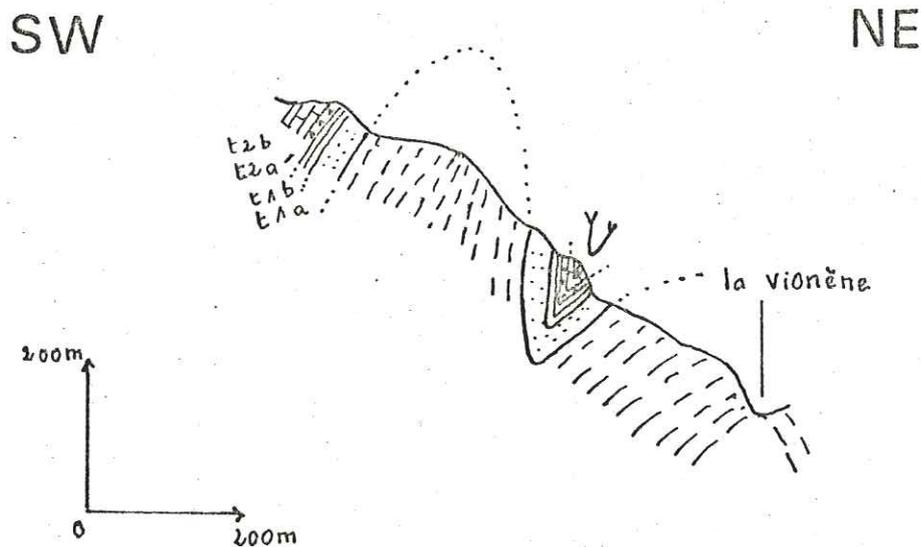


Fig. 21.- Synclinal pincé du Permo-Trias en face de St Sauveur-sur-Tinée

- t2b : Trias moyen dolomitique
- t2a : Cargneules du Trias moyen
- t1b : Werfénien supérieur
- t1a : Werfénien inférieur
- r4 : Pélites du Permien

4°) Plis pincés N 110 à l'W de Rimplas. (Fig. 22)

A l'W de Rimplas au Sud du ravin de Fignasse, on observe un étroit synclinal de quartzites werfénien particulièrement pincé. Les pélites werfénien associées à des lames de Muschelkalk et des cargneules monogéniques en constituent le coeur. L'axe du pli synclinal est de direction N 100 - 110, le flanc S du pli est impliqué dans un pli anticlinal rond et droit de même direction axiale N 110.

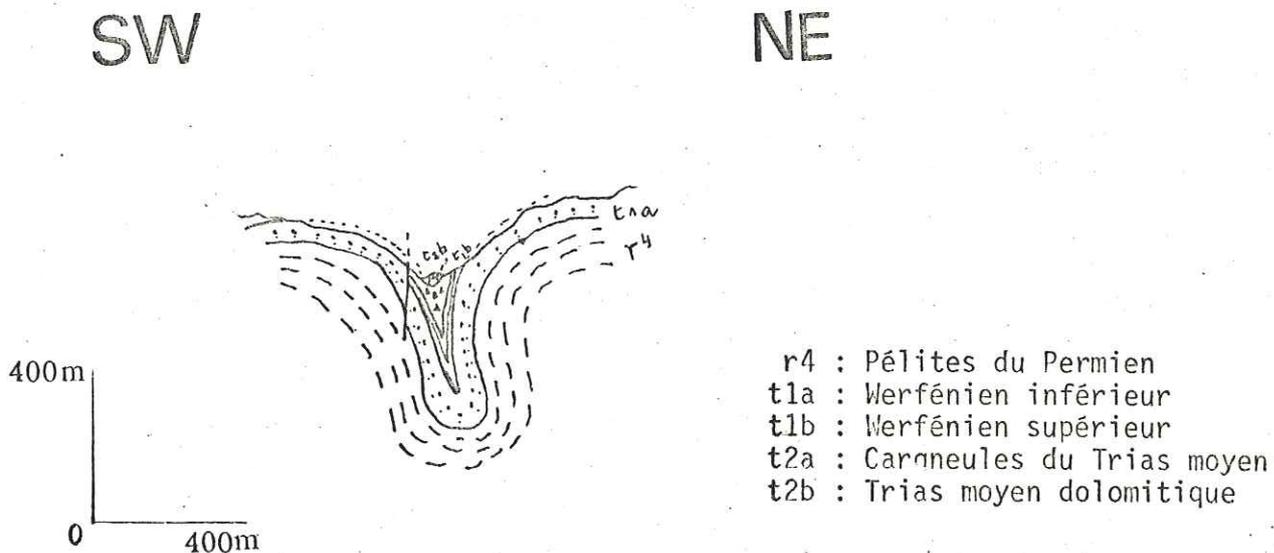


Fig. 22 - Synclinal pincé de Rimplas

c) Plis d'Axe N-S.

Des plis droits orthogonaux d'axe N-S déforment les structures N 120-140 de l'unité de la Tinée-Vionène.

En effet, le grand synclinal N 120 sur le versant droit de la Vionène est déformé par des plis décimétriques d'axe N-S - N20. Ainsi, au ravin de Cialancias on observe des plis droits N 10-20 qui déforment le synclinal de quartzites et à coeur de cargneules et lame de Muschelkalk. De même, au ravin de Nougeairasse, le synclinal du Werfénien N 120 est déformé par un pli décimétrique droit d'axe N 10.

De même à l'E de Roubion et suivant la Vionène, les plis ronds du Permo-Werfénien d'axe N 120 sont déformés par des plis décimétriques d'axe N-S légèrement déjetés vers l'W.

Conclusion : l'unité de la Tinée-Vionène est caractérisée par un style tectonique montrant une succession de plis droits ou légèrement déversés vers le Sud-Ouest à anticlinaux généralement ronds et synclinaux souvent pincés.

La direction de ces plis passe de N 120 dans la région de Saint Sauveur - Roure à N 140 au Nord de Roure.

Les plis d'axe N-S qui déforment ces structures sont dus à une phase tectonique postérieure à la genèse des plis d'axe N 120 et N 140.

2) LA SCHISTOSITE.

L'unité de la Tinée-Vionène est affectée par trois types de schistosité : la schistosité de flux, la schistosité de fracture, la schistosité de pli fracture. J'examinerai successivement chacun de ces types.

1°) La schistosité de flux.

L'unité de la Tinée-Vionène est affectée par une schistosité accusée et nette dans le Permien que je qualifierai de S1 mais pouvant être postérieure à une première phase de plissement sans schistosité de l'orogénèse alpine.

Cette schistosité S1 est de flux dans le Permien de l'unité de la Tinée-Vionène car à l'échelle macroscopique elle apparaît comme un feuilletage très dense, et surtout, au microscope, on voit une réorientation et une recristallisation de certains minéraux de chlorite, calcite, quartz parallèlement au plan des feuillets.

La schistosité de flux S1 est le repère principal dans les pélites du Permien car elle affecte la stratification jusqu'à la masquer.

Dans la région de Saint Sauveur sur Tinée, le clivage schisteux est bien développé dans les pélites permienues et présente une homogénéité apparente.

La schistosité de flux est de même plan axial N 120 que les petits plis droits ou légèrement déversés vers le Sud-Ouest qui affectent les pélites permienues aux environs de Saint Sauveur - Roure.

Le plongement de la schistosité de flux S1 est presque toujours vers le Nord-Est dans les pélites permienues du versant gauche de la Tinée et de la Vionène avec des valeurs comprises entre 50-80° et parfois même jusqu'à 90° au niveau de la localité de Saint Sauveur. (Fig. 23).

La direction du plan de cette schistosité de flux est N 110-120. Mais à Roure, la schistosité de flux S1 est bien déversée et tend à être horizontale. Elle est de direction N 120 NE 15°.

Cette schistosité de flux est assez bien développée dans les grès micacés et les grès conglomératiques et arkoses du Permien inférieur, au flanc N du synclinal permien déversé de Saint Sauveur.

Les galets contenus dans le conglomérat montrent un étirement, un allongement suivant le plan de schistosité. La forme prise par les galets matérialise le plan d'aplatissement qui correspond à la schistosité de flux S1. La schistosité de flux S1 dans les grès conglomératiques et grès micacés est de direction N 110-120 avec un plongement vers le Nord-Est de 50° à 80°.

Cependant, au niveau du synclinal pincé du Permien, sur la route de la Chapelle Sainte Anne, la schistosité de flux S1 de direction N 120 est très accusée dans les grès et arkoses.

L'observation microscopique des échantillons prélevés dans les grès schistosés au contact du socle montre des minéraux de recristallisation en chlorite, calcite, quartz, qui s'orientent suivant le plan de schistosité de flux comme la paragenèse rétro-morphique du socle. Au point coté X = 980,9; Y = 211,2 où les intercalations des pélites et grès du Permien sont encaissées dans les migmatites affectées par des microplis de type isoclinaux, on observe que la schistosité des migmatites du socle est en continuité avec celle des grès et pélites du Permien. La présence des minéraux de recristallisation en chlorite et l'orientation de ces minéraux suivant le plan de schistosité traduiraient que cette schistosité de flux est accompagnée d'un métamorphisme dont l'intensité est très faible (début de l'épizone).

L'effacement de plus en plus poussé de l'ancienne stratification dans les pélites permiennes que l'on ne peut plus reconnaître que par des détails de lithologie (niveaux verts), l'étirement des galets suivant le plan de schistosité, les déformations subies par les niveaux verts mimant les microplis semblables, l'orientation des minéraux de recristallisation suivant le plan de schistosité, caractérisent cette schistosité de flux dans le Permien.

2°) Schistosité de fracture.

Le Werfénien inférieur ne montre pas de schistosité de flux comparable à celle du Permien. Mais son faciès quartzitique en est probablement la cause. Cependant, on peut y observer un clivage de fracture à plans espacés, comparable à un diaclasage très serré, mais de direction analogue à la schistosité de flux S1 N 120 du Permien. C'est l'expression dans ce matériau particulier de la schistosité de flux S1 du Permien. Cette schistosité de fracture N 120 affecte aussi les lames de Muschelkalk pincées au coeur du synclinal permo-werfénien de la rive droite de la Vionène.

3°) Schistosité de pli-fracture S2.

La schistosité de flux S1 qui affecte les pélites permienes a été localement reprise par une schistosité de pli-fracture que je nommerai S2. Mais cette schistosité de pli-fracture est moins régulièrement répartie sur l'ensemble de l'unité de la Tinée-Vionène que la schistosité de flux S2.

En effet, au talus du chemin de Saint Sauveur à Roure, on observe un énergique plissement secondaire qui affecte les feuilletages des pélites permienes.

Les microplis d'ordre centimétrique montrent des flancs qui sont cisailés pour donner le plan de schistosité de pli-fracture S2. Ces microplis, de 2 à 5 cm de longueur d'onde, de type "knick" engendrent une crénelation des surfaces microplissées. La schistosité de pli-fracture S2 correspond aux plans axiaux de "micro-kink bands". La schistosité S2 est de direction N 120 de pendage 40 - 50° vers le N-E.

Au point coté X = 975,2; Y = 213, sur la route menant à Vignols, j'ai observé la schistosité de pli-fracture S2 qui a affecté les pélites werféniennes. Elle montre une direction N 140 de pendage 70° vers le N-E.

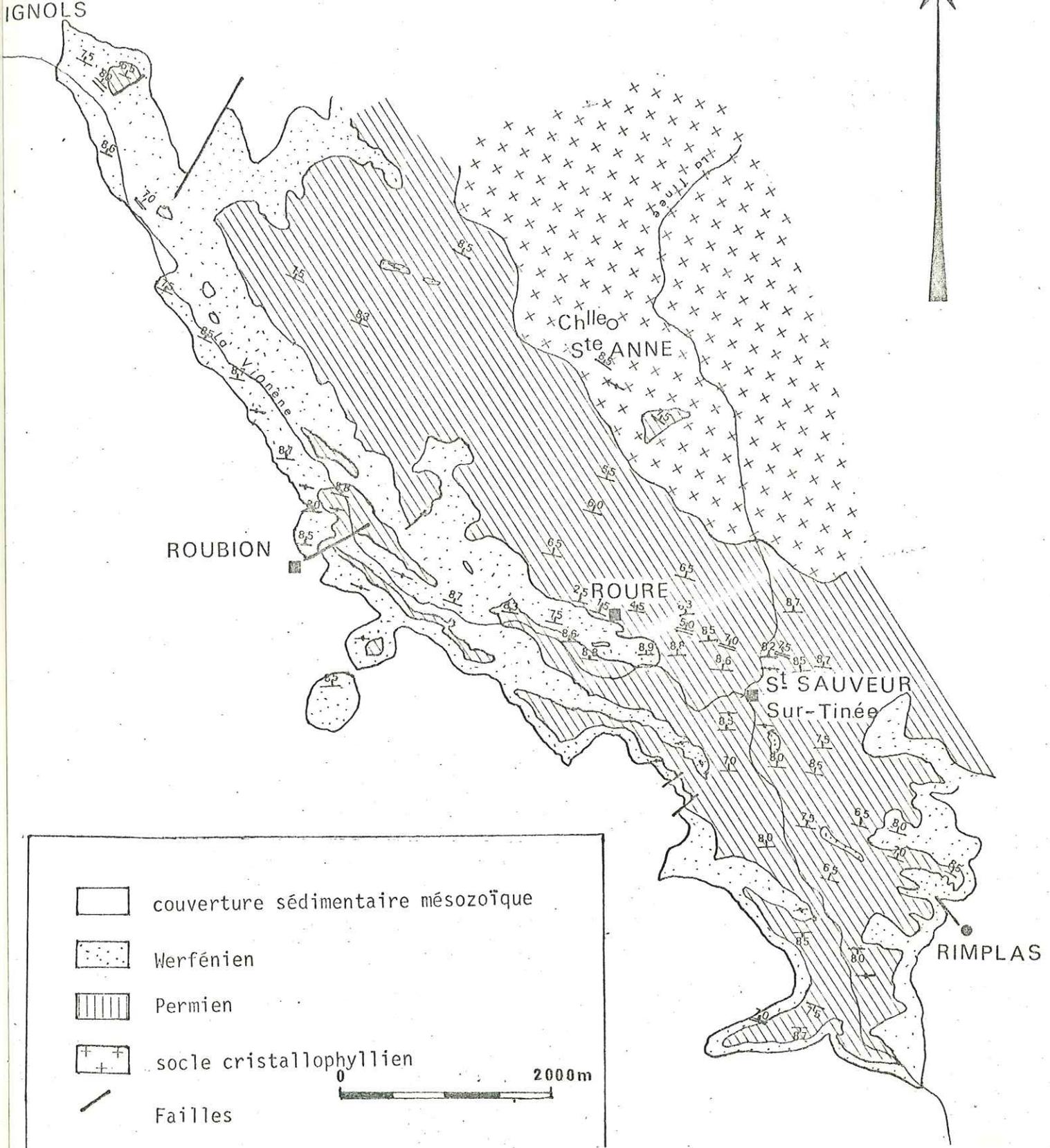
La schistosité de pli-fracture S2 se traduit à cet endroit par des ondulations plus ou moins importantes qui semblent subir une rotation autour de l'axe de schistosité S2.

Les plans de glissement entre les ondulations ainsi que leurs axes sont légèrement variables.

3) ALLONGEMENTS.

J'ai relevé certains objets structuraux témoignant d'un allongement. Il s'agit d'étirements de galets, de nodules carbonatés qui ont été déformés.

Fig. 23.- Carte de la schistosité.
 Unité de la Tinée-Vionène.
 - Schistosité S1 ✕
 - Schistosité S2 ✕



	couverture sédimentaire mésozoïque
	Werfénien
	Permien
	socle cristallophyllien
	Failles

0 ————— 2000m

Ces objets ne sont pas très nombreux. Ils sont surtout visibles dans la région de Saint Sauveur-sur-Tinée dans les grès et pélites du Permien.

- Galets étirés.

Les grès conglomératiques du Permien inférieur montrent au point coté X = 981,5 ; Y = 209,5, des galets allongés dont l'étirement est parallèle au plan de schistosité de flux S1. Ces galets étirés s'observent sur le flanc N du synclinal déversé de Saint Sauveur.

- Nodules carbonatés.

Dans les pélites permiennees, à la sortie de Saint Sauveur, sur la route de Saint Etienne au point coté X = 981 ; Y = 209, j'ai observé des nodules carbonatés qui ont été aplatis et allongés suivant le plan de schistosité de flux S1 et dont l'étirement reste parallèle à la linéation (b) qui correspond à l'intersection stratification - schistosité S1.

4) DIACLASES, FENTES D'EXTENSION.

1°) Les diaclases.

L'unité de la Tinée-Vionène possède un certain nombre de diaclases qui affectent tant le socle cristalloyllien que le tégument permo-verfé-nien. J'ai pu analyser quatre familles principales de diaclases.

- Famille NO-N30 pentée E ou W de 50 à 90°.

La famille est constituée de diaclases sèches dans les migmatites du socle et les pélites permiennees et de diaclases remplies de quartz dans les terrains plus durs : les grès et arkoses du Permien et quartzites triasiques. Le remplissage comprend surtout du quartz et plus rarement de la calcite.

Les diaclases N 0 à N 30 sont transversales ou obliques par rapport à la stratification et peuvent être verticales ou sub-verticales.

Cette famille de diaclases est assez nette et fréquente dans les pélites permienes de la région de Saint Sauveur-Roure.

- Famille N 40 - 50° pentée E ou W de 50 à 90°.

C'est une famille qui est sub-perpendiculaire à la linéation (b) correspondant à l'intersection du plan de schistosité de flux S1 avec le plan de stratification So dans les pélites permienes près de Saint Sauveur sur Tinée (X = 982 ; Y = 207,5).

Au Nord de Saint Sauveur sur Tinée, les pélites permienes, les grès micacés et les arkoses du Permien montrent jusqu'au contact avec le socle des diaclases N 40 - N 50 dont les surfaces montrent parfois des stries horizontales de même direction.

De même, les quartzites triasiques et les pélites werféniennes sont affectés sur les deux versants de la Vionène par la famille de diaclases N 40 - N 50 dont les surfaces montrent parfois des stries horizontales ce qui permet de penser que les quartzites triasiques et les pélites werféniennes sont affectées par un réseau de décrochements N 40 - 50 conjugués d'un réseau N 110 - 140.

- Famille N 60 - N 90 Sud-Est 20 à 70°.

La famille de diaclases N 60 - 90 est moins nette que les deux autres familles dans l'unité de la Tinée-Vionène. La famille est localisée au Nord de Roubion, en aval de Vignols, sur le versant gauche de la Vionène où elle affecte les quartzites et les pélites werféniennes.

La famille N 60 - 90 affecte le socle cristallophyllien aux environs de la Chapelle Sainte Anne (point coté X = 980,7 ; Y = 211,5) et peut évoluer en fentes d'extension.

- Famille 110 à N 140 Sud-Ouest 50 à 90°.

La quatrième famille est constituée de diaclases sèches qui évoluent en filonnets et fentes d'extension remplies de calcite. Elle est bien déve-

loppée dans les quartzites werféniens au Nord de Roubion, sur le chemin de Vignols (X = 917; Y = 210,1, où les diaclases de direction N 140 W 75° montrent un clivage de fracture très serré donnant ainsi une schistosité de fracture de même direction. La disposition de certains filons de calcite et de joints de stratification dans les pélites permienes du Nord au Sud de Saint Sauveur est liée aux diaclases, N 110 - N 140, verticales ou sub-verticales.

La famille de diaclases affecte les migmatites du socle cristallophyllien et on observe au point coté X = 980,8 ; Y = 211,5, que les diaclases de direction N 114 W 60° sont recoupées par les diaclases NS sub-verticales. Les diaclases N 0° sont postérieures aux diaclases N 115.

2°) Les fentes d'extension.

Les principales fentes d'extension que l'on observe dans l'unité de la Tinée-Vionène appartiennent aux quatre familles de diaclases.

- Famille d'extension N 0° - N 30.

La famille d'extension N 0° - N 30 est très peu développée dans l'unité de la Tinée-Vionène. Elle est surtout localisée dans les grès du Permien où les fentes d'extension N 10 - N 30 verticales sont remplies par des minéralisations de fer oligiste (point coté X : 981,2; Y = 210,13). Ces fentes indiqueraient un allongement perpendiculaire (N 90 - N 120).

Plus au Sud, sur le chemin muletier Saint Sauveur-Rimplas, au point coté X = 983,2; Y = 208,1, on observe dans les quartzites werféniens la famille de fentes en échelon, de direction N 20, subverticales.

- Famille d'extension N 40 - 50.

La famille d'extension N 40 - 50 est liée à la famille de diaclases de même direction. Cette famille d'extension est localisée dans les formations permienes le long de la bordure du socle cristallophyllien dans la région de Saint Sauveur-sur-Tinée. Ainsi, à la sortie du tunnel de "Notre Dame de Laghé" au Nord de Saint Sauveur-sur-Tinée, on observe quelques fentes d'ex-

tension en échelon de direction N 40, sub-verticales dans les grès micacés du Permien.

Les fentes indiqueraient un allongement perpendiculaire, de direction N 130 et un cisaillement potentiel; elles sont remplies de quartz.

La famille d'extension montre au même endroit (point coté X = 981,6 ; Y = 210) de grosses fentes sigmoïdales d'ordre décimétrique qui matérialisent un cisaillement de sens senestre confirmé par des stries sub-horizontales portées le long des fractures appartenant à la famille de diaclases N 40 - 50.

Il convient de noter que les fentes en échelon N 40 recoupent les fentes en échelon N 140 E 50°.

Quelques figures de glissement bancs sur bancs se traduisent par des fentes sigmoïdales N 40-50 et par des stries mécaniques sur les surfaces de stratification de bancs (X = 976,5 ; Y = 211,7).

- Famille d'extension N 60 - 90.

La famille d'extension N 60 est essentiellement localisée sur les versants de la Vionène. Elle est fréquente dans les pélites permienes et les quartzites du Werfénien.

- Famille d'extension N 110-140.

La famille d'extension N 110-140 présente des filonnets de quartz, des fentes d'extension en échelon et des fentes sigmoïdales, dans les migmatites, les formations permienes et werfénienes de l'unité de la Tinée-Vionène.

Dans le secteur de Berghin, au Nord de Saint Sauveur sur Tinée, les arkoses, les grès blancs du Permien inférieur montrent un réseau de fentes d'extension en échelon, N 120, sub-verticales, traduisant un cisaillement potentiel.

Au Sud, à l'entrée de la galerie de reconnaissance, à 500 mètres au Nord de Saint Sauveur, on observe dans les grès micacés au niveau du contact avec

les pélites permienes du synclinal déversé, des fentes sigmoïdales, de direction N 120, sub-horizontales.

Au niveau du dernier lacet de la route de Roure, les grès micacés montrent de grosses fentes sigmoïdales décimétriques N 120 - 140 recoupées par des fentes N 40 - 50.

Au Sud de Saint Sauveur sur Tinée, sur le chemin de Rimplas, les pélites permienes montrent de nombreuses fentes d'extension en échelon évoluant en fentes sigmoïdales de direction N 110 et de pendage 60° E.

Au Nord de Roubion, sur la route de Vignols (point coté X = 976,1 ; Y = 211,9) des fentes d'extension N 110 - 120 sont parallèles à la stratification. Ces fentes évoluent en fentes sigmoïdales N 120 - W 60° indiquant un glissement banc sur banc, matérialisé par les stries de mouvement que l'on observe sur la surface de stratification.

Ainsi, sur le versant droit de la Vionène, le long de la route Roubion-Vignols, on note pour la famille d'extension N 110-140 des figures de glissements bancs sur bancs se traduisant par des stries de mouvement et de fentes sigmoïdales.

Aussi, sur la rive gauche de la Vionène, le long de la route Saint Sauveur-Roubion, on observe pour la famille d'extension N 110-120 les mêmes figures de glissement et de mouvement des bancs de quartzites.

En résumé, on peut dire que l'unité de la Tinée-Vionène est affectée par quatre familles de diaclases et fentes d'extension de direction principales :

- N 0 - N 30
- N 40 - N 50
- N 60 - N 90
- N 110 - N 140

18 AOUT 2003

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 49 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Le jeu des diaclases et des fentes d'extension permet d'établir les chronologies relatives de ces réseaux et allant de la famille la plus récente à la plus ancienne : N 0 - N 30, N 40 - 50, N 110 - N 140, N 60 - N 90.

5) LES FAILLES.

L'unité de la Tinée-Vionène est essentiellement affectée par des failles de compression. En effet, des failles inverses de pendage variable affectent les formations cristallophylliennes, les grès et pélites du Permien, les quartzites et pélites du Werfénien. Ainsi, sur la route de la Chapelle Sainte Anne, les gneiss et les migmatites montrent des failles inverses N 110 - 140, de pendage allant de 40° à 70° vers le Nord.

De même, au niveau du synclinal permien N 140 déversé au NE sur la route de la Chapelle Sainte Anne, le flanc W du synclinal vient en contact anormal avec les migmatites du socle formant la voûte anticlinale. Ce flanc W du synclinal est en effet affecté par une faille inverse de direction N 140 et de pendage 40° vers le Nord. Des stries portées sur la voûte anticlinale traduisent un cisaillement né d'une compression vers le Sud. La faille inverse est accompagnée d'une intense mylonitisation du Permien inférieur sur le flanc W du synclinal pincé.

Au pied de la crête de Ciastel, le flanc inverse de l'anticlinal de Permien, axé N 130, est affecté par une faille inverse pentée 60° de direction N 120 amenant en contact anormal les grès et les pélites du Permien.

B) - L'UNITE DU CIANS.

L'unité du Cians se développe entre le Moulin de Beuil et le vallon de Roubion où une faille conforme sub-verticale la sépare de la couverture sédimentaire.

L'unité du Cians constitue la bordure orientale du dôme de Barrot. Elle est formée de pélites permiennes surmontées de quartzites et pélites werféniens.

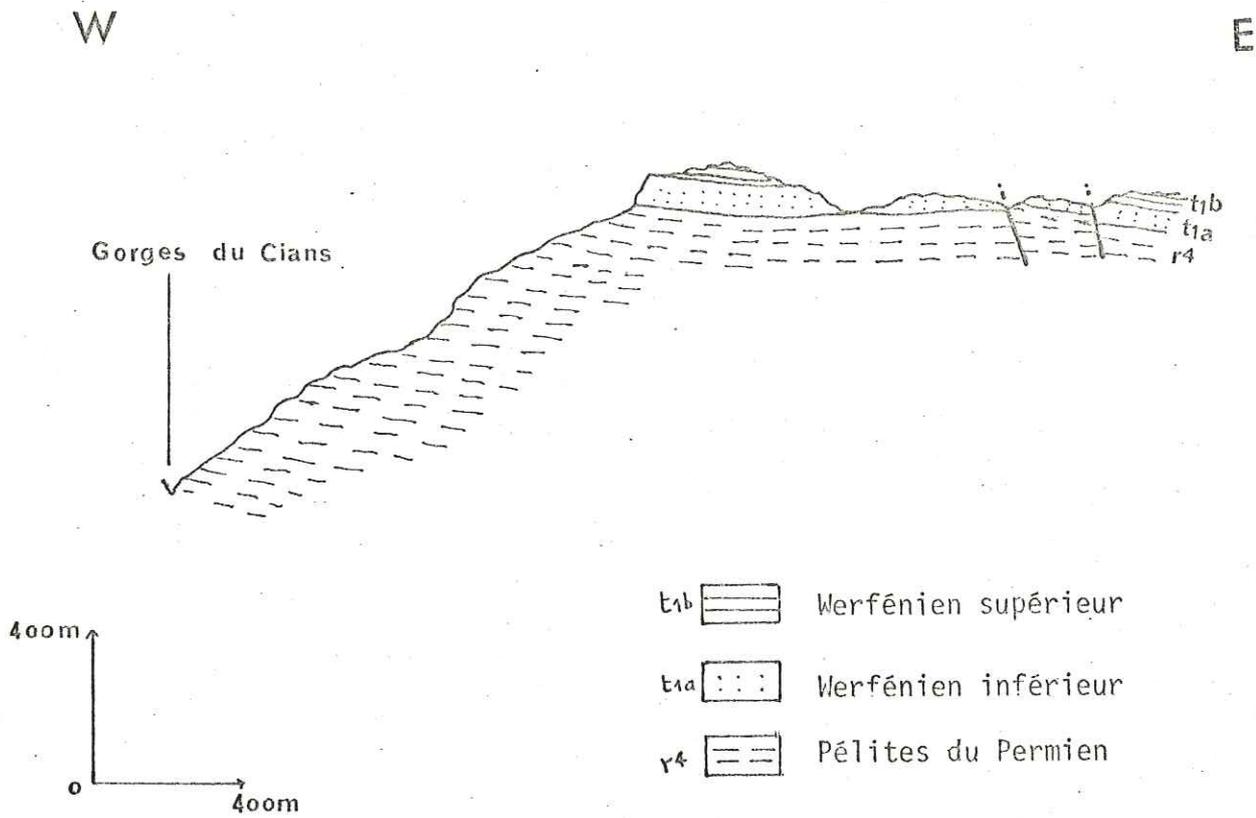


Fig. 24.- Coupe E-W dans l'unité du Cians

Description.

D'apparence tranquille, l'unité du Cians est en fait assez complexe à cause de la présence de panneaux permo-werfénien débités par un réseau d'accidents conjugués.

1) LES PLIS.

L'unité du Cians qui constitue le flanc E monoclinale du dôme permien du Barrot semble dépourvue de toute trace de plissement souple.

En effet, la série permo-werfénienne apparaît en une voûte monoclinale plongeant vers le Nord-Est de 15 à 20°.

La surface structurale de la série permo-werfénienne plonge au voisinage du Moulin de Beuil, à sa traversée du Cians en s'abaissant depuis l'altitude 1750 m à une altitude de 1250 m avec un pendage de 15° E.

Une coupe perpendiculaire aux gorges du Cians permet de voir que la série permo-werfénienne est formée de panneaux séparés par des failles qui ont déterminé la surimposition du réseau hydrographique. Ces panneaux ne montrent aucun signe de plissement souple.

2) LA SCHISTOSITE.

Les pélites permiennes de l'unité du Cians sont affectées par une schistosité fruste de fracture née du diaclasage net qui caractérise le style cassant dominant. En suivant le sentier qui va du Moulin de Beuil à la Tête des Caires, on observe une schistosité fruste de fracture de direction N 140 sub-verticale.

3) LES DIACLASES.

Le socle permo-werfénien qui constitue l'unité du Cians est affecté par quatre familles de diaclases déjà observées dans l'unité de la Tinée-Vionène.

- Famille N 0 - N 20°.

La famille N 0 - N 20° est constituée par des diaclases sèches qui se trouvent assez développées dans les pélites permienes et les quartzites du Werfénien aux environs du Moulin de Beuil.

Au Sud du Moulin de Beuil, sur la route du Cians, le plan de diaclasage N 0 - N 20 est déformé en surface courbe.

- Famille N 40 - N 50.

Cette famille est formée de diaclases sèches et constitue la famille dominante dans toute l'unité du Cians.

La fréquence de cette famille a tendance à donner naissance à une schistosité fruste de fracture.

La famille N 40 - 50 très nette dans les pélites permienes recoupe la famille N 110 - 140. La famille N 40 - 50 est postérieure à la famille N 110 - 140.

- Famille N 60 - 90°.

Cette famille est fréquente dans toute l'unité du Cians depuis le Moulin de Beuil jusqu'au vallon de Roubi. Elle présente des diaclases sèches qui caractérisent un style cassant et donnent une schistosité fruste de fracture. Les diaclases N 120 - 140 sub-verticales sont recoupées par les diaclases N 40-50 E 80°.

A l'altitude 1320 m (point coté X = 972,3 ; Y = 206,2) sur le sentier du Moulin de Beuil - Tête des Caires, on observe que les diaclases N 120 verticales sont recoupées par les diaclases N 140 E 80. L'intersection de deux systèmes de diaclases avec la surface de stratification So débite les pélites permienes en "bâtonnets" ou en "frites".

En résumé, l'unité du Cians est affectée par quatre familles de diaclases de directions principales :

N 0	-	N 20
N 40	-	N 50
N 60	-	N 90
N 120	-	N 140

La famille N 40 - 50 est postérieure à la famille N 120 - 140 qu'elle recoupe. Ces deux familles sont plus fréquentes que les deux autres familles N 0 - N 20 et N 60 - 90.

4) LES FAILLES.

L'unité du Cians est affectée par de nombreuses failles de directions principales N 40 - 50 et N 120 - 140. La faille de Girent de direction N 40 se situant à la bordure sud de l'unité met en contact anormal le Permo-Werfénien avec la couverture sédimentaire.

La faille de pendage sub-vertical au Nord-Est de Girent plonge dans le vallon de Roubi à moins de 900 m et se transforme en flexure amortie seulement au SE des Cluots, vers 1700 m, avec une direction N 5° et serait née par extension. L'amplitude du rejet de cette faille conforme est de 800 m environ. Au Sud, suivant le vallon de Roubi, une autre faille parallèle et conforme met en contact les pélites permienes avec les calcaires du Muschelkelk.

Au versant S des Cluots, on observe un groupe de petites failles parallèles à la faille de Girent vers laquelle elles déterminent des gradins abaissés, donc conformes par rapport à la structure d'ensemble du dôme. Ensuite, à l'W, un ensemble de panneaux permo-werfénien sont déterminés par la conjugaison des accidents N 40 et N 120 - 140. Ainsi, au Sud-Ouest, un large panneau de Permien est très disloqué à fort pendage S 50° à la rive droite aval du vallon de l'Escoulière, par une faille N 40 - 50.

Le panneau est limité au Nord de la cime de Tournet en amont du vallon de Roubi par une faille N 140. Les panneaux permo-werfénien au Sud des Cluots montrent des petites failles inverses N 120 - 140 qui, de pendage

N 40 - 60° vers le Nord, remontent un coin de Permien dans les quartzites.

Au Nord, en face du Moulin de Beuil, sur la rive droite du Cians, j'ai observé la faille décrochante déjà indiquée par P. BORDET (1950) mais mise en doute par J. VERNET (1958) qui disait que "P. BORDET a cartographié une faille de décrochement au Moulin de Beuil alors qu'il n'y a aucune preuve de décrochement dans le Permo-Werfénien".

En effet, j'ai observé au niveau des quartzites werféniens, le long de la route (point coté X = 971,9 ; Y = 207) une surface de mouvement de direction N 30 - 40° à stries mécaniques horizontales matérialisant un décrochement.

A 20 mètres plus au Nord, j'ai observé sur la même surface de mouvement des stries verticales qui recouper les stries horizontales.

La faille de Moulin de Beuil a donc joué en décrochement senestre N 40° avec un rejet de 300 mètres environ : elle aurait été reprise ensuite en mouvement vertical.

En conclusion, l'unité du Cians est affectée par deux familles de cassures majeures N 30 - 50 et N 120 - 140 qui se conjuguent et limitent ainsi des panneaux permien et permo-werfénien.

Cependant, deux familles secondaires de failles N 0 et N 90° existent mais sont moins nettes. Il convient de souligner l'absence de schistosité bien exprimée ainsi que l'absence de plis impliquant le Permien et le Werfénien.

C) - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE DECOLLEE.

Introduction.

Des travaux de mes prédécesseurs, il ressort que la structure de la région est régie dans ses grandes lignes par le décollement de la couverture mésozoïque et tertiaire par rapport au substratum formé par les terrains cristallophylliens et permo-werfénien.

La couverture sédimentaire glissée est formée de deux ensembles superposés, tectoniquement indépendants :

1°) Le Muschelkalk, décollé de son substratum permo-werfénien, est plissé en plis généralement couchés.

2°) La couverture jurassique et crétacée est en revanche sensiblement tabulaire au Nord, tandis qu'au Sud, elle est repliée en plis déversés.

Mes observations sur le terrain me conduisent à adopter cette notion déjà acquise du glissement de la couverture qui peut être considérée comme une nappe de glissement.

Aussi, me contenterai-je de décrire dans ce chapitre, l'allure structurale du Muschelkalk et de la couverture jurassique-crétacée en analysant les divers objets structuraux : plis, schistosité, diaclases, fentes d'extension, failles.

1) LES PLIS.

a) Bordure sud-ouest de l'Argentera.

L'examen des coupes séries 1 - 2 - 3 de la Fig. 12 montre le Muschelkalk replié sur lui-même en grands plis couchés vers le Sud-Ouest et aussi affecté d'un grand pli d'axe N-S (coupe 1).

- Plis couchés N 140.

En effet, sur le versant gauche de la vallée de la Vionène, au Sud-Est de Vignols, on observe le Muschelkalk qui repose sur la série permo-werfénienne de l'unité de la Tinée-Vionène et est affecté de plis couchés. Le Muschelkalk ployé en plis couchés est donc décollé de son substratum permo-werfénien et surmonterait la série permo-werfénienne de l'unité Tinée-Vionène par un contact anormal

La coupe 1 de la Fig. 12 montre les masses du Muschelkalk ployées en plis couchés en "S" : plis du Mont Longon. Ces plis couchés sont de direction axiale N 140 sur la coupe 2 de la Fig. 12. L'on observe un lambeau de la série jurassique, tout à fait tranquille, reposant sur les cargneules monogéniques aux environs du Mont Longon et sur les cargneules polygéniques qui surmontent les masses du Muschelkalk.

Au Nord de Roubion, et à la Tête de Falcon, le Muschelkalk est affecté par un synclinal couché de direction axiale N 140 et montrant à son coeur une pincée de cargneules monogéniques.

- Plis d'axe N.S.

- sur les coupes 3 et 4 (Fig. 12) le lambeau de couverture jurassique est affecté par un repli synclinal droit d'axe N S;

- sur la rive droite de la Vionène, la couverture sédimentaire est affectée par des plis droits d'axe N-S - N 20. Ainsi, au niveau du ravin de Cialancias, la couverture sédimentaire montre des plis d'axe N 20 qui affecte aussi la série permo-werfénienne de l'unité de la Tinée-Vionène à cet endroit. De même, suivant le ravin de Nougearasse et la crête de Vuols, la couverture sédimentaire est affectée par ces plis d'axe N 10.

b) Bordure E du dôme de Barrot.

La couverture sédimentaire comprise entre l'unité du Cians en bordure E du dôme de Barrot et l'unité de la Tinée-Vionène montre le Muschelkalk plissé généralement en plis couchés et affecté avec la couverture jurassique et crétacée par les plis droits d'axe N-S.

- Plis couchés N 140.

D'une boutonnière d'érosion entaillée dans cette couverture, on observe au Nord de Pierlas, suivant le vallon de Villette, des plis du Muschelkalk couchés vers le Sud.

En effet, au Nord du vallon de Chabaneloun apparaît un grand anticlinal couché de Muschelkalk d'axe N 130. Le versant E du vallon de Villette en présente une section sensiblement perpendiculaire à l'axe tandis que le versant Ouest montre une section oblique bien disséquée par l'érosion en dessous des cabanes de Rane. Sous cet anticlinal couché apparaît un synclinal couché à charnière aplatie au niveau des granges de Chabaneloun. La direction axiale de ce pli est N 130.

A l'Est du Cians, le Muschelkalk est affecté d'un anticlinal couché à plan axial sub-horizontale et de direction N 150 à la Tête de Pérail. A cet anticlinal fait suite vers l'W, un synclinal laminé à coeur de cargneules monogéniques mais dont la charnière est complètement rebroussée vers l'ENE déterminant ainsi un "pli en retour".

- Plis droits d'axe N-S.

La couverture sédimentaire de la bordure E du dôme de Barrot est affectée par des plis droits d'axe N-S - N 20.

En effet, l'examen des coupes sériées 2 -3 (Fig. ²⁵25) montre un grand pli anticlinal droit d'axe N - S à coeur du Muschelkalk, selon la direction du vallon de la Villette. Ce pli déforme au Sud la couverture jurassico-crétacée en grande voûte anticlinale de même direction. En suivant le vallon de Vairon, le Muschelkalk montre également un pli droit décimétrique d'axe N 30 - 40 et la couverture sédimentaire jurassique est impliquée en ondulation dans ce pli.

Au Sud, suivant la crête de Lieuche la couverture jurassique-crétacée est affectée par des ondulations qui sont des plis droits d'axe N 170 - N-S

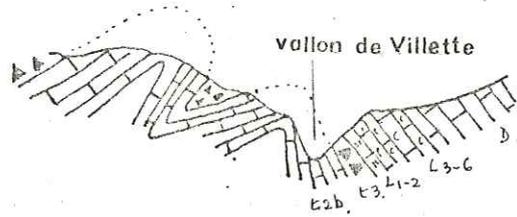
En résumé, la couverture sédimentaire située entre l'unité de la Tinée-Vionène et l'unité du Cians est caractérisée par l'allure structurale du Muschelkalk ployé généralement en plis couchés et l'allure presque tabulaire ou ondulée de la série jurassico-crétacée qui surmonte le Trias moyen.

Cependant, les plis droits d'axe N-S affectent cette couverture mésozoïque.

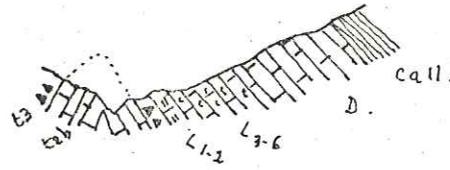
W

E

①



②



③

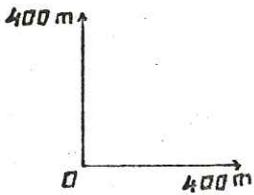
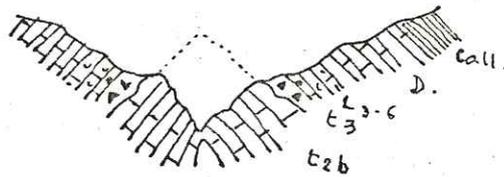
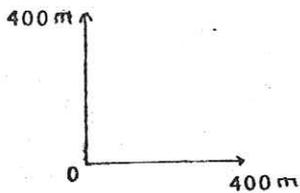
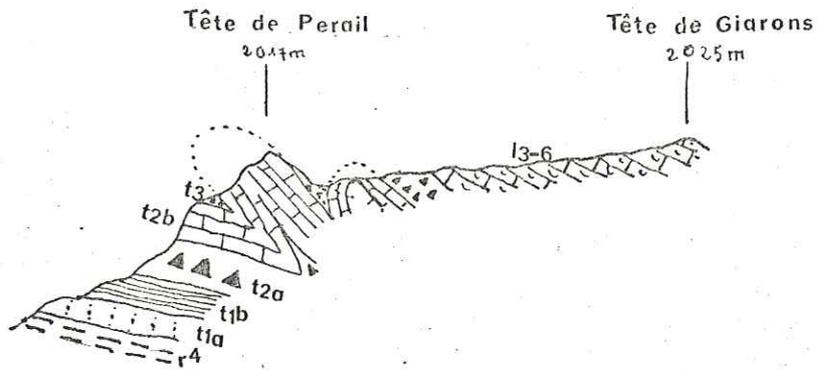


Fig. 25.- Coupe E-W le long du vallon de Vilette.

- call. : Callovo-oxfordien
- D : Dogger
- L3-6 : Lias moyen et supérieur
- L1-2 : Rhétien-Hettandien
- t3 : Trias supérieur
- t2b : Trias moyen dolomitique

W

E



- l3-6  Lias moyen et supérieur
- t3  Trias supérieur
- t2b  Trias moyen dolomitique (Muschelkalk)
- t2a  Cargneules du Trias moyen
- t1b  Werfénien supérieur
- t1a  Werfénien inférieur
- r4  Pélites du Permien

Fig. 26.- Coupe W-E de la Tête de Pérail à la Tête de Giarons

2) LA SCHISTOSITE.

La couverture sédimentaire glissée montre des termes lithologiques variés : de ce fait, elle possède des schistosités de natures variables.

Les calcaires durs compétents du Trias moyen et Lias ne montrent pas de clivage schisteux mais une schistosité fruste sub-parallèle à la stratification apparaît dans les niveaux argileux et argilo-calcaires.

Le Dogger est formé de bancs calcaires à schistosité fruste parallèle à la stratification et de marno-calcaires qui montrent un clivage schisteux parallèle aussi à la stratification.

Les marnes callovo-oxfordiennes sont affectées dans toute la région d'une schistosité parallèle à So.

Les calcaires du Jurassique supérieur ne montrent pas de clivage schisteux alors que les marno-calcaires du Crétacé inférieur présentent une schistosité parallèle à So.

Cette schistosité fruste sub-parallèle à la stratification pourrait être liée à un écrasement né d'une pression lithostatique.

La schistosité sub-parallèle à la stratification ainsi que la schistosité de fracture ne montrent au microscope aucune recristallisation. Cependant, il me paraît utile de signaler la présence d'une schistosité de fracture que l'on observe dans les marno-calcaires du Dogger dans le vallon de la Fraschette et le long de la crête de Tavagnière. Cette schistosité de fracture nette est de plan axial N 90 pentée vers le N de 70°. Elle est liée au réseau de diaclasage N 90 ayant le même pendage à cet endroit.

3) DIACLASES, FENTES D'EXTENSION, FAILLES

La couverture sédimentaire est affectée par les quatre familles de diaclases que j'ai observées dans l'unité de la Tinée-Vionène et dans l'unité du Cians :

N 0 - N 30

N 40 - 50

N 60 - 90

120 - 140

Ces diaclases sont identiques à celles qui affectent le socle.

Dans les calcaires du Muschelkalk du vallon de la Villette, les familles de diaclases N 40 - 50 et N 110 - 140 montrent des fentes d'extension en échelon évoluant en fentes sigmoïdales traduisant deux cisaillements potentiels conjugués. Sur le versant gauche de ce vallon au point coté (X = 976,7; Y = 204,1) j'ai observé des fentes d'extension N 40 - 50 qui recoupent les fentes N 120-140. La famille N 40 - 50 est postérieure à la famille N 120-140. Les familles N 0 - N 20 et N 40 - 50 sont présentes et assez denses dans la couverture jurassique. Dans les calcaires du Lias, sur le versant droit du vallon de Concias, la famille de diaclases N 40 - 50 montre des fentes d'extension en échelon remplies de calcite.

Cette famille de diaclases N 40 - 50 donne naissance à une schistosité de fracture de même direction dans les calcaires et marno-calcaires du Dogger au Col de la Couillole.

Les familles de diaclases N 60 - 90 et N 120 - 140 sont denses dans la couverture jurassique.

Au niveau des granges du Creuset, les calcaires du Lias montrent des fentes de tension N 80 recoupant perpendiculairement les fentes d'extension N 150.

La famille de tension N 80 est postérieure à la famille d'extension N 150.

Dans le vallon de Concias au point coté (X = 973,9 ; Y = 211,7) le Dogger est nettement diaclasé et l'on y observe deux générations de diaclases N 130 - 150. Cette famille de diaclases donne une schistosité de fracture bien nette.

La surface de schistosité de fracture porte souvent un enduit de calcite et des stries horizontales et verticales qui traduisent des cisaillements.

En résumé, la couverture sédimentaire est affectée par quatre familles de diaclases de directions principales :

N 0 - N 20
N 40 - N 50
N 60 - N 90
N 120 - N 140

Ces familles de diaclases peuvent évoluer en schistosité de fracture et fentes d'extension.

LES FAILLES.

La couverture sédimentaire est relativement peu faillée. Au Nord-Ouest du Lauvet d'Ilonse, on observe deux failles conformes N 40 limitant à la Pointe de Franche l'affleurement de marnes callovo-oxfordiennes qui viennent en contact par ces failles avec les calcaires du Dogger.

Au Sud-Est du Lauvet d'Ilonse, une faille normale N 50 affecte la couverture jurassique et met en contact les calcaires du Tithonique avec des lambeaux de Crétacé inférieur.

Ces failles conformes N 40 - 50 sont liées à la famille d'extension N 40 - 50.

Une faille de direction N-S affecte du col de la Sinna au col des Fourches les marno-calcaires du Crétacé inférieur.

Ainsi, la couverture sédimentaire jurassique crétacée est d'allure tranquille, très peu faillée dans ce secteur.

D) - L'UNITE DU MOUNIER.

Je n'ai pu qu'aborder l'analyse de cette unité qui se développe à l'ouest de mon secteur d'étude. Elle est constituée par une série sédimentaire comprenant les différents termes de Mésozoïque avec, en particulier, un Lias schisteux puissant, auquel fait suite un Jurassique moyen comprenant un Dogger formé de calcaires argileux noduleux surmonté par le Callovo-Oxfordien marno-schisteux. Le Tithonique constitue la barre du Demant et montre le développement de "pseudo-brèches" caractéristiques des paléopentes. C'est le Crétacé inférieur schisteux qui couronne la série dans ce secteur.

Cette unité est caractérisée par un contact anormal jalonné par le lambeau de Permo-Werfénien du vallon de Courdeil et par le développement de plis couchés N 140 déversés vers le Sud tel que le pli couché d'Ars Haut (Fig. 27). Le contact anormal qui jalonne la base de cette unité se poursuit vers le NW dans le vallon de Combe Maure. Elle vient reposer sur la couverture d'ailleurs peu déformée du flanc nord du dôme de Barrot.

SW

NE

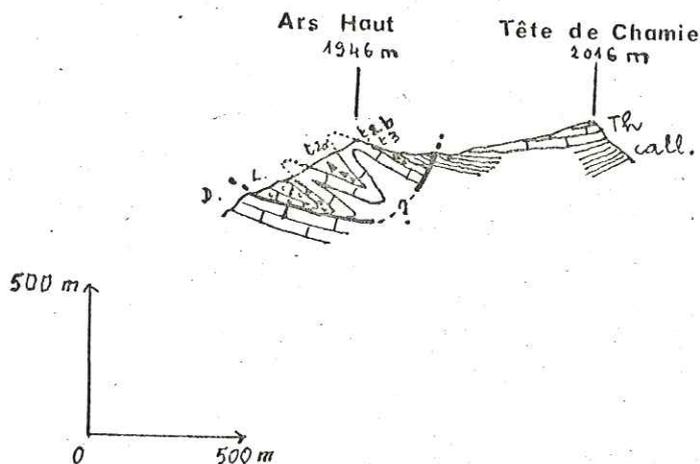


Fig. 27.- Coupe SW-NE de l'Ars Haut à la Tête de Chamie.

- Th : Tithonique
- call.: Callovo-Oxfordien
- D : Dogger
- L : Lias
- t3 : Trias supérieur
- t2b : Trias moyen dolomitique

E) CONCLUSIONS A L'ETUDE STRUCTURALE.

Il ressort de l'étude descriptive des différentes unités que la structure actuelle de la région résulte de la superposition de déformations d'âges et de styles différents. Les directions structurales sont :

- des plis droits ou déversés au Sud d'axe 120-140 synschisteux. Ces plis dans l'unité de la Tinée-Vionène sont accompagnés de microplis synschisteux dans le Socle et le Permien;

- des plis couchés nettement exprimés dans le Muschelkalk d'axe N 140,

- des plis d'axe N-S de la couverture mésozoïque et du socle permowarfénien,

- quatre familles de diaclases de directions principales :

N 0	-	N 20
N 40	-	50
N 60	-	90
N 120	-	140

- des contacts anormaux délimitant les différentes unités,

- un réseau de failles inverses dans l'unité de la Tinée-Vionène,

- des failles normales rectilignes.

La structure actuelle de la région qui est à rapporter à la tectonique alpine met en évidence :

- 1°) Le plissement intense du Permien et du Trias inférieur de l'unité de la Tinée-Vionène qui s'oppose au style cassant que l'on constate plus à l'Ouest dans l'unité du Cians.

- 2°) L'indépendance tectonique de la couverture au-dessus du socle avec en particulier le développement des plis couchés nettement caractérisés au niveau du Trias moyen et dans les suprastructures (Unité de Mounier).

ESSAI D'INTERPRETATION TECTONIQUE. RAPPORTS SOCLE-COUVERTURE.

A) - INTERPRETATION DE CERTAINES STRUCTURES OBSERVEES.

Je vais essayer dans un premier stade de donner une interprétation de la mise en place de certaines structures particulières, importantes pour la compréhension de la synthèse tectonique envisagée ultérieurement.

- 1) Présence de deux ensembles superposés tectoniquement indépendants au Sud-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour : plis couchés N 140 dans la couverture et plis synschisteux N 120 dans le socle-tégument.

On peut penser que la mise en place de ce dispositif S' est faite en deux épisodes :

a) plissement harmonique du socle et tégument formé du Permien et du Trias inférieur mais n'affectant pas la couverture jurassique, la base de la série dolomitique du Muschelkalk se trouve prise dans les synclinaux;

b) cisaillement de la série dolomitique au niveau des sommets anticlinaux du Trias siliceux par exagération de l'effort tangentiel ; elle glisse en avant sur les cargneules monogéniques et ses plis se déversent jusqu'à l'horizontale.

Les plis couchés N 140 affectant la série dolomitique peuvent impliquer la série mésozoïque (Unité de Mounier).

Ces faits s'expliquent par l'existence de deux niveaux plastiques : cargneules monogéniques à la base de la série dolomitique et Keuper au sommet. Ces niveaux plastiques ont joué le rôle de lubrifiant dans les mouvements différentiels.

Le premier stade impliquant des plis synschisteux N 120 dans le socle-tégument pourrait donner une schistosité N 120 dans la couverture sédimentaire sus-jacente (les lames de Muschelkalk impliquées dans les synclinaux

de ces plis synschisteux montrent une schistosité N 120. Dans cette hypothèse, la couverture sédimentaire affectée par la schistosité N 120 serait décollée et se trouverait quelque part au Sud car dans la région, la schistosité N 120 n'affecte pas la série jurassico-crétacée.

Dans un autre cas, cette schistosité N 120 de plan axial des plis N 120 socle-tégument pourrait se traduire dans la couverture par un réseau de diaclases de même direction.

2) Signification de la schistosité de flux du Permien à la bordure sud-ouest de l'Argentera-Mercantour.

En bordure sud-ouest de l'Argentera-Mercantour, le Permien de l'unité de la Tinée-Vionène montre une schistosité de flux très nette alors que les pélites permienes du dôme de Barrot n'en montrent aucun indice.

L'observation de microplis de type synschisteux affectant les migmatites et les pélites permienes a montré que la schistosité du socle est en continuité avec celle du Permien qui est liée aux plis déversés dans lesquels le Trias est impliqué. De plus, le Permien schisteux montre des néogénèses minérales de chlorite, calcite et albite orientées suivant la schistosité comme la paragenèse rétromorphique du socle.

Il paraît ainsi bien établi que la schistosité de flux et la dernière rétromorphose du socle sont dues à la déformation alpine accompagnée d'un métamorphisme dont l'intensité est très faible (début de l'épizone).

La schistosité de flux serait née par un aplatissement dû aux compressions tangentielles. Elle se serait formée avant l'individualisation du dôme de Barrot. La localisation de la schistosité de flux à la bordure sud-ouest de l'Argentera suppose un raccourcissement du socle entre le massif de l'Argentera et le futur dôme de Barrot.

Un accident profond pouvait déjà limiter le massif de l'Argentera et le futur dôme de Barrot lors de la formation de cette schistosité de flux.

3) Les failles inverses dans le socle et le tégument permo-werfénien à la bordure sud-ouest de l'Argentera-Mercantour.

Ces failles inverses sont des failles de compression qui contribueraient en grande partie au raccourcissement du socle à l'échelle du massif et de sa bordure.

Au niveau du socle et du tégument, on rencontre des failles inverses nettes et des plis couchés à flanc inverse faillé bien développé. Ces failles inverses ont donné naissance à des écaillés de socle.

B) - EVOLUTION TECTONIQUE.

L'histoire de la mise en place du dispositif structural de la région située à la bordure sud-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour et à la bordure E du dôme de Barrot est inscrite dans la superposition de différentes phases tectoniques.

L'ensemble des observations effectuées permet d'individualiser différentes phases de déformations de la plus récente à la plus ancienne :

- 1) Bombement et surélévation
- 2) Plis N 0 - N 20
- 3) Plis à N 120 synschisteux.

1°) Phase tardive responsable du bombement.

Dans les limites du secteur étudié, un certain nombre d'observations me conduisent à envisager l'existence d'une phase tardive responsable du bombement du dôme de Barrot et de la surélévation de la bordure S-W de l'Argentera.

a) Les observations.

- Déformations des surfaces de diaclasage .

L'analyse de la surface de diaclasage N 0 - N 20 et N 40 - 50 sur le flanc E du dôme de Barrot a révélé des pendages oscillant entre des valeurs subhorizontales et des valeurs subverticales. Les plans de diaclasage N 0 - N 20 et N 40 - 50 sont déformés en surface courbe.

- Le réseau de failles.

Un réseau de failles sub-méridiennes N 0 - N 20 (faille du Moulin de Beuil, faille de Girent, affecte l'ensemble de la bordure E du dôme de Barrot, la couverture sédimentaire et la bordure sud-ouest du massif de l'Argentera. Ce sont des failles verticales de détente. Ces failles tronquent les structures et ne sont pas déformées. Je suis tenté de les attribuer à une structuration récente de la région, postérieure à toutes les phases tectoniques souples.

- Le réseau hydrographique.

Le réseau hydrographique local s'est implanté suivant deux directions privilégiées :

- une direction N - S - N 20
- une direction N 120

Les torrents, les cours-d'eau empruntent donc les grandes directions structurales issues des phases génératrices des plis. Ainsi, le Cians coule suivant une direction NS et tranche-le dôme de Barrot sans grande déviation. Il recoupe aussi à l'aval suivant la même direction N-S les diverses "cuestas" de la couverture sans en être affecté.

A l'Ouest de Girent, le grand panneau de pelites formant un replat à la Tête des Cairés (1629 m) est tronqué par le Cians (altitude 922 m) déterminant ainsi de profondes gorges (environ 500 m de profondeur).

Un tel surcreusement 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 plis, s'est surimposé aux nouveaux reliefs issus d'une phase de déformation plus récente.

b) Interprétation.

Les observations réalisées dans l'ensemble de la région conduisent à admettre l'existence de mouvements tectoniques récents.

Ainsi, la faille de Girent conforme, sub-verticale et non déformée, de même la faille verticale du Moulin de Beuil en bordure du dôme de Barrot marqueraient une structuration récente du dôme.

La déformation en surface courbe des diaclases N-S N 20 dans les pélites rouges du Cians serait liée au bombement du dôme de Barrot.

Au Sud du dôme de Barrot, les poudingues pliocènes de l'ancien delta du Var sont déformés. A 20 km de la mer, ils se trouvent ainsi portés à une altitude d'environ 1000 m (Col de l'Uesti).

En supposant que l'intumescence du socle Argentera-Barrot ait subi une déformation régionale de même type, un rabattement à l'horizontale du Pliocène du Var conduit à "descendre" le dôme de Barrot de 1000 mètres environ. Dans ces conditions, les déformations plio-quaternaires auraient eu comme conséquence une surélévation importante avec bombement du dôme de Barrot et du massif de l'Argentera, accompagnée d'une brusque reprise d'érosion. Cette reprise d'érosion permettrait d'expliquer les importants surcreusements déterminant les gorges du Cians.

2°) Phase plicative d'axe N.S. N.20.

Il s'agit d'une phase en compression génératrice des plis droits d'axe N-S - N 20. Cette phase de serrage tardif de direction E-W reprend les structures préexistantes.

Elle affecte l'unité de la Tinée-Vionène en déterminant des plis d'axe N-S - N 20. Elle pourrait être responsable de la schistosité de pli-fracture qui affecte les feuillets des pélites permienes de la région de Saint-Sauveur engendrant une crénulation des surfaces microplissées. Cette phase tectonique en compression affecte l'unité du Cians et serait responsable du décrochement senestre N 10 - 20 du Moulin de Beuil.

Elle affecte la couverture sédimentaire en donnant des plis d'axe N 10 - N 20. En bordure de l'Argentera-Mercantour sur la rive droite de la Vionène, les plis droits N-S - N 20 qui affectent le tégument permio-werfénien, impliquant aussi la couverture sédimentaire décollée qui surmonte le tégument (ravin de Cialancias, ravin de Nougairasse). Il s'agit, en somme, d'une phase tectonique en compression affectant l'ensemble de la couverture, du tégument et du socle.

Dans l'état actuel de mes recherches, je ne possède aucun argument permettant de dater avec précision cette phase de déformation.

Cependant, elle est postérieure à la genèse des plis synschisteux N 120 du socle-tégument qu'elle tronquent et à la mise en place de la couverture sédimentaire décollée.

Il s'agirait d'une phase au moins aquitaniennne mais probablement plus récente.

En effet, d'importants mouvements sont connus au Tortonien dans tout le domaine alpin, tant externe qu'interne. Dans ces conditions et sans autres critères, je suis tenté d'attribuer la genèse des plis d'axe N.S. N.20 à une phase du Miocène supérieur, peut-être tortonienne.

3°) Phase déterminant des plis synschisteux N 120 dans le socle-tégument et des plis couchés N 140 dans la couverture sédimentaire.

Le futur dôme de Barrot et le paléomassif de l'Argentera ne constituent vraisemblablement à l'époque qu'un seul et vaste substratum sur lequel repose la couverture sédimentaire. Ce substratum va subir une puissante compression

provoquant la déformation simultanée du tégument permo-werfénien et de la base de la série dolomitique en plis synschisteux N 120. Le serrage entre le futur dôme de Barrot et le paléomassif de l'Argentera donne naissance à la schistosité de flux dans le Permien de la bordure Sud-ouest du massif de l'Argentera et c'est ainsi qu'une partie du Permien schistosé serait enfouie sous la couverture sédimentaire actuelle entre le dôme de Barrot et le massif de l'Argentera.

La couverture sédimentaire reposerait alors sur le substratum, scellée par des plis synschisteux N 120 du socle-tégument. Le serrage entre le futur dôme de Barrot et le massif de l'Argentera s'accroissant, on aboutit au cisaillement de la série dolomitique au niveau des sommets anticlinaux du Trias siliceux par exagération de l'effort tangentiel. C'est à ce moment que commence à glisser la couverture sédimentaire et que se forment les plis couchés N 140 au niveau de cette couverture.

On aboutit ainsi à une substitution de couverture sédimentaire. Cette accentuation de la compression donne naissance aux failles inverses dans le socle et tégument schistosé de l'unité Tinée-Vionène.

Cette phase responsable des plis couchés N 140 dans la couverture et des plis synschisteux N 120 dans le socle-tégument est une phase de compressions tangentielles et de raccourcissement (entre le dôme de Barrot et le massif de l'Argentera); on peut penser que celle-ci est paroxysmale dans la région : il est difficile de la dater de façon précise dans le domaine étudié.

Aussi, la présence d'un "pli en retour" (synclinal de la Tête de Pérail) dans les plis couchés N 140 de la couverture sédimentaire pourrait être l'indice d'un type de structures connue dans toutes les Alpes occidentales, celui du "rétrocharriage" ou des "plis en retour". Ces déformations miocènes peuvent prendre naissance, dès l'Aquitanién ou postérieurement au Tortonien, période pendant laquelle le phénomène "des plis en retour" s'exagère dans le domaine alpin (D. HACCARD, Cl. GRANDJACQUET, Cl. LORENZ, 1972).

La genèse des plis synschisteux d'axe N 120 légèrement déversés vers le Sud-Ouest et affectant le socle et le tégument permio-werfénien correspondrait probablement à la tectonique aquitanienne majeure dont l'importance a été récemment soulignée dans tout le domaine méditerranéen par D. HACCARD, Cl. GRANDJACQUET et Cl. LORENZ (1972).

La phase responsable des plis couchés N 140 dans la couverture sédimentaire et des plis synschisteux N 120 dans le socle et tégument pourrait donc être aquitanienne.

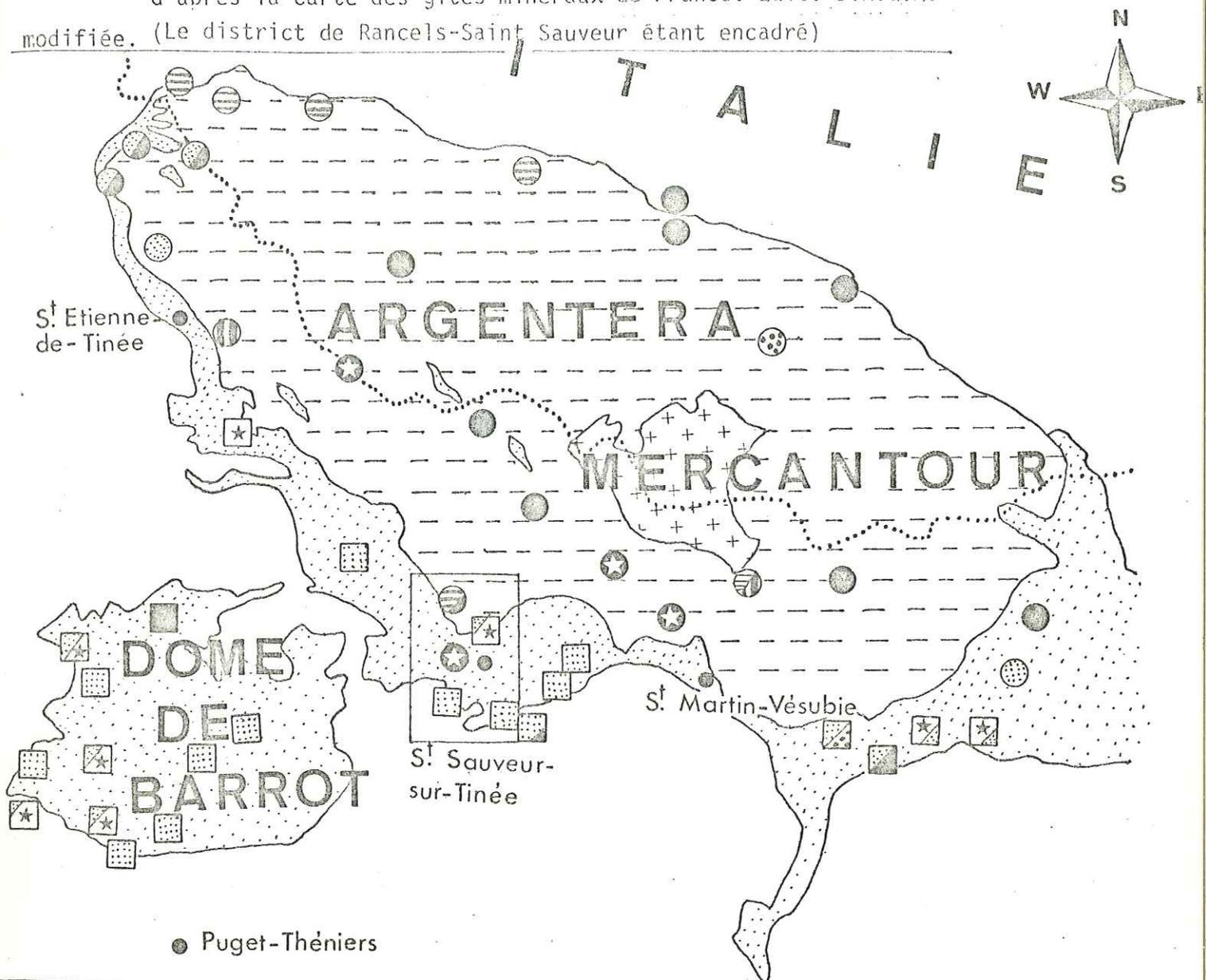
Dans l'hypothèse d'une même phase responsable des plis couchés N 140 dans la couverture sédimentaire et des plis synschisteux N 120 dans le socle et tégument, l'existence des plis N 140 qui affectent le socle et le tégument permio-werfénien dans l'unité de la Tinée-Vionène pourrait s'expliquer par la présence d'un butoir qui infléchisse le sens du déversement.

On pourrait cependant envisager différemment la succession de phénomènes décrits ci-dessus. Mises à part les phases de bombement et plissement à N 0 - N 20, on peut expliquer différemment la genèse de structures observées en introduisant une phase supplémentaire. On peut en effet envisager une phase de plis synschisteux à N 120 entraînant un développement d'une schistosité dans le Permien et la couverture puis une phase paroxysmale à N 140, phase au cours de laquelle la couverture sédimentaire actuelle, plissée en plis couchés, se serait substituée à la couverture vraie du massif Barrot-Argentera.

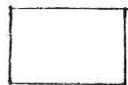
TROISIEME PARTIE

RELATIONS - MINERALISATIONS - STRUCTURE

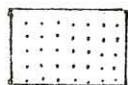
Fig. 28.- Carte des gîtes métallifères des Alpes-Maritimes d'après la carte des gîtes minéraux de France. Edit. D.R.G.M. modifiée. (Le district de Rancels-Saint Sauveur étant encadré)



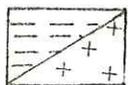
● Puget-Théniers



Couverture mésozoïque



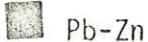
Permo-Trias



Socle cristallophyllien et granite de l'Argentera



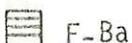
Cu



Pb-Zn



U



F-Ba

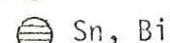


Fe

Gîtes



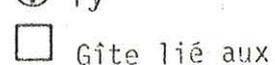
As



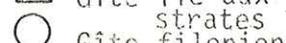
Sn, Bi



Py



Gîte lié aux strates



Gîte filonien

0 10 km

NICE

Introduction.

Les nombreux indices métallifères que j'ai observés dans mon secteur d'étude sont disséminés essentiellement à travers l'ensemble des formations permo-werfèniennes du tégument et des formations cristallophylliennes du socle.

Je me propose de rapporter dans ce chapitre les résultats de l'analyse structurale de l'environnement des principaux gîtes métallifères de la région de manière à dégager ensuite les relations.

DESCRIPTION DES MINERALISATIONS.

Les principales minéralisations du domaine étudié se situent à la bordure sud-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour.

Les gîtes Rancels-Saint Sauveur.

A proximité de Saint Sauveur sur Tinée, l'ancienne concession pour cuivre de Rancels regroupe différents affleurements cuprifères échelonnés sur une distance de 2 km depuis le pont de la route de Roubion sur la Tinée jusqu'à 1 km au Nord du village de Roure.

On rencontre aussi dans ce secteur plusieurs indices de fluorine, barytine et diverses minéralisations à plomb, zinc, et uranium ont été signalées par certains auteurs (R. PIERROT, P. PICOT, J. FERAUD, J. VERNET, 1974).

Au point coté X = 981,70 ; Y = 209,80 et à l'altitude t = 510 m à 500 m au Nord de Saint Sauveur, j'ai observé une minéralisation fissurale de cuivre de faible volume au contact tectonique des pélites rouges et grès violacés.

Une galerie permet de suivre le contact des deux formations. La minéralisation n'est visible qu'à l'entrée de la galerie. Elle est encaissée dans les grès violacés et montre de l'hématite en mouches et en filonnets N 110-140. La malachite s'observe en enduits et imprégnations diffuses. Le quartz qui constitue la gangue remplit les fentes de tension de direction N 85 et N 120 - 140.

On observe aussi une imprégnation de malachite suivant le plan de diaclasage N 40 et suivant le plan de stratification N 140.

Au niveau du premier lacet de la route de Roure (D 140) au point X = 981,11; Y = 210,40, j'ai observé dans les grès micacés des fentes de tension remplies de quartz recélant des minéralisations de chalcophyrite et de malachite abondante.

La malachite est en enduits et en imprégnations dans la gangue. Les fentes de tension et les filonnets de quartz qui montrent ces minéralisations ont une direction N 140 - E 70°.

20 m plus loin, au niveau de la plate-forme avec tranchée, les grès blancs du Permien inférieur montrent les fentes de tension remplies de quartz de direction N 150 E 45°. Ces fentes recèlent les mêmes minéralisations de chalcopyrite et de malachite.

Au niveau du dernier lacet de la route de Roure, au point coté X = 980,9 ; Y = 210,6, les minéralisations de malachite, chalcopyrite et pyrite sont contenues dans des fentes et de filonnets de direction N 125 W 85 - N 120 W 35 - N 45 et N 0°.

Ces fentes et filonnets sont encaissés dans les grès blancs du Permien.

La malachite se présente en enduits en imprégnations ; est aussi disséminée sur la surface de stratification de certains bancs.

Au point coté X = 980,30; Y = 210,87, les grès micacés du Permien inférieur montrent des fentes de tension remplies de quartz recélant les indices de malachite et chalcopryrite. Ces indices sont contenus dans les fentes en échelon N 150 E 75 et aussi dans les fentes sigmoïdes N 40.

La chalcopryrite se trouve en flammèches et en amas dans le quartz. La malachite est en enduits et aussi en croûtes.

Selon R. PIERROT, P. PICOT, J. VERNET (1974), on y trouve aussi de la vermiculite en jolies lamelles hexagonales verdâtres formant des amas dans le quartz.

Au point coté X = 980,5; Y = 209,8, au niveau du synclinal de quartzites werfénien de Roure, des lentilles de schistes verdâtres montrent des minéralisations de malachite sur la surface de stratification. Ces schistes verdâtres recèlent des indices uranifères.

Au point coté X = 981,35; Y = 210,37, les indices uranifères sont localisés principalement dans les grès blancs du Permien dans le ravin de Berghin.

Au point coté X = 981,3; Y = 210,5, ces mêmes grès blancs montrent au niveau d'une voûte anticlinale des filonnets et des fentes N 120 remplies de fer oligiste. Les filonnets ont une direction N 125 et sont parallèles aux diaclases de même direction et de surface remplie de fer oligiste.

En conclusion, les indices métallifères sont essentiellement situés dans le socle et le tégument permo-werfénien. La localisation de la minéralisation dans un niveau stratigraphique donné lui confère un caractère "lié aux strates"

Mais le caractère principal est que ces minéralisations sont "liées aux fentes et diaclases alpines".

ANALYSE STRUCTURALE DE L'ENVIRONNEMENT IMMEDIAT DES GITES

Il est remarquable de constater la localisation des minéralisations du district Saint Sauveur - Rancels dans une structure anticlinale déversée vers le Sud-Ouest et impliquant le socle cristallophyllien et le tégument permo-werfénien.

Les fentes remplies de minéralisations sont essentiellement situées à la charnière et au flanc inverse faillé de l'anticlinal.

Au niveau de la galerie de reconnaissance de Saint Sauveur, le flanc inverse de l'anticlinal montre un système de failles inverses N 110 - 120 qui affectent les bancs des grès violacés et grès blancs du Permien.

Le même système de failles inverses N 110 - 120 se retrouve dans les formations permienes au niveau du flanc inverse de l'anticlinal sur la route de Roure ($X = 980,9$; $Y' = 210,8$).

Le socle cristallophyllien constituant le coeur anticlinal du pli déversé vers le Sud montre ce système de failles inverses N 110 - 140 sur la route menant à la Chapelle Sainte Anne.

On remarque que les gîtes du type cuprifère et ferrifère se groupent nettement dans un système de failles sans toutefois que la minéralisation dans la faille soit piégée contre ou dans la faille.

Cependant, les fentes de tension, les diaclases de direction N 110-140 qui recèlent ces minéralisations cuprifères et ferrifères sont synchrones des failles inverses de même direction N 120-140.

Le rôle métallogénique de ces failles dans les conditions de localisation des minéralisations n'est donc pas à exclure.

Dans la partie Tectonique, j'ai montré que le Permien de la région possède une schistosité de flux très marquée dans les pélites et de plan axial N 110 - 120. Le plan de schistosité de pélites est souvent imprégné de fer oligiste : ceci est bien observable au point X = 980,9 ; Y = 210,3.

Cette schistosité N 110 - 120 se retrouve dans les grès micacés et pélites du Permien qui constituent avec les gneiss migmatitiques et gneiss amphiboliques du socle les plis isoclinaux synschisteux le long de la route qui mène à la Chapelle Sainte Anne (X = 980,8 ; Y = 211,5).

Le Permien schisteux impliqué dans les microplis de type isoclinaux avec les gneiss du socle montre des néogénèses minérales de chlorite, calcite et albite orientées suivant la schistosité comme la paragenèse rétro-morphique du socle.

On observe également dans l'ensemble de la région une altération hydrothermale. Le socle de la zone minéralisée est affecté par une altération hydrothermale qui a donné souvent le "socle blanchi". Souvent, on n'y voit même plus la foliation ancienne et la schistosité peut disparaître. Il s'agit d'une silicification accompagnée de calcite. Par endroit, on observe dans le socle altéré beaucoup de muscovite et chlorite. Il s'agirait probablement d'une paragenèse hydrothermale. En utilisant les mêmes arguments que P. AICARD, A. AUTRAN, J. GERARD et J. LOUGNON (1968), on peut dire que cette "paragenèse hydrothermale est qualitativement identique à celle de la rétro-morphose du socle ou de la néogénèse minérale dans le Permien". Ces trois phénomènes sont caractérisés par le même "faciès minéralogique".

En utilisant les mêmes arguments que ces auteurs, on peut dire aussi que "cette altération hydrothermale a pu prolonger la recristallisation des roches avec la même paragenèse, donc dans des conditions métamorphiques sensiblement analogues après que les conditions de serrage qui avaient provoqué auparavant la formation de la schistosité aient disparues".

Il est probable que les minéralisations de cuivre et de fer oligiste sont un dépôt hydrothermal syntectonique dans un système de petites failles inverses N 120 - 140.

Ainsi, on rencontre surtout de la malachite qui est un produit d'altération, de cimentation et de la chalcopryrite qui est un minéral primaire du cuivre.

Cette association indiquerait l'importance des remaniements alpins.

Les indices uranifères de la région de Saint Sauveur localisés dans les formations détritiques : grès, arkoses, sont de type "red beds" et leur origine lointaine synsédimentaire ou syngénétique n'est pas à exclure. Mais l'altération hydrothermale qui a affecté les grès recelant ces indices uranifères, cuprifères et ferrifères militerait en faveur de la minéralisation épigénétique hydrothermale.

En conclusion, les gîtes cuprifères et ferrifères que l'on rencontre dans la région sont liés "aux fentes alpines" dans un système de failles inverses de direction N 120 - 140. Le fer sous forme d'oligiste constitue de petits lacs filoniens dans les grès du Permien. Ce fer oligiste se présente aussi sous forme d'imprégnation dans les pélites.

La majeure partie des gîtes ferrifères est à classer dans le type "des fentes alpines", d'autres ont pu probablement s'individualiser de façon précoce.

L'existence de plusieurs stades dans la concentration de ce fer n'est cependant pas exclue. R. DARS, C.J. ALLEGRE et G. MICHARD (1971) ont récemment souligné la fréquence de ce phénomène en métallogénie.

CONCLUSIONS

Au terme de ce mémoire, il est nécessaire de rassembler les principales données nouvelles concernant le domaine étudié.

1°) Présence de "cargneules polygéniques" néogènes.

Les affleurements de cargneules et brèches polygéniques dans le vallon de Villette entre le dôme de Barrot et la bordure Sud-Ouest de l'Argentera indiquent une similitude de faciès avec ceux de la région de Roubion et de Vignols signalés déjà par C. GRANDJACQUET et D. HACCARD (1975) et dont la nature sédimentaire avait été mise en évidence par les mêmes auteurs.

L'âge néogène de ces séries de cargneules polygéniques conduit à penser à une reprise de sédimentation après un épisode tectogénétique.

2°) Mise en évidence des plis synschisteux d'axe N 120 - 140 affectant le socle cristallophyllien et le tégument permo-werfénien avec apparition des microplis de plis isoclinaux synschisteux dans le socle et le Permien.

3°) Mise en évidence des failles inverses affectant le socle cristallophyllien et le tégument permo-werfénien dans l'unité de la Tinée-Vionène.

La présence de ces failles inverses traduit des déformations en compression du socle.

4°) Découverte d'un accident chevauchant mettant en contact anormal un panneau de couverture glissée sur un substratum mésozoïque.

Cet accident anormal qui fait chevaucher l'unité du Mounier sur un substratum mésozoïque pourrait être un relais méridional de l'écaïlle de Roya.

5°) Découverte au front de ce chevauchement d'une écaïlle de socle permo-werfénien.

Cette écaïlle de socle permo-werfénien a été trouvée dans le vallon de Courdeij au front du chevauchement avec un déversement vers le Sud.

6°) Mise en évidence d'une phase tectonique vraisemblablement miocène, responsable du plissement harmonique du socle et du tégument permo-werfénien à la bordure Sud-Ouest du massif de l'Argentera. Cette phase serait responsable du glissement de la couverture sédimentaire.

7°) Découverte d'indices d'une phase tectonique vraisemblablement plio-
quaternaire liée au bombement et à la surélévation du dôme de Barrot.

8°) Mise en évidence du caractère lié "aux fentes alpines" des indices cupro-ferrifères dans un système de petites failles inverses en bordure sud-ouest de l'Argentera.

L'apparition de nombreuses failles inverses dans le socle et le tégument permo-werfénien sur la bordure sud-ouest du massif de l'Argentera-Mercantour, la présence de nombreux plis synschisteux impliquant le socle et le tégument permo-werfénien, l'importance du glissement de la couverture sédimentaire et l'allure monoclinale du dôme de Barrot me conduisent à envisager un raccourcissement du socle entre le massif de l'Argentera et le dôme de Barrot. Ce raccourcissement est dû à un écaillage qui paraît être associé à un jeu de décrochements et amènerait le massif de l'Argentera à chevaucher le dôme de Barrot par un accident profond né d'une importante tectonique de socle.

BIBLIOGRAPHIE

- AICARD P., AUTRAN A., GERARD J., LOUGNON J. (1968).- Sur l'âge tertiaire syntectonique et synmétamorphique alpin du gisement plombo-zincifère de Vallauris (Commune de Tende, Alpes-Maritimes). Bull. B.R.G.M., 2ème sér., section II, n° 1, pp. 5-14.
- AREVIAN A. et CORSIN P. (1956).- Sur la présence du Permien inférieur à plantes dans le vallon de Roya. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 273, p. 1776.
- ARTHAUD F. (1969).- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Géol. Fr., t. XI, pp. 729-737.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969).- Les déformations naturelles, essai d'évaluation des conditions pression-température de différents types de déformations. Rev. Indust. Minér., n° spéc., p. 73.
- BARBIER R. (1960).- Remarques sur le schéma structural des Alpes-Maritimes franco-italiennes de M. LANTEAUME. C. R. Somm. S. G. F., 3, pp. 66-67.
- BEAUDOIN B. (1972).- Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des chaînes sub-alpines méridionales. Thèse Docteur-Ingénieur, Univ. de Caen.
- BERTRAND L. (1896).- Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. (Thèse). Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. IX, n° 56.
- BERTRAND L. (1898).- Carte géologique détaillée de la France, feuille Saint Martin de Vésubie 1/80.000 avec notice explicative. Serv. Carte Géol. Fr.

- BODELLE J. et CAMPREDON R. (1969).- L'Eocène des Alpes-Maritimes et des Basses Alpes.
Mém. B.R.G.M., 69, pp. 409-415.
- BORDET P. (1943).- Sur les dislocations du Trias au Nord du dôme de Barrot.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 217, p. 485
- BORDET P. (1944).- Les plis du Trias dans la couverture N du dôme de Barrot
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. XLV, n° 216, p. 237
- BORDET P. (1945).- Présence de tufs volcaniques dans les sédiments permien du dôme de Barrot.
C.R.Som.Soc. Géol. Fr., p. 21
- BORDET P. (1946).- Les dislocations de la série permo-triasique aux environs de Roubion.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 224, p. 485
- BORDET P. (1947).- Les plis triasiques de la couverture septentrionale du dôme de Barrot.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 224, p. 408
- BORDET P. (1949).- Sur l'allure des plis de couverture au SW du massif de l'Argentera-Mercantour.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 228, p. 408
- BORDET P. (1950).- Le dôme permien du Barrot (Alpes-Maritimes) et son auréole de terrains secondaires.
Bul.Serv.Carte Géol. Fr., t. 48, n° 226
- BORDET P. et LEMOINE M. (1948).- Les accidents tectoniques de la bordure SW du dôme de Barrot.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 226, p. 1102.

- BOUCARUT M. et BODELLE J. (1969).- Les conglomérats du synclinal de Saint Antonin (Alpes-Maritimes). Etude pétrographique des galets de roches métamorphiques et éruptives. Conséquences paléogéographiques.
Bul. B.R.G.M., 2ème sér., section I, N° 3, pp. 57-75.
- BOUCARUT M. (1971).- Etudes volcanique et géologique de l'Estérel (Var, France).
Thèse Doct. ès-Sciences Nat., Univ. Nice, n° CNRS : A.0.6355
- BOURCART J. (1956).- Sur l'âge du delta du Var.
C.R.Som.Soc. Géol. Fr., pp. 264-266.
- BOURCART J. (1960).- Sur le conglomérat de Roquebrune (Alpes-Maritimes).
C.R.Som.Soc. Géol. Fr., p. 200.
- BOUSSAC J. (1912).- Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin.
Mém. Serv. Carte Géol. Fr., Paris.
- CAMPREDON R. (1972).- Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco italiennes.
Thèse Doct. ès-Sci. Nat., Univ. Nice, 560 pages, 143 fig., 20 tab., 4 pl.-photo, 9 pl. h.t.
- CAMPREDON R., PORTHAULT B. (1971).- Sur la présence de Maestrichtien dans l'autochtone des Alpes-Maritimes franco italiennes.
C. R. Acad. Sci., t. 272, D, pp. 1580-1582.
- CAMPREDON R. et BOUCARUT M. (1975).- Guide géologique Alpes-Maritimes - Maures-Estérel.
Ed. Masson.
- CHOUKROUNE P. et 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. Géog. Phys. Géol. Dyn. Paris, (2), vol. X, pp. 239-246.

- DARS R., ALLEGRE C.J. et MICHARD G. (1971).- Sur la formation des gisements stratiformes de plomb-zinc : un modèle de formation proposé d'après les études géochimiques.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 273, D, pp. 1261-1264
- DEBELMAS J. (1963).- Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes.
Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 39, p. 125-171
- 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, pp. 229-243
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964).- La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents.
Inf. Sci. (Paris), 19ème année, 1, pp. 1-33.
- FALLOT P. (1943).- Feuilles de Puget-Théniers et St Etienne de Tinée au 1/50.000
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. 44, n° 212.
- FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1949).- Sur la géologie de l'Ouest du Mounier (Alpes-Maritimes).
C.R.Acad. Sci. Paris, t. 228, pp. 523-525
- FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1949).- Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 228, pp. 616-619.
- FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1949).- Sur un mode particulier de charriage.
C.R.Acad. Sci.Paris, t. 228, pp. 789-792.

- FALLOT P. et LANTEAUME M. (1956).- Feuilles le Boréon et Viève au 1/50.000
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. LIV, n° 247
- FAURE-MURET A. (1947).- Sur les affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la vallée de la Tinée.
C.R.Acad. Sci.Paris, t. 224, p. 205
- FAURE-MURET A. (1948).- Tectonique alpine et tectonique ante-triasique au Nord-Ouest du massif de l'Argentera.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 226, p. 1025.
- FAURE-MURET A. (1955).- Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires.
Mém. Expl. Carte Géol. France, 336 pages, 60 Fig., 8 tab., 19 pl.photo., 6 pl. h. t.
- FAURE-MURET A. et FALLOT P. (1954).- Sur le secondaire et le tertiaire aux abords sud-orientaux du massif de l'Argentera-Mercantour.
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. LII, n° 241, pp. 283-319.
- FAURE-MURET A., FALLOT P. et BOLLELI E. (1956).- Sur les accidents alpins de la bordure orientale du massif de l'Argentera-Mercantour.
C.R.Acad. Sci.Paris, t. 243, pp. 1813-1817
- FAURE-MURET et FALLOT P. (1957).- Feuilles le Boréon, Viève, St Martin de Vésubie et Tende au 1/50.000
Bul. Serv. Carte Géol. France, t. 55, n° 252B.
- FERAUD J. (1974).- Les gisements de sulfures d'arsenic du Sud-Est de la France. Minéralisations liées-aux-strates et gîtes filoniens.
Thèse 3ème cycle, Géologie, Univ. Paris, 152 pages, 44 pl., 5 pl. photo., 5 pl. h. t. (inédit).

- FERRARA G., MALARODA R. (1969).- *Radiometric age of granitic rocks from the Argentera Massif (Maritime Alps)*.
Bol. Soc. Geol. It., t. 88, pp. 311-320.
- GEZE B. (1960).- Evaluation du déplacement de la couverture post-triasique de l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes).
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 250, pp. 1875-1877
- GEZE B. (1960).- La genèse néogène de l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes).
C.R.Som.Soc.Géol. Fr., pp. 33-34
- GEZE B. (1960-1963).- Caractères structuraux de l'Arc de Nice (A.M.)
Livre à la mémoire du Professeur P. FALLLOT, t. II, pp. 289-300.
- GIGOT P., GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1974).- Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), n° 2, p. 128.
- GLANGEAUD L. (1961).- Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quaternaires.
In Océanographie et Géophysique de la Méditerranée occidentale
Coll. Nat. C.N.R.S., Villefranche, avril 1961, pp. 125-161.
- GOGUEL J. (1936).- Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var.
Mém. Serv. Carte Géol. France, t. II, p. 329.
- GOGUEL J. (1949).- A propos du glissement de la couverture au S.W du massif de l'Argentera.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 228, p. 698.
- GOGUEL J. (1963).- Les problèmes des chaînes subalpines.
In Livre à la mémoire du Professeur P. FALLLOT, t. I, pp.301-307

- GOGUEL J. (1963).- L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), V, pp. 20-33
- GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1972).- Tectoniques superposées et orientation des accidents principaux dans les Alpes méridionales et l'Apennin.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 274, (D), pp. 2845-2847.
- GRANDJACQUET C. HACCARD D. et LORENTZ C. (1972a).- Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias.
C.R.Som.Soc.Géol.France, Fasc. 4, 15 mai, p. 158.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. et LORENTZ C. (1972b).- Sur l'importance de la phase tectonique aquitanienne dans l'Apennin et les Alpes occidentales.
C.R.Acad.Sci.Paris, 272 (D), pp. 807-810.
- GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1973).- Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cargneules" et de gypses des chaînes subalpines méridionales; implications structurales.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 276,D, pp. 2369-2372.
- GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1975).- Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale.
Bul. Soc. Géol. France, (7), XVII, n° 2, pp. 242-259.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L. (1973).- Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledune, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon).
Thèse 3ème cycle, Géol. appl., Univ. Grenoble, 227 pages, 203 Fig. (inédit).

- HACCARD D., LORENTZ C. et GRANDJACQUET C. (1972).- Essai sur l'évolution tectonogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre).
Mém. Soc. Géol. Ital. (Pisa), t. XI, pp. 309-341.
- HENRY B. (1971a).- Application de l'anisotropie de susceptibilité magnétique à la tectonique du dôme permien de Barrot.
C.R.Acad. Sci. Paris, t. 272, pp. 1586-1589.
- HENRY B. (1971b).- Contribution à l'étude structurale du dôme de Barrot : microtectonique, anisotropie de susceptibilité magnétique et paléomagnétisme.
Thèse 3ème cycle Géol. dyn. Univ. Paris, 194 pages, 40 Fig. (Inédit).
- HENRY B. (1973).- *Studies of Microtectonics, Anisotropy of Magnetic susceptibility and paleomagnetism of the Permian Dome de Barrot (France) : Paleotectonic and Paleosedimentological implications.*
Tectonophysics, 17, pp. 61-72.
- HILLS S. (1963).- *Elements of structural Geology.*
Methuen Ed. Londres, 483 pages.
- IVALDI J.P. (1973).- Contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries "grès d'Annot".
Thèse 3ème cycle Géologie, Univ. Nice, 163 pages, 18 pl., 29 tab., 1 carte h.t. (inédit).
- JAMES O. (1974).- Etude géologique de la région de St Sauveur-sur-Tinée (Alpes-Maritimes).
D.E.A., Géologie, Univ. Nice, 26 pages, 10 fig., 1 carte h. t. (inédit).

- LANTEAUME M. (1958).- Schéma structural des Alpes-Maritimes franco italiennes.
Bul. Soc. Géol. Fr., (6), t. VIII, pp. 651-674.
- LANTEAUME M. (1962, 1968).- Contribution à l'étude géologique des Alpes-Maritimes franco italiennes.
Thèse Doct. ès-Sciences Nat., Univ. Paris, publiée in Mém. Serv. Carte Géol. Dét. France, 405 pages.
- LECANU J.P. et VILLEY M. (1974).- Contribution à l'étude géologique du Massif du Monte Mongioie (Briançonnais ligure).
Thèse 3ème Cycle, Géologie, Univ. Caen, 226 pages, 83 fig., 9 pl.-photo., 3 cartes h. t.
- LEMOINE M. (1948).- Sur les dislocations de la bordure du massif de l'Argentera-Mercantour.
C. R. Acad. Sci. Paris, t. 226, p. 1027.
- MALARODA R., CARRARO F., DAL PIAZ A.V., FRANCESCHETTI B., STURANI C., ZANELLA E., (1967-1970).- *Carta geologica del massiccio dell'Argentera alla scala 1/50.000.*
Note illustrative. Mém. Soc. Ital., (9), pp. 557-663.
- MANIGAULT B. (1971).- Etude géologique détaillée de la région de Daluis.
D.E.S., Géologie, Univ. Nice, 117 pages, 14 fig. 3 pl. h.t. (inédit).
- MATTAUER M. (1973).- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.
Hermann Ed., Paris, 493 pages.
- NAIRN A.E.M. (1957).- Observations paléomagnétiques en France : roches permienes.
Bul. Soc. Géol. France, (6), VII, pp. 721-727.
- PERRIAUX J. (1957).- Les formations pliocènes des Alpes-Maritimes.
Bul. Serv. Géol. France, (6), VII, pp. 751-766.

- PEREZ J.L. (1975).- Etude structurale de la zone limite entre l'Arc de Nice et l'Arc de la Roya.
Thèse 3ème Cycle, Géologie, Univ. Nice, 132 pages, (inédit).
- PIERROT R., PICOT P., FERAUD J., VERNET J., (1974).- Inventaire minéralogique de la France : les Alpes-Maritimes.
Ed. B.R.G.M., n° 4, 167 pages.
- PUPIN J.J., BOUCARUT M., TURCO G. et GUEIRARD S. (1969).- Les zircons de granites et migmatites de l'Argentera-Mercantour et leur signification pétrogénétique.
Bul. Soc. Fr. de Min. et de Crist., 92, pp. 472-483.
- RAMSAY J.G. (1967).- *Folding and fracturing of rocks*.
Mc Graw-Hill, New York.
- RICOUR J. (1948).- Sur le Trias de la bordure du massif du Mercantour dans la région de Saint Sauveur-sur-Tinée.
C. R. Som. Soc. Géol. Fr., pp. 29-30.
- ROUTHIER P. (1963).- Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche.
Masson et Cie, Paris, 1282 pages, 2 vol.
- SCHUILING R.D. (1956).- *Jointing in the Permian dôme de Barrot*.
(S. France). Géol. Mijnbouw, vol. 18, pp. 227-234.
- STURANI C. (1963).- La couverture sédimentaire de l'Argentera-Mercantour dans le secteur compris entre les Barricate et Vinadio (Haute vallée de la Stura Di Demonte, Italie).
Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 39, pp. 83-124.
- VAN DEN ENDE C. (1970).- *Secular variation in the Permian red beds from the Dôme de Barrot (France) (in Runcorn s.k. Palaeogeophysics)*.
Academic Press London, pp. 101-116.

- VERNET J. (1957).- Sur une propriété structurale du socle de l'arc des Alpes occidentales.
C.R.Som.Soc.Géol.Fr., p. 155.
- VERNET J. (1958).- Sur la tectonique du socle permo-werfénien du dôme de Barrot.
Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t.34, (R), pp. 219-290.
- VERNET J. (1959).- Sur les grands traits de la tectonique alpine de la bordure du socle du massif de l'Argentera dans la vallée de la Tinée.
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 249, pp. 1780-1782.
- VERNET J. (1961).- Le Trias de la zone alpine externe des Alpes-Maritimes
in Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Mém. B.R.G.M., 1963, n° 15, pp. 194-201.
- VERNET J. (1963).- Remarques sur le Permien du Massif de l'Argentera et du dôme de Barrot.
Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 39, pp. 199-212.
- VERNET J. (1965).- La zone "Pelvoux-Argentera".
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., n° 275, t. LX, 294 pages, 78 fig.
- VERNET J. (1967).- Présence d'un lambeau de socle dans l'Arc de Nice (A.M.).
C.R.Acad.Sci.Paris, t. 265, D, pp. 305-307.
- VERNET J. (1967).- Le massif de l'Argentera. Données récentes sur la tectonique du massif de l'Argentera.
Extraits des Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 43, pp. 193-243.

WESTPHAL M. (1973).- Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienes et triasiques dans les Alpes occidentales (France) Tectonophysics, 17, pp. 323-335.

WESTPHAL M., BARDON C. HAMZEH R. (1973).- *A computer fit of Corsica and Sardinia against Southern France.* Earth and Planetary Sciences Letters, vol. 18, n° 1, p. 137.

TABLE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1.- Localisation du domaine étudié dans le cadre alpin.....	4
Fig. 2.- Coupe montrant la disposition du Permien dans la région de Roure-Saint Sauveur-sur-Tinée	20
Fig. 3.- Coupe du Werfénien le long de la route nationale N° 205 Nice-Saint Sauveur en amont de la bifurcation avec la R.N.	28
Fig. 4.- Coupe du Trias moyen et supérieur le long du vallon de Calancia	31
Fig. 5.- Coupe du Trias moyen et supérieur le long du chemin menant de Saint Sauveur-sur-Tinée à Rimplas sur le versant droit de la Tinée	34
Fig. 6.- Corrélations des coupes du Trias moyen et supérieur de la vallée de la Tinée montrant les réductions d'épaisseur de la formation sur le versant gauche de la Tinée..	35
Fig. 7.- Coupe du Trias moyen et supérieur le long de la route menant du Col de la Couillole à Beuil.....	37
Fig. 8.- Coupe du Jurassique le long de la route de la Tinée à Rimplas	41
Fig. 9.- Coupe du Jurassique au Nord de Pierlas dans le vallon de Villette (Versant E) '.....	47
Fig. 10.- Coupe du Crétacé inférieur au Sud de la Bolinette le long de la route	52

Fig. 11.- Schéma structural de la bordure de l'Argentera et de Barrot	62
Fig. 12.- Coupes sèriées le long de la Vionène du Mont Longon au Mont Autcellier	65
Fig. 13.- Coupes sèriées le long de la Vionène des Rougios Arges à la Chapelle Sainte Anne	66
Fig. 14.- Coupes sèriées le long de la Vionène de Roubion à Pra de l'Arze	67
Fig. 15.- Coupes sèriées le long de la Vionène de Cerise à Roure..	68
Fig. 16.- Détail des plis déversés vers le Sud-Ouest du versant S du Mont Autcellier	70
Fig. 17.- Synclinal pincé N 140 du vallon de l'Arcane	71
Fig. 28.- Carte des gîtes métallifères des Alpes-Maritimes	114

PLANCHES

PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

Panorama de la bordure Sud-Ouest du Massif de
l'Argentera, région de Roure-Roubion.

Tm : Trias moyen calcaréo-dolomitique

W : Werfénien

P : Permien



PLANCHE II

PHOTO 2 : Panorama du versant droit de la Vionène montrant des plis droits d'axe N 120, du Permo-Werfénien. Vue prise du pont de Roubion.

PHOTO 3 : Anticlinal rond d'axe N 140 du ravin de Chavrière (Le Trias calcaréo-dolomitique Tm qui surmonte l'anticlinal est ployé en plis couchés. Vue prise de la Chapelle La Valle

Tm : Trias calcaréo-dolomitique

W : Werfénien

P : Permien



2



3

PLANCHE III

PHOTO 4 : Plis synschisteux d'axe N 120 dans le Permien
de la région de Roure et affectant les filons de
quartz.

P : Pélites du Permien

F : Filon de Quartz.



PLANCHE IV

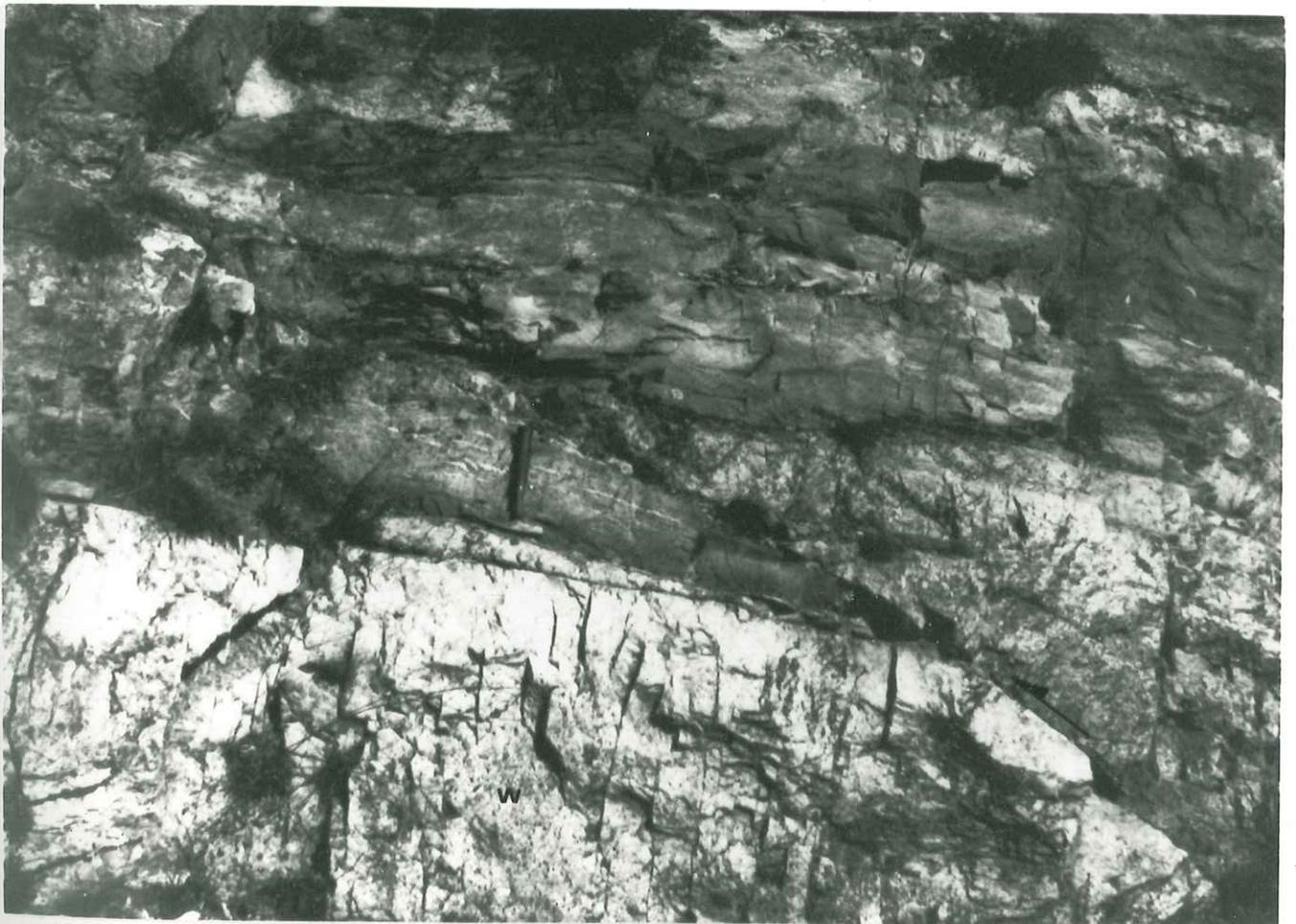
PHOTO 5 : Pli rond synschisteux d'axe N 120 dans les quartzites du Werfénien sur la route Roure-Roubion (au niveau du deuxième tunnel).

W : Werfénien

PHOTO 6 : Faille inverse dans les quartzites, sur la route Roubion-Vignols



5



6

PLANCHE V

PHOTO 7 : Panorama de la bordure E du dôme de Barrot.

W : Werfénien

P : Pélites du Permien.



PLANCHE VI

PHOTO 8 : Panorama de la bordure Sud-Est du dôme de Barrot,
en amont du vallon de Roubi.

Tm : Trias moyen calcaréo-dolomitique

W : Werfénien

P : Pélites du Permien

PHOTO 9 : Vue montrant l'allure monoclinale du panneau
Permo-Werfénien au Sud de la cime des Cluots.



8



9