



HAL
open science

Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux.

Daniel Jean Stanley

► **To cite this version:**

Daniel Jean Stanley. Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux.. Minéralogie. Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 1961. Français. NNT : . tel-00634260

HAL Id: tel-00634260

<https://theses.hal.science/tel-00634260>

Submitted on 20 Oct 2011

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

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



N° d'ordre :



THÈSES

PRÉSENTÉES

25 MAI 1973

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

POUR L'OBTENTION DU TITRE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ

PAR

Daniel Jean STANLEY

BACHELOR OF SCIENCE
MASTER OF SCIENCE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.48

Première thèse - Etudes sédimentologiques des grès d'Annot
et de leurs équivalents latéraux

Deuxième thèse - Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 29 juin 1961, devant la Commission d'Examen

- | | |
|---|---------------------|
| M. le Doyen L. MORET | <i>Président</i> |
| MM. R. BARBIER, professeur..... | } <i>Examineurs</i> |
| J. DEBELMAS, professeur | |
| R. MICHEL, professeur | |
| M ^{me} Y. GUBLER, Docteur ès Sciences,
Directrice de la Division Sédimentologie
de l'Institut Français du Pétrole. | |

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

— 1961 —

27 AOÛT 2003

N° d'ordre :

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

POUR L'OBTENTION DU TITRE DE

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ

PAR

Daniel Jean STANLEY

BACHELOR OF SCIENCE
MASTER OF SCIENCE

**Première thèse - Etudes sédimentologiques des grès d'Annot
et de leurs équivalents latéraux**

Deuxième thèse - Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 29 juin 1961, devant la Commission d'Examen

M. le Doyen L. MORET	<i>Président</i>
MM. R. BARBIER, professeur.....	} <i>Examineurs</i>
J. DEBELMAS, professeur	
R. MICHEL, professeur	
M ^{me} Y. GUBLER, Docteur ès Sciences, Directrice de la Division Sédimentologie de l'Institut Français du Pétrole.	

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

— 1961 —

4 0445-763

A MA FEMME



A MES PARENTS

AVANT-PROPOS

Au cours de vacances dans les Alpes en 1954, je ne me doutais guère que j'aurais l'occasion d'y revenir et d'y demeurer longuement pour étudier de près ces hauts sommets qui avaient déjà fait ma conquête.

Après des études supérieures poursuivies aux Etats-Unis, je désirais ardemment élargir le champ de mes connaissances géologiques en même temps que je souhaitais un retour au pays natal.

C'est ainsi qu'une correspondance s'établit entre Mme Y. GUBLER et moi, à la suite de laquelle je fus accueilli à l'Institut Français du Pétrole pour poursuivre cette étude sur les séries gréseuses tertiaires.

Je dois des remerciements particuliers à la Direction Générale de l'Institut Français du Pétrole qui a bien voulu m'ouvrir ses laboratoires et m'allouer une bourse sans laquelle je n'aurais pu mener à bien ce travail. Que MM. A. GUILLEMIN et E. VELLINGER, sous-Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs, trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

J'adresse ici tous mes remerciements à Mme Y. GUBLER, Directeur de la Division Sédimentologie, de m'avoir proposé une étude qu'elle savait si importante et décisive tant du point de vue de la recherche pure que de ses possibilités ultérieures d'application industrielle. Elle ne m'a ménagé ni ses précieux conseils, ni son aide effective, tant au point de vue purement scientifique que du point de vue ingrat de la traduction du compte-rendu de mes travaux, rédigé en anglais en raison de ma connaissance imparfaite de la langue française.

Monsieur le Professeur R. BARBIER a bien voulu, au départ, accepter le sujet proposé et s'intéresser à mes travaux. Au cours de différents entretiens, je lui ai exposé l'avancement des résultats acquis; il a bien voulu en outre m'emmener sur son magnifique terrain de thèse où nous avons pu observer, dans le flysch des Aiguilles d'Arves, des phénomènes comparables à ceux que j'ai étudiés dans les grès d'Annot.

Sur sa proposition, l'Institut de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble a bien voulu considérer cette étude comme digne de lui être présentée et soutenue devant elle pour obtenir le titre de Docteur de l'Université.

Je voudrais exprimer tous mes remerciements à Monsieur le Doyen L. MORET, qui a accepté la présidence de mon jury de thèse ainsi qu'à Messieurs les Professeurs J. DEBELMAS et R. MICHEL qui a bien voulu faire partie de ce jury.

Enfin, je tiens à exprimer tout ce que je dois à ceux qui m'ont aidé de leurs compétences tant sur le terrain qu'au laboratoire. M. A. VATAN qui, le premier,

m'a accueilli au laboratoire de pétrographie de l'Institut Français du Pétrole; M. J. DEBYSER qui a suivi la progression de ce travail et dont les critiques constructives m'ont été très profitables; mes amis, MM. J. BIJU DUVAL et O. de CHARPAL avec lesquels j'ai eu de longues discussions tant sur le terrain qu'au microscope. Je ne saurais oublier Mme C. FONDEUR qui m'a formé aux méthodes pétrographiques et sédimentologiques que j'ai largement appliquées. Je dois remercier aussi MM. AFRIDI et F. BOYER qui m'ont grandement aidé dans la préparation et la détermination des minéraux lourds.

Je ne saurais oublier non plus les discussions fructueuses que j'ai pu avoir avec M. J. SIGAL sur les problèmes stratigraphiques, ni l'appui efficace que m'ont donné MM. M. LYS, B. de JEKHOWSKY, V. APOSTOLESCU et J. ESPITALIE, dans les examens micropaléontologiques.

Enfin, que tous ingénieurs qui ont bien voulu discuter avec moi, et techniciens sans lesquels l'immense travail de laboratoire n'aurait pu être fait, soient ici assurés de ma profonde gratitude.

Plusieurs personnes m'ont aidé à traduire ma thèse, travail fastidieux et délicat dont je leur suis particulièrement reconnaissant. Je remercie tout spécialement Mlle C. LEFEVRE, ainsi que Mme THIBON, et Mlles L. BARBIER et J. NAVELLO.

Enfin, je tiens à évoquer le souvenir impérissable de mes différentes campagnes de terrain, dû en majeure partie à l'affabilité et à la chaleur que m'ont manifestées les habitants des Basses-Alpes.

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

TABLE DES MATIERES

	Pages
Chapitre I - INTRODUCTION	1
CADRE GEOGRAPHIQUE	1
CADRE GEOLOGIQUE	2
Paléozoïque s. str.	3
Permien et Trias inférieur (Werfénien)	3
Mésozoïque	3
Nummulitique	4
HISTORIQUE	5
Etudes stratigraphiques et tectoniques antérieures	5
Etudes sédimentologiques du grès d'Annot	6
BUT DE L'ETUDE	7
OUVRAGES CONSULTES	10
CARTOGRAPHIE	15
Chapitre II - STRATIGRAPHIE	19
CHRONOSTRATIGRAPHIE	19
Arguments directs (paléontologiques)	19
Arguments indirects	19
LITHOSTRATIGRAPHIE	21
"Grès d'Annot" s.l.	21
Lithofaciès associés aux grès d'Annot	25
OUVRAGES CONSULTES	28
Chapitre III - OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN	31
ETUDES DES STRATIFICATIONS	31
Généralités	31
Méthodes de terrain	31
LES TURBIDITES	41
Généralités	41
"Granoclassement" dans les grès d'Annot	42
Structure des turbidités	43
Répartition des "sole-marks" dans le bassin	51
DIRECTIONS DE PALEOCOURANTS	53
Méthodes de mesure	53
Résultats	56
PHENOMENES DE GLISSEMENT	58
Généralités	58
Caractéristiques des dépôts de glissement	58
Répartition des dépôts de glissement	59
Interprétation	61
STRUCTURES ORGANIQUES	62
RESUME DU CHAPITRE III	63
OUVRAGES CONSULTES	69

27 AOUT 2003

Chapitre IV - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE 4 "TURBIDITES" DU SONDRAGE DE LA BOUCHARDE	75
INTRODUCTION	75
VARIATIONS VERTICALES A L'INTERIEUR DES 4 "TURBIDITES"	76
Granulométrie et "granoclassement"	76
Classement	78
Asymétrie	78
Angulosité	78
PETROFABRIQUES	80
Forme et arrondi	80
COMPOSITION MINERALOGIQUE ET CHIMIQUE	81
Quartz	81
Feldspaths	82
Fragments de roches	82
Micas	82
Minéraux lourds	83
Minéraux accessoires	84
ESPACES INTERGRANULAIRES ET CEMENTS	85
Fraction carbonatée	85
Fraction argileuse	85
Fraction organique	86
Restes organiques	87
Origine des ciments	88
RESUME DU CHAPITRE IV	88
OUVRAGES CONSULTES	91
Chapitre V - ETUDES PETROGRAPHIQUES EN LABORATOIRE	95
Généralités	95
CONGLOMERATS	97
Texture des galets	97
Composition des galets	97
Conclusion	100
GRES ET SABLES	101
Granulométrie sur tamis	101
Analyses en lames minces	107
COMPOSITION MINERALOGIQUE	109
Quartz, feldspaths, fragments de roches, micas	109
Minéraux lourds	113
Répartition du carbonate de calcium	121
Eléments détritiques et organiques mineurs	124
PELITE, ARGILITE ET SILTS	127
L'AGE RELATIF DES FORMATIONS DETRITIQUES D'APRES LA SEDIMEN- TOLOGIE	128
RESUME DU CHAPITRE V	128
OUVRAGES CONSULTES	132
Chapitre VI - CONCLUSIONS GENERALES ET PALEOGEOGRAPHIE	137
Généralités	137
APERCU STRATIGRAPHIQUE GENERAL	137
APERCU TECTONIQUE GENERAL	138

DELIMITATION DU BASSIN	139
PRINCIPALES CONSIDERATIONS LITHOLOGIQUES	141
Variations verticales	141
Variations latérales	141
ZONEOGRAPHIE DES GRES	143
PROFONDEUR DE DEPOT EN RELATION AVEC LA SEDIMENTATION	144
Dépôts de plateforme	144
Dépôts de "bassin"	144
BATHYMETRIE	146
Orientation des pentes	146
TOPOGRAPHIE SOUS-MARINE ET SEDIMENTATION	146
Interprétation des valeurs du rapport sable/argile	147
RELATIONS ENTRE ACTIVITE TECTONIQUE, TRANSPORT, ET DEPOTS	148
Dans le secteur S., près d'Annot et dans la "zone intermé- diaire"	148
Grès d'Annot des zones "S.", "Intermédiaire", et "N."	149
Grès d'Annot de la zone "N."	150
LE PROBLEME DES GRES DANS LE SECTEUR DES ALPES-MARITIMES	150
ORIGINES POSSIBLES DU MATERIEL DETRITIQUE	151
Matériel d'origines possibles	152
Autres arguments en faveur de plusieurs sources d'origine ..	153
CONCLUSIONS D'ORDRE GENERAL	155
OUVRAGES CONSULTES	156

REPertoire DES TABLEAUX, FIGURES ET PLANCHES

<u>Tableaux</u>	Pages
I Localisation des coupes du grès d'Annot	4
II Localisation des coupes des séries gréseuses équivalentes au grès d'Annot	4
III Localisation des échantillons de grès et quartzites du Permien et Trias inférieur (Werfénien)	4
IV Forme et arrondi des galets dans le grès d'Annot et le Bassin de Barrême	96

<u>Figures</u>	
1 Plan de position des formations gréseuses	2
2 Carte des affleurements du grès d'Annot et de ses équi- valents latéraux	4
3 Positions stratigraphiques respectives des différentes séries gréseuses de la région "Sud"	20
4 Isolignes exprimant les variations du "sand-shale ratio" pour chaque coupe	32
5 Variation du nombre de bancs de grès et de silt par tranche de 50 m de coupe	34
6 Variation de l'épaisseur moyenne des bancs de grès et de silts par tranche de 50 m de coupe	38
7 Isolignes exprimant le pourcentage de lits de conglomé- rés par coupe	42
8 Diagramme circulaire des directions et sens de courants..	56
9 Directions des traces de transport dans le grès d'Annot et les formations voisines	58
10 Répartition des conglomérats contenant des galets de dia- mètre supérieur à 10 cm	62
11 Etude sédimentologique de 4 turbidites dans le sondage de la Boucharde	76
12 Etude sédimentologique du sondage de la Boucharde	88
13 Schéma de répartition des espèces pétrographiques de ga- lets dans les conglomérats du grès d'Annot	100
14 Aire occupée par les courbes granulométriques des divers grès d'Annot (région Sud) mettant en évidence leur similitude	102
15 Comparaison des courbes cumulatives des grès d'Annot pro- venant de la "Chambre du Roi" et du "gros Vallon de St-Benoît" (région d'Annot, B.-A.)	104
16 Grès de la région d'Annot; grès situés au Sud et à l'Est de cette région	106
17 Diagramme C-M des grès d'Annot "type Nord" : 106 échan- tillons du sondage de la Boucharde région du Col de la Cayolle	108

<u>Figures</u> (suite)	Pages
18 Diagramme C-M des grès situés au Nord de Barrême (B.-A.)	108
19 Diagramme C-M des grès situés au Sud de Barrême (B.-A.) ..	108
20 Amplitude de la variation du rapport : <div style="margin-left: 40px;"> $\frac{n.Feldspath}{n.Feldspath+n.Quartz}$ 100 grains </div>	112
21 Schéma de répartition des feldspaths dans le grès d'Annot et les formations voisines	112
22 Schéma de répartition des micas sensu lato dans le grès d'Annot et les formations voisines	112
23 Amplitude de la variation de la teneur en carbonates établie pour chaque coupe	112
24 Variation des cortèges de minéraux lourds dans le grès d'Annot et les formations voisines	118
25 Répartition des associations de minéraux lourds dans le grès d'Annot et les formations voisines	118
26 Variation de pourcentage de staurotide dans le grès d'Annot et les formations voisines	124
27 Variation du pourcentage de grenat dans le grès d'Annot et les formations voisines	124
28 Schéma de répartition de la glauconie, des débris phosphatés et des microfossiles dans le grès d'Annot et les formations voisines	128
29 Tableau comparatif des directions d'apports et des variations latérales de faciès	140
30 Interprétation de l'origine des grès d'Annot dans la région d'Annot (Basses-Alpes)	144
31 Rapports entre le milieu paléo-tectonique, les facteurs de transport des sédiments, et la répartition de ces derniers au début de l'Oligocène	146
32 Interprétation paléogéographique d'après les données stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques	154

Planches

I Aspect du grès d'Annot, type "Flysch", dans la "zone Nord"	22
II Aspects comparés des grès d'Annot de la "zone Nord", de la "zone Sud" et de la "zone Intermédiaire"	24
III Aspect des séries détritiques de la zone externe (bassin de Barrême)	26
IV Accidents sédimentologiques qui affectent la structure des bancs	36
V Grès conglomératiques	40
VI "Granoclasement" verticale ('graded bedding') dans les grès d'Annot de la "zone Nord"	44
VII Figures sédimentaires à l'intérieur des bancs de grès	46
VIII Phénomènes de remaniement (reprise de matériel)	48
IX Types de figures sédimentaires "sole marks" à la base des bancs de turbidite	52
X Autres types de "sole marks"	54
XI Phénomènes de déformation et de glissement dans la "zone Nord" et "Intermédiaire"	60

<u>Planches (suite)</u>	Pages
XII Structures organiques associées aux turbidites	64
XIII Etude des galets : forme et arrondi	98
XIV Microphotographies des différentes parties d'une même turbidite	110
XV Détails microscopiques de différents phénomènes sédimen- taires visibles dans les carottes du sondage de la Bou- charde	114
XVI Microphotos des grès d'Annot en provenance des zones "Sud" et "Intermédiaire"	116
XVII Séries détritiques des zones externes	120
XVIII Cortèges de minéraux lourds dans les grès des zones "Nord", "Sud" et "Externe"	122
XIX A titre comparatif, microphotographies dans les séries permo-triasiques de la couverture du massif d'Argentera et du dôme de Barrot	126

Chapitre I

INTRODUCTION

Cadre géographique

La surface, dans laquelle s'inscrivent les affleurements du grès d'Annot et de ses équivalents latéraux dont il est question dans ce texte, est d'environ 5 000 km²; elle couvre dans le S.E. de la France une partie des départements des Basses-Alpes et des Alpes-Maritimes, en Italie : la haute vallée de la Stura, à l'O. de Cunéo (fig. 1 et 2). Cette région de la Haute Provence, au climat subméditerranéen, est caractérisée par un relief haut et escarpé, une topographie accidentée de roches cristallines et surtout sédimentaires (essentiellement calcaires). Cette région de haut relief est aussi connue sous le nom "Alpes de Provence" (GOGUEL, 1953).

Les affleurements des grès nummulitiques sont répartis géographiquement dans 5 zones principales, délimitées par le réseau hydrographique comme le montre la figure 2.

1) Une zone nord occidentale, orientée N.-N.O.-S.-S.E., allant du Lauzet sur l'Ubaye au N. au vallon de Chasse au S. Le grès d'Annot s'y trouve à des altitudes allant de 800 à plus de 2 900 m; il y forme les pics de la Batterie du Colbas (Dourmilloux), les Trois Evéchés, le Mourre Gros et le sommet de Denjuan. Cette zone est limitée au N. par le Verdon, à l'O. par la Blanche et la Bléone, au S. par l'Issole.

2) Une zone orientée N.-S., délimitée à l'O. par le Verdon (coulant vers le S.), à l'E. par le Var (coulant vers le S.). Le bourg d'Annot, localité type du grès d'Annot, est situé dans cette zone. Sables et grès varient d'altitude entre 800 m au S. et dépassent 2 600 m au N. Des pics et des tours ruiniformes spectaculaires tels que ceux du Ruch, du Grand Coyer, du Mont St Honorat, les Tours du Lac d'Allos, dominant la région entre le Haut Var et le Haut Verdon. La formation est particulièrement bien exposée dans le Vallon de la Lance entre Colmars (B.-A.) et le Grand Coyer. Les bancs de grès peuvent y être suivis sur au moins 10 km.

3) Une troisième zone, en forme d'arc souligné à O.-N.O.-N. l'aire d'envoyage du Massif cristallin Argentera Mercantour en France et en Italie. Les formations de grès s'y trouvent généralement à plus de 2 000 m. Elles sont très développées au N. du Dôme de Barrot entre le Var et la Tinée, dans la région du Col de la Cayolle, et du Col de Restefond. C'est là que s'élèvent au-dessus de vallées lunaires encombrées d'éboulis, la Tête de Meric, la Tête de Gorgias, le Sommet de Gialorgues, la Tête de Sanguinières, la Cime de la Bonette. Les parois, presque

verticales des vallées encastrées entre ces pics, comme celle de Moutières, de Sanguinières et de Gialorgues, sont formées presque exclusivement par la série, épaisse de plus de 600 m, de ces grès et de marnes.

Les bancs épais du Haut Var et de la Haute Tinée sont des réservoirs excellents contenant de l'eau sous pression, ils contrôlent dans une large mesure l'hydrographie des Basses-Alpes et des Alpes-Maritimes du Nord. Le grès d'Annot se suit du Col de Restefond au N.E. vers le lac du Lauzanier, et vers l'E. en Italie. A la hauteur de Bersezio, à la faveur d'une faille importante, la Stura traverse le complexe gréseux qui peut être suivi sur la rive gauche de la Vallée jusqu'à Demonte. Au S. de Demonte, entre la Stura et le Gesso, de petits affleurements isolés de grès d'Annot, déformés par des mouvements tectoniques, ont aussi été étudiés.

Ces trois zones, correspondant à la surface la plus grande de notre étude, constituent le secteur Nord.

4) La quatrième zone, au S. et à l'E. du Dôme de Barrot, est formée de petits synclinaux. Les grès dans ces régions n'atteignent pas 2 000 m d'altitude et sont localisés :

- a) à la pointe des 4 Cantons au N. de Villars (A.-M.) sur le Var, et à l'O. de la Tinée,
- b) à l'O. de Puget Théniers (A.-M.) au N. du Var,
- c) entre l'Esteron et le Var au S. de la Rochette (A.-M.), dans le synclinal de St-Antonin.

5) Notre étude a porté aussi sur une zone beaucoup plus externe, située à l'O. du Verdon et de la Blanche, où les séries détritiques tertiaires affleurent à des altitudes pour la plupart inférieures à 1 500 m :

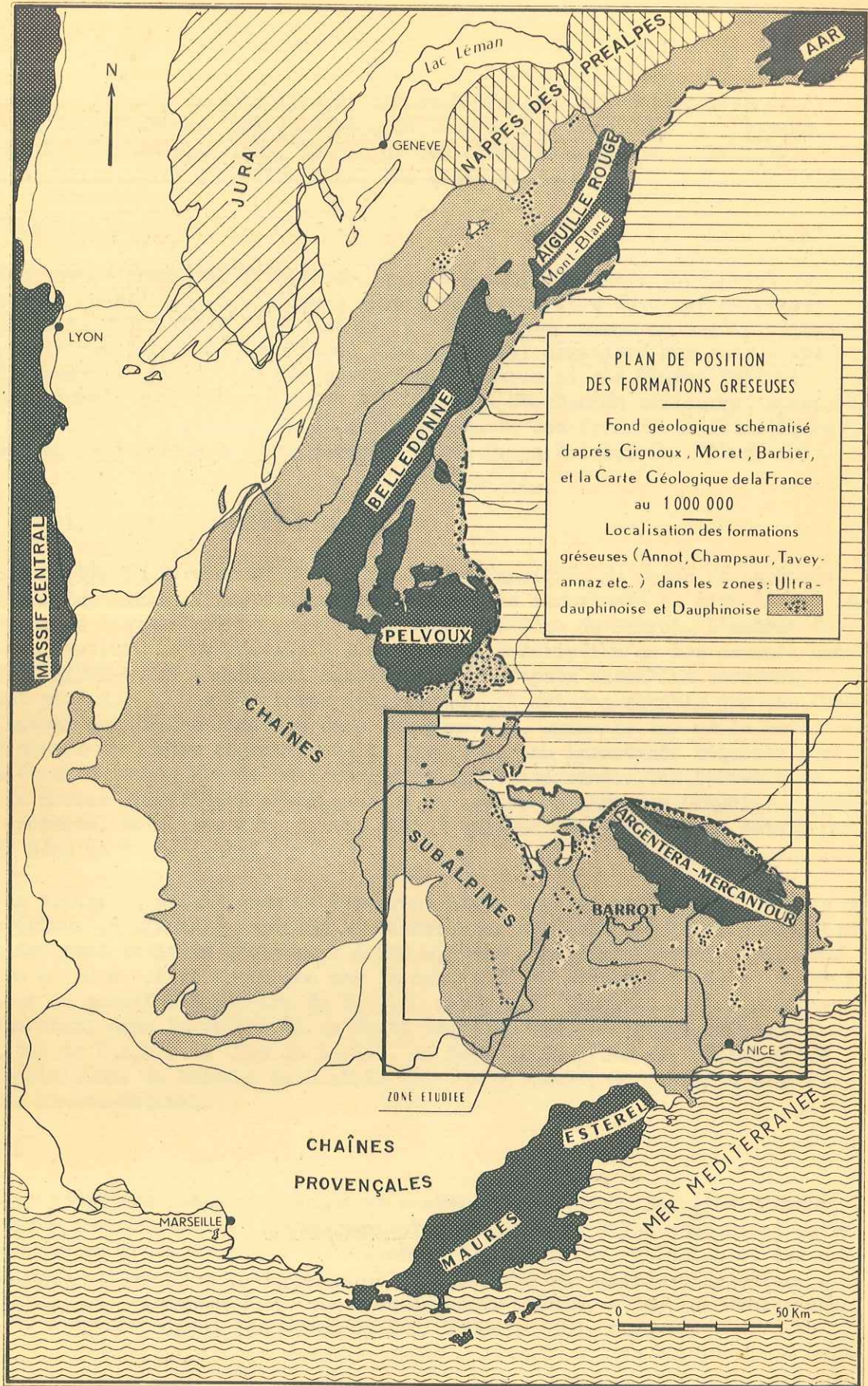
- a) entre Senez et Tartonne, le long des affluents de l'Asse et de l'Asse de Blieux,
- b) entre Turriers, Gigors, Faucon du Caire (B.-A.) au S. de la Durance.

Ces affleurements sont situés sur un axe N.-N.O. - S.-S.E., en gros parallèle aux zones 1 et 2 dont il vient d'être question, à environ 20 km plus à l'Ouest.

- c) Il faut y ajouter le petit affleurement de la Tour St Philippe à Faudon (Hautes-Alpes), au N.-N.E. de Gap, rattaché aux grès du Champsaur.

Cadre géologique

Rappelons que les synclinaux de grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux décrits dans ce texte, sont encadrés par trois massifs cristallins hercyniens autochtones : au N. le Pelvoux, à l'E. le Massif Argentera-Mercantour, au S. le Tanneron-Estérel (fig. 1). Il s'y ajoute deux affleurements de moindre



importance de schistes "antehouillers" situés à Avençon et Remollon près de l'Avance et de la Durance dans la Région du Dôme de Remollon au S. du Pelvoux. Comme nous le verrons plus loin, le jeu de ces éléments du socle a influencé l'histoire sédimentaire du géosynclinal des Alpes du Sud.

PALEOZOIQUE S. STR.

Les toutes premières formations, qui en forment la couverture, sont des schistes, des quartzites, des arkoses allant du Carbonifère au début du Trias (Werfénien). A. FAURE-MURET (1955) décrit d'importantes masses de dépôts détritiques carbonifères prises en synclinaux dans le Massif Argentera Mercantour; il en existe également à l'intérieur des massifs du Tanneron et des Maures-Estérel (P. BORDET, 1951); des schistes noirs à plantes du Stéphanien affleurent aussi le long du Bès au N. de Barles (B.-A.); enfin il existe des formations détritiques attribuées au Paléozoïque sur les bordures S. et E. du Pelvoux (P. GIDON, 1953, p. 11).

PERMIEN ET TRIAS INFÉRIEUR (WERFENIEN)

Les dépôts du Permien et du Werfénien sont indiqués au moyen de hachures obliques sur la figure 2. Les affleurements les plus importants se situent sur la bordure S.E. de l'Argentera et constituent aussi le Dôme de Barrot. L'auteur demande à ses lecteurs de se référer à l'excellente description de ces couches données par A. FAURE-MURET (1955) qui distingue 4 principaux ensembles permien, totalisant plus de 4 000 m de roches détritiques. Il est remarquable que ces formations soient maintenant limitées dans une zone E.O. entre le Var et la Roya. Au S. en dehors de l'aire délimitée de la figure 2, une importante séquence permienne s'étend entre le Massif du Tanneron et la Méditerranée. Ces séries sont formées de roches détritiques arkosiques et de roches volcaniques (rhyolite, pyroméride, andésite, dolérite, esterellite, etc.) qui ont été étudiées en détail par P. BORDET dans sa thèse (1951).

Des arkoses quartzitiques et des grès, blanc à gris, et des conglomérats du Trias inférieur (Werfénien) reposent en discordance sur les formations paléozoïques. Le Werfénien peut avoir de quelques m à 200 m, mais a généralement une épaisseur inférieure à 100 m. Il se distingue par la constance de ses dépôts qui se suivent au pourtour du massif d'Argentera du S.-S.E. au N.-N.O. jusqu'au Col de Pourriac et Pontebarnardo dans la vallée de la Haute Stura en Italie. Il apparaît aussi dans le Dôme de Barrot, le Dôme de Barles, le Dôme de Remollon et au-dessus des séries cristallines du Pelvoux au S.-S.E. (P. GIDON, 1953); au S. enfin dans la région des Maures-Estérel.

MESOZOIQUE

Les formations postwerfénien et antérieures au dépôt des grès d'Annot, suivant les points considérés, atteignent plus de 2 000 m. Elles comportent outre des évaporites au Trias moyen, essentiellement des calcaires, dolomies et des marnes qu'on peut rattacher aux complexes ultradauphinois aux abords d'Argentera - Dôme de Barrot (A. FAURE-MURET, 1955) ou dauphinois (MORET, 1954), accumulés dans la fosse du miogéosynclinal des Alpes du Sud (TRUMPY, 1960, fig. 1).

Les calcaires du Crétacé supérieur sont recouverts en discordance par un lit mince de conglomérat connu sous le nom de "conglomérat à microcodium" surmonté localement par des dépôts à affinités lacustres (A. FAURE-MURET et al., 1957, Y. GUBLER, 1958, 1960).

Cet épisode succède à des déformations tectoniques suivies d'émersion, particulièrement nettes dans le vallon du Lauzanier. Les cartes de J. BOUSSAC (1912), de J. GOGUEL (1936, fig. 248) montrent que la transgression marine vers l'Ouest au nummulitique s'est avancée sur des formations calcaires fortement plissées et érodées.

C'est ainsi que, dans le secteur externe entre Castellane, Taulanne, Senez, Tartonne et Faucon-Gigors, les calcaires et les grès de base du Tertiaire, d'âge Bartonien (voir diplômes CHAUVEAU, BONAFoux, OSMAN, GUERIN-DESJARDINS, GAGNIERE), se trouvent indifféremment sur des formations d'âge Crétacé supérieur et inférieur, voire Jurassique supérieur, conservées dans des plis provençaux orientés E.O. particulièrement bien exposés dans "l'Arc de Castellane" (GOGUEL, 1936) et au S. du Dôme de Barrot. A.F. de LAPPARENT (1938, p. 185) pense que la phase tectonique provençale correspondante se situerait entre le Lutétien et le Bartonien.

NUMMULITIQUE

Les formations marines tertiaires qui sont au-dessus de la formation à Microcodium sont composées de trois lithofaciès : calcaires ou grès nummulitiques, calcschistes à globigérines ou marnes bleues dites priaboniennes, et grès d'Annot alternant avec des grès argileux. Ces formations qui correspondent à la triologie priabonienne de M. MORET sont rattachées au complexe ultradeuphinois par R. BARBIER (1948) et MORET (1954).

Les grès d'Annot, dont les affleurements sont portés en pointillé sur la figure 2, se sont déposés sur les formations argileuses fines du priabonien et sont les derniers dépôts marins accumulés dans cette fosse alpine. Il est assez évident dans cette région que des failles et des réajustements tectoniques importants se sont produits à la fin de la période Eocène et pendant le dépôt des grès d'Annot (FAURE-MURET, 1955; GUBLER, 1958).

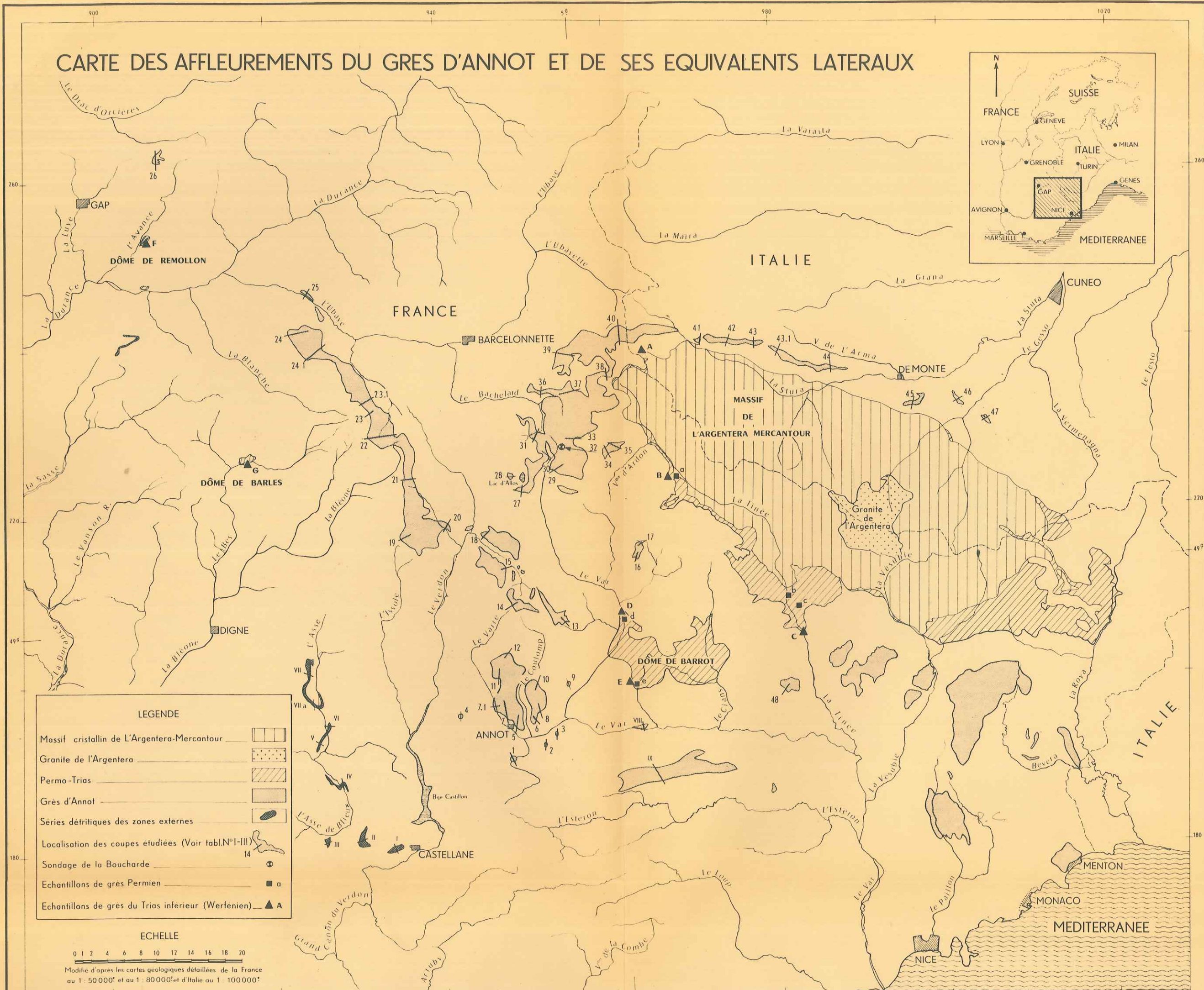
Dans la zone externe, les dépôts détritiques fins et marins correspondants, sont stratigraphiquement et géographiquement plus réduits; ils sont recouverts par des séries plus jeunes littorales, lacustres et continentales (Molasse rouge).

Ces formations marines tertiaires ont été déposées avant l'orogène alpin qui se situe entre le Lattorfien et le Stampien (A.F. de LAPPARENT, 1938).

C'est au cours de ces déformations que les nappes de l'Ubaye-Embrunais et du Flysch à Helminthoïdes se sont mises en place du N.E. vers le S.O. (Y. GUBLER, 1958), recouvrant en partie la couverture sédimentaire des massifs hercyniens déjà plissée (fig. 1).

Un important secteur de la chaîne alpine naissante est définitivement exondé alors que s'effondrent des fossés périalpins où s'accumulent les produits d'érosion de ces chaînes pendant l'Oligocène supérieur. A.F. de LAPPARENT (1938) a

CARTE DES AFFLEUREMENTS DU GRES D'ANNOT ET DE SES EQUIVALENTS LATERAUX



LEGENDE

- Massif cristallin de L'Argentera-Mercantour
- Granite de l'Argentera
- Permo-Trias
- Grès d'Annot
- Séries détritiques des zones externes
- Localisation des coupes étudiées (Voir tabl. N° I-III)
- Sondage de la Boucharde
- Echantillons de grès Permien
- Echantillons de grès du Trias inférieur (Werfenien)

ECHELLE

0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20

Modifié d'après les cartes géologiques détaillées de la France
 au 1 : 50 000^e et au 1 : 80 000^e et d'Italie au 1 : 100 000^e

TABLEAU I. LOCALISATION DES COUPES DU GRES D'ANNOT (voir Figure 2).

NUMERO de la STATION	NOM GEOGRAPHIQUE UTILISE DANS LE TEXTE	CARROYAGE KILOMETRIQUE LAMBERT		CARTE DE FRANCE au 50.000ème
		Base x - y	Sommet x - y	
1	ROUAINE	947,7 - 190,3	947,6 - 190,1	ENTREVAUX
2	OURGES	951,8 - 191,7	951,8 - 191,7	ENTREVAUX
3	COURLEVERAS	953,3 - 193,7	953,3 - 193,6	ENTREVAUX
4	ALLONS	941,1 - 195,8	941,1 - 195,8	ENTREVAUX
5	CHAMBRE DU ROI (2 coupes)	948,7 - 193,6	948,5 - 194,7	ENTREVAUX
		948,9 - 194,7	948,5 - 194,7	
6	CRETE DE LA BARRE	950,4 - 194,9	950,2 - 195,1	ENTREVAUX
7	COULETTE	947,5 - 195,4	947,0 - 196,6	ENTREVAUX
7.1	BERAUD	945,6 - 196,2	946,0 - 196,2	ENTREVAUX
8	GROS VALLON DE St BENOIT	951,0 - 196,6	950,9 - 197,3	ENTREVAUX
9	CASTELLET-les-SAUSSES	954,2 - 199,1	954,1 - 199,3	ENTREVAUX
10	COL DU FA	951,0 - 199,6	950,7 - 199,1	ENTREVAUX
11	GROS VALLON DE FUGERET	946,4 - 199,2	946,5 - 200,0	ENTREVAUX
12	RUCH	947,7 - 203,2	947,5 - 202,9	ENTREVAUX
13	MONT St HONORAT	954,8 - 206,4	954,5 - 206,8	ENTREVAUX
14	GRAND COYER	947,7 - 209,1	948,2 - 209,2	ALLOS
15	MOURIES	946,9 - 213,6	946,4 - 213,2	ALLOS
16	TETE de MERIC	963,3 - 213,8	963,4 - 214,0	St ETIENNE-de-TINEE
17	CRETE DE ROGNONE	964,4 - 215,5	964,0 - 216,0	St ETIENNE-de-TINEE
18	BARRES des BAUSSEES	944,3 - 216,4	945,0 - 217,0	ALLOS
19	MONTAGNE de CHALUFY	934,4 - 216,5	935,0 - 216,8	ALLOS
20	CHASSE	939,2 - 218,8	939,6 - 219,0	ALLOS
21	MOURRE GROS	935,1 - 224,6	935,7 - 225,0	ALLOS
22	TROIS EVECHES	931,6 - 228,6	934,5 - 229,4	BARCELONNETTE
23	TETE DE CHABRIERE	930,6 - 232,8	931,2 - 232,7	BARCELONNETTE

TABEAU I. LOCALISATION DES COUPES DU GRES D'ANNOT (SUITE).

23.1	TETE DE BALAOUR	930,4 - 233,9	931,4 - 233,7	BARCELONNETTE
24	BAT. DU COLBAS (DORMILLOUX)	922,0 - 242,1	924,0 - 242,5	SEYNE
24.1	PIC DE SAVERNES	923,7 - 239,0	924,7 - 239,9	SEYNE
25	LAUSET	924,2 - 246,5	924,4 - 246,7	SEYNE
26	TOUR St PHILIPPE	906,3 - 262,7	906,4 - 262,9	CHORGES
27	PETITE TOUR DU LAC D'ALLOS	948,9 - 222,3	949,0 - 222,5	ALLOS
28	TETE DE MONIER	948,0 - 223,8	947,8 - 224,2	ALLOS
29	TETE DE GORGAS	953,3 - 224,4	954,1 - 225,0	ALLOS
30	COL DE LA CAYOLLE	952,8 - 226,1	952,1 - 226,8	ALLOS
31	TROU DE L'AIGLE	951,1 - 229,1	951,0 - 228,5	ALLOS
32	SONDAGE DE LA BOUCHARDE	954,4 - 227,3	954,4 - 227,3	ALLOS
33	TETE DE SANGUINIÈRE	954,6 - 228,2	955,5 - 228,6	ALLOS
34	BEC DE MARSEGLIA	961,2 - 226,7	960,1 - 227,2	St ETIENNE-de-TINEE
35	Mt AUNES	961,3 - 227,3	960,5 - 227,4	St ETIENNE-de-TINEE
36	BARRE DE LA MAUVAISE COTE	951,8 - 233,5	951,9 - 233,7	BARCELONNETTE
37	CIME DE LA BONETTE	955,3 - 233,8	956,3 - 234,2	BARCELONNETTE
38	CIME DE PELOUSETTE	960,0 - 235,5	960,1 - 236,8	LARCHE
39	GITE DU CHAMOIS	954,3 - 238,7	954,8 - 238,2	BARCELONNETTE
40	LAC DU LAUZANIER	961,2 - 240,6	962,1 - 241,9	LARCHE
41	SERVAGNO	971,1 - 239,7	971,2 - 240,2	LARCHE
42	CIMA DEL GIAS	973,8 - 239,6	974,6 - 240,2	LARCHE
43	CLE. PICONIERA	977,7 - 239,0	977,8 - 239,7	LARCHE
43.1	M. SAVI	981,6 - 238,8	981,7 - 239,1	LARCHE
44	M. CORSO DEL CAVALLO	986,4 - 236,7	986,6 - 237,3	LARCHE
45	CIMA CIALANCIA	997,1 - 232,3	997,0 - 232,5	BOREON
46	MADONA DEL COLLETO	1002,0 - 232,2	1002,2 - 232,3	BOREON
47	PUCIO	1005,2 - 230,7	1005,3 - 230,8	BOREON
48	Pnte DES 4 CANTONS	981,1 - 197,9	981,3 - 198,7	PUGET-THENIERS

TABLEAU II. LOCALISATION DES COUPES DES SERIES GRESEUSES EQUIVALENTES
AU GRES D'ANNOT (voir figure 2).

NUMERO de la STATION	NOM GEOGRAPHIQUE UTILISE DANS LE TEXTE	CARROYAGE KILOMETRIQUE LAMBERT		CARTE DE FRANCE au 50.000 ème
		Base x - y	Sommet x - y	
I	BRAYALS	933,4 - 180,3	932,8 - 180,7	CASTELLANE
II	PRE CHAUVIN (TAULANNE)	929,4 - 181,9	929,8 - 182,2	MOUSTIERS-Ste-MARIE
III	THON	924,6 - 181,6	924,9 - 181,7	MOUSTIERS-Ste-MARIE
IV	SENEZ	927,2 - 188,1	926,9 - 188,3	DIGNE
V	St JACQUES	924,3 - 193,0	924,3' - 192,4	DIGNE
VI	St LIONS	925,4 - 194,5	925,5 - 194,6	DIGNE
VII a	CHAMBADESC	923,9 - 197,4	923,9 - 197,8	DIGNE
VII	SAUZERIES (CLUMANC)	922,8 - 201,1	923,7 - 200,7	DIGNE
VIII	PUGET-THENIERS	964,2 - 193,9	964,2 - 194,3	PUGET-THENIERS
IX	ROCHETTE	966,4 - 187,7	965,7 - 188,9	ROQUESTERON

TABLEAU III. LOCALISATION DES ECHANTILLONS DE GRES ET QUARTZITES DU
PERMIEN ET TRIAS INFERIEUR (WERFENIEN).

LEGENDE (voir figure 2)	NOM GEOGRAPHIQUE UTILISE DANS LE TEXTE.	CARROYAGE KILOMETRIQUE LAMBERT		CARTE DE FRANCE au 50.000 ème	
		X	Y		
PERMIEN	a	AURON	968,2	223,7	St ETIENNE-de-TINEE
	b	St SAUVEUR - s - TINEE	981,8	209,6	PUGET-THENIERS
	c	St SAUVEUR - s - TINEE	982,2	208,8	PUGET-THENIERS
	d	PONT DES ROBERTS	962,1	207,1	PUGET-THENIERS
	e	LEOUVE	963,5	199,0	PUGET-THENIERS
TRIAS INFERIEUR (WERFENIEN)	A	COL DE POURRIAC	964,3	238,5	LARCHE
	B	AURON	968,1	223,8	St ETIENNE-de-TINEE
	C	ABELIERA	983,3	206,1	PUGET-THENIERS
	D	PONT DES ROBERTS	962,1	207,2	PUGET-THENIERS
	E	LEOUVE	963,3	199,0	PUGET-THENIERS
	F	CHAUSSENSOIRE (AVANCON)	905,0	253,0	CHORGES
	G	BARLES	915,5	226,6	JAVIE

montré qu'une seconde importante phase tectonique alpine, plus forte que la première, a affecté, de nouveau, la région entre le Miocène et le Pliocène, accompagnée de poussées vers le S.O. qui, entre le Tanneron et le Pelvoux, affectent les plis provençaux E.O.

Au cours de ces mouvements le Cristallin d'Argentera est soulevé, entraînant le décollement de sa couverture autochtone et allochtone, qui aboutit au chevauchement de bordure des écailles alpines sur le Mio-Pliocène détritique du bassin de Digne.

Les glaciations et l'érosion glaciaire subaérienne ont continué le travail d'usure en laissant leurs marques caractéristiques sur la région étudiée.

Historique

De nombreuses publications ont été consacrées aux grès d'Annot ou aux séries détritiques équivalentes de la Haute Provence. C'est seulement au cours des dix dernières années que leur position stratigraphique et tectonique a pu être mieux définie grâce à une cartographie précise au 1/20 000 établie par A. FAURE-MURET dans les Alpes-Maritimes, des étudiants de l'Institut Catholique dans le Var sous la direction de MM. P. BORDET et A.F. de LAPPARENT, des étudiants de l'Institut Français du Pétrole dans les Basses-Alpes sous la direction de Mme Y. GUBLER, de l'Ecole Nat. Supérieure des Mines sous la direction de M. M. LEMOINE.

C'est à partir de ces documents que des études sédimentologiques ont pu être entreprises, qui apportent des éléments constructifs à la connaissance paléogéographique du bassin Nummulitique du Sud des Alpes.

ETUDES STRATIGRAPHIQUES ET TECTONIQUES ANTERIEURES

La reconnaissance des séries de calcaire à Nummulites, des marnes argileuses schistoïdes et des grès, date du début du siècle dernier. Cette série au N. du département des Basses-Alpes (St Vincent, le Lauzet, lac du Lauzanier) a été décrite déjà dans ses grandes lignes par PARETO en 1834. Les grès au-dessus des couches calcaires et marneuses à Nummulites dans les régions entre Rouaine (B.-A.) au S., et Monestier de Briançon (H.-A.) au N. ont été décrites par S. GRAS (1840). GRAS, le premier, a été frappé par la constance du cycle calcaire-marnes-grès retrouvé à Annot, Colmars, au lac du Lauzanier et à Faudon. Les séries détritiques entre Senez et Tartonne au S.O. de ces régions sont également brièvement examinées. Une carte géologique délimitait d'une façon générale la distribution des "Macignos" (nom donné alors aux séries grés-marneuses) dans la région des Basses-Alpes; on datait cette formation de l'âge Crétacé.

Une coupe stratigraphique de la série du Lauzanier a été présentée l'année suivante par A. SISMONDA (1841). Ce même auteur reconnaissait plus tard (1846) l'âge Tertiaire des différents bassins nummulitiques des Alpes-Maritimes.

A la fin du siècle, c'est à la suite seulement des travaux de GARNIER (1872), TOURNOUER (1872), HAUG (1891), BERTRAND (1896) et KILLIAN (1897), consacrés à la

géologie des Basses et des Hautes-Alpes, des Alpes-Maritimes, que le problème des grès d'Annot et de leurs équivalents est correctement posé.

Une seconde phase de recherche s'ouvre avec le monumental traité de BOUSSAC sur l'histoire nummulitique des Alpes qui établit une synthèse des formations marines tertiaires qui nous concernent. Pour la première fois, le problème stratigraphique est clairement posé, BOUSSAC considérant qu'une même assise peut être d'âges différents en deux points différents du géosynclinal et la continuité stratigraphique n'est plus ici une preuve de synchronisme.

Ses cartes paléogéographiques pour chaque phase nummulitique et ses corrélations des divers faciès détritiques de la zone externe Oligocène, sont d'un intérêt particulier pour nous.

Madame Y. GUBLER-WAHL (1928) dans sa description tectonique de la région du lac d'Allos insiste sur les différences de terrain et de pétrographie des grès d'Annot autochtones ou parautochtones et des différents flyschs allochtones. Parmi les autres travaux majeurs qui mettent l'accent sur l'aspect tectonique des déformations qui affectent les ensembles tertiaires autour du massif Argentera-Mercantour, nous devons citer ceux de A. FAURE-MURET (1955), de Y. GUBLER (1955, 1953) de R. MALARODA (1957), et plus au S. ceux de GOGUEL (1936, 1953) et de A. de LAPPARENT (1938).

L'âge du grès d'Annot a été beaucoup discuté depuis le début du siècle. Différentes opinions ont été exposées par FRANCHI (1915), MORET (1924, 1936) BERTRAND (1935, 1936), GUBLER (1928), DEB (1938) et récemment par GUBLER et al. (1952). Il n'en reste pas moins, qu'à la suite de BOUSSAC (1912), tous sont d'accord (MAINGUY, 1936, A.F. de LAPPARENT 1938) sur la transgressivité de plus en plus tardive de la mer nummulitique vers l'Ouest jusqu'à Barrême. Tout récemment J. ESPITALIE et J. SIGAL (1961), dans une note préliminaire, confirment cette migration à partir de données bio-stratigraphiques précises sur l'évolution des foraminifères. Les résultats qu'ils présentent, permettent une corrélation plus correcte des différentes séries détritiques nummulitiques. Ce problème sera exposé plus en détail dans le chapitre suivant.

ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES DU GRES D'ANNOT

C'est à BOUSSAC (1912) que nous devons les travaux de base à toute étude sédimentologique des séries nummulitiques de ce secteur; ses descriptions et interprétations paléogéographiques n'appellent pas beaucoup de modifications. Il a décrit les différents lithofaciès nummulitiques ainsi que les mouvements tectoniques et le milieu de dépôt; c'est ainsi qu'il distingue deux zones principales de dépôt : l'une correspondant à l'accumulation du grès d'Annot grossier, l'autre, la "zone externe", composée de fins sédiments détritiques calcaires.

C'est à DEB (1938) qu'on doit la première étude pétrographique quantitative des séries détritiques tertiaires (incluant le grès d'Annot) dans les Alpes-Maritimes. Des études en lames minces, des analyses granulométriques et calcimétriques, des comptages de minéraux lourds, ont été faits par lui sur des échantillons provenant des synclinaux de Contes, Peira-Cave, Menton, Puget-Thénières et St Antonin ainsi que de la région à l'O. de la Tinée (Tête de Meric, Sanguinières). Ces études

minéralogiques ont montré des corrélations entre les grès de ces divers synclinaux : ils sont contemporains et leurs constituants sont de même origine.

Plus récemment, dans ce même secteur, à l'E. de notre région, des études sédimentologiques ont été entreprises par A. FAURE-MURET et al. (1956) et KUENEN et al. (1957) qui ont noté systématiquement sur le terrain un certain nombre de caractères tels que l'épaisseur des bancs, les variations de taille des grains, le "grano-classement", les structures linéaires des dépôts et celles dues aux paléocourants. Partant de ces observations, les auteurs cités en référence ont mis en évidence le rôle essentiel des courants de turbidité dans le transport des matériaux qui ont formé le grès d'Annot.

A.H. BOUMA (1958, 1959) a revu en grands détails les séquences grès-marnes des Alpes-Maritimes, en particulier dans le synclinal de Peira-Cave. Ses observations (pétrographie, épaisseurs des bancs, mesures des directions des paléocourants, et structures sédimentologiques) viennent à l'appui de l'hypothèse de courants de turbidités découverts par KUENEN (loc. cit.) soulignant un apport venant du Sud.

Une courte note de GUERNET (1960), sur le grès d'Annot du synclinal de Contes, au N. de Nice (A.-M.), met localement en question la direction S. des apports, proposés par les sédimentologistes Hollandais : pour lui les matériaux viendraient de l'Est.

Dans le secteur N., VERRIER (1950) et CONEY (1954) ont noté au cours de leurs études de terrain certaines particularités du grès d'Annot dans la région du Haut-Var, notamment la répartition stratigraphique et spaciale de conglomérats associés aux grès. De telles observations ont été poursuivies dans la région d'Annot (B.-A.), localité-type de la formation, et complétées par des travaux partiels de laboratoire dont les résultats extraits des diplômes inédits I.F.P. de CASTELAIN (1957), DOILLON (1957), FERRAT (1957), GOVOROFF (1957), JARDINE (1957), JOYES (1957) ont été incorporés dans cette étude. Ces résultats ont été exposés au Vè Congrès International de Sédimentologie par Mme Y. GUBLER (1958). Les confrontant avec les conclusions de l'Ecole Hollandaise obtenues dans un secteur S., l'auteur conclue à des origines différentes des constituants des grès dans des secteurs géographiquement différents.

Il faut y ajouter les observations des séries grésomarneuses de la région de Faudon et du grès du Champseur au S. du Pelvoux décrites par BEUF (1959), celles des grès de Faucon faites par GAGNIERE (1959); les diplômes, non publiés, de J. BIJU-DUVAL (1953) et de B. BIJU-DUVAL (1957) contribuent à la connaissance des grès des synclinaux de St Antonin et de Puget-Théniers dans les Alpes-Maritimes.

But de l'étude

L'étude du grès d'Annot qui m'a été proposée en 1958 à l'Institut Français du Pétrole, en accord avec Monsieur le Professeur R. BARBIER, avait comme but, au départ, d'éclaircir le problème controversé des origines possibles des grès d'Annot et de leurs équivalents tel qu'il apparaissait à la suite des travaux de KUENEN et de Mme Y. GUBLER à cette époque.

Il convient de rappeler qu'antérieurement à tous travaux sédimentologiques cette formation, attribuée à l'Eocène supérieur par les uns, à l'Oligocène par les autres, était généralement considérée comme formée par les produits de l'érosion de matériel cristallin provenant du massif d'Argentera.

Les études directionnelles des paléocourants qui ont transporté le matériel détritique, mesurées systématiquement par KUENEN et al. (1957) et BOUMA (1958-1959) ont montré, pour les grès, sur le pourtour S.E. -S. -S.O. du massif, que cela est faux, le matériel dans ce secteur venant du S. et provenant de l'érosion des massifs corsico-sardes aujourd'hui immergés.

S'appuyant sur des études minéralogiques, alors encore fragmentaires, et des données paléotectoniques, Y. GUBLER (1958) soulignait les différences entre les constituants des grès du secteur S. de ceux d'un secteur N. en gros délimités par le Dôme de Barrot, et suggèrait que le grès au N.-N.O. du massif d'Argentera "tire son origine non pas du Cristallin du Massif mais de sa couverture détritique permotriasique.

Je disposais des feuilles au 1/50 000 de Larche, Barcelonnette, Allos, Entrevaux, Digne, Seyne, de 10 minutes au 1/20 000 sur lesquelles étaient fidèlement portés les affleurements de grès, ainsi que des cartes au 1/50 000 de A. FAURE MURET dans la Tinée et de R. MALARODA (1957) en Italie entre Stura et Gesso. Ce fut un gain de temps considérable qui m'a permis de choisir les coupes les plus complètes, les moins tectoniques sur lesquelles ont pu être faites toutes les mesures de terrain.

Les études des structures sédimentaires et les mesures des paléocourants du grès d'Annot des Alpes-Maritimes de KUENEN et al. (1957) et d'autres formations de flysch en Suisse (CROWELL, 1955; HSU, 1960) et des Appenins (Ten HAAF, 1959) ayant donné des résultats particulièrement fructueux, cette étude a été entreprise d'abord sous ce même angle. Dès 1959, il était devenu évident que de telles méthodes quantitatives sur le terrain éclaircissaient le problème posé. Les données rassemblées ne donnent pas seulement la direction dans laquelle les sédiments ont été transportés mais aussi des renseignements concernant les agents de transport et le dépôt des milieux impliqués. De plus la configuration du bassin, la délimitation des lignes de rivage, la bathymétrie, la topographie sous marine et la localisation des zones d'alimentation peuvent aussi être mises en évidence à partir de telles données. L'expérience nous a montré qu'à partir de critères lithologiques, correspondant à l'épaisseur des séquences sable/argile, des corrélations sont possibles également d'une coupe à l'autre (STANLEY, 1959).

Ces observations de terrain ont été complétées par un examen pétrographique détaillé dans le but d'établir des relations d'apparementement entre matériau d'origine et les grès. Des études quantitatives basées sur les conditions de transport et de dépôt des conglomérats des grès et des marnes considérés. Elles nous ont permis de localiser des zones minéralogiques particulières, des variations dans les lithofaciès et des zones de mélange minéralogiques.

Les premiers résultats obtenus après une première campagne de terrain (1959) se sont montrés incohérents, à cause d'un échantillonnage insuffisant.

La validité des méthodes d'échantillonnage n'a pu être établie qu'après des

études pétrographiques au laboratoire. Lors d'une seconde campagne nous avons du procéder à un échantillonnage beaucoup plus précis, indispensable dans des séries de flysch aussi épaisses et monotones.

L'examen des grès calcaires fins de la zone externe, à peu près du même âge que le grès d'Annot, nous a été nécessaire pour compléter l'étude sédimentologique de bassin nummulitique. S'y rattachent le grès en plaquettes de Senez et Clumanc (B.-A.), le grès de Faucon Gigors, que nous mettons en parallèle, le long du texte avec le grès d'Annot.

Tout à fait indépendamment, j'ai poursuivi l'étude des grès inférieurs bartoniens de Castellane et de Taulanne, celle des grès du Stampien à Natica crassatina dont l'histoire est associée à celle des grès calcaires fins cités plus haut.

Les résultats sont portés sur plusieurs cartes de lithofaciès établies sur le principe des variations macro. et microlithologiques observées, chacune de ces différentes variations n'est pas d'égale valeur pour la compréhension du bassin, nous avons dû établir un choix. Comme le montrent les fig. 29 et 32 la superposition des cartes de lithofaciès permet de mieux comprendre les mécanismes responsables de la formation des grès (lithologie, agents de transport et cadre paléomorphologique). Et en replaçant ces facteurs sédimentologiques dans le contexte stratigraphique et tectonique des études antérieures, citées en référence, nous pouvons retracer le cadre paléogéographique cohérent des événements qui se sont déroulés pendant la période de sédimentation détritique à la fin du Nummulitique.

Il a été nécessaire de nous appesantir sur les phénomènes liés aux courants de turbidité et sur la pétrographie des "turbidites". A propos du sujet traité, j'ai souligné les relations qui existent entre les mécanismes de transport par courants de turbidité et par glissement et le dépôt du flysch. Ces sujets très discutés ont été longuement débattus par des auteurs comme TERCIER (1947), LOMBARD (1958), KUENEN (1958), AUBOIN (1959), HSU (1960), et TRUMPY (1960). J'ai mentionné dans cette étude les relations existant entre grès d'Annot et les flyschs grésomarneux d'autres parties des Alpes, des Appenins ou de récents dépôts océaniques cités dans la littérature.

Dans un appendice, nous avons reporté les résultats préliminaires d'études pétrographiques d'un certain nombre de grès tertiaires apparentés aux grès d'Annot région Ouest des Alpes. Cette étude, entreprise comme second sujet de thèse, résume brièvement les caractéristiques minéralogiques et de texture des grès du Champsaur de la bordure S.E. du massif du Pelvoux, des grès "grano classés" du flysch des Aiguilles d'Arves près de l'Arc. J'ai fait mention aussi de quelques grès allochtones appartenant aux séries charriées de l'Embrunais au col de Vars, et aux flyschs silteux de la Nappe de l'Ubaye irrégulièrement répartis sur le grès d'Annot de la bordure N.O.-N. du Massif Argentera-Mercantour.

Ouvrages consultés

- AUBOIN J. 1959 - "A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal" : Rev. Geogr. Phys. et Géodynam., ser. 2, vol. 2, p. 135-188.
- BARBIER R. 1948 - "Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère" : Carte Géol. France, Mem, 291 p.
- BARBIER R. et GARIEL O. 1959 a. - "A propos d'une interprétation récente de la structure du "Dôme de Remollon" près de Gap (Hautes-Alpes)" : C.R.Ac. Sci., t. 249, p. 1122-1124.
- 1959 b - "Le style tectonique du Dôme de Remollon près de Gap (Hautes-Alpes)" : C.R.Ac. Sci., t. 249, p. 1377-1379.
- BERTRAND L. 1896 - "Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes" (Thèse) : bulletin Serv. Carte Géol. France et des Topo. souterr., vol. 9, 214 p.
- 1935 - "L'âge oligocène des grès d'Annot" : C.R.Som. Soc. Géol. France, n° 15, p. 229-230.
- 1936 - "Sur l'âge du grès d'Annot dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 5, p. 73-75.
- BERTRAND L., HAUG E., KILIAN W., ZURCHER Ph. 1899 - "Carte géologique détaillée de la France", Feuille de Digne 1/80 000^e avec une notice par Haug et Kilian, Paris.
- BEUF S. 1959 - "Contribution à l'étude géologique du massif de Soleil Boeuf (Hautes-Alpes)" Dipl. Et. Sup. Grenoble, 62 p.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B. et GUBLER Y. 1960 - "Les formations volcano-détritiques du Thônes, du Champsaur, de Clumanc". 79^e Congrès Assoc. Fr. pour Avanc. des Sci. Grenoble. Sous presse.
- BIJU-DUVAL J. 1953 - "Description géologique du synclinal de St Antonin et du dôme d'Amirat (A.-M.) : Dipl. Et. Sup. Paris.
- BIJU-DUVAL B. 1960 - "Premiers résultats de l'étude sédimentologique des grès de "Taveyannaz" dans le synclinal de Thones (Haute-Savoie) - Hypothèses" : rapport intérieur Inst. Franc. Pétrole, 35 p.
- BONAFoux R. 1957 - "Contribution à l'étude du Tertiaire dans le synclinal de Barême (partie Sud)" : Dipl. Et. Sup. Grenoble.
- BORDET P. 1950 - "Le dôme permien de Barrot et son auréole de terrains secondaires" Bull. carte Géol. France, 43, n° 228, p. 1-36.
- 1951 - "Etude géologique et pétrographique de l'Estérel" : Mem. Carte Géol. dét. France, Paris, 209 p.
- BOUMA A.H. 1958 - "Flysch oligocène de Poira-Cava (Alpes-Maritimes, France)" Ecl. Géol. Helv., vol. 51, p. 893-900.
- 1959 - "Some data on turbidites from the Alpes-Maritimes (France)". Geol. en Mijnb., vol. 21, p. 223-227.
- BOUSSAC J. 1912 - "Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin" : Mem. Carte Géol. France, 662 p.

- CASTELAIN J. 1957 - "Etude géologique de la région Allons-Rouaine (Crétacé Tertiaire)", Dipl. Et. Sup. Grenoble, 42 p.
- CHAVAND J.C. 1957 - "Etude du Nummulitique de la région de Peyresq et Thorame Basse", Dipl. Et. Sup. Grenoble, 30 p.
- CONEY, P. 1954 - "Etudes géologiques dans la Haute Tinée et le Haut Var". Dipl. Inst. Fr. Pétrole.
- CROWELL J.C. 1955 - "Directional-current structures from the Prealpine flysch, Switzerland" : Bull. Geol. Soc. America. vol. 66, p. 1351-1384.
- DEB S. 1936 - "Etude sur les conditions de dépôt de la série des grès d'Annot dans les Alpes-Maritimes" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 1-2, p. 28-30.
- 1938 - "Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes" : Mem. Soc. Géol. France, Mem. n° 36, Paris, Soc. Géol. France, 114 p.
- DOILLON F. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot (feuille au 1/20 000^e d'Entrevaux n° 4)" : Dipl. Inst. Fr. Pétrole, 21 p.
- ESPITALIE J. et SIGAL J. 1961 - "Microstratigraphie des "marnes bleues" des bassins tertiaires des Alpes méridionales - Le genre Caucasina (Foraminifère)" : Revue Micropal. vol. 3, n° 4, p. 201-206.
- FAURE-MURET A. 1955 - "Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires" : Mém. Expl. Carte Géol. France (thèse), 336 p.
- FAURE-MURET A., FALLOT P. et LANTEAUME M. 1957 - "Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de la Brigue (Hte Roya)" : C.R. Ac. Sci., vol. 244, p. 1977.
- FAURE-MURET A., KUENEN Ph., LANTEAUME M. et FALLOT P. 1956 - "Sur les flyschs des Alpes-Maritimes Françaises et Italiennes" : C.R.Ac. Sci., vol. 243, p. 1697-1701.
- FAURE-MURET A. et SUTTER G. 1949 - "Sur la tectonique du revers italien de l'Argentera-Mercantour" : C.R.Ac. Sci., vol. 228, p. 406-408.
- FERRAT J. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot (feuilles Entrevaux n° 3-4)" : Dipl. Inst. Fr. Pétrole.
- FRANCESCHETTI B. 1960 - "Nuove osservazioni sulla geologia della regione montuosa posta a nord della Stura di Demonte fra Pietraporzio e Bersezio (Alpi-Marittime)" : Accad. Naz. Lincei. Rend. Cl. Sc. Fi. Math. Natur., vol. 29, p. 87-94.
- FRANCHI S. 1915 a - "La posizione della "zona al Helminthoidea labyrinthica" nell'Eocene ligure e l'età dei supposti gres d'Annot" : Boll. Soc. geol. Ital., vol. 34, p. 297-304.
- 1915 b - "Le "arenarie di Annot" e la zona ad Helminthoidea nell'Eocene delle Alpi Marittime e dell'Apennino genovese. Boll. R. Comit. Géol. Ital., vol. XLV, p. 233-333.
- GAGNIERE G. 1959 - "Contribution à l'étude du Tertiaire du Département des Basses-Alpes - Observations stratigraphiques et tectoniques sur le Nummulitique de la région de Faucon-Gigors", Dipl. Et. Sup. Grenoble, 39 p.
- GARIEL O. 1959 - "Contribution à l'étude géologique du Dôme de Remollon (Hautes-Alpes)" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 35 p.

- GARNIER A. 1872 - "Sur les couches nummulitiques de Branchai et d'Allons (Basses-Alpes)" : Bull. Soc. Géol. France (2), XXIX, p. 484-492.
- GIDON P. 1953 - "Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientales et méridionale du Massif du Pelvoux" : Trav. labo. Géol. Grenoble, vol. 31, p. 1-202.
- GIGNOUX M. 1950 - "Géologie stratigraphique", 4 th ed.: Paris, Masson et Cie, 735 p.
- GIGNOUX M. et MORET L. 1934 - "Les grandes subdivisions géologiques des Alpes Françaises"; Ann. Géographie, n° 244, p.337-363.
- 1944 - "Géologie dauphinoise ou initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble"; Grenoble, Paris, B. Arthaud, 424 p.
- GLANGEAUD L. 1957 - "Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques" : Géographie phys. et Géologie dynam. Rev., sér.2, vol. 1, fasc. 4, p. 200-220.
- GOGUEL J. 1936 - "Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var" : Mém. Serv. Carte Géol. France.
- 1944 - "La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes". Bull. Soc. Géol. France, vol. 14, p. 201-218.
- 1952 - "Traité de tectonique"; Paris, Masson et Cie, 383 p.
- 1953 - "Les Alpes de Provence". Actualités scientifiques et Industrielles n° 1195, Géologie régionale de la France, VIII, Paris, Hermann et Cie, 123 p.
- GOVOROFF N. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 38 p.
- GRAS Sc. 1840 - "Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes ou description géologique des terrains qui constituent ce département", 1 vol. 8°, 224 p., Prudhomme Imp., Grenoble.
- GUBLER-WAHL Y. 1928 - "La nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette" (thèse), Jouve et Cie, Paris, 201 p.
- GUBLER Y. 1952 - "Déformations posthumes de la nappe de l'Ubaye" : C.R. Soc. Géol. France, n° 3, p. 31-33.
- 1953 - "Roche Chevalière : klippe Briançonnaise du cirque de Restefond (Basses-Alpes) C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 6, p. 93-96.
- 1955 - "L'éocène subbriançonnais au N.E. du Massif de l'Argentera" : C.R. Soc. Géol. France, n° 5-6, p. 82-86.
- 1958 - "Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le tertiaire des Alpes Françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, Flysch "grès d'Annot" : Ecl. géol. Helv., vol. 51, p. 942-977.
- GUBLER Y., FLANDRIN J. et SIGAL J. 1952 - "Sur l'âge du grès d'Annot dans sa localité type (Basses-Alpes)" : C.R. Ac. Sci. vol. 234, p. 1299-1300.
- GUBLER Y. et SIGAL J. 1960 - "Age crétacé supérieur des calcaires des "Barricate" dans la Haute Stura (Italie)" : 79^e Congrès de l'Ass. Fr. pour Avanc. Sci., Grenoble, sous presse.

- GUERIN-DESJARDINS B. 1957 - "Synclinal tertiaire de Castellane (Basses-Alpes)"
Dipl. Et. Sup. Grenoble, 51 p.
- GUERNET C. 1960 - "Sur les dépôts nummulitiques du synclinal de Contes (Alpes-Maritimes)" ; Rev. Geogr. Phys. et Géol. dynam., vol. 3, fasc. 1, p. 15-16.
- HAAF E. ten, 1959 - "Graded beds of the Northern Apennines" : Univ. Groningen, Thesis, 102 p.
- HAUG E. 1891-92 - "Les chaînes subalpines entre Gap et Digne - Contribution à l'histoire géologique des Alpes Françaises" (thèse) : Bull. Serv. Carte Géol. France et topo. souterr., vol. 3, 197 p.
- HSU K. 1960 - "Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultra helvetic flysch basins, Switzerland" : Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 71, p. 577-610.
- JARDINE S. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 42 p.
- JOYES R. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 44 p.
- KILLIAN W. 1891 - "Etudes géologiques sur les Alpes occidentales. Note sur l'histoire et la structure géologique des chaînes alpines de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes" : Bull. Soc. Géol. France, (3), vol. XIX, p. 571-661.
- KUENEN Ph. H. 1958 a - "L'âge d'un bassin Méditerranéen", Colloques Internationaux du C.N.R.S., vol. 83, p. 157-210.
- 1958 b - "Problems concerning source and transportation of flysch sediments" : Geol. en Mijnb., (nw. ser.); vol. 20, p. 329-339.
- 1958 c - "Turbidity currents a major factor in flysch deposition" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 1009-1021.
- KUENEN Ph. H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. et FALLOT P. 1957 - "Observations sur les flyschs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes" : Bull. Soc. Géol. France (6), vol. 7, p. 11-26.
- LANTEAUME M. 1958 - "Schéma structural des Alpes-Maritimes franco-italiennes" : Bull. Soc. Géol. France, vol. 8, p. 651-674.
- de LAPPARENT A.F. 1938 - "Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance" : Bull. Serv. Carte Géol. France, 198 p.
- LATREILLE M. 1957 - "Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac". Thèse de Doctorat d'Etat, Grenoble, 246 p.
- LEHMANN J.P. 1959 - "Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses-Alpes - Synclinal d'Esparron-La-Batie (flanc S.W.) entre le Sasse et les Monges" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 41 p.
- LOMBARD A. 1958 - "Sédimentologie du flysch" : Ecl. Geol. Helv. vol. 51, p. 1022-1026.
- MAGNIER Ph. 1957 - "Etude du synclinal d'Allons (partie N.O.)" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 30 p.

- MAINGUY M. 1937 - "La transgression nummulitique à l'ouest du Mercantour" : Bull. Soc. Géol. France, vol. 7, p. 401-418.
- MALARODA R. 1957 - "Studi geologici sulla dorsale Montuosa compresa tra le Basse Valli della Stura di Demonte e del Gesso (Alpi Marittime)" : Mem. degli Ist. di Geol. e Miner. dell'Univ. di Padova, vol. 20, 127 p.
- MENNESSIER G. 1959 - "Etude tectonique des confins alpine-provençaux entre le Verdon et l'Argens" : Mem. Soc. Géol. France, n.s., vol. 38, Mem. n° 87, 174 p.
- MERLA G. 1957 - "Essay on the geology of the northern Apennines with a geological map 1 : 1 000 000 "Firenze, AGIP MINERARIA, 30 p.
- MIGLIORINI C.I. 1950 - "Dati a conferma della risedimentazione delle arenarie del macigno" : Mem. Soc. Toscana, Sci. Nat., vol. 57, p. 82-94.
- MORET L. 1924 - "Sur la découverte d'Orthophragmines dans les grès de Taveyannaz du massif de Plate (Haute-Savoie) et sur ses conséquences" : C.R.Ac. Sci., vol. 173, p. 404-406.
- 1936 a - "Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 1-2, p. 23-24.
- 1936 b - "L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 3, p. 37-39.
- 1954 - "Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes Françaises" : Trav. Labo. Géol. Grenoble, vol. 31, p. 203-241.
- MORET L. 1955 - "Précis de Géologie", Paris, Masson et Cie. 669 p.
- OSMAN, Abd El Aziz, 1957 - "Contribution à l'étude du Tertiaire dans le synclinal de Blieux : Dipl. Et. Sup. Grenoble.
- PARETO L. 1834 - "Observations sur le département des Basses-Alpes" : Bull. Soc. Géol. France, (1), IV, p. 185-196.
- RABATE J. 1955 - "Etude stratigraphique et tectonique du synclinal d'Argens" : Dipl. Inst. Fr. Pétrole, 16 p.
- RIVIERE A. 1929 - "Observations sur le Nummulitique de la feuille de Nice au 80 000^e" : Bull. Serv. Carte Géol. France, vol. 33, p. 542-544.
- SADOUN M. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 30 p.
- SISMONDA A. 1833 - "Essai géognostique dans les deux vallées voisines de la Stura et de Vinai" : Mem. Accad. R. d. Sci. Torino, Cl. Sci. Nat. e fis., 1^{ère} ser., vol. 36, p. 1-10.
- 1841 - "Memoria sui terreni stratificati delle Alpi" Mem. Accad. R. d. Sci. Torino, cl. Sci. Nat. e fis., 2^e série, p. 1-48.
- 1846 - "Lettre sur le terrain nummulitique et Néocomien du Comté de Nice" : Bull. Soc. Géol. France, vol. 3, p. 240.
- STANLEY D.J. 1959 - "Preliminary observations on the Annot sandstones ("Northern facies") of the French and Italian Maritime Alps" : rapport int. Inst. Fr. Pétrole, 32 p.

TERCIER J. 1947 - "Le flysch dans la sédimentation alpine "Ecl. Geol. Helv., vol. 40, n° 2 (1948), p. 164-198.

TOURNOUER R. 1872 - "Notes sur les fossiles tertiaires des Basses-Alpes recueillis par Garnier" : Bull. Soc. Géol. France (2), vol. XXIX, p. 492-514 et 521-527.

TRUMPY R. 1957 - "Quelques problèmes de paléogéographie alpine" : Bull. Soc. Géol. France (6), vol. 7, p. 443-461.

1960 - "Paleotectonic evolution of the central and western Alps" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, p. 843-908.

VERRIER G. 1950 - "Etude géologique de la Haute vallée du Var, de la Cayolle à Entraune" : Dipl. Et. Sup. Grenoble.

ZURCHER Ph. 1908 - "Les grès d'Annot (Basses-Alpes)"; la Nature, vol. 36, p. 103-105.

Cartographie

CARTES GEOLOGIQUES DE FRANCE

1/20 000

BONAFOUX R.	1957	DIGNE	Feuille XXXIV-41	n° 7, 8
		MOUSTIERS-Ste-Marie	Feuille XXXIV-42	n° 3, 4
CASTELAIN J.	1957	ENTREVAUX	Feuille XXXV -41	n° 6, 7
CHAVAND J.C.	1957	ALLOS	Feuille XXXV -40	n° 5
		DIGNE	Feuille XXXIV-41	n° 4
		ENTREVAUX	Feuille XXXV -41	n° 1, 2, 3
CONEY P.	1954	ALLOS	Feuille XXXV -40	n° 3, 4
		BARCELONNETTE	Feuille XXXV -39	n° 7, 8
		LARCHE	Feuille XXXVI-39	n° 5
		St-ETIENNE	Feuille XXXVI-40	n° 1
DOILLON F.	1957	ENTREVAUX	Feuille XXXV -41	n° 4
FERRAT J.	1957	ENTREVAUX	Feuille XXXV -41	n° 7, 8
GOVOROFF N.	1957	ENTREVAUX	Feuille XXXV -41	n° 3, 7
GUERIN-DESJARDINS B.	1957	CASTELLANE	Feuille XXXV -42	n° 1
		MOUSTIERS-Ste-Marie	Feuille XXXIV-42	n° 4
JOYES R.	1957	ENTREVAUX	Feuille XXXV -41	n° 3, 4, 7, 8
LEFEVRE J.	1950	LE LAUZET	Feuille XXXIV-39	n° 4
MAGNIER Ph.	1957	ENTREVAUX	Feuille XXXV -41	n° 1, 2, 5, 6
SADOUN M.	1957	ENTREVAUX	Feuille XXXV -41	n° 2, 3, 6, 7
SCHLUNDT J.M.	1950	ALLOS	Feuille XXXV -40	n° 6, 7, 8
VERRIER G.	1950	ALLOS	Feuille XXXV -40	n° 3, 4

1/50 000

1954 ST-ETIENNE-de-TINEE Feuille XXXVI-40 par FAURE-MURET A.,
FALLOT P. et BORDET P.

1/80 000

1936 CASTELLANE Feuille 224 (2^o édition) par ZURCHER Ph.,
LANQUINE A., de LAPPARENT A.F., GOGUEL J.

1943 DIGNE Feuille 212 (2^o édition) par GUBLER-WAHL Y.,
de LAPPARENT A.F., GOGUEL J.

1945 GAP Feuille 200 (2^o édition) par MORET L., GIGNOUX M.,
SCHNEEGANS D., BLANCHET F., ROQUES M.,
LORY P., GOGUEL J.

1903 LARCHE Feuille 201 (1^{ère} édition) par KILIAN W., ZUR-
CHER Ph., HAUG E.

1898 ST-MARTIN-de-VESUBIE Feuille 213 (1^{ère} édition) par BERTRAND L., MI-
CHEL-LEVY M.

1939 NICE Feuille 225 (2^o édition) par BERTRAND L., LAN-
QUINE A., MAURY E.,
RIVIERE A., BELLAIR P.

1/100 000

"Esquisse géologique du Massif de l'Argentera-Mercantour et de sa bordure sédi-
mentaire" par FAURE-MURET A. (1955).

CARTES GEOLOGIQUES D'ITALIE

1/25 000

Carta geologica della dorsale montuosa compresa tra le basse valli della Stura di
Demonte e del Gesso (Alpi Marittime). R. MALARODA, 1957. Mem. degli Ist. di
Geol. e Miner. dell'Univ. di Padova, vol. XX.

1/100 000

BOVES
DEMONTE
DRONERO

CARTES TOPOGRAPHIQUES DE FRANCE

ALLOS	Feuille XXXV -40
BARCELONNETTE	Feuille XXXV -39
LE BOREON	Feuille XXXVII-40
CASTELLANE	Feuille XXXV -42
CHORGES	Feuille XXXIV-38
DIGNE	Feuille XXXIV-41
ENTREVAUX	Feuille XXXV -41
LA JAVIE	Feuille XXXIV-40
LARCHE	Feuille XXXVI-39
MOUSTIERS-Ste-MARIE	Feuille XXXIV-42
PUGET-THENIERS	Feuille XXXVI-41
ROQUESTERON	Feuille XXXVI-42
ST-ETIENNE-de-TINEE	Feuille XXXVI-40
SEYNE	Feuille XXXIV-39

Chapitre II

STRATIGRAPHIE

Chronostratigraphie

Il est fait mention au chapitre "Historique" des opinions variées émises par les auteurs qui se sont préoccupés de l'âge des grès d'Annot. Ces divergences tiennent essentiellement au fait de l'absence de fossiles, vraiment valables dans ces formations détritiques, qui ne contiennent que des pistes, des tracés de vers, des restes végétaux indéterminables des lignites, occasionnellement des Nummulites remaniées ou des petits Foraminifères déformés.

ARGUMENTS DIRECTS (PALEONTOLOGIQUES)

Parmi les rares éléments de microfaunes récoltés dans les grès même par DEB (1938) il faut citer dans le grès de Contes des restes brisés, possiblement remaniés de Nummulites intermedius, N. vascus, N. contortus striatus, ainsi qu'un débris d'Orbitoïdes devant lequel H. DOUVILLE "pensa se trouver devant une Lepidocycline". Outre ces formes attribuées à l'Oligocène, DEB signale de petits Foraminifères isolés. Toutefois cet auteur ne donne aucune indication sur la position stratigraphique des bancs dans lesquels sont faites ses observations. A Annot même, à une dizaine de mètres au-dessus de la base du grès (GUBLER, FLANDRIN et SIGAL, 1952) signalent une Operculine unique qu'ils attribuent à la base de l'Oligocène.

Malgré leur précarité, ces arguments sont donc en faveur, tout au moins dans les localités considérées, de l'âge proparte oligocène inférieur de la base du grès.

ARGUMENTS INDIRECTS

Géologiques, à distance :

Il faut reconnaître que ces arguments paléontologiques sont extrêmement maigres, ce qui explique que certains auteurs s'appuyant sur des parallélismes géologiques à distance (position de ces grès au sommet de la trilogie priabonienne de L. MORET), n'aient pas hésité à synchroniser le grès d'Annot avec les flyschs de Taveyannaz ou des Aiguilles d'Arves, du Champsaur au N. considérés (par L. MORET, 1924, 1936; BARBIER, 1948) comme éocènes supérieurs, ou avec certains macignos éocènes des Alpes italiennes du Sud (FRANCHI, 1915; Y. GUBLER, 1928). Ce point de vue a été contesté dès 1936 par L. BERTRAND qui souscrit à l'âge Lattorfien des grès, de même que par A. FAURE-MURET (1955) et R. MALARODA (1957).

Arguments géologiques dans le bassin de dépôt :

Si le synchronisme à distance paraît à certains discutable, dès 1912 BOUSSAC dans sa synthèse écrivait :

" En même temps que s'avançaient vers l'Ouest les rivages de la mer Nummulitique, les faciès se déplaçaient graduellement, constituant des assises continues et de caractères lithologiques constant, qu'il faut bien se garder de confondre avec les étages géologiques, qui, au contraire, les coupent obliquement".

Un peu plus tard MAINGUY (1938, p. 416) précise que "les grès d'Annot doivent être entièrement oligocènes dans la région d'Annot, mais qu'ils doivent commencer dès le Ludien dans des régions plus orientales (Lauzanier, Puget-Théniers, Tournaiet); et peut être même descendre encore plus bas dans l'Eocène à mesure que l'on s'éloigne vers l'Est dans les régions italiennes".

Cette conclusion est confirmée par les études stratigraphiques de A.F. de LAPPARENT (1938) pour qui la base du "grès d'Annot" à Annot même est considérée comme Ludien supérieur ou de l'Oligocène inférieur".

Le bien fondé de ce point de vue ne peut être abordé que par l'étude minutieuse des formations fossilifères sur lesquelles se sont déposées les séries détritiques d'Annot.

Ici une remarque s'impose, c'est que dans tout le secteur N. de la région étudiée qui correspond à la plus grande surface couverte par le grès d'Annot, celui-ci repose sur des schistes à Globigérines, souvent très laminés et peu fossilifères; tout au contraire au S. du Dôme de Barrot et à l'O., ces schistes passent à de véritables marnes renfermant une abondante faune composée surtout dans leur partie haute de Foraminifères. C'est donc l'étude attentive de ces marnes qui a permis la datation des bancs inférieurs des séries des grès dans la région sud.

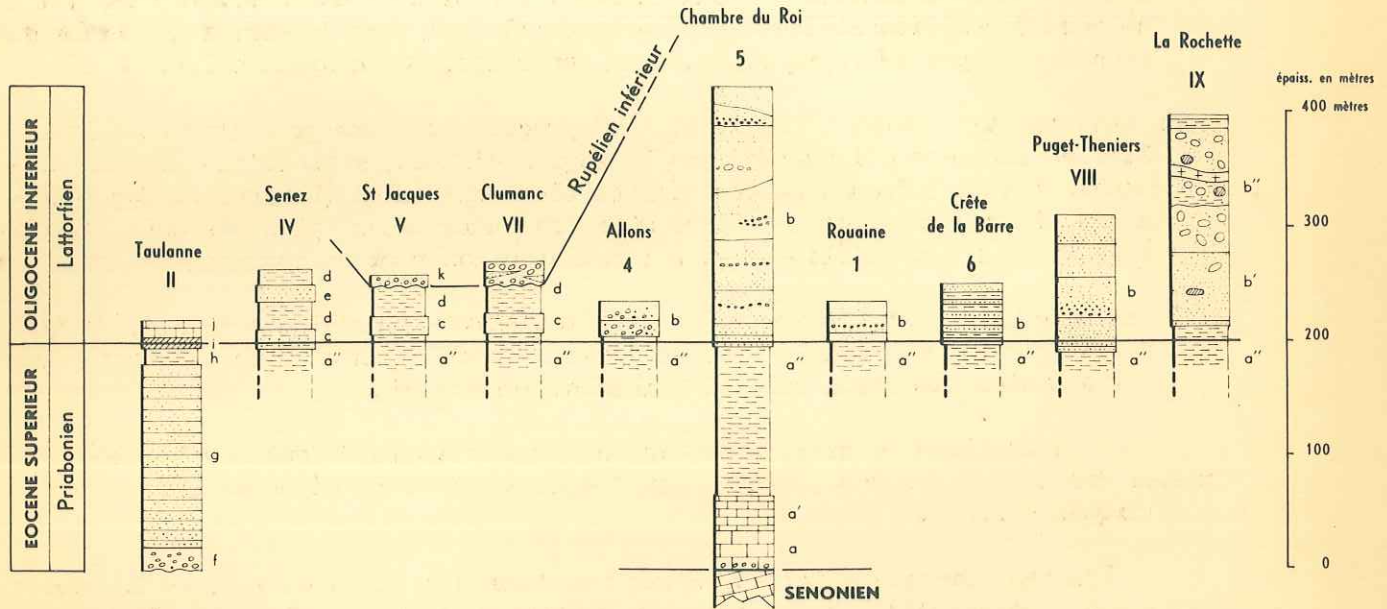
Les résultats obtenus ont permis d'établir des équivalences entre les grès de St-Antonin, Puget-Théniers, Rouaine, Allons, c'est aussi ceux de la zone externe de Barrême et Faucon-Gigors.

A la suite de BOUSSAC, A. de LAPPARENT (1938) et ses élèves, J. BIJU-DUVAL (1953), B. BIJU-DUVAL (1957) ont abordé ce problème. Tout récemment il a été repris plus en détail par J. ESPITALIE (1961) et J. SIGAL qui ont montré, en s'appuyant sur l'existence de faunizones établies dans la série de Clumanc au N. de Barrême (voir fig. 3, coupe VII), le déplacement dans le temps des formations détritiques d'E. en O. comme l'avaient indiqué les auteurs précédents : la base des grès est de plus en plus jaune de l'E. vers l'O. Pour le secteur S., ce qui est à retenir de leur article, du point de vue qui nous intéresse, c'est l'équivalence qu'ils ont pu établir entre la base du grès à Annot même, Rouaine et le flysch grésomiacé de Senez, antérieurs aux "grès de Senez" proprement dits et au grès de Ville à Clumanc.

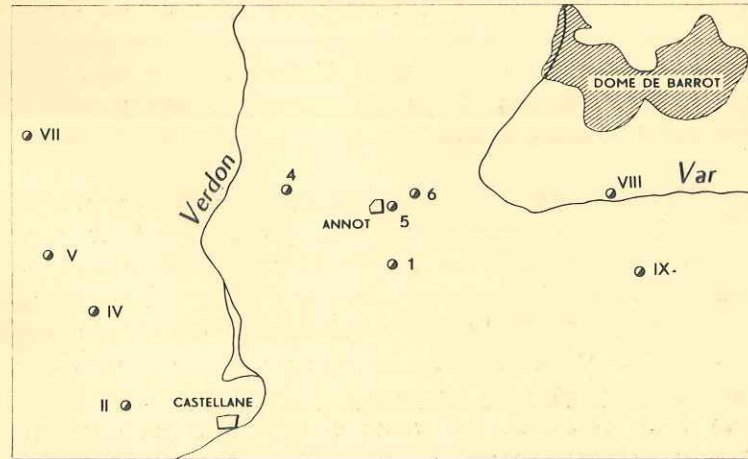
Pour ma part, j'ai également constaté la similitude des associations de Foraminifères benthoniques recueillis à la base du grès à Rouaine, Courleveras,

POSITIONS STRATIGRAPHIQUES RESPECTIVES DES DIFFÉRENTES SERIES GRESEUSES DE LA REGION SUD

Schéma très général et simplifié d'après : Boussac (1912);
A. F. de Lapparent (1938); Gubler et al. (1952); J. Biju-Duval (1953); et Espitalié et Sigal (1961)



Situation géographique des coupes



LEGENDE

<p>Couches à <i>Natica crassatina</i> ————— k</p> <p>Grès de Senez ————— e</p> <p>Marnes bleues supérieures ————— d</p> <p>Grès en plaquettes : ————— c</p> <p style="padding-left: 20px;">grès de ville à Clumanc</p> <p style="padding-left: 20px;">Flysch à végétaux à St Jacques</p> <p style="padding-left: 20px;">Flysch grésomiacé à Senez</p> <p>Série Brune, St Antonin ————— b''</p> <p>Série Blanche, St Antonin ————— b'</p>	<p>Grès d'Annot ————— b</p> <p>Marnes Bleues "Priaboniennes" ————— a''</p> <p>Calcaire marneux intermédiaires ————— a'</p> <p>Calcaire Nummulitique ————— a</p> <table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="width: 50%; vertical-align: top;"> <p>Taulanne</p> <p>Brayals</p> <p>Vit de Castellane</p> </td> <td style="width: 50%; vertical-align: top;"> <p>Calcaire Lacustre ————— j</p> <p>Série Bistre ————— i</p> <p>Marnes Bleues ————— h</p> <p>Grès de Castellane ————— g</p> <p>Série de Base ————— f</p> </td> </tr> </table>	<p>Taulanne</p> <p>Brayals</p> <p>Vit de Castellane</p>	<p>Calcaire Lacustre ————— j</p> <p>Série Bistre ————— i</p> <p>Marnes Bleues ————— h</p> <p>Grès de Castellane ————— g</p> <p>Série de Base ————— f</p>
<p>Taulanne</p> <p>Brayals</p> <p>Vit de Castellane</p>	<p>Calcaire Lacustre ————— j</p> <p>Série Bistre ————— i</p> <p>Marnes Bleues ————— h</p> <p>Grès de Castellane ————— g</p> <p>Série de Base ————— f</p>		

et Allons, et leur identité avec celles des marnes bleues immédiatement sous-jacentes. S'il est possible de dater avec une relative précision la base du grès d'Annot, ou équivalents, dans diverses coupes, nous ne disposons d'aucun élément chronostratigraphique valable pour établir des corrélations à l'intérieur de ces mêmes formations, autres que des arguments lithostratigraphiques.

Lithostratigraphie

Le terme de "formation de grès d'Annot" utilisé dans ce texte est employé dans le sens d'HEDBERG (1958, p. 1885) "a body of rock strata unified by lithologic homogeneity". Employé ainsi, le terme de "grès d'Annot" comprend un certain nombre de variétés, variantes régionales ou locales ou "membres" connues dans la littérature sous le nom de "grès de Rouaine", "grès d'Allons", "grès de Puget-Théniers", etc. Etant donné l'importance relative de chacun de ces membres dans l'histoire géologique du bassin, et leur interconnection, nous les avons groupés sous le seul vocable de grès d'Annot, ce qui facilite l'exposé. Chacun d'entre eux présente dans le détail des lithofaciès variés dont la répartition géographique est très significative. Le terme de lithofaciès est employé ici dans le sens de "a lateral subdivision of a stratigraphic unit differentiated from other adjacent subdivisions by its lithologic characters (WELLER, 1958, p. 633).

Les critères lithologiques que j'ai utilisés pour distinguer entre eux des lithofaciès sont généralement ceux observés sur le terrain.

Les trois principaux lithofaciès du "grès d'Annot" et leurs "lithotopes" (zones d'isosédimentation) (WHEELER et MALLORY, 1956; WELLER, 1958) seront maintenant discutés, ainsi que deux lithofaciès, génétiquement associés, Barrême et Faucon-Gigors.

"GRES D'ANNOT" s.l.

Les trois principaux lithofaciès décrits sous le nom général de grès d'Annot, sont développés dans trois régions géographiquement distinctes mais passant de l'une à l'autre : une zone N., une zone intermédiaire, une zone S. à laquelle il faut adjoindre une zone externe qui sera discutée à part.

1) "Zone Nord"

Le faciès nord, qui varie le moins, est généralement celui auquel nous pensons quand nous parlons de "grès d'Annot". Il peut être considéré comme un "flysch" que Ph. KUENEN (1958 b, p. 329) définit ainsi :

" a thick sequence of pre-paroxysmal marine geosyncline sediments, consisting of an alternation of evenly stratified shale and muddy sandstone (graywacke, etc.) and showing at least a moderate amount of graded bedding. The maximum grain size in the graded beds is 5 to 10 cm in diameter. Coarser material is not graded and subordinate in amount. Transitions to or alternations with calcareous types also occur. Geological age is ignored".

Planche I

ASPECT DU GRES D'ANNOT, TYPE "FLYSCH", DANS LA "ZONE NORD"

Fig. 1. Coupe 40 - Sommet des Trois Evêchés vu du Lac du Lauzanier.
Coupe dépassant 500 m montrant entre (a) et φ une alternance de grès, silts et argilites.
- en (a), à droite, calcschistes à Globigérine,
- en (b), à gauche, au sommet au Col de l'Enclausette, contact anormal φ entre les gros bancs de grès et le flysch allochtone sus-jacent de la Nappe de l'Ubaye.

Fig. 2. Coupe 40 - Lac du Lauzanier.
Alternance : de grès fins et silts micacés à ciment calcaire (a), à patine rousse (gris foncé à noirâtre sur surface fraîche), de marnes et argilites noirâtres (b), ravinés par des grès grossiers "granoclassés" en gros bancs (c).

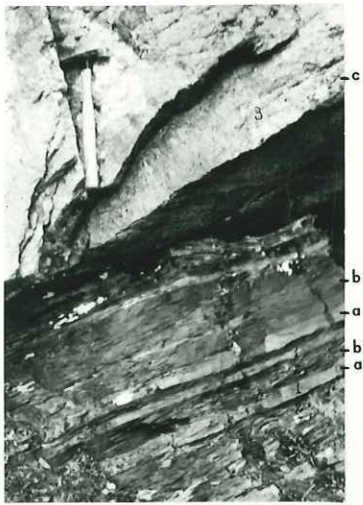
Fig. 3. Coupe 25 - Rive droite de l'Ubaye 2 km en aval au Lauzet (Champcontier).
On voit particulièrement bien l'aspect "flysch" de la série.
Epaisseur de la coupe > 100 m.

Fig. 4. Coupe 42 - Cima del Gias, rive gauche de la Stura (Italie).
Vue, vers le N., au long du rio Conforent.
Formation gréseuse composée de bancs de grès et de schistes alternant régulièrement, plus fins vers la base.

Fig. 5. Coupe 45 - Cima Cialancia, au S. de Demonte, rive droite de la Stura, Italie.
Grès d'Annot écrasés avec veines et amygdales de quartz recristallisé (en blanc).



1



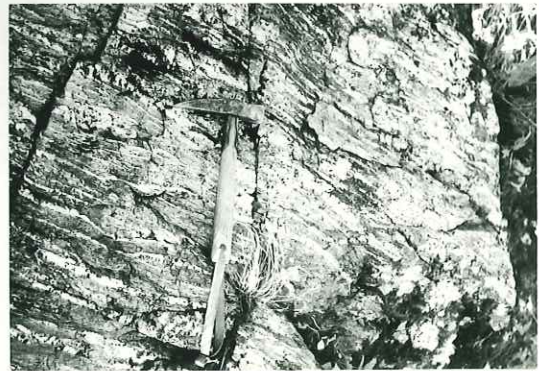
2



3



4



5

C'est une alternance régulière de bancs en relief de grès indurés de l'ordre du cm à plusieurs mètres séparés par des lits moins résistants, généralement plus minces et plus foncés de schistes (voir Planches I, II). On peut les suivre localement sur des distances de 3 à 4 km. Il en résulte une morphologie caractéristique en marches "d'escaliers" telles qu'on l'observe dans la région des 3 Evéchés, et des Tours ruiniformes du Lac d'Allos. La formation dans cette région dépasse 600 m.

Ces couches qui terminent le cycle des dépôts marins dans ces régions sont relativement rigides par rapport à leur substratum. En conséquence au cours des plissements auxquels elles ont été soumises, elles se sont difficilement pliées, mais par contre se sont cassées; il en résulte dans l'ensemble que leur pendage est assez faible, donnant souvent l'apparence de l'horizontalité. La valeur de ces pendages souvent inférieure à 30° a été extrêmement bénéfique pour notre étude sédimentologique.

Ces cassures de distension dont certaines sont liées à une tectonique tardive sont souvent silicifiées surtout au N. du Massif d'Argentera entre Demonte et Madona del Colletto dans la Stura.

2) "Zone Sud"

Par opposition à cette zone Nord on peut parler de zone Sud correspondant à la région d'Allons, Rouaine, Courleveras, Puget-Thénières, St-Antonin. Elle est caractérisée par des sables grossiers, mal classés, mal cimentés, de couleur jaune à gris bleuâtre (voir Planche II, fig. 6); les galets et graviers y sont plus abondants que dans la zone Nord. L'alternance des bancs est faite de sables et de marnes et non de grès durs et de schistes. Il en résulte une morphologie beaucoup plus molle, ne donnant jamais de grandes falaises mais des pentes douces recouvertes d'éboulis et de végétation. La différence d'épaisseur entre sables et marnes est moins prononcée que dans la zone Nord. L'ensemble ne dépasse pas 200 m. Pétrographiquement des inclusions d'argile et de lignite sont fréquentes, granoclassement et masses en glissement sont rares. L'allure générale de la formation n'évoque pas celle du flysch. Bien qu'isolés, actuellement par l'érosion, les étages sédimentologiques montrent leur apparentement.

3) "Zone intermédiaire"

Entre les deux zones que nous venons de décrire, s'étend entre le Var au S., le Ruch-Dôme de Barrot au N. une zone dite "intermédiaire". Elle correspond à un lithofaciès de transition entre les deux types de grès d'Annot décrits ci-dessus. C'est dans cette zone que se situent les bancs épais de sable et de grès qui dominent la petite cité provençale d'Annot (B.-A.) (voir Planche II, fig. 4-5).

Cette localité-type des grès d'Annot a été évidemment mal choisie car la nature de la formation dans cette localité n'est pas représentative de la formation dans son ensemble, et correspond à un accident sédimentologique local qui sera décrit au chapitre VI. Les bancs de sable grossier de la coupe de la Chambre du Roi ont plus de 20 m d'épaisseur et contiennent de temps en temps des galets et des graviers. Les argiles interstratifiées sont à la fois minces (quelques cm) et peu nombreuses. Ces bancs épais s'amincissent rapidement vers le N. et l'E. (voir

Planche II

ASPECTS COMPARES DES GRES D'ANNOT DE LA "ZONE NORD",
DE LA "ZONE SUD", ET DE LA "ZONE INTERMEDIAIRE"

- Fig. 1. Cirque de Sanguinière, Var, à l'E. du Col de la Cayolle vu de la Tête de Gorgias. A droite, Côte de l'Ane (2916 m), à gauche, au fond, Tête de Sanguinière (coupe n° 33). Les grès d'Annot, dans cette région, ont plus de 600 m d'épaisseur et montrent une sédimentation parfaitement rythmée.
- Fig. 2. Coupe 29 - Tête de Gorgias (2622 m) - "Zone Nord" de la région du Haut-Var; à droite, Vallon de l'Estrop : aspect ruiniforme des grès, formant des tours.
- Fig. 3. Coupe 36 - Vallon de la Moutière, Barre de la Mauvaise Côte - "Zone Nord". Muraille de grès; au fond le sommet du Chevalier formé de Flysch à helminthoïdes dont le contact anormal est souligné par la ligne ϕ .
- Fig. 4. Coupe 5 - Secteur d'Annot. "Zone intermédiaire" de la Chambre du Roi vue de la rive droite du Coulomp.
a) calcaires marneux intermédiaires priaboniens,
b) marnes bleues priaboniennes,
c) grosses barres inférieures de grès.
- Fig. 5. Coupe 5 - Chambre du Roi, au-dessus d'Annot (B.-A.) que l'on aperçoit entre les peupliers au niveau de la Vaïre. La formation gréseuse n'a plus ici son aspect "flysch" comme dans les photos 1, 2, 3. Passées marneuses, peu importantes, entre les bancs de grès épais.
- Fig. 6. Coupe 1 - Clot Disson. Grès tendres et sables de Rouaine fortement érodés de la "zone Sud" (le long de la Bernarde). Cette photo représente une grosse barre de sable tendre grossier (a) avec des passées mieux cimentées que l'érosion met en relief (b).



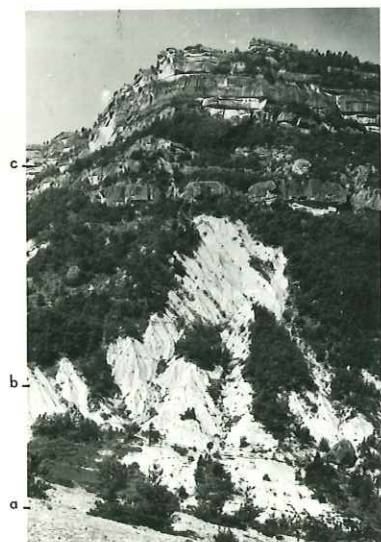
1



2



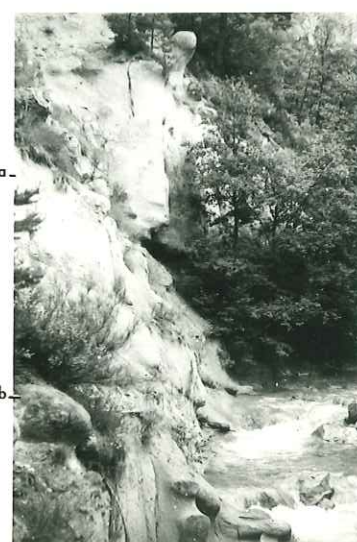
3



4



5



6

Planche IV, fig. 5) tandis que les marnes silteuses interstratifiées deviennent plus importantes dans ces mêmes directions. Il s'en suit que c'est en s'éloignant seulement de la localité type que la formation prend son aspect flysch caractéristique.

Sables et marnes passent progressivement à des grès durs et des schistes en se rapprochant de la région Ruch-Castellet les Sausses - Mont St-Honorat - Dôme de Barrot au N. On observe là des caractères qui se rattachent tantôt aux dépôts de la zone N. ("granoclassement") tantôt à la zone S. (reste de plantes, inclusions d'argile, etc.), nous verrons plus loin que cette zone de transition correspond à un changement rapide de la topographie sous marine du bassin.

Les sables et les grès des zones sud et intermédiaire se rapprochent des formations gréseuses étudiées et décrites par les auteurs hollandais à l'E. du Dôme de Barrot et au S. du Massif d'Argentera (KUENEN et autres auteurs, 1957; A. BOUMA 1958, 1959).

LITHOFACIES ASSOCIES AUX GRES D'ANNOT

Les travaux chronographiques récents cités au début de ce chapitre nous ont montré l'équivalence dans le temps avec les grès d'Annot, de certaines formations détritiques du Bassin de Barrême et de Faucon-Gigors.

1) "Grès en plaquettes"

Les grès meubles calcaires au N. de Senez, dans le bassin de Barrême contrastent sensiblement avec le flysch plus grossier d'Annot. Ils forment des passées n'excédant pas 30 cm, micacées et très calcareuses. A Clumanc, l'épaisseur totale du "grès de Ville" ou du "flysch à Végétaux" ne dépasse pas 50 m. Comme l'ont remarqué BOUSSAC (1912) et A.F. de LAPPARENT (1938), ces couches micacées sont des incursions détritiques réparties localement dans un dépôt de marnes et de silts.

Il n'existe pas de "granoclassement" ici, tandis qu'on peut y observer de temps en temps des stratifications obliques et des "ripple marks". Les conglomérats et les galets en sont absents.

Les seules couches de sables grossiers trouvées correspondent à des bancs verdâtres à la base du "grès de Ville" le long de la rivière Asse près de Chambaresc (planche III, fig. 2). Ces bancs renferment des inclusions d'argile et ravinent les "Marnes bleues" sous-jacentes; ces ravinements semblent avoir une forme de chenaux.

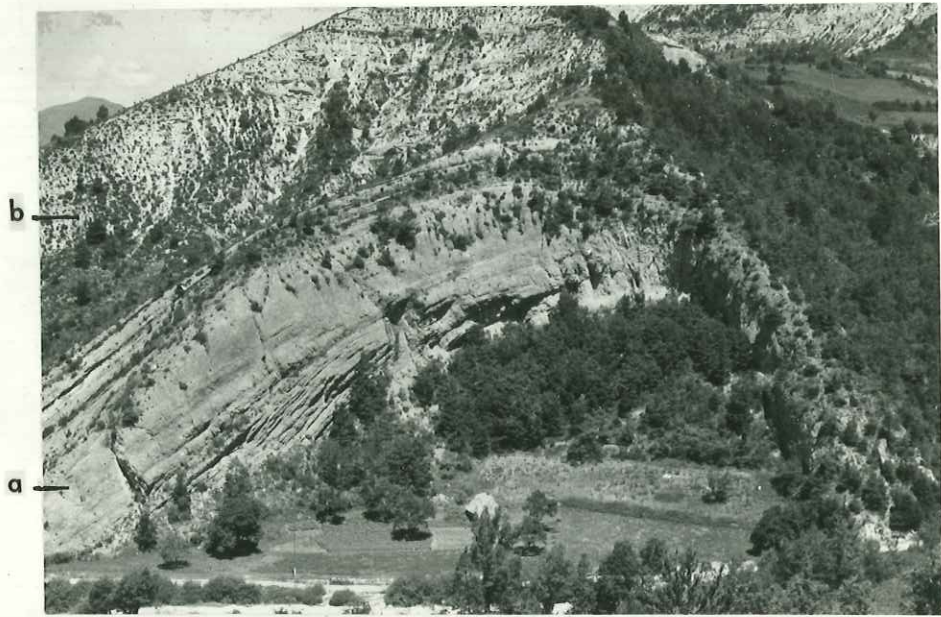
2) Affleurement de Faucon-Gigors

On devra aussi signaler le lithofaciès des affleurements entre Faucon et Gigors au S. du Dôme de Remollon et à l'O. des "grès d'Annot". Ces calcaires et grès, qui s'amincissent rapidement et qui sont limités latéralement en étendue géographique, furent décrits par HAUG (1891), BOUSSAC (1912), A.F. de LAPPARENT (1938) et plus récemment par GAGNIERE (1959). Cette série doit être comparée aux

Planche III

ASPECT DES SERIES DETRITIQUES DE LA ZONE EXTERNE
(BASSIN DE BARREME)

- Fig. 1. Coupe 4 - Anticlinal de Malvoisin, près de Senez (B.-A.).
Les grès de Senez "a", plus jeunes que la base des grès d'Annot,
à Annot même, sont discordants sous la molasse continentale
stampienne "b".
- Fig. 2. Coupe VII a - Chambaresc, Pont de Chambaresc sur l'Asse de Bar-
rême. Gros bancs verdâtres de la base du "Grès de Ville" ra-
vinant les marnes sous-jacentes en (a); noter le rapide amin-
cissement latéral de ces bancs; les grès en plaquettes (b) les
surmontent.



1



2

sédiments détritiques du Bassin de Barrême et fait partie de la "série nummulitique des Zones externes" marine de BOUSSAC, comme je l'ai expliqué au commencement de ce chapitre.

Après l'exposé des types généraux de lithofaciès dans les différentes parties du bassin, nous continuerons à décrire plus en détail un certain nombre de phénomènes sédimentologiques spécifiques des diverses formations qu'on peut observer sur le terrain.

Ouvrages consultés

- BARBIER R. 1948 - "Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère" : Carte Géol. France, Mém., 291 p.
- BERTRAND L. 1935 - "L'âge oligocène des grès d'Annot" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 15, p. 229-230.
- 1936 - "Sur l'âge du grès d'Annot dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 5, p. 73-75.
- BIJU-DUVAL B. 1960 - "Premiers résultats de l'étude sédimentologique des grès de "Taveyannaz" dans le synclinal de Thones (Haute-Savoie) - Hypothèses" : rapport intérieur Inst. Fr. Pétrole, 35 p.
- BIJU-DUVAL J. 1953 - "Description géologique du synclinal de St-Antonin et du dôme d'Amirat (A.-M.) : Dipl. Et. Sup. Paris.
- BOUMA A.H. 1958 - "Flysch oligocène de Peira-Cave (Alpes Maritimes, France)". Ecl. Géol. Helv. vol. 51, p. 893-900.
- 1959 - "Some data on turbidites from the Alpes Maritimes (France)". Geol. en Mijnb., vol. 21, p. 223-227.
- BOUSSAC J. 1911 - "Présence d'organismes marins (Globigérines) dans les grès d'Annot des environs de Colmars (Basses-Alpes)". C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 8-9, p. 88-89.
- 1912 - "Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin" : Mém. Carte Géol. France, 662 p.
- DEB S. 1938 - "Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes" : Mém. Soc. Géol. France, Mém. n° 36, Paris.
- DOUVILLE H. 1905 - "Comparaison des divers bassins nummulitiques" : Bull. Soc. Géol. France (4), p. 657-660.
- ESPITALIE J. et SIGAL J. 1961 - "Microstratigraphie des "marnes bleues" des bassins tertiaires des Alpes méridionales - Le genre *Caucasina* (Foraminifère)" : Rev. Micropal., vol. 3, p. 201-206.
- FAURE-MURET A. 1955 - "Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires" : Mém. Expl. Carte Géol. France (thèse), 336 p.
- FAURE-MURET A., FALLOT P. et LANTEAUME M. 1957 - "Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de la Brigue (Hte-Roya)" : C.R. Ac. Sci., vol. 244, p. 1977.
- FRANCHI S. 1915 a - "La posizione della "zona al Helminthoidea labyrinthica" nell'Eocene ligure e l'età dei supposti gres d'Annot" : Bull. Soc. géol. Ital. vol. 34, p. 297-304.
- 1915 b - "Le "arenarie di Annot" e la zona ad Helminthoidea nell'Eocene delle Alpi Marittime e dell' Apennino genovese" : Boll. R. Comit. Géol. Ital., vol. XLV, p. 233-333.

- MORET L. 1924 - "Sur la découverte d'Orthophragmines dans les grès de Taveyannaz du massif de Plate (Haute-Savoie) et sur ses conséquences" : C.R. Ac. Sci., vol. 173, p. 404-406.
- 1936 a - "Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 1-2, p. 23-24.
- 1936 b - "L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 3, P. 37-39.
- PARETO L. 1834 - "Observations sur le département des Basses-Alpes" : Bull. Soc. Géol. France (1), vol. 4, p. 185-196.
- RIVIERE A. 1929 - "Observations sur le Nummulitique de la feuille de Nice au 1/80 000" : Bull. Serv. Carte Géol. France, vol. 33, p. 542-544.
- SISMONDA A. 1841 - "Memoria sui terreni stratificati delle alpi" Mem. Accad. R. d. Sc. Torino, Cl. Sci. Nat. e fis., 2^e sér., p. 1-48.
- 1846 - "Lettre sur le terrain nummulitique et Néocomien du Comté de Nice" : Bull. Soc. Géol. France, vol. 3, p. 240.
- TOURNOÛER R. 1872 - "Notes sur les fossiles tertiaires des Basses-Alpes recueillis par Garnier" : Bull. Soc. Géol. France (2), vol. XXIX, p. 492-514 et 521-527.
- WELLER J.M. 1958 - "Stratigraphic facies differentiation and nomenclature" : Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., vol. 42, p. 609-639.
- 1959 - "Compaction of sediments" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 43, p. 273-306.
- WHEELER H.E. 1958 - "Primary factors in biostratigraphy" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 42, p. 640-655.
- WHEELER H.E. et MALLORY V.S. 1953 - "Designation of stratigraphic units" : Bull. Amer. Petrol. Geol., vol. 37, p. 2407-2421.
- 1956 - "Factors in lithostratigraphy" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 40, p. 2711-2723.
- ZURCHER Ph. 1908 - "Les grès d'Annot (Basses-Alpes)" ; La Nature, vol. 36, p. 103-105.
-

Chapitre III

OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN

Etude des stratifications

GENERALITES

Le "grès d'Annot" est une formation où les couches des grès clairs, grossiers ou fins, alternent avec des silts et des marnes plus foncés. Ce caractère dominant se retrouve dans presque toutes les coupes stratigraphiques du bassin proprement dit. Ces alternances, à l'exclusion de la "zone Sud" et la "zone externe" définies précédemment, sont d'une épaisseur assez constante dans tous les affleurements (voir planche III). Chaque coupe étudiée a été située sur des cartes géologiques de la région, au 100 000, au 80 000, au 50 000 et ou au 20 000^e, pour la partie française, au 100 000 ou 25 000^e, pour la partie italienne.

Le choix des emplacements a été motivé :

1) par le contact visible de la base de la formation des grès avec leur substratum de "calcshistes à globigérines" dans le secteur N., ou de "marnes bleues priaboniennes" dans le secteur au S. du Ruch;

2) l'épaisseur maximum visible des bancs en l'absence de végétation, de couverture quaternaire et de complications tectoniques. La plupart des coupes sont à moins de 10 km l'une de l'autre; dans certaines régions l'espacement est plus serré (fig. 2). Plus de 50 sections de grès d'Annot ont été étudiées en détail non comprises celles de Barrême et Faucon-Gigors.

METHODES DE TERRAIN

Chaque coupe a été systématiquement étudiée :

1) l'épaisseur de chaque couche : conglomérat, grès, silts micacés bruns, marnes ou schistes gris sombre a été mesurée,

2) chaque banc a été décrit individuellement d'après sa granulométrie apparente, sa couleur, son induration, toutes les figures sédimentaires ont été notées: "slumping", "sole-marks", structures linéaires, inclusions, pistes de vers, "convolute" et "horizontal laminations", etc.;

3) des mesures de direction et de pendage des couches ont été prises régulièrement. De telles mesures sont importantes dans les parties les plus hautes de la formation s'étendant sous des masses de flyschs allochtones : elles révèlent

l'absence de parallélisme entre les flyschs charriés et les turbidites d'Annot. Les observations à la boussole sont aussi utiles dans la région Nord du Massif de l'Argentera entre Servagno et Pucio, et à l'O. du Massif à Rognone, Tête de Méric, où l'on trouve des complications structurales prononcées;

4) des mesures de direction de toutes les figures sédimentaires linéaires rencontrées ont été faites;

5) de nombreux échantillons de grès, de schistes, de galets cristallins ou sédimentaires, de lignite, ont été prélevés pour examens pétrographiques;

6) des photographies et des croquis de structures sédimentaires particulières, considérées comme significatives de chaque coupe, ont été multipliées.

Très rapidement je me suis aperçu, même à courte distance, des difficultés qu'il y a, malgré des ressemblances apparentes, à corréliser les coupes entre elles sur le terrain. A l'échelle du 1/100, il n'est pas possible de faire de corrélations entre diverses stations. A. BOUMA (1959, p. 226) a rencontré les mêmes difficultés à propos du "grès d'Annot" de Peira-Cava à l'E. de notre région; la seule épaisseur des couches ne lui a pas permis de mettre en parallèle deux coupes mesurées à peu près complètement, distantes de moins de 2 km.

L'étude détaillée d'un certain nombre de variables observables dans la formation, telles que le rapport sable/argile, l'épaisseur "moyenne" (1) des grès et des marnes, le nombre total des bancs de grès ou de marnes par unité d'épaisseur (nous verrons plus loin que l'unité choisie est de 50 m de coupe) s'est révélé plus efficace pour l'établissement des corrélations entre plusieurs coupes.

En plus, un certain nombre de variations lithologiques ont été étudiées isolément et reportées sur des cartes de lithofaciès séparées.

Pour l'établissement de chacune des ces cartes, les données analytiques ont dû être ramenées à une valeur "moyenne" en chaque point considéré. Ce faisant, nous avons nécessairement négligé les variations verticales, chaque document constituant un écorché pour une période déterminée. En outre, ce ne sont que des schémas à grande échelle, fonction du nombre d'observations qui constituent cependant les documents intéressants ces points de valeurs "moyennes" correspondant aux points de référence pouvant être réunis par des isolignes qui permettent de mieux se rendre compte des variations latérales. Comme nous le verrons dans le chapitre VI, la majorité des cartes, qui reproduisent ces différentes variables, montrent entre elles certains traits communs qui dépassent la simple coïncidence. C'est donc la combinaison de toutes ces cartes de lithofaciès (chacune en soi étant statistiquement non significative) qui nous permet de tracer une figure d'ensemble de l'histoire géologique du bassin.

Nous examinerons successivement chacun des aspects traités.

(1) il en sera traité plus loin.



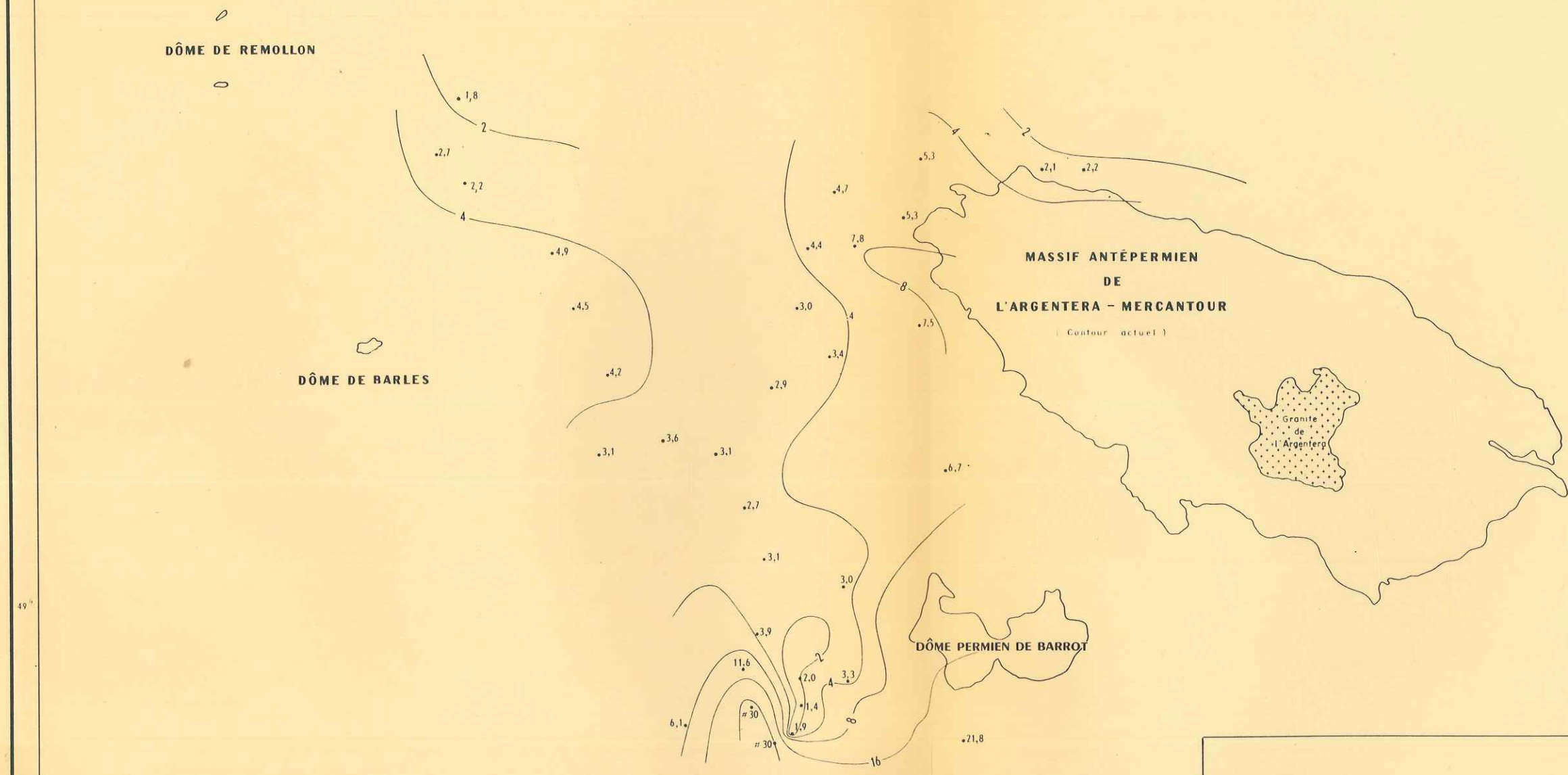
DÔME DE REMOLLON

DÔME DE BARLES

MASSIF ANTÉPERMIEN DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR

Granite de l'Argentera

DÔME PERMIEN DE BARROT



Isolignes exprimant les variations du "Sand-shale Ratio" pour chaque coupe

$$\frac{\text{Epaisseur totale de conglomérats + grès}}{\text{Epaisseur totale de silts + marnes + schistes}} = \text{Sand-shale Ratio}$$

ÉCHELLE



1. Rapport sable/argile

Le moyen le plus efficace de comparer entre elles des coupes stratigraphiques, d'épaisseurs variables; tout en tenant compte des changements de granulométrie des bancs, est le rapport sable/argile. Pour KRUMBEIN et SLOSS (1955, p. 271) le "sand/shale ratio" exprime le rapport :

$$\frac{\text{épaisseur totale des conglomérats et des grès}}{\text{épaisseur totale des silts et des argiles}} \quad (\text{voir fig. 4})$$

Au laboratoire, suivant les auteurs, la limite de tailles entre grès et silt se place entre 50 et 100 microns. Sur le terrain où le temps et les moyens ne permettent pas une telle précision, j'ai réuni dans la classe des silts les grès très fins, à ciment calcaire, les siltstones en bancs minces micacés, gris acier, en coupe fraîche, à patine rousse, quand ils sont altérés, dont la majorité des grains a un diamètre inférieur à 100 microns.

Dans toutes les coupes, le rapport sable/argile est ≥ 1 (fig. 4), indiquant une prédominance du matériau grossier dans toute la formation. La variation du rapport est la plus grande dans le S. près d'Annot (B.-A.), dans le N.O. entre les 3 Evêchés et le Lauzet, et le long de la bordure N.O. du massif d'Argentera. Pour montrer plus clairement ces variations géographiques, des isolignes ont été tracées dont l'espacement varie géométriquement comme le double des rapports (fig. 4 : isolignes 1, 2, 4, 8, etc.). Les rapports les plus faibles se situent dans une zone N.-S. entre le Var et l'Ubaye; pour être plus précis, disons que cette zone de matériaux moins grossiers à l'E.-N.E. du Coulomp, passe au N. vers le Grand Coyer et le lac d'Allos, et vers le N.O. au Lauzet. Les rapports décroissent aussi dans les coupes qui se situent au N.-N.E. du Massif d'Argentera. S'il est vrai que les rapports décroissent en s'éloignant de la source du matériel ou du rivage, on peut en déduire que le bassin a été alimenté en sédiments venant de l'O.-N.O., du S. et du S.E.

Cette hypothèse a été récemment confirmée par les observations de GORSLINE et EMERY (1959, p. 283) sur les dépôts actuels des bassins S. des cotes californiennes. Ils trouvèrent que le rapport sable/argile va en décroissant à partir du rivage vers les fonds du bassin de San Pedro et du bassin de Santa Monica. Bien qu'en valeur absolue, les rapports sable/argile des sédiments meubles actuels ne puissent être homologués avec ceux des dépôts indurés d'Annot, il n'en est pas moins vrai, que l'allure générale des isolignes unissant entre eux les points déterminés, est la même dans les bassins récents étudiés par GORSLINE et EMERY et dans le bassin tertiaire des Basses-Alpes. Comme le montre la figure 4, les isolignes au N.O. d'Argentera, aussi bien qu'à l'E. du Dôme de Barles, dessinent un éventail; dans la région d'Annot, à l'O. du Coulomp, les rapports élevés sont groupés en une bande étroite qui s'évase vers le N.; à l'E. du Coulomp au contraire se dessine une bande N.S. à rapports sable/argile faible. Cette image rappelle celle des canyons sous-marins et de leur embouchure en éventail dans les bassins de la Californie du Sud.

2. Epaisseur moyenne des bancs grossiers

Un autre procédé pour évaluer les variations granulométriques latérales consiste à mesurer l'épaisseur moyenne de la fraction grossière représentée dans

une coupe (conglomérats et grès). Pour cela j'ai établi le rapport :

$$\frac{\text{épaisseur totale en m des bancs grossiers}}{\text{nombre total des bancs grossiers}}$$

Les isolignes qu'on peut en déduire ont une forme identique à celles obtenues pour les rapports sable/argile comme le montre la figure 29.

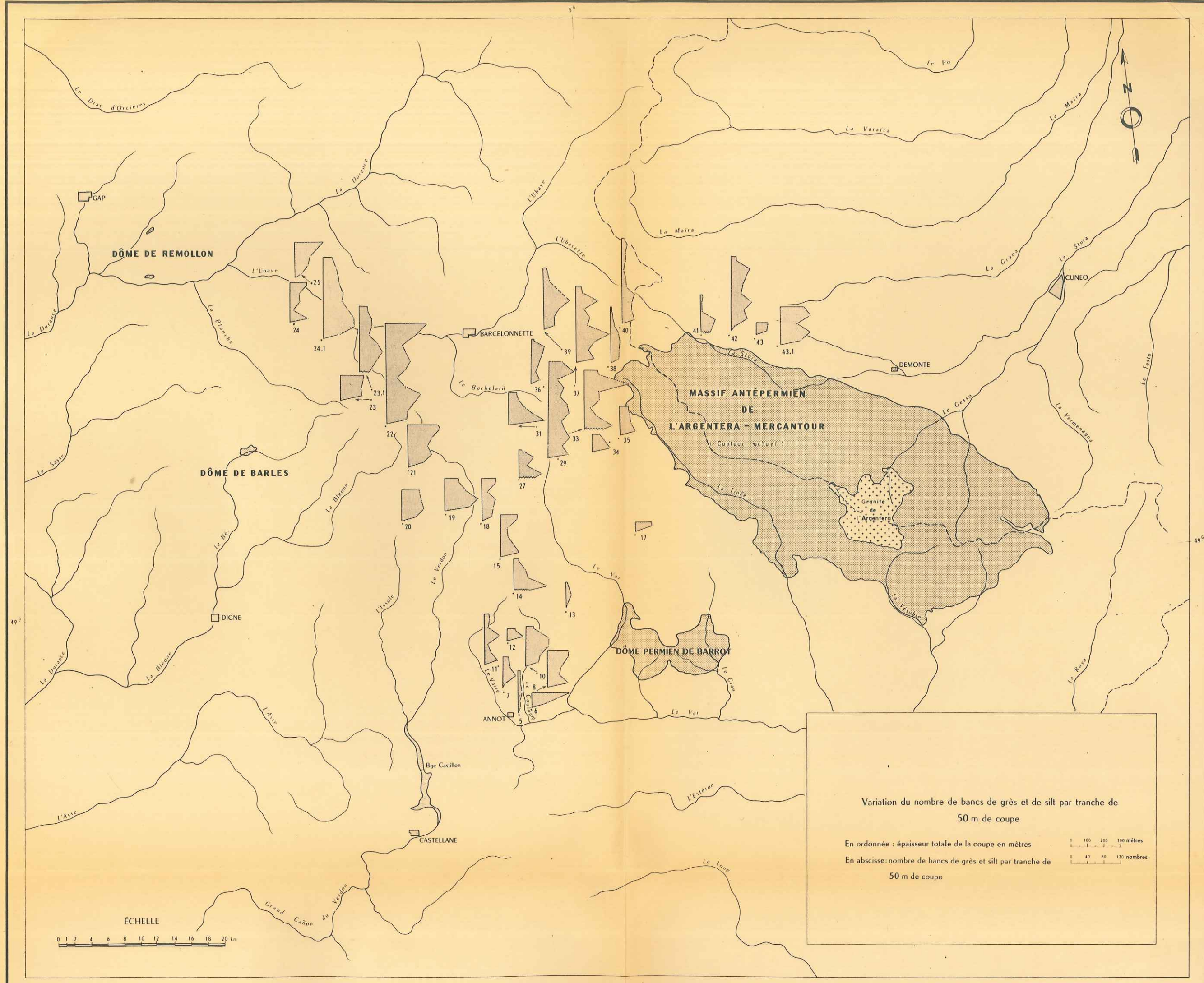
Il apparaît que le rapport sable/argile décroît lorsque les couches de grès s'amincissent dans certaines directions alors que argiles et schistes ne varient pas latéralement en épaisseur d'une façon notable. Ten HAAF (1959, p. 16) arrive à une conclusion analogue dans des formations oligocènes similaires en Italie où le Macigno devient moins grossier lorsque les bancs de grès s'amincissent en direction du bassin. La concentration des valeurs élevées du rapport sable/argile et l'épaisseur du grès dans des zones en éventail suggèrent que ces sédiments sont en relation avec des dépressions sous-marines qui ont joué le rôle de pièges.

Ces rapports sable/argile, épaisseur moyenne des bancs, ne donnent que des valeurs moyennes, à l'exclusion des valeurs extrêmes, en outre elles ne rendent pas compte de ces variations dans le temps. Nous avons donc été amenés à établir des documents supplémentaires donnant une image des variations verticales dans la formation.

3. Variations verticales dans la stratification

La figure 5 montre le nombre total de bancs stratifiés par unité d'épaisseur de 50 m; la figure 6 montre l'épaisseur moyenne de grès, de silt et d'argile correspondants. Un graphique est tracé pour chacune des coupes étudiées sur le terrain. Sur chaque figure l'échelle des ordonnées représente l'épaisseur totale de la section examinée. L'échelle des abscisses de la figure 5 représente le nombre total de couches comptées par 50 m d'épaisseur de coupe. Sur l'échelle des abscisses de la figure 6, deux valeurs sont reportées : l'épaisseur moyenne des grès et l'épaisseur moyenne des silts par 50 m de coupe. Cette valeur de 50 m a été choisie arbitrairement, des valeurs plus serrées de 25 m auraient donné un nombre trop grand de points sur le graphique, sans beaucoup accroître l'exactitude. La division des coupes en unités de 100 m a été jugée trop inexacte. Ces deux types de graphiques nous dispensent de nombreux logs stratigraphiques détaillés dans le texte.

Les deux cartes montrent que le nombre total de bancs par 50 m est plus souvent directement en relation avec l'épaisseur des grès qu'avec l'épaisseur moyenne des silts ou de couches plus fines. Dans certaines coupes, il semble qu'il y ait une relation entre l'épaisseur moyenne des grès et l'épaisseur moyenne de silts et des argiles, ce que soulignent les pics des graphiques. C'est dans quelques rares cas seulement que l'épaisseur moyenne des couches fines dépasse celle des couches grossières. L'exemple le plus constant correspond aux 50 ou 100 premiers mètres des coupes levées entre le Lac du Lauzanier et le Mont Savi au N. du Massif d'Argentera. Dans cette zone, la partie inférieure de la formation apparaît réellement comme un flysch, et devient plus grossière vers le haut; le nombre total de bancs et l'épaisseur moyenne des silts décroissent vers le haut tandis que l'épaisseur moyenne des bancs sableux augmente vers le haut (voir Planche I, fig. 1-4).



Au Mont St-Honorat, la partie basale de la coupe est essentiellement formée par une masse épaisse de 75 m de bancs de silts gris sombre et noirs dans lesquels s'intercalent des grès micacés sombres. Dans les coupes à l'E. du Coulomp, du Vallon de la Lance, des Tours du Lac d'Allos et du Lauzet (voir planche I, fig. 3), les bancs de silts sont plus importants qu'à l'O. du Coulomp et au N.O. d'Argentera.

4) Corrélations lithologiques

Ces types de graphiques peuvent être utilisés pour la corrélation des dépôts de flysch tels que celui d'Annot et nous avons pu l'expérimenter sur plusieurs exemples actuels. A propos d'un sondage implanté par l'E.D.F. au S. du Col de la Cayolle et carotté sur 250 m - sans avoir touché les schistes à Globigérines - (voir chap. IV), on ignorait de combien de mètres encore il eut fallu forer pour les atteindre. Sur les carottes, nous avons établi le rapport épaisseur moyenne des bancs par 50 m de coupe; en comparant les résultats obtenus avec les graphiques des coupes plus complètes adjacentes (Tête de Gorgias, Tête de Sanguinières) nous avons pu conclure que le forage avait été arrêté à environ 50 m au-dessus des "calcschistes à Globigérines sous-jacents".

Un deuxième exemple est celui de la coupe stratigraphique de Servagno le long de la Stura, en Italie (STANLEY, 1959). Ici la formation a été très affectée par la tectonique. Les grès ont été non seulement cassés et déplacés par des failles importantes mais ils sont aussi écrasés sous d'épaisses formations charriées (Subbriançonnais). Les mesures du nombre total de couches et d'épaisseur moyenne de grès et silts, obtenus à Servagno, ont été comparées à celles de la coupe du Gias prise à 3 km à l'E. (fig. 6).

Il apparaît dans la coupe de Servagno qu'il manque au moins 200 m de la base de la série. Par contre, les termes supérieurs des grès d'Annot dans les coupes de Servagno et du Gias, recouvertes l'une et l'autre par des flyschs allochtones, correspondent à peu près aux mêmes niveaux stratigraphiques.

Ainsi cette double méthode permet d'établir des corrélations entre des coupes dont la partie inférieure ou supérieure manque par comparaison avec des coupes voisines plus complètes.

En plus, ces graphiques nous permettent de suivre certains changements de lithofaciès d'E. en O. Ainsi les "turbidites" grossières et épaisses dépassant souvent 10 m, ont probablement été déposées à peu près vers la même époque sur le pourtour N.-N.O. de l'île d'Argentera dans la mer nummulitique. Mais ces couches à éléments grossiers apparaissent au sommet d'une séquence de flysch plus épaisse à l'E. au Gias et à Servagno, qu'au Lauzanier et dans le Vallon de la Moutière à l'O. Ceci suggère que les dépôts détritiques grossiers aient commencé plus tôt dans les régions E.-N.E. que dans les régions O.-S.O. Cette remarque, fondée sur des arguments sédimentologiques, rejoint celle de BOUSSAC (1912) et MAINGUY (1938, p. 416) reposant sur une hypothèse purement stratigraphique.

On note l'accroissement dans le temps de bancs épais grossiers en direction de l'O. à partir du bord N.O. d'Argentera. La figure 6 montre que cette migration des détritiques grossiers vers l'O. ne dépasse pas l'O. du Var. Dans la

Planche IV

ACCIDENTS SEDIMENTOLOGIQUES QUI AFFECTENT LA STRUCTURE DES BANCS

- Fig. 1. Coupe 24,1 - "Zone Nord" ; Pic de Savernes à l'E. de Seyne-les-Alpes.
Banc de grès grossier raviné en 'a' par des matériaux micro-conglomératiques.
- Fig. 2. Coupe 22 - "Zone Nord" : Pic des 3 Evêchés dominant les sources de la Bléone.
Le banc 'a', qui s'amincit de gauche à droite, est recouvert par une passée fine de marnes et une "turbidite granoclassée" (b).
- Fig. 3. Coupe 25 - "Zone Nord" : le Lauzet, rive droite de l'Ubaye.
Le gros banc 'a', épais de plus de 5 m, s'amincit de droite à gauche et se divise en plusieurs bancs gréseux alternés avec des passées marneuses.
- Fig. 4. Coupe 37 - "Zone Nord" : Cime de la Bonette, haut vallon de la Moutière. On peut voir l'amincissement d'un banc de la droite vers la gauche; ce banc est recouvert par 20 cm d'argilites.
L'ensemble est raviné par un banc de grès grossier "granoclassé" (partie supérieure de la photo).
- Fig. 5. Coupe 5 - "Zone intermédiaire" - Grès d'Annot dans leur localité-type, rive droite du Coulomp, près de Braux (B.-A.) (photo M. GOVOROFF).
Les bancs gréseux 'a' de la base de la formation se biseautent dans les marnes bleues (voir aussi fig. 30). En 'b' pincement latéral d'un banc gréseux épais.



1



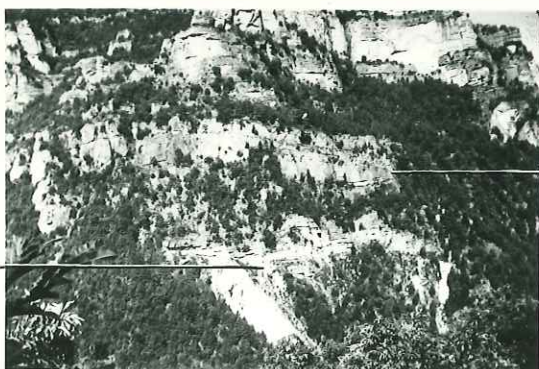
2



3



4



5

région de Dourmilloux (Colbas) près de l'Ubaye, l'épaisseur moyenne du grès décroît en montant dans la série.

L'épaisseur moyenne des bancs de grès décroît aussi de la région de Colbas en direction du N. vers le Lauzet et vers le S.-S.E. en direction de Colmars-les-Alpes. Il en est de même à l'E. et au N. de la région d'Annot. La coupe du Mont St-Honorat à l'O.-N.O. du Dôme de Barrot montre une très grande variation lithologique au cours des temps. Comme il a été dit plus haut, la base du flysch est ici constituée de plus de 50 m de marnes noires, de silts et de fins grès micacés; les grès s'épaississent soudain vers le haut et deviennent dominants formant un pic escarpé résistant et caractéristique en forme de tour. Les graphiques obtenus à partir des coupes situées entre le Grand Coyer et le Pic de Savernes (fig. 5 et 6) ont des ressemblances; elles montrent une variation similaire de faciès au cours du temps. Cette zone N.E.-S.O., à l'E. de la Bléone, n'est pas seulement caractérisée par une certaine constance des épaisseurs sable/argile dans le temps, mais par la valeur plus faible de ce rapport. Il en est de même dans la région du Lauzet, dans la région à l'E. du Coulomp et dans la région à l'E. de Servagno le long de la Stura en Italie.

5. Biseautages des bancs de grès

Bien que les bancs de grès couvrent une surface importante, il y a certains endroits où les biseaux des couches peuvent être observés sur une épaisseur de 50 cm. Ces points avoisinent les régions où le pourcentage des bancs grossiers est le plus élevé. Ainsi dans la région entre Colbas (Dourmilloux) et le Pic de Savernes, entre Colbas et le Lauzet, on constate que les couches varient rapidement en épaisseur et même disparaissent (voir planche IV). Il se passe la même chose sur le pourtour N.O. du Massif d'Argentera. Dans cette dernière région certaines couches se biseautent vers le N.-N.O. et l'O. L'exemple le plus frappant de biseaux a été observé le long du Coulomp près de Braux (B.-A.) où les couches de base du grès d'Annot s'indentent dans les "marnes bleues" sous-jacentes en "channel cut"; on y voit des bancs de plus d'un mètre s'affiner et disparaître en moins de 100 m de distance (planche IV, fig. 5). Les sables fins alternant avec des marnes à l'E. du Coulomp (particulièrement entre la Cabanette et le Grand Valon de Saint-Benoît) présentent des phénomènes analogues; ils varient très rapidement latéralement. Dans le secteur, tout indique que les grès forment des intrusions grossières dans un milieu sédimentaire calcaire et argileux; c'est exceptionnellement qu'ils se biseautent latéralement dans deux directions dans la masse des argiles et des schistes.

6. Couches de "grès conglomératiques"

Dans leur contexte régional, l'extension latérale des couches des "grès conglomératiques" mérite d'être considérée. La plupart du temps, il faut éviter de parler de bancs de conglomérats. La plupart des bancs gréseux renfermant à la base des granules ou des galets passent progressivement à des grès de moins en moins grossiers vers le haut (planche V, fig. 3). La taille limite de 5 mm entre grains de sables grossiers et galets, adoptée ici, correspond à celle de la classification de CAYEUX (1929). Elle s'est révélée très pratique au cours du travail sur le terrain. Pour une coupe donnée, j'ai compté le nombre de bancs contenant des éléments d'au moins 5 mm. Ce nombre de bancs est rapporté au nombre total de

bancs de la coupe, ce qui nous donne un pourcentage reporté sur la figure 7. Les isolignes correspondantes sont tracées sur cette figure comme pour les rapports sable/argile, etc. L'aspect de cette carte est tout à fait comparable à celui des cartes obtenues à partir des rapports sable/argile ou d'épaisseur moyenne des bancs. Les isolignes, correspondant aux pourcentages les plus élevés de bancs à galets, montrent les mêmes tendances et sont situées géographiquement dans les mêmes régions. Les zones en forme d'éperon sont concentrées : entre les Dômes de Remollon et de Barles, au N.O. du Massif d'Argentera, à l'O. du Coulomp et au voisinage du Dôme de Barrot (Mont St-Honorat). Les régions, dans lesquelles ce pourcentage est le plus faible, couvrent une aire orientée N.-N.O. à partir du Coulomp en direction du Grand Coyer, du lac d'Allos et du Lauzet. Ce pourcentage décroît aussi à l'E. du Lauzanier vers Demonte le long de la Stura, en Italie. Notons que ces régions sont aussi celles dans lesquelles les rapports sable/argile et l'épaisseur moyenne des grès sont les plus faibles.

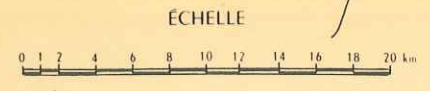
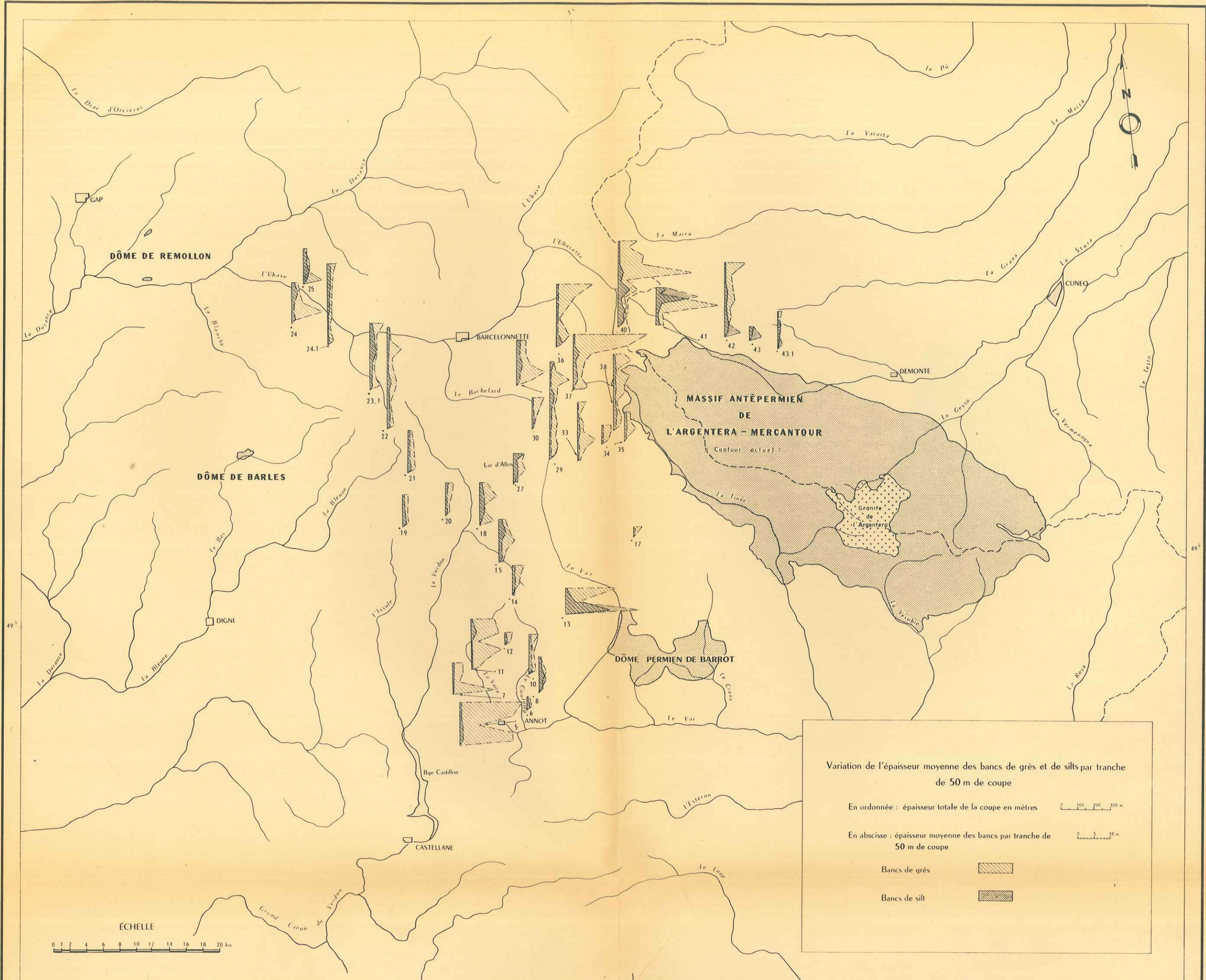
Le contour des isolignes correspondant à la répartition des "grès conglomératiques" est plus irrégulier que ceux qui concernent les rapports sable/argile et l'épaisseur moyenne des grès. Elles montrent l'extension géographique plus limitée de ces couches les plus grossières pour chaque région. Nous pourrions aller plus loin et ajouter que le degré de variation latérale des couches conglomératiques, des grès et des argiles, dépend directement de la taille des particules dont ces trois types de couches sont composés.

La répartition des bancs conglomératiques contenant des galets dont le diamètre est supérieur à 10 cm (fig. 10) montre que ces dépôts varient grandement en épaisseur d'une coupe à l'autre et constituent les termes géographiquement les plus restreints de la formation.

L'aire de répartition des grès et des silts est beaucoup plus vaste, et l'épaisseur de ces types de dépôt plus constante que celle des "grès conglomératiques". Dans l'ordre des tailles décroissantes, ce sont les argiles et les schistes qui varient le moins en épaisseur et en extension latérale. Leurs particules fines se sont déposées sur le fond du bassin, indépendamment de leur distance au rivage, du gradient de pente du talus, de toute relation avec des vallées sous-marines ou autres irrégularités des fonds. Par contre, la répartition des dépôts grossiers est plus directement liée aux irrégularités de la topographie sous-marine. Le contraste entre les variations rapides, tant verticales que latérales, des bancs grossiers, et les variations relativement lentes des bancs fins, d'une coupe à l'autre, suggère que "grès conglomératiques" et grès grossiers ne soient que des accidents sédimentaires liés à des courants de turbidité et de glissement ayant perturbé le cours habituel de la sédimentation fine d'un bassin profond. Je crois utile d'ouvrir plus loin un chapitre pour rappeler ce qu'il faut entendre par courant de turbidité et quelles sont les caractéristiques des "turbidites" qu'ils engendrent.

7. Cas de stratifications particulières à la "zone Sud"

L'allure des bancs de la bordure S. et S.O. du bassin nummulitique est différente. Les coupes (Allons, Béraud, Rouaine, Courleveras, Puget-Théniers, St-Antonin), groupées en une zone en forme d'arc sur la rive droite de la Vaire et du Var, sont caractérisées par l'absence de séquences sable-argile caractéristiques



du flysch dont il vient d'être question. Les sables mal cimentés, variant du jaune au gris-bleu, dominant, et, au premier abord, paraissent bien stratifiés. Une observation plus détaillée montre que cette "stratification" apparente est le résultat de l'érosion différentielle dans un même banc; les sables les moins cimentés sont érodés laissant en relief les passées de grès plus indurés. Un exemple de cette fausse stratification est visible sur la planche II, fig. 6 qui montre un de ces bancs épais sur la coupe du Clot Disson (Rouaine).

Il existe bien des intercalations fines d'argiles mais elles sont relativement moins importantes ici que dans les séries grès-argile du grès d'Annot Nord. L'épaisseur totale est souvent tellement réduite par l'érosion, la végétation, la couverture quaternaire et les accidents structuraux qu'il est difficile d'évaluer l'épaisseur stratigraphique originelle de la formation dans cette région. Toutefois, les sables de Puget-Théniers et de la Rochette dans le synclinal de St-Antonin, compris entre les "marnes bleues priaboniennes", au mur, et les conglomérats continentaux, au toit, ont environ 130 m d'épaisseur réelle. On peut y observer des variations latérales dans l'épaisseur des grès aussi bien que dans le pourcentage des bancs de grès conglomératiques. La valeur du rapport sable/argile est plus élevé que dans le flysch de la zone Nord. Bien que les intercalations argileuses soient moins communes dans la zone Sud, les bancs de sables paraissent "sales" et contenant un pourcentage important d'éléments argileux.

L'équivalence des grès meubles de Rouaine avec ceux, bien indurés, de la localité d'Annot (B.-A.), situés 3 km plus au N., a été mise en question, des complications tectoniques et l'érosion les isolant aujourd'hui. Grâce à l'aimable assistance de M. SIMON, instituteur à Annot (B.-A.), nous avons pu trouver le contact de l'un et l'autre. Il se situe sur la rive gauche de la Vaïre, à Béraud, où un affleurement de sables grossiers jaunâtres peut être suivi des deux côtés de la route (RN 208) et dans la tranchée du chemin de fer Annot-Fugeret. Le sable y est identique à celui de Rouaine et d'Allons; il passe vers l'E. à un banc épais consolidé, semblable en tous points aux gros bancs de grès qui s'étendent entre la Vaïre, le Beïte et le Var. Ce contact montre que les sables de la bordure S.-S.O. du bassin s'interdigitent dans les grès consolidés, en bancs épais qui bordent au N. la Vaïre, le Beïte et le Var.

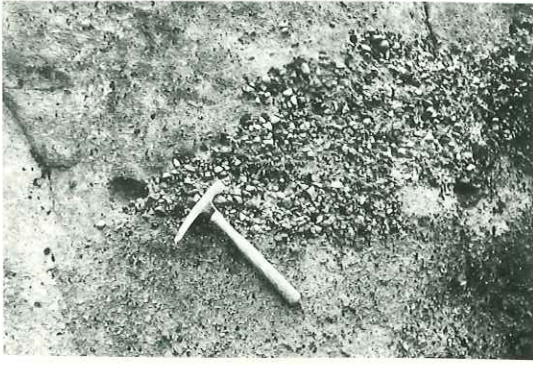
8. Cas de stratifications particulières à la "zone externe"

A l'O. d'Annot, BOUSSAC décrit (dès 1912, p. 189) dans le bassin de Barrême des dépôts détritiques particuliers. Il les considère justement comme formés dans "une série marneuses dans laquelle s'intercalent des couches gréseuses ou conglomératiques lenticulaires, et ce sont les caractères particuliers de ces lentilles gréseuses qui donnent à la série son aspect spécial en chaque point". Nous avons vu au chapitre stratigraphique que dans ce secteur, en dehors des grès de base de Castellane et de Taulanne, inférieurs aux "marnes bleues priaboniennes", qui ne peuvent donc pas être mis en parallèle avec nos grès d'Annot ou de Rouaine, les grès supra-priaboniens diffèrent lithologiquement de ceux d'Annot. Ils forment des lits de quelques cm, souvent en plaquettes, de grès fins, micacés, intercalés dans des marnes silteuses. Ces grès en plaquettes ou "flysch à végétaux" constituent des épisodes locaux dans des séries de marnes silteuses (planche III). Comme le montre les valeurs du rapport sable/argile < 1 , cette zone sédimentaire, comme l'indiquait BOUSSAC, correspond bien à celle d'un dépôt calcaire déritique. Des phénomènes analogues s'observent dans la zone de Faucon-Gigors au N.O.

Planche V

GRÈS CONGLOMERATIQUES

- Fig. 1. Coupe 5 - "Zone intermédiaire" Chambre du Roi, rive droite du Coulomp.
Langue "coulée ou passée" de cailloutis anguleux, d'origines diverses, prise dans la masse de grès grossier d'une "fluxoturbidite".
- Fig. 2. Coupe 5 - "Zone intermédiaire" Chambre du Roi.
Gros galets très mal classés, d'origine cristalline, (surtout granites divers et gneiss), dispersés dans un grès grossier (la tête du marteau indique la base du banc).
- Fig. 3. Coupe 48 - "Zone intermédiaire" Pointe des 4 Cantons, rive droite de la Tinée.
Base d'une "fluxoturbidite" composée de petits cailloutis ravinant un banc de grès sous-jacent.
- Fig. 4. Coupe 40 - "Zone Nord" Lac du Lauzanier.
Galets polygéniques (principalement granites, gneiss, calcaires), arrondis, bien cimentés dans une matrice de grès grossier, mal classé.
- Fig. 5. Coupe 22 - "Zone Nord" Pic des 3 Evêchés, aux sources de la Bléone.
Section polie, provenant de la base d'une "fluxoturbidite"; l'échantillon est composé de petits galets dans une matrice gréseuse grossière. Leurs indices de sphéricité et d'arrondi sont variables.



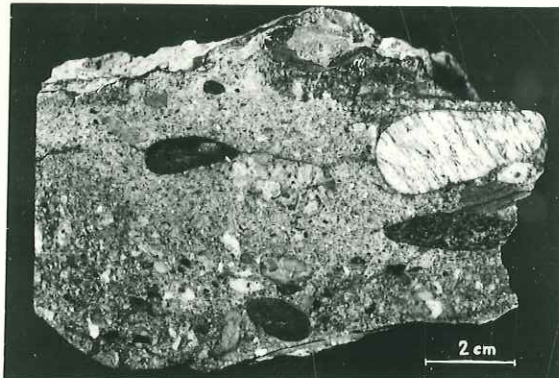
1



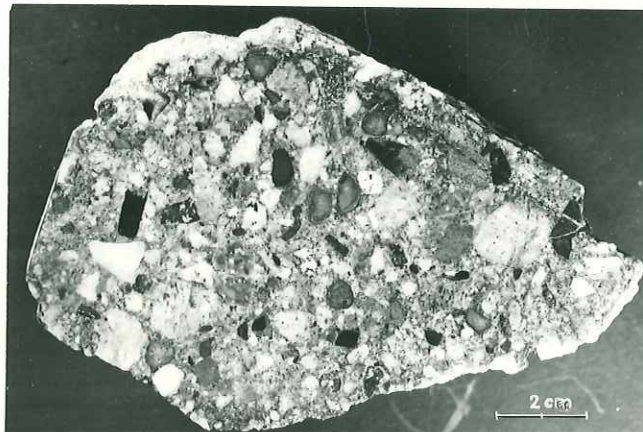
2



3



4



5

Il convient enfin de mentionner, au-dessus des "marnes bleues" et des "grès en plaquettes", à Senez, un banc de grès fin, à ciment calcaire, épais de 30 m. Cette unité connue sous le nom de "grès de Senez" a été décrite par A.F. de LAPPARENT (1938, p. 84) et forme une structure anticlinale spectaculaire près de Malvoisin (près de Senez) au-dessous des séries de molasse continentale rouge, discordante (voir planche III, fig. 1).

Bien que, sur le terrain, l'érosion actuelle ait fait disparaître les passages de faciès qui ont pu exister entre ces détritiques externes et les grès d'Annot, nous verrons au chapitre V, les affinités pétrographiques qui les relient. Ce qui différencie ces unités locales entre elles, c'est le caractère lithographique particulier de leurs bancs résultant d'agents de transport variés et de la configuration propre au lieu de leur dépôt.

Les turbidites

GENERALITES

BAILEY (1930, 1936) est un des premiers à s'être intéressé aux bancs "granoclassés" (1), associés aux dépôts géosynclinaux typiques, tels que les grauwackes; plus récemment KUENEN et MIGLIORINI (1950) ont écrit un article désormais classique sur le rôle des courants de turbidité de grandes densités dans le dépôt des bancs "granoclassés". Ce travail, basé sur l'étude expérimentale ainsi que les travaux plus récents sur les dépôts anciens (flysch) ou récents, confirme que de tels courants sont responsables du transport et de la re-déposition du matériel détritique grossier dans le milieu marin en profondeur. Ces courants de turbidité ou de suspension ont, selon KUENEN (1956, p. 139), les propriétés nécessaires requises pour expliquer la présence de bancs "granoclassés" couvrant de larges surfaces avec des variations relativement faibles soit dans l'épaisseur des bancs, soit dans la composition minéralogique. La description de KUENEN mérite d'être fidèlement reproduite :

"Movement - Turbulent throughout speed decreasing from near bottom to surface, and from nose to rear. Transition to stagnant overlying water via dilute suspension in slow boiling movement. Deposition starts where slope decreases, continues normally as long as flow moves. At each point : sedimentation during passage of flow, hence finished earlier closer to the origin. Current can move far on horizontal floor.

"Deposit - More or less distinctively graded granular bed, poorly sorted (= dirty) in each level. Coarsest grains do not exceed 10 cm. Upper part may be laminated, and current ripple laminated. One current produces one single bed".

(1) Le terme français granulo-classement vertical progressif est abrégé en "grano-classement" dans le texte et mis entre guillemets pour éviter toute confusion avec le coefficient de classement ou "sorting" (S_o)

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}} \text{ de TRASK.}$$

Un dépôt "granoclassé" verticalement provient donc de la diminution de la capacité de transport et de la densité d'un courant à partir d'un point initial. Les grains en suspension dans ces courants se déposent ponctuellement sur le fond, alors que le courant continue sa migration vers les profondeurs du bassin (KUE-NEN et MIGLIORINI, 1950, p. 99). Dans un tel dépôt, matériaux grossier et fin sont déposés en même temps, mais la taille du grain le plus gros décroît de bas en haut et le dépôt devient mieux classé dans sa partie supérieure (voir chap. IV). Selon cette hypothèse, les lits deviendraient non seulement plus minces, mais aussi à grains plus fins, à mesure que l'on s'éloigne de l'origine du dépôt. Comme l'étude des épaisseurs des bancs l'a montré, il y a en effet un amincissement quand on s'éloigne de l'origine des matériaux gréseux.

Le nom de "turbidite" (Ten HAAF, 1959) est donné au dépôt clastique caractérisé par un nombre de propriétés distinctes dont le "granoclassement" et la stratification continue sont les traits les plus significatifs. Le problème se pose quant à l'origine des couches pélitiques interstratifiées entre les lits "granoclassés"; sont-elles une partie intégrante des turbidites ou est-ce que ces sédiments représentent des particules pélagiques, déposées par suspension normale, et dont l'accumulation a été interrompue par de soudaines catastrophes géologiques? Le manque de classement et la nature relativement constante de ces sédiments plus fins, en comparaison avec l'aspect plus lenticulaire des couches "granoclassées", tend à opter pour la seconde hypothèse. Le contact lithologique entre les grès et les roches argileuses superposées est habituellement tranché.

CROWELL (1955, p. 1340) suggère que, à propos des "turbidites" du flysch tertiaire de Gurnigel, dans les Préalpes suisses, la plupart des particules plus fines peuvent venir de courants de turbidité plus faibles et plus dilués. De tels courants seraient plus fréquents que ne le sont les courants plus importants responsables de la plupart des "turbidites".

DZULYNSKI et al. (1959, p. 1111) pense également que les faibles courants dilués peuvent avoir joué un rôle dans le dépôt de quelques roches argileuses interstratifiées dans les dépôts du flysch des Carpathes. Le fait que, la plupart des lits gréseux se termine brusquement par des grains de la taille du sable, suggère que les particules plus fines aient été transportées et déposées plus loin que les particules plus grossières en raison de la rapidité d'écoulement du courant. Il est probable que le double mécanisme des courants de turbidité et de la sédimentation pélagique soient responsables du dépôt des couches pélitiques intercalées entre grès ou silts. Nous verrons au chapitre IV que des études pétrographiques détaillées sont susceptibles d'apporter quelques éclaircissements sur ce point.

"GRANOCLASSEMENT" DANS LES GRÈS D'ANNOT

La structure sédimentologique la plus remarquable de nos grès est leur "granoclassement" marquant la réduction de la taille des grains de la base d'un lit vers le sommet.

L'observation sur le terrain a montré qu'au moins 50 % des couches gréseuses et silteuses, localisées dans le secteur N. et intermédiaire entre Annot (B.-A.), sont "granoclassées". La réduction de la taille des grains de bas en haut n'est pas toujours clairement nette dans les bancs les plus grossiers.



DÔME DE REMOLLON

DÔME DE BARLES

MASSIF ANTÉPERMIEN DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR

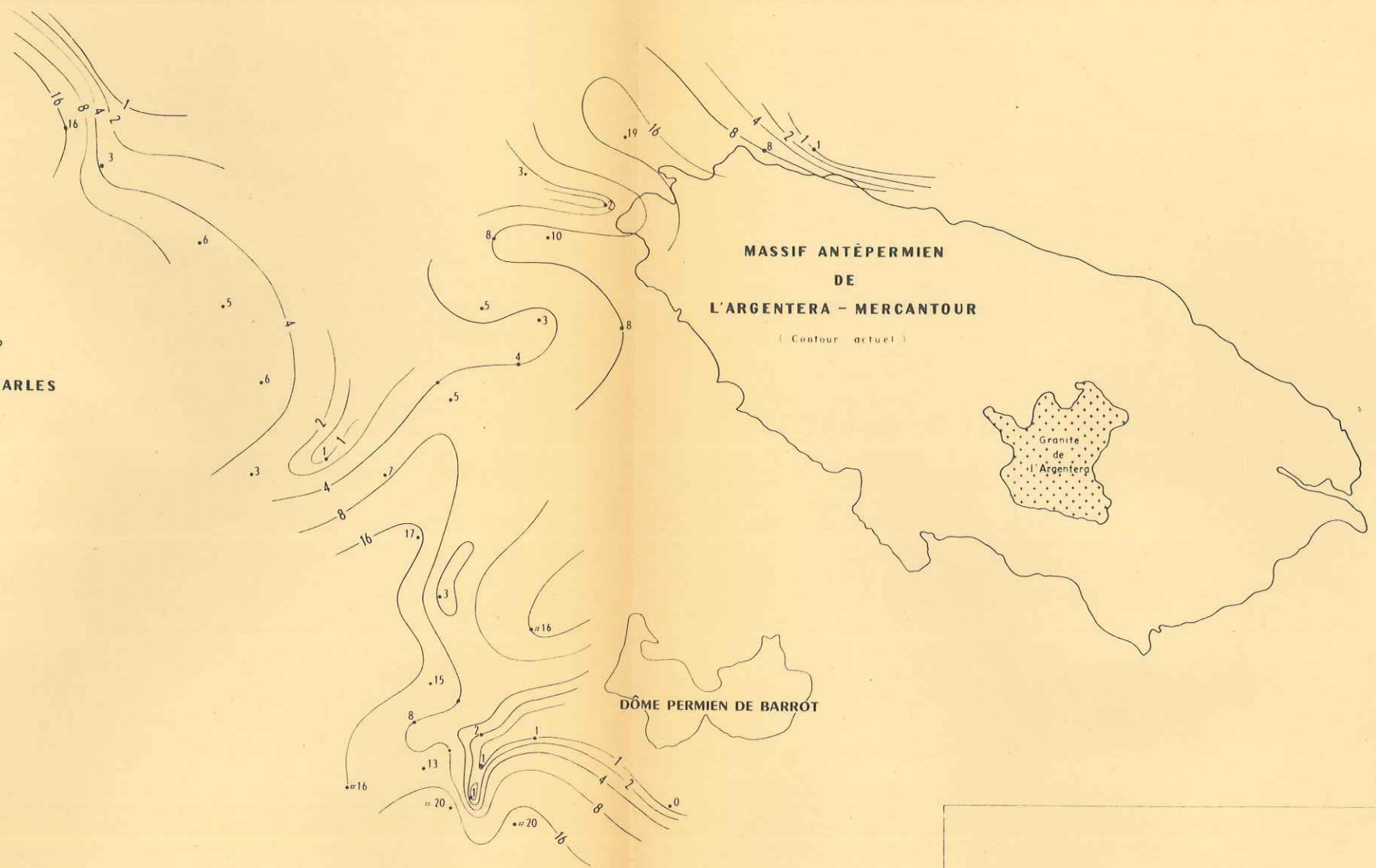
Granite de l'Argentera

DÔME PERMIEN DE BARRÔT

(Contour actuel)



Isolignes exprimant le pourcentage de lits de conglomérats par coupe
(conglomérat : toute roche détritique à éléments > 5mm)



En examinant particulièrement les grains de quartz laiteux les plus marquants, dans n'importe quelle couche, nous pouvons faire l'observation suivante : les grains moyens sont mal classés de bas en haut, mais les plus gros diminuent progressivement vers le sommet à chaque niveau. On observe plus rarement à l'intérieur d'un même banc une "reprise" du granoclassement (planche VI).

Ph. KUENEN (1953) a décrit et illustré les nombreuses variations des couches "granoclassées" dont la plupart se retrouvent dans le grès d'Annot. Les différents types ne semblent pas être localisés dans une partie déterminée du bassin. Le type le plus commun débute par un contact marqué entre un sable grossier (sable à graviers), soit avec un silt sombre, une argile ou un grès micacé fin sous-jacents. Le "granoclassement" apparaît dès la base du lit grossier, continue à travers la couche gréseuse et se termine brusquement au sommet du lit gréseux au lieu de continuer dans la couche de silt fin ou de roche argileuse sus-jacente.

Parfois il peut arriver que la base de la fraction la plus grossière du banc ne présente pas de classement, le "granoclassement" se faisant seulement dans la portion supérieure moins grossière. D'ailleurs, A. BOUMA (1959, p. 226) a montré dans le synclinal de Peira-Cava (Alpes-Maritimes) que le "granoclassement" n'est pas toujours visible dans les séquences grès-argile, qu'il peut même être absent. Le "granoclassement" est fréquent, mais pas très bien développé non plus, dans des formations similaires du "Macigno-Marnoso" décrites par Ten HAAF dans l'Apennin (1959, p. 14). Il est possible que beaucoup de lits ne montrent pas cette caractéristique sur le terrain à cause de l'inégalité ou de l'altération des surfaces des bancs aux affleurements. Nous avons été surpris de voir comment tous les degrés de "granoclassement" deviennent apparents sur des échantillons fraîchement coupés et polis au laboratoire. Ainsi je n'ai pas pu observer de "granoclassement" sur des carottes de la Boucharde, qui seront décrites au chapitre IV, avant qu'elles n'aient été sciées (planche VI, fig. 3, 4, 5).

En général, la taille du grain est en rapport avec l'épaisseur du banc, bien que ce ne soit nullement une règle; c'est particulièrement vrai pour les lits de grès dépassant 30 cm. Les lits plus minces sont souvent bien classés et se composent de sable à grain moyen, de silt ou d'argile. Les couches "granoclassées" les plus grossières sont localisées au N.O. du Massif d'Argentera, entre les 3 Evêchés et Colbas (Dourmilloux), à l'E. du Dôme de Barles à l'O. du Coulomp et au N. d'Annot. En outre, la taille des grains augmente avec le temps dans la majorité des coupes étudiées. L'importance du "granoclassement" semble être assez constante cependant, dans le temps pour certaines régions géographiquement définies.

STRUCTURES DES TURBIDITES

Outre l'interstratification des bancs fins et grossiers à "granoclassement" vertical et horizontal qui appuie l'hypothèse de courants de turbidité responsables de leur formation, les turbidites d'Annot nous ont montré des particularités dans les structures sédimentaires auxquelles elles sont associées. Depuis 1950, de très nombreuses structures liées aux turbidites ont été décrites dans la littérature, les plus significatives seront discutées dans cet exposé.

La classification des structures sédimentaires, adoptée par CROWELL (1955,

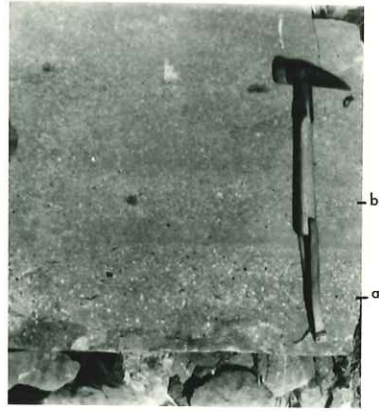
Planche VI

"GRANOCLASSEMENT" VERTICAL ('GRADED BEDDING')
DANS LES GRES D'ANNOT DE LA "ZONE NORD"

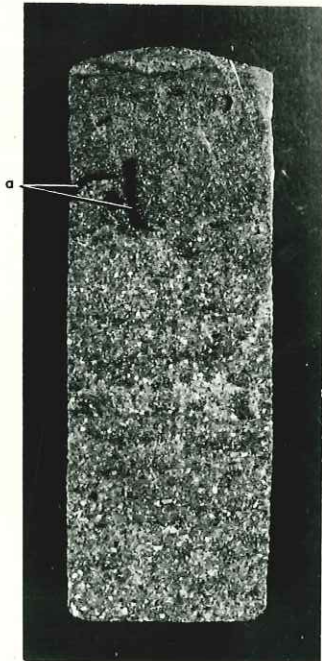
- Fig. 1. Coupe 24,1 - Pic de Savernes à l'E. de Seyne-les-Alpes.
Type de "turbidite" "granoclassée" telle qu'on peut l'observer
sur le terrain.
- Fig. 2. Coupe 25 - Le Lauzet.
Exemple sur le terrain de "repetitive grading" ou "granoclas-
sement répété" : première passée d'éléments grossiers à fins (a)
suivie d'un deuxième épisode de "granoclasement" (b).
- Fig. 3. Coupe 32 - Echantillon de carotte du sondage de la Boucharde.
Petits galets de sédiment mou (a) dans la partie supérieure
d'une "turbidite".
- Fig. 4 et 5. Coupe 32 - Echantillon de carotte du sondage de la Boucharde.
"Turbidite".



1



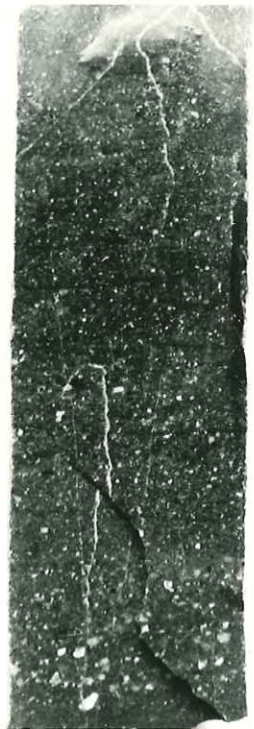
2



3



4



5

p. 1357) dans son étude sur le flysch des Préalpes suisses est une des plus pratiques pour nous. Les structures, facilement observables sur le terrain, sont divisées en trois groupes : celles à la base des bancs, celles à l'intérieur des bancs, celles au sommet des bancs. La majorité de ces structures a été retrouvée dans la plupart des coupes étudiées (mais jamais toutes ensemble dans une seule turbidite); les considérations présentées ici trouvent leur application aux grès d'Annot.

Structures sédimentaires à la base des "turbidites"

On groupe sous le nom général de "sole markings" (1) (planches IX, X) des irrégularités de stratification observables à la base des couches "granoclassées". Au cours des 10 dernières années, de nombreux articles décrivant les structures sédimentaires associées aux séquences sableuses et argileuses "granoclassées" ont paru qui posent de graves problèmes de synonymie; afin d'éviter toute équivoque, nous adoptons ici la classification des "sole marks" proposée par KUENEN (1957) et Ten HAAF (1959 b). Ces auteurs ont décrit et illustré les diverses structures et les ont groupées dans une classification génétique. Nous considérons seulement pour l'instant les types les plus communs : "flute casts", "groove casts", et "load casts" traitant ultérieurement des marques organiques : traces et terriers, qui peuvent être antérieurs ou postérieurs à l'arrivée du courant de turbidité.

a) "Flute" et "groove casts" (planche IX)

Les "flute casts" et les "groove casts" sont comparables en ce sens que les deux procèdent d'un phénomène d'érosion sous marine provoqué par le courant de turbidité sur le fond du bassin vaseux ou silteux non consolidé. Les casts sont des remplissages sableux de dépressions concaves dans les couches sous-jacentes sombres, silteuses ou argileuses. Très souvent, l'érosion sélective respecte sur des dizaines de mètres une surface inférieure gréseuse excellente et souvent aussi des structures sédimentologiques variées y deviennent apparentes.

Ces deux types de "sole markings" ont déjà été signalés par KUENEN et al. (1957) dans les grès d'Annot des Alpes-Maritimes. A. BOUMA (1958) en a donné des exemples illustrés de flute et de groove casts dans les grès de Peira-Cava.

CROWELL (1955, p. 1359) décrit les flute casts du flysch des Préalpes suisses comme des sortes de bourrelets ou bombements subconiques dont l'extrémité arrondie et bulbeuse pointe et émerge graduellement de la surface inférieure d'une couche gréseuse. De telles structures existent dans le Silurien de Grande Bretagne (KUENEN, 1957), PRENTICE (1960), dans les turbidites de Appenins (Ten HAAF, 1959b) dans le flysch des Carpathes (DZULYNSKI et SLACZKA, 1960), etc. Les flutes marks peuvent apparaître comme des bombements distincts, allongés (oblongs) ou peuvent être assemblés en éléments chevauchants à la surface inférieure d'un banc. Ils forment ordinairement des figures isolées linguiformes ou bulbeuses (Ten HAAF, 1959 b, fig. 13), de quelques cm à la base des couches gréseuses peu épaisses et à grains plus fins au N. de la région Ruch-Barrot. On trouve dans les séquences grès-argile, à l'E. du Coulomp (planche IX, fig. 3), quelques affleurements

(1) chaque fois que cela a été possible nous avons donné la traduction existant en français, fréquemment nous avons dû conserver le terme anglais.

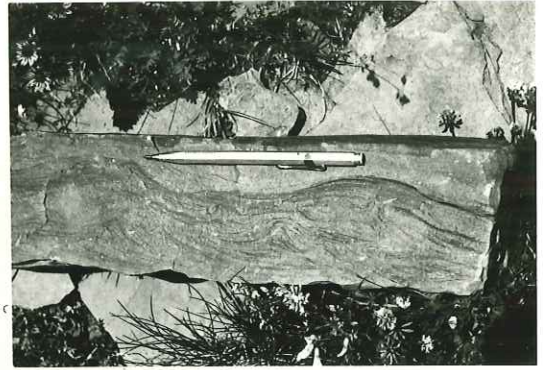
Planche VII

FIGURES SEDIMENTAIRES A L'INTERIEUR DES BANCS DE GRES

- Fig. 1. "Foreset bedding" (stratification oblique) dans la partie supérieure fine et micacée du banc; sens de l'écoulement vers la pointe du crayon.
- Fig. 2. Coupe 9 - "Zone intermédiaire" : Castellet-les-Sausses. "Convolute laminations".
- Fig. 3 et 4. Coupe 40 - "Zone Nord" : Lac du Lauzanier. Stratifications obliques et entrecroisées à la partie supérieure des "turbidites" composées de grès fins et de silts micacés.
- Fig. 5. Coupe 36 - "Zone Nord" : Barre de la Mauvaise Côte, vallon de la Moutière. "Load casts" à l'intérieur d'un banc non déformé, composé de grains moyens et fins.



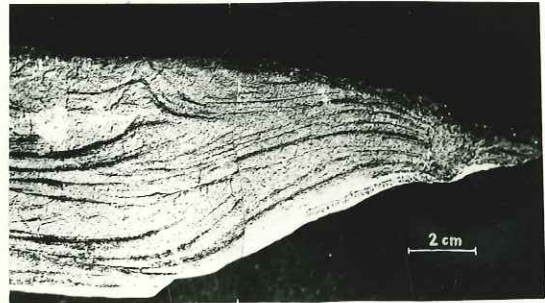
1



2



3



4



5

entièrement couverts par de telles formes. Les groove casts (Ten HAAF, 1959, p.31) ou "drag marks" (planche IX, fig. 1-4) (KUENEN, 1957, p. 244) sont des "sole marks" longs, peu épais, nettement dessinés et relativement rectilignes qui peuvent recouvrir la surface inférieure d'un banc sur des dizaines de mètres. Ces structures linéaires ont été observées dans presque toutes les sections du grès d'Annot. Leur présence est aussi signalée dans les grès d'Annot des Alpes-Maritimes françaises et italiennes (KUENEN et al., 1957; A. BOUMA, 1958, 1959) et dans les dépôts identiques du Macigno-Marnoso des Appenins (KUENEN, 1957; Ten HAAF, 1959 b). On trouve aussi des "groovings" dans diverses séries des flyschs suisses (KUENEN et CAROZZI 1953; CROWELL, 1955), dans le flysch des Carpathes (BIRKEMMAJER, 1958; DZULYNSKI, 1959; DZULYNSKI et SLACZKA, 1958, 1960). Le Dévonien supérieur de l'Etat de New-York (KUENEN, 1957), le Silurien de Grande Bretagne (RICH, 1950; KUENEN, 1957; PRENTICE, 1960) et les séries carbonifères du Culm et du Flozleeres en Allemagne (KUENEN et SANDERS, 1956) sont aussi des exemples bien connus de formations paléozoïques contenant des "groove casts". Ten HAAF (1959 b, p. 38) résume leur origine comme suit :

" groove casts are supposed to be the tracks of objects swept along the sea floor by the same turbidity current that laid down the casting bed. They were made in the earliest stage of erosion, largely prior to fluting. The majority of grooving objects probably consisted of the passive bodies of benthonic animals; concretions and mud pebbles are possible agents, but in most cases less likely. Great current velocity and the softness of the bottom account for the rectilinearity of groove casts; the lobate fronts of turbidity flows probably caused the frequently two fold directions".

b) "Frondescent casts" (planche IX, fig. 3a)

Ten HAAF (1959, p. 30) a reproduit une figure arborescente qu'il décrit sous ce terme. On a observé de telles empreintes rappelant un feuillage seulement dans les régions à l'E. du Coulomp près de St-Benoît (B.-A.). De même que les "flute casts" elles sont considérées comme une structure subaquatique, produite par l'érosion due aux "turbidites". Elles sont toujours associées aux "flutings" et aux "groove marks" et il est probable que l'extrémité de la figure opposée à l'arborescence soit orientée vers le courant amont; le "feuillage" apparent étant orienté vers l'aval.

c) Slide marks (planche IX, fig. 3b, 6)

On trouve dans les formations de la couche "granoclassée" citée ci-dessus une figure à peu près semblable, connue sous le nom de "slide marks". Ces slide marks sont des grooves de quelques cm de large (plus épais que les "drag marks"), courbes, ce qui les différencie des "drag grooves" rectilignes. En jetant un coup d'oeil attentif sur ces structures, on voit qu'elles ont habituellement une longueur plus petite que les drag marks et qu'elles sont effectivement composées d'un nombre de canelures parallèles (KUENEN, 1957, pls. I,II; Ten HAAF, 1959 b, fig. 22 23). Ces deux auteurs attribuent les slide casts au glissement de particules et étant tombées sur le fond durant les premiers temps du dépôt de la "turbidité". On observe rarement de telles figures, sauf entre Cabanette et le Gros Vallon de St-Benoît, à l'E. du Coulomp (planche IX, fig. 3b). Dans cette zone, ils sont très importants sur des formations gréseuses plus épaisses et associés à d'autres sole marks tels que les flute casts.

Planche VIII

PHENOMENES DE REMANIEMENT (REPRISE DE MATERIEL)

- Fig. 1. Coupe 24,1 - "Zone Nord" : Pic de Savernes.
Tout à fait à la base de la coupe, les éléments sombres, ou les creux, correspondent à des galets mous ou des moules de galets mous érodés.
- Fig. 2. Coupe 42 - "Zone Nord" : Cima del Gias.
Galets mous, en sombre, plus ou moins alignés.
- Fig. 3. Coupe 48 - "Zone intermédiaire" : Pointe des 4 Cantons.
a) galet de "turbidite" remanié au sein d'une turbidite,
b) chenal rempli de matériel plus grossier, dans la même turbidite (mal visible sur la photo).
- Fig. 4. Blocs de schistes glissés dans un grès, type de "whirl balls".
- Fig. 5. Coupe 11 - "Zone intermédiaire" : Fugeret, le Gros Vallon.
Bloc de marnes bleues remaniées, dépassant le mètre cube, dans une "fluxoturbidite".



1



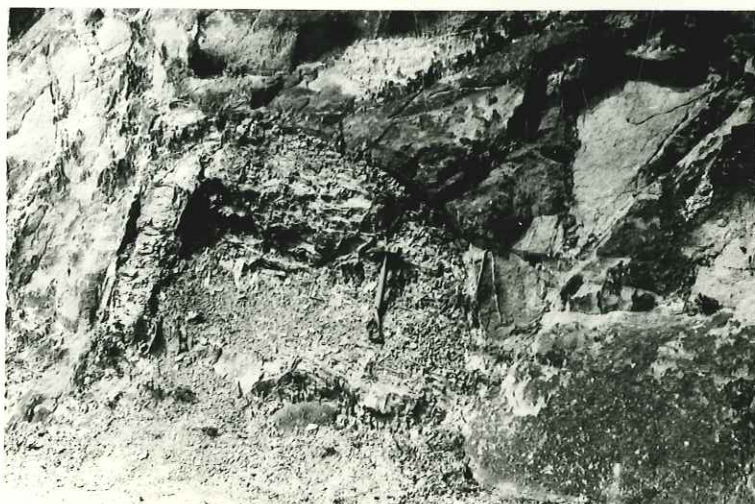
2



3



4



5

d) Structures en chenaux (planche IV, fig. 1a; planche VIII, fig. 3b)

Les "structures en chenaux" qui ont raviné une "turbidite" sous-jacente, indiquent que l'érosion résulte à la fois de courants de turbidité et de mouvements de glissements. De telles figures nous donnent des informations sur le degré de la pente mise en cause, la nature hydroplastique du fond vaseux et des turbidites sous-jacentes, et les relations entre dépôts par glissement ou/et par turbidité. Ces chenaux sont remplis de matériel grossier "granoclassé" comme dans une turbidite normale. Des sections montrent qu'ils peuvent avoir de 20 à 50 cm de profondeur et au moins un mètre ou plus de large. Ces chenaux d'érosion sont fréquents entre les 3 Evêchés et le Lauzet, à l'E. de Barles, et dans les bordures N.O. et N. du Massif d'Argentera. On en trouve l'illustration dans les travaux de Mme GUBLER (1958, fig. 11) et de Ten HAAF (1959 b, fig. 24).

e) Load casts (planche VII, fig. 5; planche X)

Un autre type de "sole mark" est souvent observé dans la plupart des coupes du grès d'Annot mais ne devra pas être confondu avec les "flute", "drag" ou "slide marks". Il s'agit de déformations "plastiques" ou "load casts" (KUENEN, 1953 a, 1957); Ten HAAF, 1959 b) qui ne sont pas dues à l'avancée d'une masse qui se déplace en frayant son chemin à travers les laminae vaseux sous-jacents durant le transport, mais au poids exercé par la turbidite nouvellement déposée sur les silts ou les vases non encore consolidés du fond du bassin. Par son propre poids, le lit nouvellement déposé s'enfonce dans les vases sous-jacentes encore plastiques. Les drag markings ou les flute markings préexistants peuvent être déformés tels les groove casts aplatis illustrés par Ten HAAF (1959 b, fig. 29) ou plus simplement la vase reflue de plusieurs cm vers le haut à travers les sables sus-jacents. Ces phénomènes sont particulièrement fréquents à la base des bancs de grès épais le long du lac du Lauzanier. On remarque aussi à l'E. du Coulomp des "load casts" dont A. BOUMA (1958, fig. 7) a donné une excellente illustration à propos du grès de Peira-Cava.

Structures sédimentaires observables à l'intérieur des "turbidites"

a) "Laminae" (planche VII)

Les laminae s'observent dans la partie supérieure fine de nombreuses turbidites et à l'intérieur de nombreux bancs minces < 20 cm de grès fins ou de siltstones. Ces laminations apparaissent sur des surfaces altérées comme de minces rubans alternativement sombres et clairs, parallèles au plan de stratification. Les micas, biotite et muscovite et les minéraux argileux sont concentrés à la partie supérieure des turbidites ou dans des bancs minces à grain fin; ils alternent avec le quartz, les feldspaths et des grains lithiques formant des bandes de couleur de un ou deux mm (Ten HAAF, 1959 b, p. 19). De telles laminations indiquent que le transport du sédiment s'il part par traction sur le fond, s'accompagnait d'un classement local (KUENEN, 1953 a, p. 1049). La présence de lits entrecroisés et de "current-ripple marks" à l'intérieur des bancs le confirme. Ces structures ne sont pas incompatibles avec l'hypothèse de courant de turbidité. On en a décrit et illustré de dépôts semblables du Pays de Galles, d'Allemagne, des Appenins, du flysch des Carpathes, du bassin de Ventura en Californie et, récemment, dans les grès d'Annot du S. du Massif d'Argentera (BOUMA, 1958, 1959). L'hypothèse de KUENEN

(1953 a, p. 1050) d'après laquelle la traction de particules de sable plus fin, de silt et de lutite se produirait quand le courant devient dilué, que le transport par suspension est remplacé par un transport par traction sur le fond sous l'influence de la gravité, paraît vraisemblable. Les "micrononconformités" des "ripple laminated beds" qu'on peut y observer indiquent successivement des périodes de dépôt et d'érosion, qui reflètent des variations de vitesse et de densité du courant de turbidité (Ten HAAF, 1959 b, p. 20) au cours de son passage sur un point particulier du fond du bassin.

b) Laminae en volutes (planche VII, fig. 2)

Un autre type de structure "convolute lamination" est lié à un phénomène de plissement, qui affecte la partie interne du banc et qui semble se produire souvent dans la plupart des formations des flyschs granoclassés. La structure affecte une zone, de 5 à 20 cm, formée de laminae ondulées en volutes habituellement localisées dans la partie supérieure la plus fine du banc et qui peut le plus souvent être suivie horizontalement tout au long d'un affleurement. Le fait remarquable est que les bancs dans lesquels ces volutes existent ne sont pas déformés eux. KUENEN (1953 a, p. 1056) et Ten HAAF (1956) ont montré que ces structures se distinguent des figures de glissement et qu'elles sont directement associées à la nature hydroplastique des dépôts non consolidés issus des courants de suspension. L'hypothèse de Ten HAAF (1956, p. 194) sur leur origine est la suivante : "in a growing hydroplastic bed, slightly differential forces - probably in most cases current rippling as suggested by KUENEN - can effect a corrugation of the laminae which grows into exaggerated forms after being buried both by accelerated deposition in the troughs and by the expulsion of excess water through the crests".

c) Inclusions (planche VIII)

Les inclusions si fréquentes dans toutes les coupes de la formation, indépendamment de leur position stratigraphique ou géographique dans le bassin, doivent être signalées à propos de cette discussion sur les structures sédimentaires à l'intérieur des turbidites. On trouve inclus dans les couches "granoclassées" des fragments d'argile, de grès remanié, de lignite, aussi bien que des masses lithiques de 1 à 2 cm de diamètre. Il n'est pas rare qu'un banc contienne un alignement horizontal de fragments d'argile remaniée, formant des disques plats de petite ou moyenne taille. Cet alignement, parallèle à la stratification, se présente à la base, au milieu ou à la partie supérieure du banc et peut être suivi latéralement sur des centaines de mètres. Très fréquemment des inclusions d'argile ont été érodées plus facilement que les grès encaissants, il n'en reste alors que les empreintes en creux (planche VIII). Plus rarement, les fragments d'argile sont déformés voire roulés, et forment un angle quelconque avec le plan de stratification; il sera question à nouveau au paragraphe consacré aux structures de glissement, de fragments d'argile ayant souvent plus de 50 cm de diamètre. Des fragments de grès peuvent aussi être remaniés et prennent la forme de sphères de 20 à 70 cm de diamètre (voir planche VIII, fig. 3a).

Les enclaves de grès, remanié en éléments lenticulaires anguleux ou arrondis, sont moins fréquentes. On trouve aussi des fragments de lignite et de plantes, en amas alignés ou non à l'intérieur des grès "granoclassés". De telles inclusions sont décrites par A. BOUMA (1958, p. 897) dans les grès d'Annot, de Peira-Cava,

par Ten HAAF (1959 b, p. 17) dans les turbidites des Appenins et dans de nombreuses autres couches "granoclassées".

Ces fragments correspondent généralement à des roches remaniées, érodées au talus, re-déposées dans un milieu topographiquement plus profond par des courants de turbidité. Dans le cas qui nous concerne, l'étude pétrographique de ces roches remaniées a montré leur ressemblance lithologique avec les couches sous-jacentes.

Structures sédimentaires en surface des "turbidites"

Les structures sur la surface supérieure des turbidites ne sont pas fréquentes dans la formation d'Annot. Bien que le contact des lits silteux et des pélites avec les formations gréseuses "granoclassées" sous-jacentes et sus-jacentes soit souvent visible, il est rare qu'on trouve des structures à la surface supérieure des bancs. On y observe surtout des traces organiques et des terriers qui seront discutés plus tard dans ce chapitre et aussi des surfaces déformées et ondulées qui sont parfois semblables à celles figurées par Ten HAAF (1959 b, p.22) et décrites comme des ondulations "périclinales" formant des dessins orthogonaux. Je ne suis pas convaincu de l'origine de telles structures dans la formation d'Annot. Il est plus probable pour moi que des déformations secondaires dues à une surcharge, après dépôt, en soient responsables.

REPARTITION DES "SOLE MARKS" DANS LE BASSIN

Lorsqu'elles existent, ces figures sont généralement visibles sur tout un affleurement, sans que pour autant les bancs sous et sus-jacents en renferment. Ainsi les sole marks sont des traces accidentelles qui peuvent accompagner ou pas le "granoclassement" et qui, comme nous le verrons, peuvent être utilisées effectivement en paléogéographie.

L'abondance de ces divers "sole marks" dans les grès d'Annot typiques est très variable. Dans les coupes considérées, 25 % de bancs de grès seulement en présentent. Au N. du Ruch-Barrot les figures sont moins fréquentes qu'au S. Les plus spectaculaires sont dans le flysch à l'E. du Coulomp. Dans la localité-type, entre Annot et le Fugeret, à l'exception des bancs de base, observés près de Gastres le long du Coulomp, il n'en existe pas.

Dans les zones S. et externe d'Allons, de Rouaine, de Courleveras, de Puget-Théniers, et de St-Antonin, les grès "non-granoclassés", mal cimentés ne contiennent pas de laminations en volutes, ni de "sole-marks". Les structures les plus caractéristiques de ces sédiments clastiques consistent en intercalations de lentilles de conglomérats ou de sables grossiers de 20 à 50 cm d'épaisseur, dans des formations gréseuses à grain moyen; ces éléments plus grossiers sont souvent en relief. Des crachées de cailloutis non orientées s'observent aussi dans les bancs épais de grès d'Annot à l'O. du Coulomp (voir planche V, fig. 1, 2). Les chenaux d'érosion, spécialement à St-Antonin, sont aussi très fréquents et recoupent les bancs à différents niveaux stratigraphiques. On observe fréquemment en ces points des stratifications entrecroisées à grande échelle dans les sables grossiers et les grès conglomératiques. Ainsi les dépôts à l'O., au S. et à l'E. d'Annot, montrent des figures sédimentaires qui suggèrent la proximité de cotes et/ou de fonds

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

Planche IX

TYPES DE FIGURES SEDIMENTAIRES "SOLEMARCS"
A LA BASE DES BANCS DE TURBIDITE

- Fig. 1. "Groove Cast" tel qu'on peut le voir sur le terrain (juste au-dessus du marteau).
- Fig. 2. Bloc renversé, montrant le parallélisme des "groove casts" et "flute casts" entre eux.
- Fig. 3. Association de diverses figures sédimentaires à la base d'un même banc renversé : (a) "frondescant casts", et (b) "slide marks" parallèles à une même direction.
- Fig. 4. Dalle montrant deux directions préférentielles de "groove casts", soulignées par des flèches et faisant entre elles un angle d'au moins 20°.
- Fig. 5. Dalle renversée, montrant des "flute marks" se chevauchant en partie, la flèche indique le sens de l'apport.
- Fig. 6. Echantillon montrant l'association (a) de "flute marks" et (b) de "slide marks" légèrement incurvées.



1



2



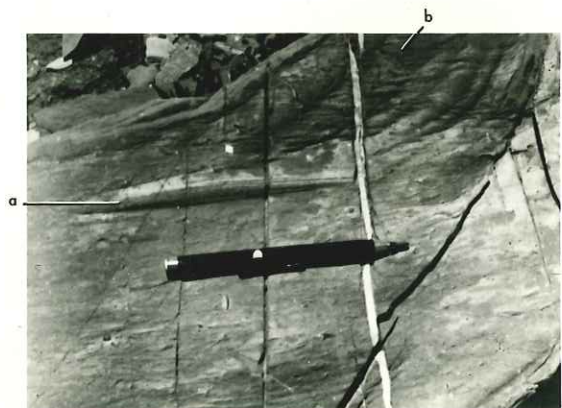
3



4



5



6

néritiques peu profonds. On peut conclure qu'il existe entre les grès des zones N. et S. du bassin nummulitique des différences évidentes dans la nature des stratifications, des pourcentages sable/argile, l'épaisseur moyenne de banc sableux et des structures sédimentaires.

Enfin, au S.O. de Barrême, dans la "zone externe" les figures sédimentaires ne sont pas fréquentes. Les traits caractéristiques à l'intérieur des bancs : "granoclasement", laminations en volutes, sont absents. Les couches peu épaisses cependant sont souvent composées localement de laminae, à stratification oblique, plus ou moins déformées par le poids des dépôts sus-jacents et la compaction. Les galets cristallins et les "inclusions" argileuses, anguleuses ou arrondies, sont absentes. Les "drag" et "slide casts" n'existent pas. Des "ripple marks" épars se voient seulement au sommet des "grès en plaquettes". L'association de la stratification entrecroisée, des "ripple marks" et le manque de "granoclasement" montre que ces sédiments détritiques, moins grossiers que dans les séquences au N.E. ont été déposés en un milieu marin dans des conditions différentes de celles qui sont responsables du flysch d'Annot.

Directions de paléocourants

Outre que les structures sédimentaires témoignent avec évidence du mécanisme de transport des dépôts par des courants de turbidité, des traces d'érosion laissées par l'avancée des turbidites sur le fond du bassin, ou de la nature hydroplastique des turbidites nouvellement formées, elles permettent aussi de reconstituer le sens des courants d'apport et de localiser les marges du bassin. En effet :

- 1) la plupart des figures sont allongées ou linéaires ce qui permet de les mesurer facilement sur le terrain;
- 2) elles sont souvent nombreuses à l'intérieur d'un même banc ce qui permet de déterminer une bonne direction moyenne;
- 3) chaque type différent de figures, dans un même banc, est habituellement orienté dans une même direction; la combinaison de ces figures permet d'évaluer le sens des courants d'apport;
- 4) à l'intérieur d'une même séquence stratigraphique, les structures sont orientées banc par banc dans la même direction à quelques degrés près.

METHODES DE MESURE

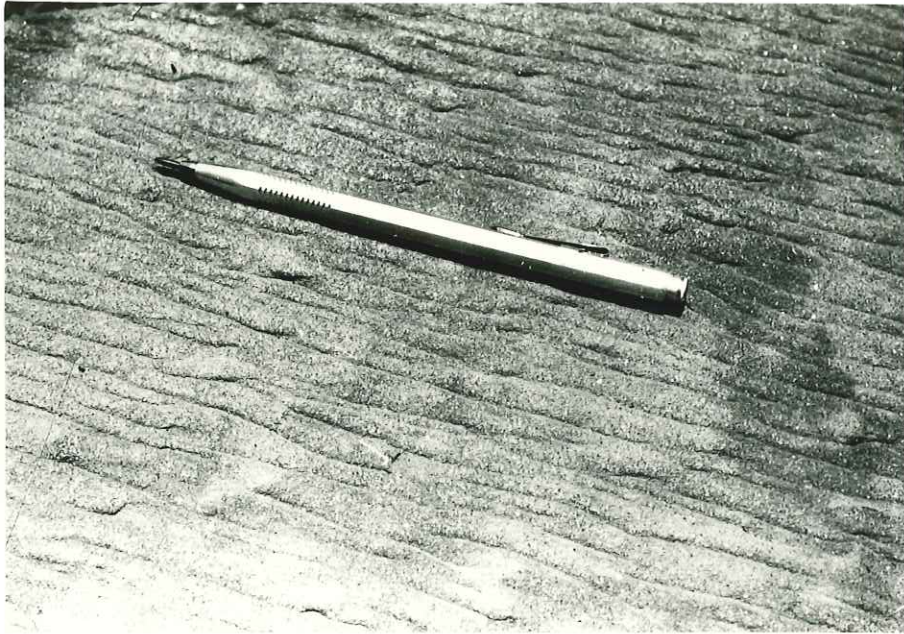
CROWELL (1955, p. 1357), KUENEN (1957), Ten HAAF (1959 a, b) et HSU (1960) ont examiné les structures de courants différents afin de déterminer la relation de l'alignement de la structure avec la direction originelle du courant. Ces auteurs considèrent que les "flute casts", "drag ou groove casts", et certains "load casts" sont parallèles au sens d'origine du courant. Parmi ces figures, les flutings se sont montrés les plus utiles dans les grès d'Annot. Ils sont souvent nombreux sur une même surface et leur forme assymétrique permet de déterminer la

Planche X

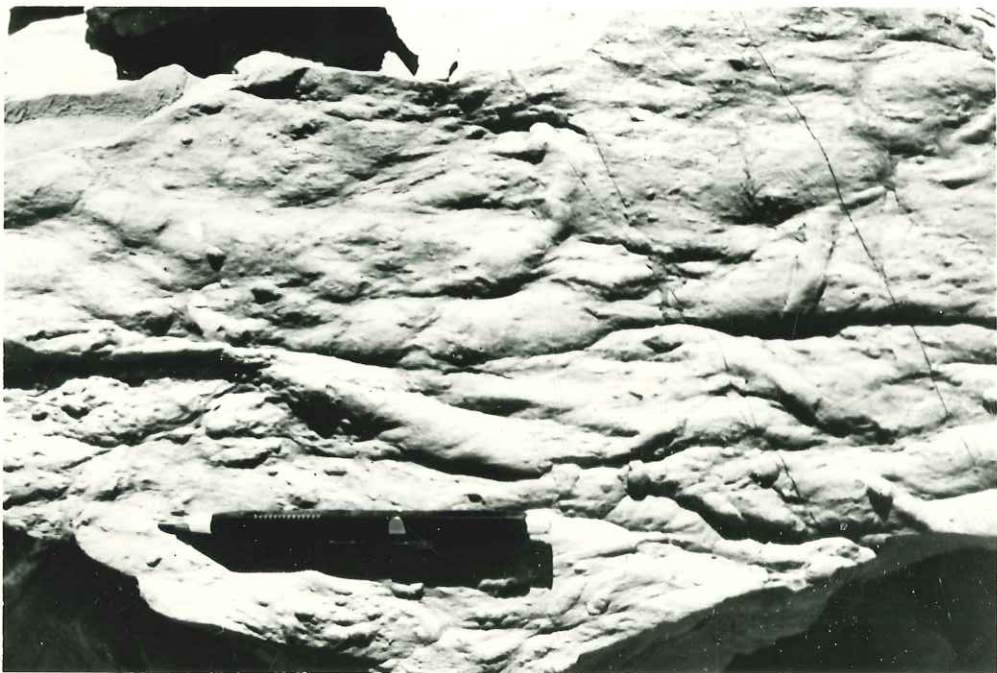
AUTRES TYPES DE "SOLE MARKS"

Fig. 1. Dalle renversée montrant des "Load-casts" bien orientés parallèlement au crayon.

Fig. 2. Dalle renversée montrant des "Sole-casts" déformés par surcharge; l'orientation n'en est plus strictement parallèle.



1



2

direction du flux d'amont à l'aval avec certitude. Le maximum d'épaisseur correspondant au remplissage d'une excavation dans la vase sous-jacente, coïncidant avec l'amont du courant (planche IX, fig. 5). L'inclinaison des laminae obliques dans la partie supérieure des "turbidites" (deux sections à angle droit sont nécessaires), combinée avec l'orientation préférentielle assymétrique des crêtes des "volutes", observables dans deux directions orthogonales, donnent aussi l'indication de l'aval courant (voir planche VII, fig. 2). Ces structures doivent être utilisées avec les "groove casts" qui donnent seulement l'orientation de linéation mais pas la direction du courant. On trouve souvent aussi, parallèlement aux "sole marks", des petits galets allongés des fragments de plantes et de lignite et même de petites inclusions allongées d'argile. Dans une association de structures, les "flute marks" sont les plus significatives à mon sens. Lorsque dans certains bancs, il n'existe que des figures linéaires et pas de flutings j'ai enregistré simplement une moyenne directionnelle.

Le parallélisme de divers "markings" à l'intérieur ou à la base d'un même banc est de règle. Cependant on observe souvent des groove casts, qui s'entrecroisent suivant des angles de 20 à 30 degrés au S. du Ruch dans des bancs alignés le long du Coulomp (planche IX, fig. 4). Ce même phénomène a été observé dans les turbidites des Appenins par Ten HAAF (1957 b, p. 63) et par KUENEN (1957, p. 246). Ces deux auteurs notent dans ce cas que l'une des deux directions des grooves étudiés est habituellement parallèle à celle des flute casts dans le même banc, c'est cette direction qui devra être retenue.

La cartographie des directions de paléocourants au cours des 3 campagnes de terrain a été simplifiée du fait de l'absence de complications tectoniques affectant les séquences sable-argile dans les coupes considérées. Bien que les mesures de directions et de pendages des bancs aient été soigneusement notées avec les directions des linéations de structures sédimentaires (à 5 degrés près), elles n'étaient pas nécessaires, dans la plupart des cas, pour re-calculer la direction du transport des dépôts, antérieure à la tectonique. Ramener le plan des strates à l'horizontal est, bien entendu, nécessaire dans les couches à fort pendage des formations du flysch très déformées telles que celles étudiées par CROWELL et HSU (cités plus haut) mais dans le cas des grès d'Annot, aussi bien que dans les grès du bassin de Barrême, les strates inclinées ont le plus souvent un pendage inférieur à 30 degrés. Selon Ten HAAF (1959 b, p. 76) les pendages, de moins de 25 degrés, n'ont pas besoin d'être pris en considération dans le calcul des directions horizontales originelles, l'erreur concernant l'inclinaison d'axe ne dépassant pas 10 degrés, à moins que le pendage dépasse 45°. Dans le cas des pendages de plus de 25 degrés, l'erreur maximale calculée serait inférieure à 3 degrés d'après Ten HAAF. Etant donné que c'est là l'ordre d'écart habituel de la boussole, les pendages ont pu, dans la plupart des cas, n'être pas pris en considération. Seulement dans les coupes les plus proches du Massif d'Argentera, à Rognone par exemple, ou au N. de la Stura en Italie, où les pendages de 25 à 45 degrés sont fréquents, les mesures directes faites à la boussole ont dû être corrigées. La simple méthode de terrain décrite par KUENEN et SANDERS (1956, p. 656) qui consiste à ramener à l'horizontal les plans de stratification suivant la direction tectonique a été employé. Les structures ont été mesurées suivant leurs conseils :

" by placing a rectangular notebook on the bedding plane concerned, with the long side of the notebook parallel to the strike. A pencil was aligned by eye parallel to the feature to be measured and made fast to the notebook in this

position by elastic bands. The notebook was then rotated to horizontal about the edge held parallel to the strike. Special care was taken to determine the stratigraphic top of the beds in order to rotate the notebook by the correct edge. With the notebook horizontal, a compass bearing was taken on the pencil and recorded to the nearest 5 degrees. Where the oriented phenomena are parallel to the strike of the beds as was found in many localities, the foregoing procedure is unnecessary and the compass bearing may be read directly".

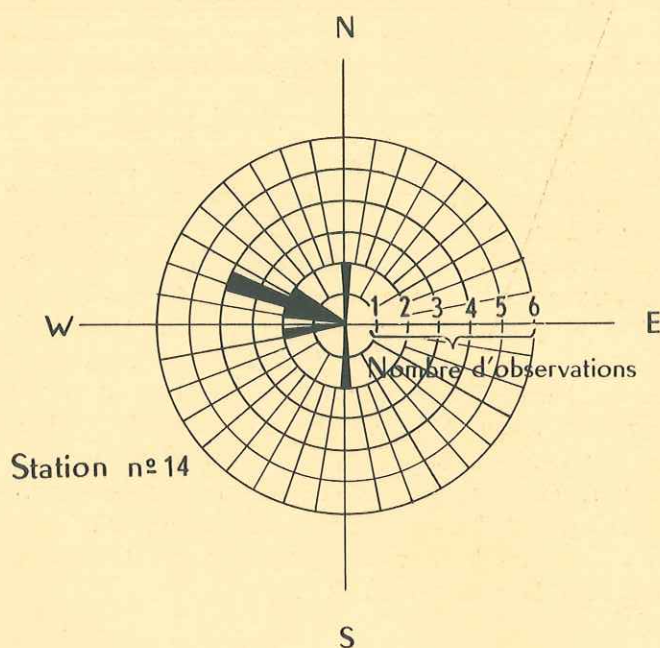
Sur le terrain, il est apparu que les directions des linéations dans des bancs, se succédant dans une coupe stratigraphique complète, étaient souvent parallèles, ce qui indique une direction constante du transport dans le temps. Le nombre total d'observations pour chaque coupe était rassemblé et porté sur des diagrammes circulaires semblables à ceux utilisés par CROWELL (1955) et HSU (1960). Les mesures ont été groupées par classes de 10°. Comme on le voit sur la figure 8, les valeurs 10°, 20°, 30°, etc. représentent sur le diagramme circulaire le point moyen de chaque classe. La longueur de chaque rayon représente le nombre total des mesures à l'intérieur d'une classe particulière. Les structures qui indiquent les directions de courant de transport, les "flute casts" ou "forset laminations" sont localisés sur un rayon limité à un quadrant seulement. La direction du transport est alors indiquée du bord extérieur du diagramme circulaire vers le centre du graphique. Dans le cas de "drag marks" qui ne donnent pas le sens d'écoulement des courants, les mesures sont tracées depuis le centre du diagramme dans deux quadrants opposés, comme le montre la figure 8.

RESULTATS

De telles mesures, rapportées sur une échelle régionale, se sont déjà révélées fructueuses pour l'étude de l'histoire sédimentaire des bassins. Des cartes de paléocourants, basées sur les mesures linéaires, rassemblées au cours des études de terrain, ont été dressées pour les séries du flysch en Suisse et en Haute-Savoie (KUENEN et CAROZZI, 1953; CROWELL, 1955; HSU, 1960), pour le flysch des Carpathes (BIRKENMAJER, 1958; DZULYNSKI et SLACZKA, 1958, 1960; DZULYNSKI et al. 1959), au Pays de Galles dans la région du Dôme de Harlech (KOPSTEIN, 1954), pour le Carbonifère d'Allemagne (KUENEN et SANDERS, 1956) et pour les turbidites des Appenins (KUENEN et MIGLIORINI, 1950; Ten HAAF, 1958, 1959 b). KUENEN et al. (1957), BOUMA (1958, 1959) ont déjà dressé des cartes de paléocourants des grès d'Annot et des séries tertiaires avoisinantes au S. du Massif d'Argentera (Alpes-Maritimes françaises et italiennes). Ces études, qui ont une importance particulière pour nous ici, ont montré explicitement que les courants venant du S.E.-S. et S.O., étaient responsables de l'apport des sables dans les synclinaux, maintenant isolés, de St-Antonin, Tournaire, Peïra-Cava, Menton et Vintimille. BOUMA a montré, avec plus de détail, que les sables du synclinal de Peïra-Cava, à moins de 5 km de la limite actuelle méridionale du Massif d'Argentera n'ont pas été transportés du N. mais venaient du S.

Q'une origine méridionale soit aussi responsable ou non du transport des sables au N. d'Annot, dans la région décrite dans ce texte, était un problème que j'ai essayé de résoudre au moyen des mesures de linéation par courants. Dans la figure 9, les diagrammes circulaires, relevés pour chaque coupe, indiquent que pas une, mais plusieurs directions, sont définitivement en cause et que plusieurs origines doivent être maintenant envisagées.

DIAGRAMME CIRCULAIRE DES DIRECTIONS ET SENS DE COURANTS



Le centre du diagramme marque la position géographique de la station n° 24

Directions des traces de courant de turbidité ("Sole-Marks") et des plans de stratifications entrecroisés (nombre total d'observations = 12):

2 observations S 80 W → N 80 E

2 observations N 80 W → S 80 E

4 observations N 70 W → S 70 E

2 observations N 60 W → S 60 E

2 observations Nord-Sud de sens inconnu

Les sables provenant du S., à Allons-Annot-Rouaine-Courleveras-Puget-Théniers, et aussi dans la coupe de la Pointe des 4 Cantons à l'E. montrent qu'une origine méridionale est réellement en cause. Ces mêmes directions se retrouvent encore au N., vers le Ruch, dans les séquences "granoclassées" gréseuses et argileuses. Les directions dans les coupes du Ruch et du Mont St-Honorat indiquent que les sédiments ont été transportés depuis le S.E., en d'autres mots, depuis la région du Dôme de Barrot, actuellement exposé, à l'E. du Var. Sur la coupe n° 14 (Grand Coyer) un nombre de directions variables ont été repérées de même que dans les coupes le long du Vallon de la Lance (n° 15, 18) où des directions de courant N.N.-O. - S.S.-E. sont enregistrées. Les structures des coupes n° 19 à n° 23, entre le Dôme de Barles et le Verdon, montrent que les courants, dans cette partie du bassin, se dirigeaient vers l'E. Dans les coupes n° 24 et n° 25, près du Lauzet, les courants venaient de l'O. et du N.O. (ou de la région du Dôme de Remollon). Il apparaît ainsi que les figures d'érosion, laissées par les courants dans la partie S. et O. du bassin, sont orientées suivant des directions qui se recoupent.

La grande surface des grès d'Annot entre le Haut-Var et le Lac d'Allos, la frontière franco-italienne et la vallée de la Stura, en Italie, montre une série de directions de courants tout-à-fait différente. KUENEN et al. (1957, p. 16) avait déjà signalé que les traces de courant, mesurées localement et isolément au Col de la Cayolle, étaient orientées E.-S.E. - O.-N.O. Ces auteurs remarquaient cependant que : "quoique cette dernière direction évoque une provenance du centre du massif de l'Argentera et que la direction relevée soit orientée plus ou moins longitudinalement par rapport au bassin marin, il faut remarquer que l'observation ne concerne que la direction de courants en un certain endroit et au moment de la sédimentation".

Dans la plupart des diagrammes circulaires établis sur le bord O.-N.O. -N. du Massif (fig. 9) les directions s'éloignent d'une région qui correspond en gros à l'actuel "Granite de l'Argentera" visible sur la figure 9. Ceci n'est pas le fait du hasard et je ne suis pas d'accord avec l'hypothèse avancée par KUENEN à la Cayolle. Si tous les diagrammes circulaires de cette région étaient prolongés vers l'E.-S.E. - S. jusqu'à ce qu'ils se rencontrent, le diagramme qui en résulterait ressemblerait à une roue dont les rayons se rencontreraient en un même point, c'est-à-dire dans la région du "Granite de l'Argentera". Comme nous en discuterons plus loin, ceci n'implique pas qu'à l'époque du grès d'Annot le granite eût été débarassé de ses enveloppes sédimentaires, mais ceci indique que les fonds du bassin se développaient au Nummulitique alentour de cette zone haute.

Les dépôts détritiques du bassin de Barrême, comme nous l'avons expliqué auparavant, n'ont pas été déposés par des courants de turbidité mais par des courants de traction sur des fonds peu profonds. Les "ripple marks", les fins "fossil laminae" et les structures finement entrecroisées, indiquent que le "flysch à végétaux" et le "grès de Ville" entre Barrême et Clumanc provenaient de régions situées à l'O.-N.O., si nous admettons que les "ripple marks" sont orientés à peu près parallèlement à la ligne de rivage ancienne.

Phénomènes de glissement

GÉNÉRALITÉS

Dans certaines de ses études Ph. KUENEN a souligné la disparité de deux types de transport de sédiments tous deux procédant par gravité : transport par courants de turbidité et transport par glissement sous marin. Toutefois, dans ses expériences sur les courants artificiels, Ph. KUENEN (1956, p. 138) a mis en évidence un type de dépôt détritique transitionnel dû à la fois à la turbidité et aux mouvements de glissement. Plus récemment, DZULEYNSKI et al. (1959, p. 1114) ont parfaitement reconnu de tels dépôts dans le flysch des Carpathes; ils leur ont donné le nom de "fluxoturbidite".

Nous considérons d'abord les dépôts de glissement sous-marin, leur signification paléogéographique. Selon Ph. KUENEN (1956, p. 139) un dépôt de glissement est caractérisé par :

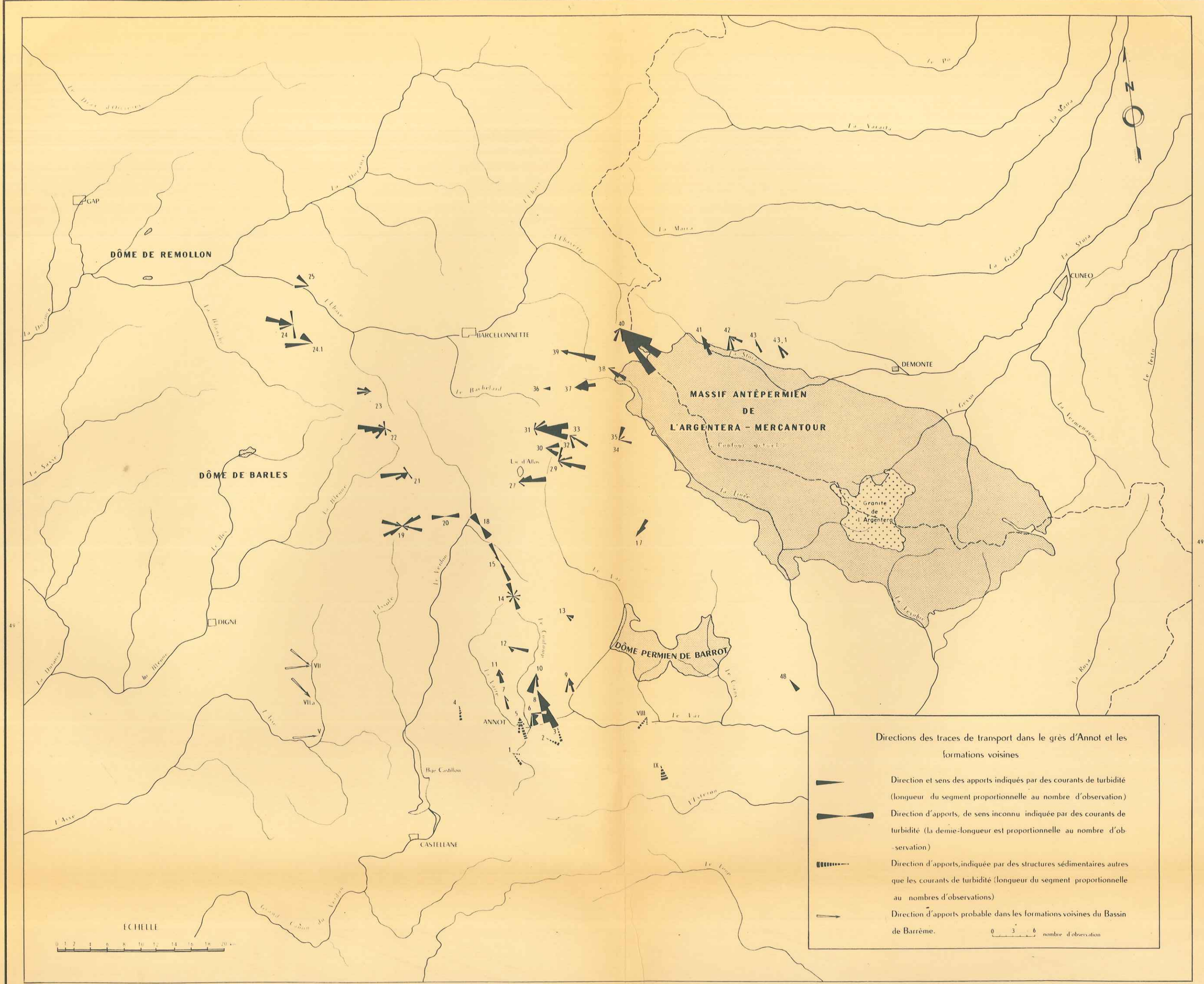
- 1) une importante proportion de lutite;
- 2) la structure originelle a été déformée légèrement puis complètement;
- 3) Le dépôt déformé peut comprendre plusieurs strates différentes;
- 4) les matériaux s'accumulent ou s'entassent au pied du talus, loin de leur source d'origine, les dépôts peuvent avoir été démembrés ou amincis pendant leur glissement sur la pente du talus.

CARACTÉRISTIQUES DES DÉPÔTS DE GLISSEMENT

Trois types principaux de dépôts très déformés sont associés à la formation du flysch d'Annot. Le premier, le plus répandu, apparaît comme un mélange de fragments de schistes et de grès au sein d'une couche gréseuse "granoclassée", non déformée, normalement stratifiée. Ce mélange d'argiles noires ou sombres et de grès peut avoir 20 cm à 2 m d'épaisseur et varie rapidement et latéralement en puissance. De telles couches peuvent se rencontrer dans la partie inférieure, moyenne ou supérieure des turbidites habituellement de plus d'un mètre d'épaisseur. Une séquence peut se présenter de la manière suivante : la base de la couche se compose de quelques cm de grès grossier "granoclassé" recouvert par la masse déformée de schistes et de grès enrobant des galets cristallins; celle-ci est recouverte à son tour par un banc de grès, normalement stratifié, et "granoclassé", et par des silts. Ces trois niveaux forment un seul banc (voir planche XI, fig. 3 a).

Un minimum d'au moins un ou deux de ces bancs se rencontre dans les coupes au N. du Ruch au voisinage du Dôme de Barrot. Il est intéressant de signaler de tels dépôts qui montrent la relation entre les courants de turbidité et les phénomènes de glissement dans cette portion du bassin. KUENEN (1958, p. 1017) a observé de telles structures et a décrit "a slide appears to have followed the nose of the turbidity current at only slightly lower velocity. The slower tail of the turbidity current completed the graded bed by deposition on top".

Un deuxième type de structure se compose d'une seule masse de glissement interstratifiée entre les turbidites sus et sous-jacentes qui elles n'ont pas glissé (voir planche XI, fig. 1, 2). Ces masses ont souvent plus d'un mètre



d'épaisseur et se composent de grands blocs d'argile noire et de schistes, de plus de 2 à 3 m de long, de lentilles déformées de grès, et souvent de galets cristallins de grande taille. On en voit un bon exemple dans la partie inférieure du Gite du Chamois, coupe n° 39, au bord de la route militaire qui monte de Jausiers à Restefond au point où la route traverse le torrent de Clapouze à l'altitude de 2 079 m. Là de grands blocs d'argiles noires et de grès déformés renferment des galets arrondis (de 5 à 10 cm de diamètre), qui sont mal cimentés. Les galets retenus par un matériel composé d'une masse de sables argileux, noirs ou bruns, mal consolidés, se trouvent de ce fait facilement érodés.

Moins fréquemment existe un troisième type de structure de glissement (voir planche XI, fig. 5, 6). Il se compose d'au moins deux couches glissées sinon davantage, dont l'épaisseur est toujours supérieure à un mètre. Le meilleur exemple s'observe au long du Vallon de la Moutière entre les coupes n° 36 et 37 (Barre de la Mauvaise Cote et Cime de la Bonette). Ces deux derniers types de glissements sont caractérisés par l'abondance des lentilles d'argiles et de grès contournées en formes irrégulières. Il est évident que l'argile a réagi comme un matériel plastique facilement déformable, tandis que le grès moins plastique s'est fragmenté.

Dans le cas décrit précédemment, la présence de matériaux déformés à l'intérieur d'une turbidite, il va de soi que c'est à des phénomènes de cet ordre, qu'il faut attribuer le transport de matériaux grossiers. La présence de grands galets dans ces masses, aussi bien que les énormes blocs anguleux d'argiles parfois roulés en boules pouvant aller jusqu'à un mètre de diamètre, suggère aussi que les sédiments détritiques importants ont pu dévaler des pentes sous-marines fortement inclinées. KUENEN (1956, p. 136) suggère que les pentes, de 5 à 10 degrés, sont suffisantes pour permettre le déplacement de masse de boue visqueuse, se déplaçant plus lentement que les courants de turbidité, jusqu'au fond du bassin. Et à l'inverse des courants de turbidité, les masses sous-marines de glissement sont rapidement arrêtées et se déposent une fois qu'elles arrivent au pied de la rupture de pente sur le fond horizontal. La large répartition géographique de tels dépôts indique qu'un secteur important du fond marin était incliné, au moins de quelques degrés sur l'horizontale.

REPARTITION DES DEPOTS DE GLISSEMENT

J'ai dressé une carte de faciès basée sur la répartition des dépôts de glissement contenant des galets cristallins d'au moins 10 cm de diamètre (fig. 10). Rappelons que divers auteurs (KUENEN et CAROZZI, 1953, p. 370) considèrent cette taille de 10 cm comme la taille maximum d'un galet cristallin ou sédimentaire transportable par les courants de turbidité. Sur cette carte les observations suivantes peuvent être faites :

- 1) les masses de glissement, contenant des galets de 10 cm ou plus de diamètre, sont géographiquement limitées aux régions proches du Massif d'Argentera et du Dôme de Barrot, et à celles situées à l'E. des Dômes de Barles et de Remollon;
- 2) ces mêmes coupes contiennent aussi plus de conglomérats, par épaisseur totale de section (voir fig. 7), que celles de la région entre le Grand Coyer et le Lac d'Allos;

Planche XI

PHENOMENES DE DEFORMATION ET DE GLISSEMENT
DANS LA "ZONE NORD" ET "INTERMEDIAIRE"

- Fig. 1. Coupe 18 - "Zone Nord", Barres des Baussées. Au long du Vallon de la Lance.
(a) déformation à l'intérieur d'un banc non déformé; noter l'amincissement du banc vers la droite de la photo.
- Fig. 2. Coupe 18 - "Zone Nord" : Barres des Baussées.
Phénomènes de glissement à l'intérieur d'un gros banc non déformé.
- Fig. 3. Le Tournairet (Alpes-Maritimes) "Zone intermédiaire".
Banc complexe montrant au sein d'un banc "granoclassé" une passée "a" de glissement.
- Fig. 4. Coupe 21 - "Zone Nord", Mourre Gros, rive gauche du Haut-Verdon.
Phénomènes de "slumping" montrant la base d'une turbidite s'imprimant dans les couches sous-jacentes fines sous le poids de la décharge de matériau.
- Fig. 5. Coupe 37 - "Zone Nord" : Cime de la Bonette.
Phénomène de glissement en masse, entraînant des blocs de grès de plus d'un mètre, mal équarris d'argilites brisées.
- Fig. 6. Coupe 37 - "Zone Nord" : Cime de la Bonette.
Les gros galets cristallins, de plus de 10 cm de diamètre, y sont arrondis et empâtés dans la même argilite qui les moule.



1



2



3



4



5



6

- 3) les grès conglomératiques ne peuvent pas être suivis latéralement sur de grandes distances, leur position stratigraphique varie d'une coupe à l'autre. Les seules masses et conglomérats de glissement que j'ai pu suivre sur plus de quelques kilomètres carrés ont été repérés dans la région entre le Vallon de la Moutière et Sanguinière, à l'O. de la bordure N.O. du Massif d'Argentera. P. CONEY (1955) a utilisé ces horizons, comme marqueurs stratigraphiques, dans la cartographie de détail de cette région;
- 4) les grès conglomératiques au S. de la région Ruch-Pointe des 4 Cantons, ne sont pas mélangés aux masses, glissées, déformées, des argiles noires, schistes et grès. Ils sont bien cimentés dans la masse gréseuse elle-même et ne semblent pas avoir été mélangés à des lutites, comme c'est le cas pour les conglomérats de la région N.;
- 5) il n'existe ni grands conglomérats, ni glissements, dans le "flysch grésomicacé" ou "les grès en plaquettes" du Bassin de Barrême, pas plus que dans les séries grésocalcaires de Faucon et Gigors.

Les dépôts de glissement sont moins fréquents et beaucoup plus limités géographiquement que ne le sont les séquences gréseuses régulières : turbidite-argile. Les plus importants sont répartis distinctement dans les régions proches de l'actuel Massif d'Argentera, le S.E. du Dôme de Remollon. Il ne m'a pas été possible sur le terrain de mesurer la direction suivant laquelle les glissements ont eu lieu. Les plissements des lentilles gréseuses comme le long axe des galets (L), semblent y être orientés au hasard à la différence des structures linéaires des courants de turbidité. Il n'y a pas non plus de classement particulier, soit dans la taille, soit dans la composition des grains; le "granoclassement" est aussi absent. Les macro- et les microphotographies de tels dépôts provenant du sondage de la Boucharde (planche XV, fig. 2; 3, 4) montrent l'aspect sale, argileux, et l'absence de "granoclassement" des dépôts de glissement. A la différence des turbidites, les grains (voir planche XIV) ne sont pas en contact les uns avec les autres; ils sont mal cimentés et isolés dans une masse boueuse plus ou moins calcaire.

INTERPRETATION

Les dépôts de glissement proviennent de régions d'origine avoisinantes. L'examen pétrographique des galets, inclus dans ces dépôts, montre que ceux-ci sont d'origine locale (voir chap. IV) et que la distance entre les points d'origine et le lieu de dépôt ne doit pas dépasser 30 km. De plus, les argiles et les grès déformés sont pétrographiquement identiques à ceux des dépôts gréseux et argileux sous-jacents. Les masses glissées, comme celles du Vallon de la Moutière, recoupent différents horizons stratigraphiques de turbidites. Ces observations montrent qu'une partie des sables, et des vases, la plus voisine des bordures non encore consolidées, a été entraînée périodiquement et était re-déposée avec des matériaux détritiques plus récents dans les parties plus profondes du bassin.

Dans les synclinaux de Peïra-Cava et au Tournairet, à l'E. du Var, KUENEN et al. (1957, p. 17) et BOUMA (1958, p. 900) ont aussi signalé des dépôts de glissement dans le flysch à Annot. Des structures de glissement semblables et des conglomérats grossiers, associés aux séquences de turbidite, ont été signalés dans d'autres régions. Les formations du Carbonifère, telles que le Culm et les grauwackes "Flozleeres" d'Allemagne (KUENEN et SANDERS, 1956, p. 665), ainsi que les

séries du Pays de Galles (KUENEN, 1950, p. 244) en sont de bons exemples. On peut citer également les dépôts pliocènes du bassin de Ventura, en Californie, (NATLAND et KUENEN, 1951, p. 104).

Une hypothèse sur l'origine de tels dépôts propose qu'un mouvement différentiel d'une couche résistante, compétente sur une autre couche moins compétente, ait pu se produire après le dépôt. Soit qu'un soulèvement de la formation ou son déplacement, peu après le dépôt, ait pu déclencher de tels mouvements. Cependant, cette hypothèse ne peut expliquer la présence d'une masse déformée à l'intérieur d'une turbidite non déformée comme je l'ai décrit ci-dessus. Les études sur les sédiments récents déformés, telles que celles faites au large de la côte de Californie du Sud (GORSLINE et ELERY, 1959, p. 286) et celles faites dans le bassin profond de la Mer Noire (KUENEN, 1950, d'après ARCHANGELSKY) sont utiles pour interpréter des phénomènes semblables dans les dépôts de paléo-flysch.

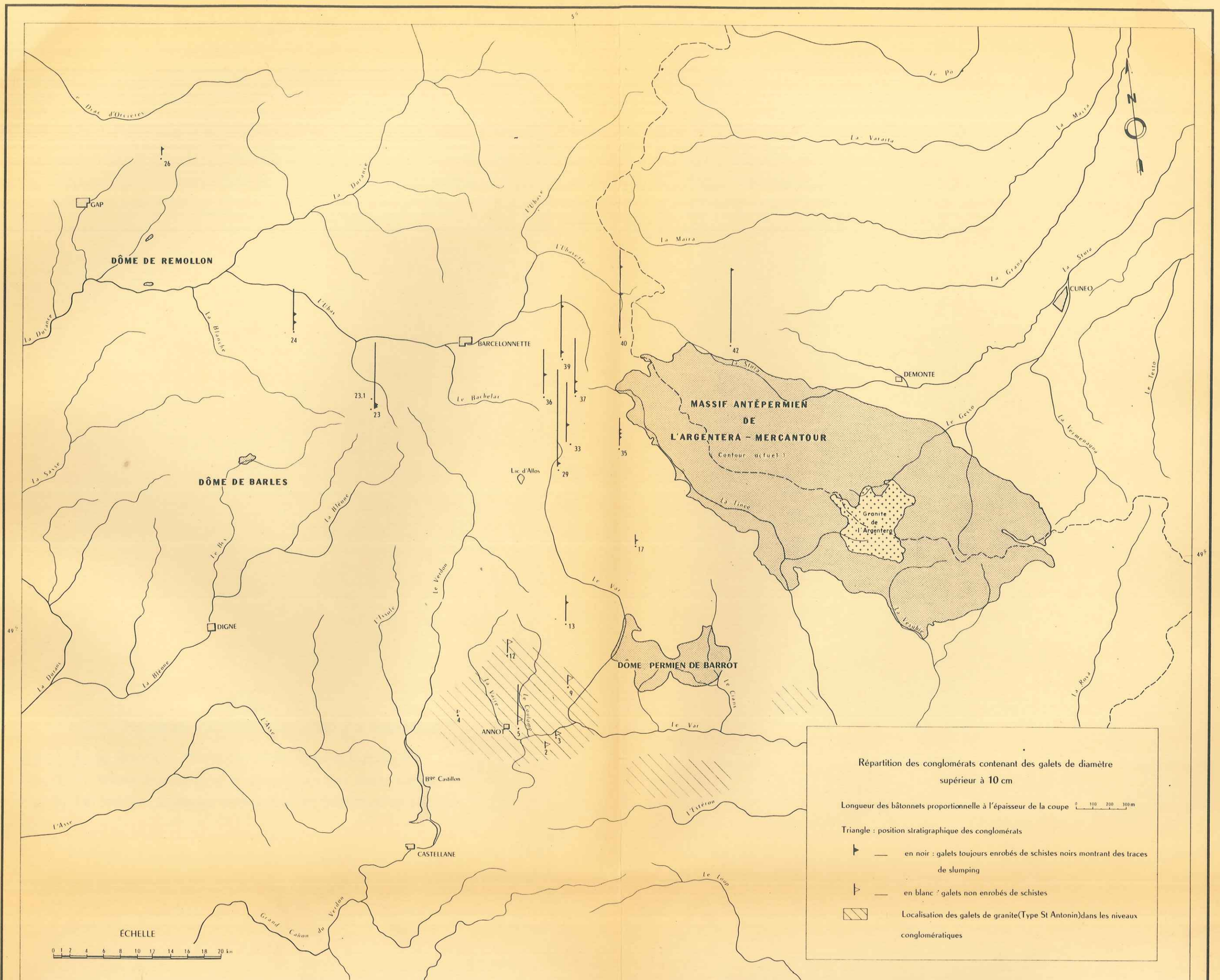
Il est important de souligner que ces débris grossiers ne correspondent pas à des dépôts d'eau peu profonde. Les grands galets, par exemple, ont été transportés à la mer par des fleuves ayant traversé diverses unités lithologiques émergées et qui se sont accumulés sur l'aire deltaïque marine et sur des terrasses littorales. De temps à autre, des glissements ont entraîné ces matériaux qui se sont déposés au pied de la pente du talus dans des parties plus profondes du bassin. Ces glissements peuvent être provoqués par des tremblements de terre ou par rupture d'équilibre du dépôt.

SHEPARD (1951, 1952) a montré que ces glissements se déclenchent au sommet de quelques canyons sous-marins et qu'il se produit des mouvements de glissement de vase liquide à l'embouchure de ces canyons. KUENEN (1950, p. 522) remarque aussi que les parois de ces canyons sont rarement perpendiculaires; la plupart ressemblent à des vallées d'érosion, ce qui indique que les parois se sont effondrées temporairement élargissant les canyons; les débris accumulés par ces effondrements sont périodiquement entraînés hors des canyons par des courants de glissement et de suspension.

Il est probable que les régions, où sont concentrés les plus importants glissements, indiquent des zones, sur le fond marin, à gradient de pente faible. L'arrêt soudain de masses de boue visqueuse, au moment où elles atteignent le fond horizontal, a laissé des dépôts de sédiments, localement répartis en forme d'éventails; les courants de turbidité les plus fréquents, de suspension diluée, ont passé sur ces dépôts et ont été capables d'en disperser le matériel sur une plus grande surface de fond du bassin. Les types de gravité et de transport sont génétiquement associés et on peut supposer que la plupart des "turbidites" d'Annot et des "fluxo-turbidites" ont commencé par des glissements.

Structures organiques

Une caractéristique générale des grès d'Annot, nous l'avons dit, est le manque de macro- et de microfossiles et autres restes organiques identifiables. Au Mont St-Honorat, cependant, a été trouvé un fragment de Pélécy-pode problématique dans une "turbidite" de sables grossiers et M. MOJALSKY (1958) a récolté un



Pecten à Annot même (B.-A.). Sur le terrain, on trouve rarement de frands Foraminifères; on les observe sporadiquement associés à de plus petits en lames minces (planche XV, fig. 5, 6). Dans certaines sections, telles que le Lauzet, Tours du Lac d'Allos, Mourre Gros, Courleveras, Rouaine, des fragments de plantes sont plus fréquents et aussi dans les niveaux de base le long du Coulomp. La plus grande partie de cette matière ligneuse originelle a été transformée en lentilles de lignite, de l'épaisseur d'un crayon, durant la compaction (voir planche XII, fig. 4). Ces lentilles sont habituellement comprises dans la partie grossière des turbidites et furent, à une époque, exploitées par les habitants de la région. On peut noter des fragments de plantes semblables dans le Culm et les grauwackes "Flozleeres" (KUENEN et SANDERS, 1956, p. 656) ainsi que dans les dépôts récents au large de la côte Sud de Californie (GORSLINE et EMERY, 1959).

D'autre part, des tubes, des terriers, sont fréquents dans toutes les sections étudiées (planche XII, fig. 1, 2, 5). Ces structures abondent non seulement dans la formation d'Annot mais aussi dans d'autres formations de flysch autochtone du Tertiaire que j'ai visitées (grès de Champsaur, grès de Taveyannaz, flysch des Aiguilles d'Arves, Macigno, etc.).

Les terriers sont tantôt droits ou courbes, bifurqués ou pas, et peuvent dépasser 30 cm. La coupe transversale du diamètre d'un de ces tubes est ronde ou elliptique, et de 0.5 à 1.5 cm d'épaisseur. La longueur totale qui dépend de l'affleurement est rarement observée seule. Certains tubes, terriers, sont parallèles au plan de stratification; grand nombre de tubes proviennent d'organismes attribués vraisemblablement à des vers, vivant sur le fond marin vaseux, recouverts soudainement par une turbidite sus-jacente. Ten HAAF les désigne comme "contrapment burrows" (1959b, p. 56); il en décrit dans la formation du Macigno.

Ils traversent plus souvent les portions sableuses des turbidites verticalement ou perpendiculairement au plan de stratification. Ces tubes continus, emplis de sable, s'étendent souvent depuis la partie sableuse du banc jusqu'à sa partie argileuse, sans déranger les sédiments adjacents. Le remplissage de sable et d'argile est souvent différent des sédiments adjacents, ce qui résulte du déplacement de bas en haut d'un organisme vermiforme.

Il est probable que les sédiments sont déplacés dans les matières focales qui accompagnent normalement le mouvement du vers et sa digestion.

BIRKEMMAJER (1959, p. 227) a décrit des moulages gréseux semblables dans le flysch des Carpathes, laissés par les organismes vivant sur les fonds et il a suggéré que les tunnels qui ressemblent à des vers aient pu être remplis de sable hydroplastique peu après le dépôt d'une turbidite sus-jacente. Cependant, comme l'indique Ten HAAF (1959b, p. 58) l'hypothèse de BIRKEMMAJER ne semble pas valable à cause de la constance des diamètres des tubes.

Les traces d'animaux, avançant à la surface du fond marin, sont rares (planche XII, fig. 3, 6). Un grand nombre de ces traces originelles furent probablement supprimées par la brusque arrivée de matériel grossier sur le fond marin vaseux et silteux. Ce manque de fossiles, en général associé à la présence de Foraminifères remaniés, le matériau à végétaux flottés, nombreux tubes, terriers, etc., indique certaines conditions écologiques. L'absence de faunes néritiques à

coquilles, la présence de traces supposées d'Annélides, suggèrent l'existence d'eaux profondes dépassant 200 m, et une teneur faible en oxygène, une surface de fond du bassin envasé et silteuse entre les périodes "catastrophiques" de dépôt des turbidites (KUENEN, 1958).

D'autre part, tubes, terriers, végétaux, faunes abondantes de foraminifères et de mollusques, dans les "grès en plaquettes" du Bassin de Barrême et dans les affleurements nummulitiques de Faucon-Gigors, indiquent un milieu tout différent. Ces restes organiques, la présence de glauconie, suggèrent que des profondeurs plus faibles et une teneur en oxygène plus élevée régnaient dans cette zone externe .

Résumé du chapitre III

Le flysch d'Annot, dans les secteurs Nord et intermédiaire, est formé d'une alternance régulière de grès et de pélites.

1) Ces grès, étudiés sur le terrain, sont caractérisés par un nombre de traits sédimentologiques particuliers les plus remarquables qui mettent en évidence l'existence de "turbidites" :

- a) un "granoclasement" en contact brutal avec les pélites sous-jacents;
- b) un mauvais classement des grains;
- c) la présence de laminations et de stratifications entrecroisées à la partie supérieure la plus fine des bancs;
- d) l'existence de laminations en volutes et de "load-casts" résultant de déformations hydroplastiques à l'intérieur des bancs;
- e) la présence de "sole marks" uniformément orientés à la base des bancs;
- f) la présence de nombreuses inclusions d'argile et de grès à l'intérieur des bancs;
- g) la présence de terriers, de pistes, à l'intérieur ou en surface;
- h) l'absence de fossiles en général.

L'association de ces structures sédimentaires indique que les couches les plus grossières ("turbidites") résultent de l'action de courants de turbidité. Les silts plus fins et les argiles laminées et à stratifications obliques procèdent d'un transport par traction aussi bien que par suspension. Les "turbidites" peuvent être considérées comme des dépôts quasi instantanés interrompant la sédimentation pélagique continue.

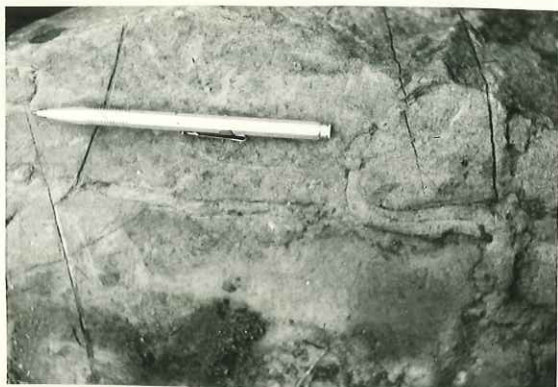
2) Outre ces traits fondamentaux, d'autres importants sont à signaler dont certains indiquent l'intervention de phénomènes de glissement :

- a) les couches gréseuses se composent habituellement de grains moyens à grossiers;
- b) le "granoclasement" n'est jamais tout à fait parfait, parfois répété dans un même banc;
- c) les grains "granoclassés" atteignent rarement la taille d'un silt (64μ) dans une "turbidite";
- d) les bancs de "turbidite" sont épais et varient de 50 cm à 8 m;
- e) la stratification n'est pas toujours strictement parallèle ni continue :
 - les "turbidites" peuvent varier d'épaisseur d'un point à l'autre,
 - à l'intérieur des turbidites des pincées conglomératiques ne sont pas rares;

Planche XII

STRUCTURES ORGANIQUES ASSOCIEES AUX TURBIDITES

- Fig. 1, 2, 5. Traces de "terriers" ("entrapment burrows").
Fig. 3, 6. Traces d'animaux se déplaçant sur les fonds vaseux.
Fig. 4. (a) Matière ligneuse transformée en lentilles de lignite.



1



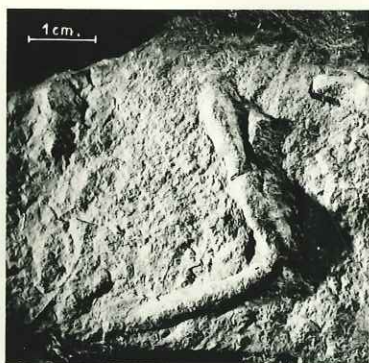
2



3



4



5



6

Pecten à Annot même (B.-A.). Sur le terrain, on trouve rarement de grands foraminifères; on les observe sporadiquement associés à de plus petits en lames minces (planche XV, fig. 5, 6). Dans certaines sections, telles que le Lauzet, Tours du Lac d'Allos, Mourre Gros, Courleveras, Rouaine, des fragments de plantes sont plus fréquents et aussi dans les niveaux de base le long du Coulomp. La plus grande partie de cette matière ligneuse originelle a été transformée en lentilles de lignite, de l'épaisseur d'un crayon, durant la compaction (voir planche XII, fig.4). Ces lentilles sont habituellement comprises dans la partie grossière des turbidites et furent, à une époque, exploitées par les habitants de la région. On peut noter des fragments de plantes semblables dans le Culm et les grauwackes "Flozleeres" (KUENEN et SANDERS, 1956, p. 656) ainsi que dans les dépôts récents au large de la côte Sud de Californie (GORSLINE et EMERY, 1959).

D'autre part, des tubes, des terriers, sont fréquents dans toutes les sections étudiées (planche XII, fig. 1, 2, 5). Ces structures abondent non seulement dans la formation d'Annot mais aussi dans d'autres formations de flysch autochtone du Tertiaire que j'ai visitées (grès du Champsaur, grès de Taveyannaz, flysch des Aiguilles d'Arves, Macigno, etc.).

Les terriers sont tantôt droits ou courbes, bifurqués ou pas, et peuvent dépasser 30 cm. La coupe transversale du diamètre d'un de ces tubes est ronde ou elliptique, et de 0.5 à 1.5 cm d'épaisseur. La longueur totale qui dépend de l'affleurement est rarement observée seule. Certains tubes, terriers, sont parallèles au plan de stratification; grand nombre de tubes proviennent d'organismes attribués vraisemblablement à des vers, vivant sur le fond marin vaseux, recouverts soudainement par une turbidite sus-jacente. Ten HAAF les désigne comme "entrapment burrows" (1959b, p.56); il en décrit dans la formation du Macigno.

Ils traversent plus souvent les portions sableuses des turbidites verticalement ou perpendiculairement au plan de stratification. Ces tubes continus, remplis de sable, s'étendent souvent depuis la partie sableuse du banc jusqu'à sa partie argileuse, sans déranger les sédiments adjacents. Le remplissage de sable et d'argile est souvent différent des sédiments adjacents et ce qui résulte du déplacement d'un organisme vermiforme s'est placé de bas en haut.

Il est probable que les sédiments sont déplacés dans les matières focales qui accompagnent normalement le mouvement du vers et sa digestion.

BIRKENMAJER (1959, p. 227) a décrit des moulages gréseux semblables dans le flysch des Carpathes, laissés par les organismes vivant sur les fonds et il a suggéré que les tunnels qui ressemblent à des vers aient pu être remplis de sable hydroplastique peu après le dépôt d'une turbidite sus-jacente. Cependant, comme l'indique Ten HAAF (1959b, p.58) l'hypothèse de BIRKENMAJER ne semble pas valable à cause de la constance des diamètres des tubes.

Les traces d'animaux, avançant à la surface du fond marin, sont rares (planche XII, fig. 3, 6). Un grand nombre de ces traces originelles furent probablement supprimées par la brusque arrivée de matériel grossier sur le fond marin vaseux et silteux. Ce manque de fossiles, en général associé à la présence de foraminifères remaniés, le matériau à végétaux flottés, nombreux tubes, terriers, etc. indique certaines conditions écologiques. L'absence de faunes néritiques à

coquilles, la présence de traces supposées d'Annélides, suggèrent l'existence d'eaux profondes dépassant 200 m, et une teneur faible en oxygène, une surface de fond du bassin envasé et silteuse entre les périodes "catastrophiques" de dépôt des turbidites (KUENEN, 1958).

D'autre part, tubes, terriers, végétaux, faunes abondantes de foraminifères et de mollusques, dans les "grès en plaquettes" du Bassin de Barrême et dans les affleurements nummulitiques de Faucon-Gigors, indiquent un milieu tout différent. Ces restes organiques, la présence de glauconie, suggèrent que des profondeurs plus faibles et une teneur en oxygène plus élevée régnaient dans cette zone externe.

Résumé du chapitre III

Le flysch d'Annot, dans les secteurs Nord et intermédiaire, est formé d'une alternance régulière de grès et de pélites.

1) Ces grès, étudiés sur le terrain, sont caractérisés par un nombre de traits sédimentologiques particuliers, les plus remarquables qui mettent en évidence l'existence de "turbidites" sont :

- a) un "granoclassement" en contact brutal avec les pélites sous-jacents;
- b) un mauvais classement des grains;
- c) la présence de laminations et de stratifications entrecroisées à la partie supérieure la plus fine des bancs;
- d) l'existence de laminations en volutes et de "load-casts" résultant de déformations hydroplastiques à l'intérieur des bancs;
- e) la présence de "sole marks" uniformément orientés à la base des bancs;
- f) la présence de nombreuses inclusions d'argile et de grès à l'intérieur des bancs;
- g) la présence de terriers, de pistes, à l'intérieur ou en surface;
- h) l'absence de fossiles en général.

L'association de ces structures sédimentaires indique que les couches les plus grossières ("turbidites") résultent de l'action de courants de turbidité. Les silts plus fins et les argiles laminées et à stratifications obliques procèdent d'un transport par traction aussi bien que par suspension. Les "turbidites" peuvent être considérées comme des dépôts quasi instantanés interrompant la sédimentation pélagique continue.

2) Outre ces traits fondamentaux, d'autres importants sont à signaler dont certains indiquent l'intervention de phénomènes de glissement :

- a) les couches gréseuses se composent habituellement de grains moyens à grossiers;
- b) le "granoclassement" n'est jamais tout à fait parfait, parfois répété dans un même banc;
- c) les grains "granoclassés" atteignent rarement la taille d'un silt (64μ) dans une "turbidite";
- d) les bancs de "turbidite" sont épais et varient de 50 cm à 8 m;
- e) la stratification n'est pas toujours strictement parallèle ni continue :
 - les "turbidites" peuvent varier d'épaisseur d'un point à l'autre,
 - à l'intérieur des turbidites des pincées conglomératiques ne sont pas rares;

- f) les couches finement détritiques interstratifiées sont généralement silteuses, à ciment calcaire, mais non pélagiques;
- g) les structures de glissements sont fréquentes et comprennent :
 - de grands conglomérats polygéniques contenant des galets cristallins ayant un diamètre de plus de 10 cm (et même 20 cm),
 - des masses de schistes et de grès déformés à l'intérieur de "turbidites" non déformées,
 - des figures (sole casts) témoignent de ces glissements, tels les "slide casts";
- h) les "turbidites" contiennent aussi :
 - des "sole marks" mais peu abondants,
 - des inclusions d'argile et de grès remaniées provenant de couches sous-jacentes,
 - des fragments de végétaux et de lignite.

Ces structures montrent donc l'association de phénomènes dus au glissement et aux courants de turbidité, ce que DZULYNSKI appelle "fluxoturbidites". KUENEN dès 1958, (p. 336) a déjà reconnu des "fluxoturbidites" dans la localité d'Annot (B.-A.).

3) A la lumière de ces faits, il apparaît dans le secteur considéré, que nous ne sommes pas en présence de turbidites vraies - cela tient vraisemblablement à un certain nombre de faits que nous nous sommes efforcés de retracer d'après les travaux de DZULYNSKI et al. (1959) - mais de "fluxoturbidites", ce qui nécessite pour l'auteur :

- a) un apport détritique grossier considérable,
- b) des pentes raides du bassin,
- c) une courte distance de la source d'origine,
- d) d'apports provenant de sources diverses et avoisinantes.

L'auteur considère que seuls les courants de turbidité sont incapables de transporter un matériel grossier, mal classé, par simple suspension notamment. Les particules les plus grossières seraient entraînées par glissement à la base des courants. La grande vélocité de ces courants a entraîné vers le large les particules les plus fines, déposant sur son passage les grains moyens; ceci explique l'absence au sommet des "turbidites" de grains de la taille du silt.

4) En outre, j'ai montré dans ce chapitre un certain nombre de variations lithologiques, tant verticales que spaciales.

A) Sur le plan vertical : l'augmentation en nombre et en épaisseur des "fluxoturbidites" et la diminution relative des argiles et des silts dans la partie supérieure de la formation, sur le pourtour O.-N.O.-N. du Massif d'Argentera (voir fig. 5, 6) est frappante. Le rapport élevé sable/argile correspondant varie dans le même sens. Ces variations indiquent soit une augmentation dans la taille des apports, soit une variation dans l'angle de pente du bassin, soit une augmentation de l'activité tectonique (ces trois facteurs ont probablement joué à la fois).

Les mesures d'orientation des "sole marks" indiquent aussi des changements dans le temps et dans certaines régions :

- a) elles ont varié du N.O.-S.E. à l'O.-E. entre Dourmilloux et le Lauzet (coupes n° 25, 26),
- b) dans le S., à l'E. du Coulomp (coupe n° 6) le transport du S. au N. a changé soudainement de l'E. vers l'O.

De telles variations dans le sens des courants à l'intérieur d'une seule section stratigraphique indiquent un changement de pente et/ou un changement dans la position de l'apport. Cependant, dans la plupart des coupes, les directions de courant restent constantes, à quelques degrés près, suivant les époques; ceci indique une certaine continuité des apports et de l'orientation des pentes pendant la période de dépôt du flysch d'Annot.

B) Sur le plan spacial, les variations lithologiques sont également significatives. Plusieurs cartes de lithofaciès ont pu être tracées, elles s'appuient sur :

- a) le rapport sable/argile,
- b) le pourcentage de lits conglomératiques par coupe,
- c) les variations de l'épaisseur moyenne des bancs de grès et de silts,
- d) les variations du nombre de bancs de grès et silts par unité de 50 m,
- e) la répartition des dépôts de glissement à galets grossiers,
- f) les directions des traces de transport mesurées sur les figures sédimentaires.

5) Toutes les variables enregistrées sont en parfait accord avec les directions de paléocourants mesurées dans tout le bassin (fig. 9).

Le rapport sable/argile décroît vers le centre géographique du bassin qui se situe entre le Lac d'Allos et le Grand Coyer. Cette même région est aussi caractérisée par une diminution des conglomérats en nombre et en épaisseur, par une diminution des dépôts de glissement, du nombre des bancs grossiers par section. La taille du grain, quelque peu associée à l'épaisseur d'une turbidite, décroît aussi dans cette région centrale. Les lits d'argile et de schistes restent cependant absolument constants, soit en nombre, soit en épaisseur, dans toute la région. La répartition des valeurs du rapport sable/argile, l'épaisseur des bancs de grès, le pourcentage des conglomérats contenus dans des turbidites, la position des glissements, les couches de conglomérats à grands galets (> 10 cm), les "chenaux d'érosion", sont tous intimement liés entre eux. Ceci nous montre le rôle important d'un apport puissant, vraisemblablement latéral, la raideur des pentes, ou les courtes distances parcourues entre la source de l'apport et le lieu du dépôt.

6) A- Ceci nous a permis un essai de reconstitution paléogéographique. En ce qui concerne l'orientation des pentes, sur lesquelles les matériaux détritiques furent transportés, on peut conclure que les pentes étaient inclinées :

- a) vers le N., dans la région méridionale entre Rouaine et la Pointe des 4 Cantons;
- b) vers l'E.-S.E., en s'éloignant du Dôme de Barles et du Dôme de Remollon;
- c) vers le N., le N.O. et l'O., en s'éloignant de ce qui est maintenant la partie centrale du Massif d'Argentera,
- d) et probablement vers l'O.-N.O., en s'éloignant du Dôme de Barrot;
- e) vers l'E. et le S.E., dans la région entre Clumanc et Senez.

B- En ce qui concerne la forme des dépôts, les isolignes obtenues à partir des différents rapports montrent des "éventails sous-marins", des éperons, autour des Dômes de Remollon et de Barles, au N.O., plus précisément :

- a) à l'E.-S.E. du Dôme de Remollon et du Dôme de Barles;
- b) sur la bordure N.O. du Massif d'Argentera;
- c) à l'O. du Coulomp, au N. d'Annot (B.-A.).

Les isolignes, reliant les points correspondant aux valeurs les plus basses, sont localisées le long d'une ligne N.-N.O. - S.-S.E. s'étendant de l'E. du Coulomp, vers le N., en direction de l'Ubaye. De plus, les coupes entre le Ruch et Colmars-les-Alpes, localisées le long de cette ligne, contiennent non seulement des rapports sable/argile plus bas, des bancs de sable à grain moyen plus minces, des argiles et des schistes interstratifiés plus épais, des lits de conglomérats moins grossiers et moins nombreux, mais aussi des "sole marks" de direction N.-N.O. - S.-S.E.

Cette zone représente probablement la partie centrale et la plus profonde du bassin, la plus éloignée des lignes de rivage.

C- Les isolignes ne délimitent pas seulement des éventails, mais aussi des zones linéaires; rappelons que GORSLINE et EMERY (1959) ont observé, au large de la côte S. de Californie, des formes semblables associées aux canyons sous-marins et aux chenaux qui recoupent les surfaces de pente du bassin. La distribution de lits en forme de coin, à l'intérieur de ces grandes structures, reflète le rôle important que joue la topographie sous-marine dans la formation des pièges sableux. La partie la plus épaisse de ces dépôts en "coins" est localisée sur les marges du bassin, non au centre.

7) Le travail de terrain a fourni un cadre paléogéographique solide à notre étude, cependant un certain nombre de points restaient sans réponse :

- a) concernant la composition et la texture des turbidites, susceptibles de varier dans le temps et latéralement de coupe en coupe;
- b) concernant les ressemblances et différences dans la composition et la texture, les différents faciès sableux, de même âge, rencontrés ("grès d'Annot", "grès de Rouaine", "grès de Puget-Théniers", "grès d'Allons", "grès en plaquettes" du bassin de Barrême, etc.);
- c) l'éventualité de l'existence de plusieurs sources de matériaux d'origine et dans l'affirmative, l'existence d'une zone de passage.

Des études pétrographiques ont donc été nécessaires pour répondre à ces questions, il en sera fait mention aux chapitres IV et V.

Ouvrages consultés

- BAILEY E.B. 1930 - "New light on sedimentation and tectonics" : Geol. Mag., vol. 67, p. 77-92.
- 1936 - "Sedimentation in relation to tectonics" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 47, p. 1713-1726.
- BALLY A. 1957 - "Turbidity currents" (a list of selected references) : Journ. Alberta Soc. Petrol. Geol., vol. 5, p. 89-98.
- BERSIER A. 1958 - "Séquences détritiques et digitations fluviatiles" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 854-893.
- BIJU-DUVAL B. 1960 - "Premiers résultats de l'étude sédimentologique des grès de "Taveyannaz" dans le synclinal de Thônes (Haute-Savoie) - Hypothèse" : Rapport intérieur Inst. Fr. Pétrole, 35 p.
- BIRKENMAJER K. 1956 - "Sedimentary characteristics of the Jarmuta Beds in the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians)" : Bull. Acad. Polon. Sci., Cl. III, vol. 4, p. 729-735.
- 1957 - "Sedimentary characteristics of the flysch-Aalenian in the Pieniny Klippen Belt (central Carpathians)" : Bull. Acad. Polon. Sci., cl. III, vol. 5, p. 451-456.
- 1958 - "Oriented flowage casts and marks in the Carpathian Flysch and their relation to flute and groove casts" : Acta Geol. Polonica, vol. 8, p. 117-148.
- 1959a- "Fucusopsis angulatus Palibin (Problematica) from the variegated beds (Danian-Paleocene) of the Pieniny Klippen-Belt Mantle (central Carpathians)". Ann. Soc. Géol. Pologne, vol. 29, p. 227-232.
- 1959b- "Classification of bedding in flysch and similar graded deposits" : Polska Akademia Nauk., vol. 3, 133 p.
- BOKMAN J. 1953 - "Lithology and petrology of the Stanley and Jackfork formations" : Jour. Geol., vol. 61, p. 152-170.
- BOUMA A.H. 1958 - "flysch oligocène de Peira-Cava (Alpes-Maritimes, France)" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 893-900.
- 1959 - "some data on turbidites from the Alpes maritimes (France)" : Geol. en Mijnb., vol. 21, p. 223-227.
- CAILLEUX A. 1934 - "L'orientation des galets dans certaines formations marines" : Bull. Soc. Géol. France, 5^e sér., vol. 4, p. 3-12.
- CAROZZI A. 1957 - "Tracing turbidity current deposits down the slope of an Alpine basin" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 27, p. 271-281.
- CONEY P. 1954 - "Etudes géologiques dans la Haute Tinée et le Haut-Var" : Dipl. Inst. Fr. Pétrole.
- CROWELL J.C. 1952 - "Submarine canyons bordering central and southern California" : Journ. Geol., vol. 60, p. 58-83.

- CROWELL J.C. 1955 - "Directional-current structures from the prealpine flysch, Switzerland" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 66, p. 1351-1384.
- 1958 - "Sole markings of graded graywacke beds" a discussion" : Journ. Geol., vol. 66, p. 333-334.
- DEB S. 1938 - "Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes". Mém. Soc. Géol. France, Mém. n° 36, Paris, Soc. Géol. France, 114 p.
- DEVERIN L. 1922-23 - "Etude lithologique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes" : Bull. Serv. Carte géol. France, n° 150, t. 26, p. 1922-23.
- DZULYNSKI S. 1958 - "Paleogeography and sedimentation in the Carpathian geosyncline during the Oligocene" (abstract) : Bull. Geol. Soc. America, vol. 69, p. 1556-1557.
- DZULYNSKI S., KSLIAZKIEWICZ M. et KUENEN Ph. H. 1959 - "Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, p. 1089-1118.
- DZULYNSKI S. et RADOMSKI A. 1955 - "Origin of groove casts in the light of turbidity current hypothesis" : Acta Geol. Polonica, vol. 5, p. 47-66.
- 1956 - "Clastic dikes in the Carpathian Flysch" : Ann. Soc. Géol. Pologne, vol. 26, p. 226-264.
- DZULYNSKI S., RADOMSKI A. et SLACZKA A. 1956 - "Sandstone whirl-balls in the silts of the Carpathian flysch" : Ann. Soc. Geol. Pologne, vol. 26, p. 107-126.
- DZULYNSKI S. et SLACZKA A. 1958 - "Directional structures and sedimentation of the Krosno beds" : Ann. Soc. Géol. Pologne, vol. 28, p. 205-260.
- 1960 - "Sole markings produced by fish bones acting as tools" : Ann. Soc. Géol. Pologne, vol. 30, p. 249-255.
- ERICSON D.B., EWING M. et HEEZEN B.C. 1952 - "Turbidity currents and sediments in the North Atlantic" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 36, p. 489-511.
- ERICSON D.B., EWING M., WOLLIN G. et HEEZEN B.C. 1961 - "Atlantic Deep-sea sediment cores" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 72, p. 193-286.
- GAGNIERE G. 1959 - "Contribution à l'étude du Tertiaire du département des Basses-Alpes - Observations stratigraphiques et tectoniques sur le Nummulitique de la région de Faucon-Gigors" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 39 p.
- GOGUEL J. 1952 - "Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de Saint-Antonin" : C.R. Ac. Sci., tome 234, p. 221.
- GORSLINE D.S. et EMERY K.O. 1959 - "Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, p. 279-290.
- GOVOROFF N. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 38 p.
- GUERIN-DESJARDINS B. 1957 - "Synclinal tertiaire de Castellane (B.-A.)" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 51 p.
- HAAF E. Ten 1956 - "Significance of convolute lamination" : Geol. en Mijnb. (nw. ser.), vol. 18, p. 188-194.

- HAAF E. Ten 1957 - "Tectonic utility of oriented resedimentation structures" : Geol. en Mijnb., vol. 19, p. 33-35.
- 1959 a - "Properties and occurrence of turbidites"; Geol. en Mijnb., vol. 21, p. 217-222.
- 1959 b - "Graded beds of the northern Apennines" : Univ. Groningen, Thesis, 102 p.
- HEEZEN B.C. 1958 - "Modern turbidity currents" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 521-522.
- 1959 - "Deep Sea erosion and unconformities" : Jour. Geol., vol. 67, p. 713-715.
- HEEZEN B.C. et EWING M. 1952 - "Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks Earthquake" : Amer. Jour. Sci., vol. 250, p. 849-873.
- HOLLAND C.H. 1950 - "Load cast terminology and origin of convolute bedding : some comments" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, p. 633-634.
- HSU K.J. 1959 - "Flute and groove casts in the Prealpine flysch Switzerland" : Amer. Jour. Sci., vol. 257, p. 529-536.
- 1960 - "Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetice flysch basins, Switzerland" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, p. 577-610.
- JOYES R. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 44 p.
- KRUMBEIN W.C. 1939 - "Orientation of pebbles" : Jour. Geol., vol. 47, p. 673-706.
- KUENEN Ph. H. 1950 - "Marine geology" : New-York, John Wiley and Son : 551 p.
- 1951 - "Properties of turbidity currents of high density" : Soc. Econ. Pal. Min., Special publ. 2, p. 14-33.
- 1952 - "Estimated size of the Grand Banks turbidity current" : Amer. Jour. Sci., vol. 250, p. 874-884.
- 1953 a - "Significant features of graded bedding" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 37, p. 1044-1066.
- 1953 b - "Graded bedding, with observations on lower Paleozoic rocks of Britain" : Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Amsterdam, Afd. Nat., vol. 22, p. 1-47.
- 1953 c - "Origin and classification of submarine canyons" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 64, p. 1295-1314.
- 1956 - "The difference between sliding and turbidity flow" : Deep Sea Research, vol. 3, p. 134-139.
- 1957 - "Sole markings of graded graywacke beds" : Jour. Geol., vol. 65, p. 231-258.
- 1958 - "Turbidity currents a major factor in flysch deposition" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 1009-1021.
- 1960 - "Turbidites in Makara basin, New Zealand" Koninkl. Nederl. Akad. Van Wetenschappen, Amsterdam, Proceedings ser.B, vol. 63, p. 127-134.

- KUENEN Ph. H. et CAROZZI A. 1953 - "Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps" : Jour. Geol., vol. 61, p. 363-373.
- KUENEN Ph.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. et FALLOT P. 1956 - "Sur les flyschs des Alpes-maritimes françaises et italiennes" : C.R. Acad. Sci., vol. 243, p. 1697-1701.
- 1957 - "Observations sur les flyschs des Alpes-maritimes françaises et italiennes" : Bull. Soc. Géol. France, 6^e série, vol. 7, p. 11-26.
- KUENEN Ph. H. et HAAF E. Ten 1956 - "Graded bedding in limestones" : Proc. kon. Ned. Akad. Amsterdam, ser.B, vol. 59, p. 314-317.
- KUENEN Ph. H. et MENARD H.W. 1952 - "Turbidity currents, graded and non-graded deposits" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 22, p. 83-96.
- KUENEN Ph. H. et MIGLIORINI C.I. 1950 - "Turbidity currents as a cause of graded bedding" : Jour. Geology, vol. 58, p. 91-127.
- KUENEN Ph. H. et SANDERS J.E. 1954 - "Paleogeographic significance of oriented depositional phenomena in Kulm graywackes (lower Carboniferous), central Germany (abs.). Bull. Geol. Soc. America, vol. 65, p. 1274-1275.
- 1956 - "Sedimentation phenomena in Kulm and Flöz-leeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany": Amer. Jour. Sci., vol. 254, p. 649-671.
- LOMBARD A. 1956 - "Géologie sédimentaire, les séries marines", Paris, Masson et Cie, 722 p.
- MAXWELL J.C. 1959 - "Turbidite, tectonic and gravity transport Northern Apennine Mountains, Italy" : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 43, p. 2701-2718.
- Mc KEE E.D. 1957 - "Primary structures on some recent sediments" : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 41, p. 1704-1747.
- MENARD H.W. et LUDWIGK J.C. 1951 - "Applications of hydraulics to the study of marine turbidity currents" : Soc. Econ. Paleont. and Miner., special publ. 2, p. 2-13.
- MIGLIORINI C.I. 1943 - "Suli modo di formazione di complessi tipo macigno" : Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 62, p. 48-50.
- 1950 - "Dati a conferma della resedimentazione delle arenarie del macigno" : Mém. Soc. Toscana Sci. Nat., vol. 57, p. 82-94.
- NATLAND M.L. et KUENEN Ph. H. 1951 - "Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents" : Soc. Econ. Paleont. and Miner., special publ. 2, p. 76-107.
- NESTEROFF W.D. et HEEZEN B.C. 1960 - "Les dépôts de courants de turbidité, le flysch et leur signification tectonique" : C.R. Ac. Sci., vol. 250, p. 3690-3692.
- PASSEGA R. 1954 - "Turbidity currents and petroleum exploration" : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 38, p. 1871-1887.
- PELLETIER B.R. 1958 - "Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 69, p. 1033-1064.

- PETTIJOHN F.J. 1957 - "Sedimentary rocks", 2nd ed.: New-York, Harper and Brothers, 718 p.
- PRENTICE J.E. 1956 - "Flow-markings and load-casts" : Geol. Mag. vol. 93, p. 393-400.
- 1960 - "Flow structures in sedimentary rocks" : Jour. Geol., vol. 68, p. 217-225.
- RAND W.W. 1951 - "Ventura Basin" : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 35, p. 231-240.
- RECH-FROLLO M. 1955 - Caractères essentiels et caractères particuliers du faciès flysch" : C.R. Ac. Sci., tome 241, p. 1589-1592.
- 1959 - "Essential and special characteristics of the Flysch facies" Intern. Geol. Review, vol. 1, p. 86-87.
- 1961 - "Courants de turbidité et formation "flysch" : C.R. Ac. Sci., tome 252, p. 1991-1993.
- RENZ O., LAKEMAN R. et MEULEN E. Van der 1955 - "Submarine sliding in western Venezuela" : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 39, p. 2053-2067.
- RICH J.L. 1950 - "Flow markings, groovings, and intrastratal crumplings as criteria for recognition of slope deposits, with illustrations from Silurian rocks of Wales" : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 34, p. 717-741.
- SCRUTTON P.C. et MOORE D.G. 1953 - "Distribution of surface turbidity off Mississippi delta" : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 37, p. 1067-1074.
- SHEPARD F.P. 1948 - "Submarine geology" : New-York, Harper and Brothers, 348 p.
- 1951 a - "Mass movements in submarine canyon heads" : Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 31, p. 405-418.
- 1951 b - "Transportation of sand into deep water" : Soc. Econ. Paleont. and Mineral., special publ. 2, p. 53-65.
- 1952 - "Composite origin of submarine canyons" : Jour. Geol., vol. 60, p. 84 -96.
- SHROCK R.R. 1948 - "Sequence in layered rocks" : New-York, Mc Graw Hill, 507 p.
- STANLEY D.J. 1959 - "Preliminary observations on the Annot sandstones ("Northern facies") of the French and Italian Maritime Alps" : Rapport int. Inst. Fr. Pétrole, 32 p.
- STRAKHOV N.M. 1958 - "Méthodes d'étude des roches sédimentaires"; 2 vol. Ann. Serv. Inform. Géol. du B.R.G.G.M., n° 35, 542 p. et 535 p.
- SUJKOWSKI Z.L. 1957 - "Flysch sedimentation" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 68, p. 543-551.
- SULLWOLD H.H. Jr 1959 - "Nomenclature of Load deformation in turbidites" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, p. 1247-1248.
- 1960 - "Load cast terminology and origin of convolute beddings : further comments : Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, p. 635-636.

TWENHOFEL W.H. 1947 - "The environmental significance of conglomerates" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 17, p. 119-128.

VUAGNAT M. 1947 - Quelques données pétrographiques sur certains grès d'Annot de la région de Gap (H.-A.), C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 64, p. 33-36.

WHITE W.A. 1940 - "Suggestions for the facilitation of grain count with the petrographic microscope" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 10, p. 91-94.

Chapitre IV

ETUDE PETROGRAPHIQUE DE 4 "TURBIDITES" DU SONDAGE DE LA BOUCHARDE

Introduction

Nous avons vu au chapitre III, le rôle important joué par les courants de turbidité dans le transport du matériel du grès d'Annot. Les observations de terrain prouvent que ces courants peuvent redéposer dans les parties profondes du bassin des matériaux enlevés aux rivages. Pour valoriser de nombreux renseignements granulométriques et minéralogiques obtenus au laboratoire et les rattacher aux observations de terrain, il m'a paru intéressant de faire une étude pétrographique systématique détaillée de 4 "turbidites".

Il a fallu tout d'abord étudier les variations granulométriques et minéralogiques d'une seule turbidite avant de rechercher les variations lithologiques verticales ou latérales dans le bassin. Malheureusement, il n'existe dans la littérature, pour ainsi dire, aucune étude pétrographique sérieuse des "turbidites" en dehors d'analyses de la taille des grains ou de l'étude du ciment. Les carottes du sondage de la Boucharde, foré en continu, mises à ma disposition, sondage réalisé par le Service Géologique de l'Electricité de France et situé au S.E. du Col de la Cayolle, dans la région du Lac d'Allos (GUBLER, 1958, p. 960), a traversé plus de 200 m de séquences de "grès d'Annot" de type N. Ce matériel, moins altéré que celui de surface, a permis d'étudier :

- a) 4 séquences consécutives de "turbidite" ayant une épaisseur totale de 1m90;
- b) des lames minces, facilement préparées tous les 3 ou 4 cm;
- c) de manipuler les carottes, pour les diverses analyses de laboratoire, plus facilement que celles sur des échantillons de "turbidite" récoltés sur le terrain, aucune portion de la "turbidite" n'étant ici négligée;
- d) de constater que les caractéristiques minéralogiques et granulométriques de ces "turbidites" sont comparables aux turbidites "granoclassées" de la "Zone Nord".

L'examen macroscopique des carottes montre un "granoclassement" incomplet vers le haut (planche VI, fig. 3, 4, 5). A la partie supérieure de certaines "turbidites", on trouve des inclusions anguleuses d'argile, au milieu de grès moyen ou fins (planche VI, fig. 3 et planche XV, fig. 1). La partie supérieure la plus fine des bancs est parfois soulignée par des "laminæ". Les méthodes, que j'ai utilisées dans l'analyse des 43 échantillons décrits dans ce chapitre, sont les mêmes, pour la plupart, que celles utilisées sur des échantillons recueillis

en surface, ces méthodes seront exposées au chapitre suivant. Les résultats de chaque examen individuel qu'il s'agisse de texture ou de composition minéralogique sont présentés sur un log détaillé (fig. 11).

Variations verticales à l'intérieur des 4 "turbidites"

GRANULOMETRIE ET "GRANOCLASSEMENT"

Une "turbidite" est d'abord définie par les variations de taille de ses grains et ce sont ces variations qui doivent être examinées en premier, avant toute autre étude.

Nous avons parlé de deux types de "granoclasement" au chapitre précédent :

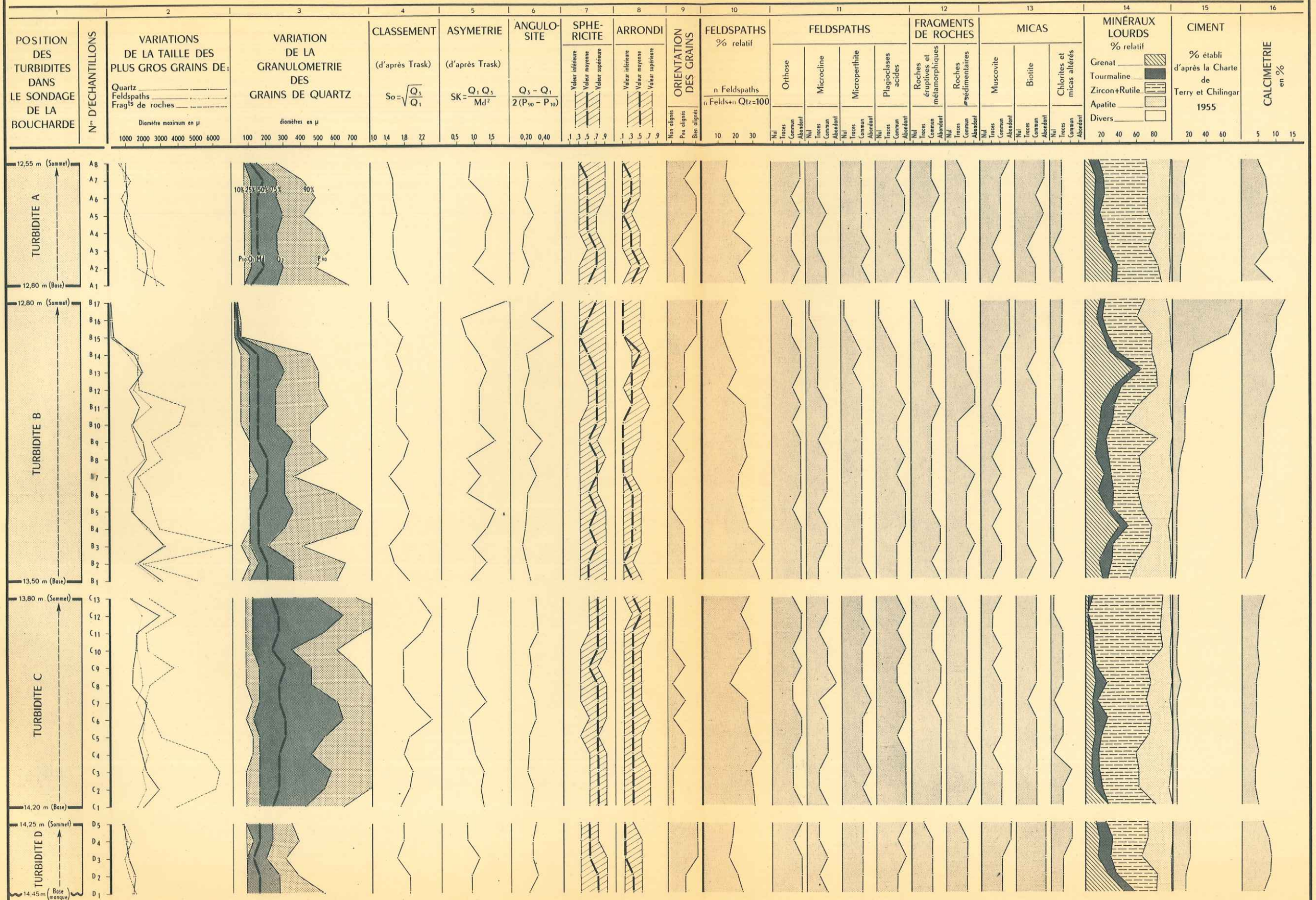
- l'un, horizontal, est dû à la disparition des grains les plus grossiers, sur le front du courant, en raison de sa diminution de densité et de vitesse permettant progressivement à des grains de plus en plus petits de s'échapper du courant quand celui-ci s'étale sur le fond du bassin en s'éloignant de son lieu d'origine;
- l'autre, vertical, est celui qui nous préoccupe dans les carottes de la Boucharde.

Au fur et à mesure que le courant de turbidité diminue de densité et se ralentit, sa capacité de transport des sédiments en suspension diminue, les grains de taille décroissante sont déchargés au fur et à mesure qu'il passe au-dessus d'un point spécifique du bassin.

Le fait de l'induration des bancs pour les matériaux de la Boucharde et de la zone N. exige que l'étude granulométrique soit faite en plaques minces. Il n'a pas été possible de séparer complètement les grains par HCl à 50 %, ni de les isoler par broyage, qui d'ailleurs aboutit souvent au fractionnement des grains. Les mesures au microscope (diamètre maximum de chaque grain) donnent des renseignements quant à la fréquence des tailles, ramenée à 100, ceci en chiffres et non en poids. De plus, les grains qui ont été cassés au hasard durant la préparation de la lame mince, ne montrent qu'occasionnellement leur diamètre maximum réel (KRUMBEIN et PETTIJOHN, 1938, p. 130), les diamètres observés étant généralement inférieurs aux vrais diamètres; la répartition de fréquence notée reflètera donc cette erreur.

Un autre facteur d'erreur dans l'étude des tailles en lames minces est l'hétérogénéité des tailles, des formes, des types minéralogiques des grains dans un même échantillon de grès d'Annot. Ceux-ci et d'autres variables encore, telles que l'orientation du grain par rapport au plan de la préparation, les pétrofabriques et les erreurs opérationnelles, la subjectivité dans l'examen d'une lame mince (soulignés par ROSENFELD et al. 1953, p. 115), rendent difficile l'application des coefficients de correction aux données granulométriques obtenues en lames minces. On n'a pas essayé de reconvertir la répartition de la

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE 4 TURBIDITES DANS LE SONDAGE DE LA BOUCHARDE



distribution de la taille des grains, obtenue numériquement en lames minces, à la distribution qui aurait pu être obtenue en poids par une étude granulométrique sur tamis. Seuls, les grains de quartz qui sont les plus fréquents, ont été mesurés. Cela s'est fait en notant le plus grand diamètre de 200 grains de quartz, passés sous le réticule, au centre du champ du microscope, au fur et à mesure que la lame mince se déplaçait parallèlement au moyen du chariot.

Les grains les plus gros et les plus fins étant déterminés dans un échantillon, un nombre de "classes granulométriques" a été adopté. On inscrit le nombre total de grains dans chacune de ces classes. La répartition de la taille des grains de quartz est alors notée puis reportée sur une courbe cumulative (PETTIJOHN, 1957, p. 32). Bien que la courbe ne reflète pas parfaitement du point de vue statistique la distribution des tailles des grains, elle est certainement assez précise pour l'objectif poursuivi qui est de suivre les changements de répartition relative de la taille des grains depuis la base jusqu'au sommet d'une même "turbidite".

Au lieu de comparer une multitude de courbes cumulatives et de points de mesures se rapportant à chaque point de la courbe, les quartils de tous les échantillons de la turbidite sont calculés et portés sur un seul log dans les colonnes 2 et 3 de la figure 11. Les points caractéristiques suivants sont notés pour chaque examen de lame mince :

- a) médiane, Md, ou 50^e de percentile (TRASK, 1932, p. 70),
- b) premier (Q_1) et troisième (Q_3) quartiles (TRASK, 1932, p. 71),
- c) P_{10} et P_{90} percentiles (PETTIJOHN, 1957, p. 37),
- d) C correspond au diamètre minimal du un pour cent le plus grossier du grain; cette valeur est très proche du grain maximal (PASSEGA, 1957, p. 1953).

Le diamètre médian, Md, et la taille des grains entre Q_1 et Q_3 (qui représente 50% des grains de quartz dénombrés), varient dans presque toute la turbidite et diminuent, comme on peut l'imaginer, dans la partie supérieure de la couche (colonne 3). Les tailles de grains entre le dixième P_{10} et le premier quartile Q_1 ne varient pas beaucoup. C'est la variation de la taille des grains au-delà du troisième quartile Q_3 qui donne à la turbidite une apparence dégradée.

La taille C, reportée sur la colonne 2 révèle que les plus grands diamètres de quartz et de feldspath varient toujours ensemble et diminuent vers le haut de la couche. Le diamètre des tailles C des particules de quartz et de feldspath est presque toujours (36 sur 43 échantillons étudiés) plus petit que le diamètre maximum des grains de roche de granite, gneiss, quartzite et fragments sédimentaires dans la même lame. Ces 3 valeurs de C diminuent et arrivent à se confondre au sommet de la turbidite ce que montre la colonne 2. La variation des grandes tailles qui se situent entre Q_3 et P_{90} diminue aussi considérablement vers le sommet de chaque turbidite.

Ainsi, comme on peut le voir dans la colonne 3 de la figure 11; c'est la composition granulométrique des diamètres de grains de quartz plus grands que Md qui varie le plus d'un échantillon à l'autre de la base au sommet de la "turbidite".

C'est là le résultat d'une très grande variation de taille de grains, se détachant du courant de suspension, au fur et à mesure que celui-ci progresse tout en perdant sa vitesse, sa densité et sa compétence.

Pour comparer la texture des 4 couches de "turbidite", on peut avoir recours à diverses évaluations : classement, dispersion, asymétrie, et angulosité (PETTIJOHN, 1957, p. 36).

CLASSEMENT

Le coefficient de classement $S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$ (TRASK, 1932, p. 71) calculé pour chaque échantillon fournit une bonne indication générale de la dispersion des tailles des grains entre Q_1 et Q_3 , que TRASK considère comme la portion la plus importante de la répartition des tailles. Les résultats sont portés sur la colonne 4 de la figure 11 et indiquent pour S_0 une tendance à diminuer vers le haut dans 3 turbidites, particulièrement "A", et à augmenter dans "C". Le meilleur triage vers le haut a été noté également par NATLAND et KUENEN (1951, p. 94) dans leur étude des couches Pliocène du bassin Ventura en Californie du S.

ASYMETRIE

"L'asymétrie" est utile pour déterminer le point de classement maximum d'un échantillon. Il peut être évalué d'après TRASK (1932, p. 72) à l'aide de la formule $SK = \frac{Q_1 \times Q_3}{Md^2}$. Si le facteur SK est égal à 1 ou très proche de 1, le diamètre du grain modale, valeur la plus courante du diamètre dans la courbe, coïncide avec Md. Toutefois, le diamètre modale est plus grand quand SK est < 1 ; quand SK est > 1 la valeur du diamètre modale est inférieure à Md. Si SK s'écarte de 1, la valeur du grain modale varie progressivement avec la taille du grain médian et la répartition des tailles devient de plus en plus asymétrique.

Portées sur la colonne 5, presque toutes les valeurs SK des couches "B" et "C" tombent respectivement entre 0,75 et 1,5 ($\log_{10} SK = -19$ et $+18$) ce qui traduit une similitude de divergence modale autour du grain médian dans ces deux turbidites. Dans la turbidite "A", SK a tendance à diminuer vers le haut en se rapprochant de l'unité, ce qui montre une augmentation de la symétrie dans la distribution des particules de quartz dans la partie supérieure de la couche. Les valeurs de SK dans la turbidite "D" sont pour la plupart inférieures à l'unité, montrant une tendance à l'asymétrie des particules les plus fines à la partie supérieure du dépôt. Il faut noter que les valeurs de SK calculées par NATLAND et KUENEN (1951, p. 94) dans les matériaux du bassin Ventura ou sur du matériel expérimental ne montrent aucune tendance définie vers le haut.

ANGULOSITE

L'angulosité Kq de la courbe de fréquence est calculée à l'aide de la formule $Kq = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{90} - P_{10})}$ par KRUMBEIN et PETTIJOHN (1938, p. 238). Les valeurs Kq

reportées dans la colonne 6, augmentent légèrement vers le haut, impliquant jusqu'à un certain point une baisse d'angulosité des courbes dans les parties supérieures des turbidites.

Les facteurs d'asymétrie et d'angulosité sont si variables qu'il serait dangereux d'après les valeurs de ces deux seules mesures de vouloir en tirer des conclusions sur l'influence particulière des courants de turbidité sur la distribution des grains. Dans le cas de la turbidite "A", toutefois, la valeur SK se rapproche de l'unité ou de la symétrie quand le classement s'améliore dans la partie supérieure de la couche; dans cette même couche, comme le montre la figure 11, les valeurs SK et Kq évoluent dans le même sens, indépendamment du classement.

L'examen des seuls éléments de quartz et l'étude des tailles de ces grains en lames minces, limite les possibilités d'interprétation de ces résultats. Les erreurs d'échantillonnage et d'opération sont difficiles à évaluer, et il est douteux qu'on puisse actuellement établir une comparaison statistique précise avec les données poids/taille obtenues sur du matériel meuble, comme celui du bassin de Ventura en Californie ou dans l'Atlantique (ERICSON et al., 1961).

Si on rapporte la taille du grain médian au coefficient de classement, on obtient un éparpillement de points ininterprétable. PASSEGA (1957, p. 1965; 1960) considère qu'en rapportant le coefficient C aux valeurs Md du grain médian, dans une "turbidite", on obtient une longue chaîne rectiligne de points. Il a pu mettre en évidence plusieurs types caractéristiques de courants de turbidité: les valeurs variées entre C et Md qui sont toutes éloignées de la valeur limite $C = Md$ ce qui suggère que dans une même fraction de temps le courant de turbidité ait déchargé à la fois un grand nombre de grains de taille fine et des grains plus grossiers. D'après PASSEGA seul un courant de forte densité est capable de transporter à la fois petites et grosses particules. Ceci est en parfait accord avec les études de KUENEN et MIGLIORINI (1950) qui ont analysé la granulométrie de courants de turbidité artificiels.

En outre, la dispersion des tailles (colonne 3), le mauvais classement (observable sur la turbidite "C"), la répétition du "granoclassement" (observable à la partie inférieure de la turbidite "B"), l'absence de fraction argileuse au sommet des turbidites, à l'exception de la couche "B", prouvent que les sédiments ont été déposés rapidement ou sur des pentes relativement raides (Ten HAAF, 1959, p. 217). Des dépôts à la fois aussi irrégulièrement grossiers et cycliques, "fluxo-turbidites" de DZULYNSKI et al. (1959, p. 1112) décrits au chapitre précédent, ont pu se former à partir de courants de suspension rapides qui n'ont pu se répandre régulièrement sur le fond du bassin. Il est bien évident que cette dispersion dans la granulométrie du dépôt implique que la vitesse, la densité, en conséquence, la compétence du courant n'aient pas décréu régulièrement. A l'intérieur de ce courant principal ont pu se former des ségrégations créant de véritables courants intermédiaires: "interflows" et "bottom flows", de densité, de vitesse, de compétence variées (MENARD et LUDWICK, 1951, p. 8) qui, simultanément, ont pu décharger un matériau composé de grains de tailles différentes.

Pétrofabriques

Presque tous les grains des échantillons examinés présentent une orientation préférentielle. Ces résultats, portés dans la colonne 9, montrent que l'orientation est liée à la taille du grain, au classement et à sa composition minéralogique. Elle dépend aussi beaucoup de l'orientation de la lame par rapport aux plans de stratification.

L'orientation anisotropique est probablement originelle, mais le tassement résultant de la pression exercée sur la fraction fine de la turbidite peut être également responsable d'un réarrangement et de l'alignement des particules à l'intérieur du banc. Ce réarrangement peut être pénécemporain ou tardif et tectonique. Le premier se produit par tassement de la turbidite non consolidée et hydroplastique (Ten HAAF, 1956) qui peut être déformée si une nouvelle turbidite se dépose sur elle. Des figures telles que "load casts" et laminations en volutes, décrites dans le chapitre précédent, sont des preuves de ces déformations intervenues peu après le dépôt. Les influences tectoniques ont joué un grand rôle après le dépôt, quand les grès d'Annot ont été soumis à diverses actions: déformations, écrasement local sous la charge des nappes, distensions tardives pendant le glissement des couvertures sédimentaires de l'actuel massif d'Argentera.

C'est dans la partie supérieure des turbidites où abondent les micas et les argiles que les grains allongés de quartz et les paillettes de mica montrent les plus belles orientations parallèles. Dans la partie la plus grossière de chaque couche cependant, ce sont les grains de quartz allongés et les feldspaths, et non les micas, qui indiquent le degré d'orientation préférentielle. Il est très possible que cette orientation des plus gros grains soit en partie due à l'alignement de leur plus grande dimension avec la direction du courant. Des observations semblables ont pu être faites dans des dépôts comparables dans des Macignos tertiaires (Ten HAAF, 1959, p. 25).

FORME ET ARRONDI

La forme et l'arrondi des grains sont variables et dans chaque lame mince étudiée, on peut rencontrer toutes les formes de grains, depuis ceux qui sont ovales jusqu'à ceux qui sont sphériques. La lame mince coupant chaque grain au hasard il n'est pas possible d'avoir une estimation précise en trois dimensions de la sphéricité. On observe tous les degrés d'arrondi, cette propriété peut être estimée de façon approchée sur des lames minces taillées dans deux directions.

On a examiné les grains et on les a comparés à un graphique visuel pour évaluer l'arrondi et la sphéricité des particules de sable. Les valeurs augmentent de 0,1 à 0,9 au fur et à mesure que l'arrondi et la sphéricité se rapprochent de la perfection.

Les résultats des observations de lames minces sont portés sur les colonnes 7 et 8. Une zone hachurée dans chaque colonne délimite le champ de variation de sphéricité et d'arrondi de chaque échantillon. Les valeurs de sphéricité indiquées ici sont probablement trop élevées. Les valeurs moyennes de sphéricité et d'arrondi de chaque échantillon sont reliées par une ligne pleine.

Les résultats obtenus sont semblables à ceux de CURRAY et GRIFFITHS (1955, p. 1075) qui ont trouvé les mêmes basses valeurs de sphéricité et d'arrondi pour des arkoses. Ces auteurs ont également constaté que les variations d'arrondi et de sphéricité sont plus grandes d'un grain à l'autre, que d'un échantillon à l'autre. Les particules sont pour la plupart, sub-anguleuses, fait déjà souligné par GOVOROFF (1957, p. 31) dans une note préliminaire sur la composition des grès d'Annot. La sphéricité et l'arrondi ne dépendent pas étroitement l'une de l'autre, mais ces deux caractères ont tendance à dépendre de la taille du grain. L'arrondi est plus sensible que la sphéricité à la taille du grain. Dans les couches "A" et "D", la sphéricité diminue vers le haut, alors que dans les couches "B" et "C", il n'y a aucune tendance nette. Les plus gros grains sur chaque échantillon, à l'exclusion des intercalations de schiste, montrent toujours une meilleure sphéricité et un meilleur arrondi que la moyenne des grains du même échantillon. Cet arrondi particulier des plus grosses particules a été remarqué depuis longtemps dans diverses zones de sédimentation fluviatile ou marine (PETTIJOHN, 1957, p.63).

L'absence de ces deux caractères dans la partie supérieure de la turbidite peut s'expliquer par le fait que les matériaux en suspension dans une turbidite se composent d'un mélange de particules de toutes les tailles. Chaque taille répond à des normes assez définies au point de vue sphéricité et arrondi. Etant donné l'hétérogénéité de tailles du matériau déchargé pendant la décroissance du courant, il est normal de retrouver dans les dépôts des valeurs de sphéricité et d'arrondi très différentes, verticalement ou horizontalement. Un examen des grains les plus grossiers seulement dans chaque échantillon montrerait probablement une augmentation plus nette de l'angulosité et de la sphéricité, vers le haut de la turbidité.

Composition minéralogique et chimique

Les sédiments étudiés ici, des plus grossiers aux fins, représentent les différents types de roches traversés par le sondage de la Boucharde. La plupart des composants chimiques et détritiques des roches se retrouvent dans toutes les turbidites, mais ils peuvent varier quantitativement de bas en haut, dans chaque banc. Ces variations de composition montrent que certains éléments sont fonction de la taille des grains et de leur position dans la turbidite, tandis que d'autres varient de façon indépendante de bas en haut.

QUARTZ

Le quartz, indépendamment de sa taille, est le composant le plus fréquent. La plupart des grains dépassant 300-400 μ sont des agrégats de quartz. Ces grosses particules proviennent de méta-quartzites, de gneiss et de granite communément rencontrés à la base des turbidites. Le quartz apparaît aussi moins souvent en inclusions pegmatitiques avec l'orthose ou la microcline, ou encore en sphérolites dans des fragments rhyolitiques. L'extinction roulante d'un grand nombre de quartz en grains dans chaque lame mince est fréquente. Certains grains montrent à un fort grossissement, une légère corrosion, peut-être liée au développement d'un ciment carbonaté (PETTIJOHN, 1957, p. 119).

FELDSPATHS

Au point de vue abondance, le feldspath vient au second rang. Le pourcentage a été estimé, en comptant sous le microscope 100 grains de quartz et de feldspath, comme le montre la colonne 10. Le pourcentage relatif du quartz semble diminuer à la partie supérieure des turbidites.

L'angulosité des grains et tous les degrés d'altération permettent de penser que les feldspaths ont été exposés aux intempéries avant leur transport et leur accumulation. Les plus petits, dont une grande partie de la surface a pu être attaquée, ont été, plus facilement que les plus gros, détruits ou brisés pendant leur transport par les fleuves vers la mer. Ceci expliquerait qu'un pourcentage relativement plus grand de quartz ait pu s'accumuler dans les sédiments de taille près de la côte; ceci expliquerait aussi que les feldspaths les plus petits aient disparu et leur présence seulement parmi les grains de grande taille. Les grains de roches feldspathiques sont eux aussi concentrés dans la partie grossière des turbidites.

Les feldspaths se composent d'orthose, microcline, d'albite-oligoclase; des perthites et micro-perthites se rencontrent fréquemment. Il se peut qu'il y ait une relation entre la fréquence de l'orthose et du microcline. Ces deux espèces sont indépendantes des variations de fréquence des perthites et des plagioclases. Dans les 4 couches étudiées, l'abondance relative de chaque espèce est indépendante de la variation de taille des grains.

FRAGMENTS DE ROCHES

Après le quartz et les feldspaths, les grains de roches sont en position parmi les composants des grès d'Annot. Ces grains détritiques qu'il s'agisse de roches plutoniques, métamorphiques et sédimentaires, appartiennent aux mêmes roches que les galets que l'on trouve dans les couches conglomératiques de cette zone N. et qui seront décrites au chapitre suivant. Indépendamment du type lithologique, ces particules en lame mince sont presque toutes plus grosses que le grain de quartz médian, comme le montre la figure 11 (colonne 2). La diminution de ces particules, en taille comme en pourcentage relatif, de bas en haut dans chaque turbidite, est évidente (voir planche XIV). La seule exception à cette règle est constituée par les rares inclusions de schiste anguleux, déformées, que l'on peut trouver dans les parties supérieures des turbidites (planche VI, fig. 3; planche XV, fig. 1) et qui ont été examinées au chapitre précédent. Les feldspaths des fragments granitiques ou gneissiques présentent tous des phénomènes d'altération. On trouve également des éléments remaniés de calcaires jurassiques, crétacés, et nummulitiques, des grains isolés constitués par de rares Nummulites cassées (planche XV, fig. 5, 6). Les fragments de grès feldspathique, d'argile ou de schiste que l'on peut y rencontrer, tendent à prouver que même les turbidites d'Annot, plus anciennes, ont été au même moment érodées et redéposées au fond du bassin dans cette région.

MICAS

L'abondance des micas, présents dans chaque échantillon, est inversement proportionnelle à la taille des grains sphériques les plus nombreux (voir planche

XV, fig. 1, 2); les paillettes ne sont très abondantes que dans la partie supérieure fine des turbidites (colonne 13). Leur petite taille, leur forme lamellaire, expliquent leur maintien en suspension prolongé, leur chute sur le fond plus tardive que le quartz, les feldspaths, ou les fragments de roches plus sphériques.

Biotite et muscovite sont présentes; la biotite offre tous les degrés d'altération, depuis les minéraux frais jusqu'aux grains de biotite chloritisée. Beaucoup de ces micas altérés sont associés à des produits ferreux. Biotite et muscovite se trouvent aussi communément dans les fragments de roches granitiques et gneissiques. Par décomposition des feldspaths se sont formés également des séricites et des hydro-micas. Le diagramme de rayons X obtenu à partir de matériaux prélevés dans les couches inférieures, moyennes et supérieures de la turbidite "B" révèle la présence d'illite, en même temps que de produits chloritiques et micacés.

MINÉRAUX LOURDS

Ceux-ci ont pu être étudiés en procédant à l'écrasement de la roche dans une presse mécanique afin de libérer les minéraux lourds accessoires, de densité supérieure à 2.87, qui représentent moins de 1 % de la roche. Les particules dépassant 450 microns ont été éliminées sur tamis 40 de l'échelle. La poudre obtenue, versée dans un demi litre d'eau, a été soumise à un mixage électrique pendant 30 secondes. Quand la majorité des particules s'est déposée, l'eau boueuse est décantée, ce qui enlève la plupart des particules de tailles argileuses < 50 microns. Les particules qui restent, de 50 à 450 microns, sont séchées et plongées dans le bromoforme. Après agitation, on laisse les minéraux lourds se déposer pendant 15 minutes. On les recueille alors sur papier filtre, ils sont lavés avec un solvant à l'alcool ou à l'acétone, puis séchés. Après montage dans le baume du Canada, 100 grains transparents ont été comptés et identifiés. Les échantillons n'ont pas été attaqués par HCl de façon à préserver les grains d'apatite. On a bien noté la présence de micas et de minéraux opaques tels que pyrite, magnétite, mais ceux-ci n'ont pas été comptés. L'abondance relative des minéraux lourds transparents a seule été considérée pour chaque échantillon traité.

La colonne 14 montre que les grenats et le couple zircon-rutile varient de bas en haut dans le sens des tailles décroissantes des grains. Le pourcentage des grenats diminue de bas en haut alors que le couple zircon-rutile augmente dans la fraction fine. Les variations d'apatite et de tourmaline sont moins nettes. Le pourcentage relatif d'apatite augmente de bas en haut dans les turbidites "A" et "D", diminue dans "C" et varie irrégulièrement dans "B". La tourmaline augmente aussi de bas en haut dans "A" et "D" et décroît dans "B" et "C".

On ne peut malheureusement pas rapprocher les résultats numériques obtenus ici des études de minéraux lourds des sédiments récents, telles que celles de Van ANDEL (1950). Il y a deux raisons à cela :

- 10) la méthode par écrasement des grès indurés que nous avons dû pratiquer brise un grand nombre de grains de minéraux lourds, ce qui ne se produit pas dans la préparation de sédiments actuels meubles, fluviaux ou marins. Or, du fait de leur plus grande taille originelle, grenats et tourmalines ont été cassés en un nombre de fractions plus abondantes que rutilés et zircons.

L'apatite, à cause de son peu de dureté ($d = 5$ contre $6,5 - 7,5$ pour les autres minéraux lourds étudiés), s'est cassée facilement aussi. De plus, certains grains plus petits, bien cimentés, n'ont pu être libérés par simple broyage. Il en est résulté une augmentation du pourcentage relatif des minéraux lourds originellement de plus grande taille au détriment du pourcentage relatif de certains minéraux de plus petite taille.

2°) Les dépôts actuels, fluviaux ou marins, étudiés par Van ANDEL ont été transportés par roulement ou saltation, aussi bien que par suspension. Ici, au contraire, nous sommes en présence d'une masse de sédiments, y compris les minéraux lourds, qui ont bien été accumulés initialement sur la plateforme par roulement, saltation et suspension, mais ultérieurement ont été balayés, entraînés dans un courant de suspension rapide et turbulent, puis redéposés dans les parties plus profondes du bassin. Alors que le flot se déplaçait suivant la pente du bassin, une partie des plus grandes particules déplacées se concentrait dans la "tête" tandis que les grains plus petits étaient répartis plus également dans toute la suspension. Les minéraux lourds se détachaient du courant exactement comme les grains plus légers de quartz et de feldspath, les plus gros parmi les "lourds" tombant les premiers et se concentrant tandis que ceux entrant dans la catégorie Q1 et Q3 restaient constants dans toute la couche. Si l'on admet que l'abrasion et l'éclatement des grains pendant le transport était faible, ce que tend à prouver la présence de feldspaths anguleux et d'inclusions argileuses dans chaque turbidite, il est logique de supposer que la variation du pourcentage relatif observée à la colonne 14 est due, en partie, à la taille originelle des minéraux lourds. En conséquence, il semble que taille et forme, plutôt que densité, soient responsables des variations verticales qui s'observent dans les turbidites. Les échantillons à la base des turbidites contiennent un mélange de gros grenats, densité < 4 , et de très petits zircons et rutilés, densité $> 4,2$.

Il en résulte en apparence, que les plus petits rutilés et zircons, les moins sphériques aussi, répartis plus régulièrement dans tout le dépôt, semblent augmenter en pourcentage relatif, de bas en haut, par rapport aux grenats, plus gros et plus sphériques, qui diminuent de bas en haut. Ceci n'est qu'une apparence liée au "granoclassement" caractéristique de ce type de dépôt.

MINÉRAUX ACCESSOIRES

L'association des minéraux accessoires est la même dans les 4 turbidites et dans tout le forage de la Boucharde, comme nous le verrons à la fin de ce chapitre. En général, les grains offrent tous les degrés d'arrondi. Les zircons euhédraux, à inclusions gazeuses, indiquent que probablement certains minéraux ont été arrachés par écrasement à des roches ignées, telles que des granites, au cours de la préparation des échantillons. La majorité des grains, provenant probablement de roches sédimentaires, clastiques, remaniées, ainsi que de roches ignées acides et faiblement métamorphiques, ont été arrondis au cours du transport fluvial ou côtier, antérieurement à leur re-sédimentation par les courants de turbidité. L'examen de cette association constante de zircons arrondis, rutilés, tourmalines, grenats et apatites sera repris au chapitre suivant.

Espaces intergranulaires et ciments

Les lames minces étudiées ont été comparées aux schémas simples et visuels de TERRY et CHILINGAR (d'après SHVETZOV, 1955), qui représentent les pourcentages relatifs en surface occupés par les grains et les espaces intergranulaires visibles dans le champ d'un microscope. La relation inverse que l'on a observée entre l'accroissement de la taille du grain et la diminution du ciment, qu'on pouvait supposer dans une turbidite complète, a été particulièrement bien observée dans la couche "B", et à un degré moindre, dans "A" et "D". La petite taille des particules, sans tenir compte de la composition minéralogique, résulte du fait qu'elles se sont déchargées de la "queue" après que se soient déposées les particules silteuses et sableuses dans la "tête" du courant.

C'est pourquoi on observe que le calcaire et les minéraux argileux, de même que la matière organique et le fer sont concentrés à la partie supérieure des turbidites avec les quartz et les feldspaths de plus petite taille.

FRACTION CARBONATÉE

Le carbonate de calcium de chaque échantillon a été titré au calcimètre Bernard (VATAN et al., 1956, p. 165). Cette méthode consiste à attaquer une quantité connue de l'échantillon, de 0,25 à 1 gr, réduite en poudre fine par HCl à 30 %, à mesurer le volume de CO₂ restant dans le tube manométrique. Le volume de CO₂ est multiplié par un coefficient qui prend en considération la température et la pression atmosphérique. Le résultat exprime le pourcentage de CaCO₃. Cette méthode est rapide, pratique et assez précise pour le but poursuivi.

Les résultats des mesures calcimétriques sont représentés dans la colonne 16. La turbidite "B" montre particulièrement comment augmente le carbonate de calcium avec la diminution de la taille du grain. Comme le montre la colonne 15, cette augmentation du pourcentage de CO₃Ca correspond à une augmentation du ciment. On constate que, à la base de la turbidite, le pourcentage en CaCO₃ est à peu près égal à l'espace intergranulaire. Par contre, au sommet de la turbidite, surtout en "B", alors que la fraction argileuse atteint 50 %, l'espace intergranulaire croît; ce dernier augmente plus rapidement que le pourcentage en CO₃Ca. La majorité du ciment est formée de particules argileuses et silteuses, le calcaire ne dépassant pas 15 à 20 %.

JARDINE (1957, p. 23) a trouvé lui aussi, sur des échantillons recueillis en des points divers du bassin, que la proportion de CaCO₃ par rapport à la totalité du ciment observée en lame mince est toujours faible.

FRACTION ARGILEUSE

Plusieurs échantillons, prélevés dans la turbidite "B", ont été préparés dans le but d'étudier cette fraction argileuse du ciment.

La méthode employée est celle décrite par ALEXANIAN et al. (1957, p. 246) qui exige que la roche soit préalablement décarbonatée, que les particules supérieures à 5 microns soient éliminées. La poudre très fine recueillie, montée sur plaquette, est examinée par diffraction X. Les raies obtenues indiquent que la composition minéralogique des minéraux inférieurs à 5 microns, reconnus dans les portions inférieures, moyennes et supérieures de la turbidite, reste constante. Elle comprend, par ordre d'abondance relative :

Micas et illite	+++
Quartz	+++
Plagioclases acides	++
Chlorite	+
Feldspaths alcalins	+

On a aussi remarqué dans la plupart des échantillons des matières organiques opaques et des pyrites disséminées. Ces deux matériaux augmentent vers le haut, nous l'avons vu, en même temps qu'augmente la quantité de particules carbonatées et la fraction argileuse, et que diminue la taille des grains.

FRACTION ORGANIQUE

Trois échantillons ont été soumis à une analyse géochimique pris dans les parties inférieure, moyenne, et supérieure de la turbidite "B". Les pourcentages de carbone minéral et organique dans ces ciments ont été déterminés par la méthode de WAKSMAN et STARKEY, modifiée par M. VICHNIAKOFF (1950) sur trois échantillons, les résultats obtenus de bas en haut sont les suivants :

<u>échantillons n°</u>	<u>CM %</u>	<u>Co %</u>
B 7	0,61	0,015
B 14	0,41	0,11
B 15	1,07	0,25

On constate une augmentation du carbone minéral et organique vers le haut, ce qui s'harmonise avec ce qui a été dit à propos des carbonates. En lame mince, la matière organique s'observe plus facilement dans les couches supérieures fines des turbidites, échantillons 15-16-17 de "B". La matière humique est visible, mais toute structure organisée a disparu. La pyrite (FeS_2) est présentée sous forme de cubes et nodules incrustés sur certains grains grossiers de la base des turbidites ou elle est associée aux micas (biotite en particulier). Dans les schistes supérieurs, la pyrite est plus régulièrement disséminée dans le ciment. Cette concentration en matière organique et en pyrite dans les niveaux fins explique la coloration gris foncé ou noir des schistes. Cette présence à la fois de pyrite et de matière organique, particulièrement dans les silts et les schistes, peut être considérée comme le résultat de conditions anaérobiques sous l'interface eau/dépôt (PETTIJOHN, 1957, p. 626). Bien que les courants de turbidité provoquent un brassage d'eau et empêchent toute stagnation sur le fond du bassin, leur vitesse de déplacement et de dépôt est telle, qu'on peut facilement concevoir, qu'entre la base d'une turbidite et les dépôts préexistants soit emprisonné un milieu privé d'oxygène. Temporairement, au cours de la décomposition des matières organiques, des sulfates ont pu prendre naissance ainsi que SO_2 .

RESTES ORGANIQUES

Sur 43 exemples traités on n'a enregistré que deux formes organiques reconnaissables. Un fragment de nummulites cassé, inclus dans un ciment calcaire, le tout formant une seule particule indubitablement remaniée, a été découvert au milieu d'autres gros grains de même taille; dans un autre échantillon, une forme benthonique, remplie de pyrite, au milieu de grains plus gros de quartz et de feldspath. En outre, un certain nombre de schistes et de marnes sombres ont été préparés pour être soumis à un examen pollinique. M. de JEKHOWSKY qui a bien voulu examiner les échantillons en question, n'a découvert aucun pollen dans ces préparations.

ORIGINE DES CIMENTS

Le problème de l'origine du ciment a été posé par divers auteurs qui se sont occupés du flysch. Dans la turbidite "B" il se compose d'un mélange de matériaux argileux, de matière organique disséminée et de sulfure de fer, mélangés à du carbonate de calcium.

Il est probable que ce mélange de feldspaths frais ou altérés, de micas et de matières calcaires, de la taille des particules argileuses, s'est déposé originellement entre les grains détritiques plus grossiers, en même temps que ceux-ci se déposaient. Cela explique que l'importance des particules, de petite taille, présentes sur toute la hauteur de la turbidite, augmente de bas en haut dans la couche. BOUMA (1959, p. 227) l'a reconnu dans les turbidites des grès d'Annot au S. du Massif d'Argentera. L'origine de calcite microgranulaire est moins évidente. Bien que les grains détritiques de calcaire nummulitique et mésozoïque remaniés soient courants, on n'observe pas une gradation depuis les particules calcaires, de la taille du sable à celles du ciment microcristallin. RECH-FROLLO (1958), étudiant un ciment de type identique dans les grès de flyschs suisses, considère que ce ciment est le premier à l'origine, parce que les grains détritiques y sont isolés les uns des autres, les grains de quartz sont corrodés, la calcite ne proviendrait pas directement de l'altération d'un autre minéral. Elle suggère que la présence de CaCO_3 et de pyrite dans les dépôts du flysch serait due également à l'activité biochimique bactérienne dans les sédiments. La consolidation rapide des grès aurait interrompu subitement l'activité biochimique. Il se peut, cependant, que la calcite provienne à l'origine d'un détritique fin et/ou des fragments d'organismes calcaires qui, dissouts, recristallisés, ne seraient plus reconnaissables (CAROZZI, 1960, p. 37).

Il est possible et probable que des eaux interstitielles et l'eau de mer, riches en ions CA^{++} aient été expulsées de la portion supérieure de la turbidite, argileuse et silteuse, vers le dépôt poreux formé par l'assemblage de gros grains dans les parties inférieures de cette même couche, peu après le dépôt d'une nouvelle turbidite. Cette hypothèse paraît d'autant plus valable que les études de terrain et de laboratoire (laminations en volutes, "load-casts", alignement des grains de quartz et de paillettes de mica, etc.) prouvent que les turbidites et plus particulièrement leur partie supérieure fine ont été déformée et tassée encore à l'état hydroplastique. Notons que RECH-FROLLO a proposé que l'émersion soit responsable de la consolidation. Je considère comme plus probable que le poids des turbidites épaisses, accumulées rapidement, ait agi comme une charge sur la

couche du fond faite d'argile micacée hydroplastique, ceci explique plus clairement les raisons de la rapide consolidation des sédiments.

Des cristaux de calcite secondaire remplissent les diaclases des différentes parties des carottes de la Boucharde. Il en est de même dans la région du Lac d'Allos où ces déformations ont été fortement tectonisées.

En résumé, on constate qu'au microscope les différences entre les parties grossières, de teinte claire, et les parties fines, de teinte sombre, d'une turbidite sont moins grandes qu'elles n'apparaissent macroscopiquement. Ceci va à l'encontre des conclusions de certains travaux faisant état de l'origine différente des silts, des marnes et des turbidites s. str. Ceci explique aussi l'absence totale de foraminifères pélagiques dans ces silts.

CROWELL (1955, p. 1369) par exemple suppose que les sédiments plus fins se sont déposés au fond du même bassin, par suspension de sédiments pélagiques de surface ou ont été transportés par des courants de turbidité plus petits, plus lents et plus dilués. Cette dernière théorie est également reprise par DZULYNSKI et al. (1959, p. 111) pour la partie plus grosse de la couche schisteuse; ces auteurs considèrent que les quelques centimètres supérieurs des schistes représentent la vraie portion pélagique de la couche. Par contre NESTEROFF et HEEZEN (1960, p. 3691) étudiant de nombreuses turbidites récentes déclarent que chaque séquence sableuse et pélitique peut représenter un seul dépôt de turbidite; c'est aussi notre avis. Toutefois, pour avoir un meilleur aperçu de ces problèmes, il nous faudra nous livrer à de nouvelles observations pétrographiques plus détaillées d'autres paléoturbidites et de sédiments marins récents déposés de la même façon, comme ceux des bassins au large de la Californie décrits par GORSLINE et EMERY (1959) et ceux de l'Atlantique par ERICSON et al. (1961).

Résumé du chapitre IV

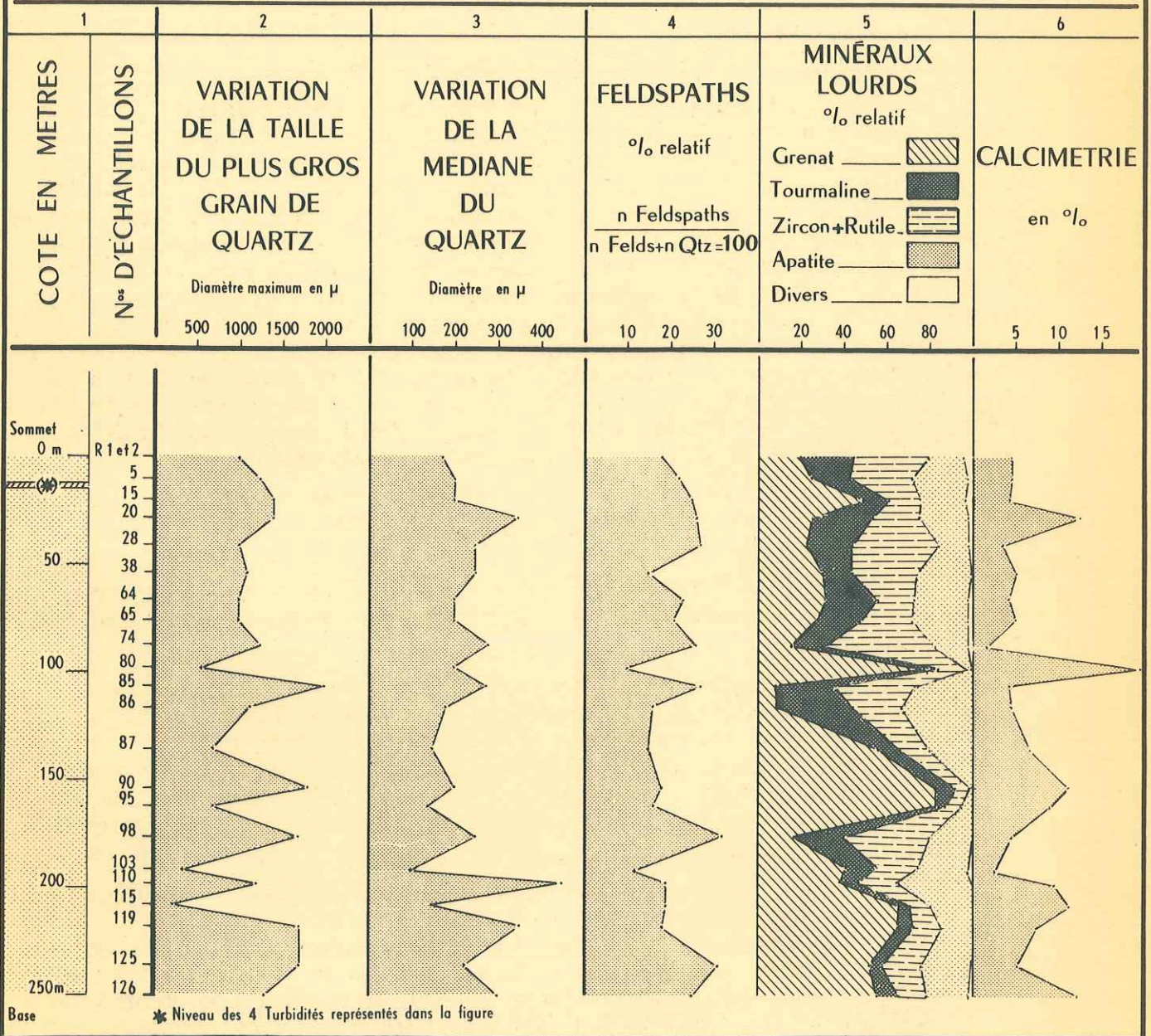
En disséquant les nombreuses variations verticales de texture et de composition des bancs, nous sommes ainsi arrivés à définir pétrographiquement une turbidite.

La composition minérale est en grande partie fonction des variations granulométriques et du degré de "granoclassement". Nous avons observé verticalement à l'intérieur d'un même dépôt le passage de grès feldspathiques et lithiques grossiers à des grès feldspathiques plus fins et des silts feldspathiques micacés, actuellement indurés (voir planche XIV). Les grès dans les 4 turbidites sont arkosiques ou feldspathiques (1), il est déconseillé d'employer le terme "grauwacke" (2).

(1) Rappelons qu'un grès feldspathique contient de 5 à 25 % de feldspaths, une arkose > 25 %.

(2) Le terme "grauwacke" est équivoque. Il désigne une roche sombre, à éléments anguleux, formée de quartz et de feldspaths, qui se distingue d'une arkose par la prédominance de plagioclases basiques et un ciment de chlorite ou séricite (PETTIJOHN, SCHIEFERDECKER). Ces plagioclases sont considérés par FOURMARIER, JUNG, KRYNINE "Committee on Sedimentation" comme provenant de roches basiques polygéniques ou de roches volcaniques contemporaines du dépôt (LAPPARENT, PETTIJOHN) d'après "Nomenclature des Roches Sédimentaires à l'usage des Pétroliers"; Ch. Synd. Rech. Prod. Petr. Gaz Nat., 1961.

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU SONDAGE DE LA BOUCHARDE



Le ciment détritique est rare dans les grès à grains gros et moyens; dans les grès à grains moyens ou fins il est souvent calcaire et devient plus abondant dans les schistes sombres. La nature du ciment n'est ni chloritique, ni sériciteux, et les divers constituants des débris de roches sont du type "acide", formés de débris de granites, de gneiss ou sédimentaires comportant des débris remaniés d'arkoses. Il n'existe aucun élément de roche verte, spilites, serpentine, augite, hornblende, ou autres fragments lithiques, de couleur sombre, communs dans les véritables grauwackes.

Lorsque Y. GUBLER (1958, p. 968) répartissait arbitrairement en trois groupes : grès arkosiques, grès feldspathiques calcaires, et schistes pélitiques, les 125 échantillons étudiés par elle dans le sondage de la Boucharde, elle définissait en fait les portions inférieure, moyenne et supérieure d'une turbidite, telle que nous avons pu les reconstituer. En fait, comme le montre la figure 11, une turbidite est un dépôt classé verticalement dont les composants lithologiques (au point de vue texture comme au point de vue minéralogique) varient du bas au sommet : certaines de ces variations sont indépendantes et irrégulières dans toute la couche, et donc imprévisibles (comme la composition des feldspaths, la sphéricité, etc.) tandis que d'autres : orientation du grain, pourcentage relatif des feldspaths, quartz, micas, CaCO_3 , montrent une tendance très nette et prévisible vers le haut. De ces tendances prévisibles, certaines sont en relation directe avec la taille du grain seulement, tandis que d'autres sont en relation avec la position dans le dépôt en même temps que la taille du grain. Toutes les turbidites ne sont pas aussi bien classées, ce qui aboutit au résultat suivant : chaque dépôt est caractérisé par une combinaison particulière de variations verticales. Par exemple, les turbidites "A" et "B" contiennent des pourcentages relatifs différents de minéraux lourds, mais ont les mêmes pourcentages relatifs de feldspaths.

Il est, en effet, extrêmement improbable que deux courants consécutifs puissent balayer et transporter exactement dans les mêmes proportions les sédiments côtiers vers les parties plus profondes du bassin. De plus, on doit s'attendre à ce que le degré de densité et de rapidité de deux courants successifs ne soit pas identique, ce qui signifie donc que même si les deux courants pouvaient transporter des charges sédimentaires identiques, les particules ne se déposeraient pas de façon semblable au même point du fond marin.

Il apparaît donc, de toute importance, que l'échantillonnage soit fait en tenant compte du caractère particulier "granoclassé" des turbidites. Sinon, en échantillonnant une coupe au hasard, il est impossible statistiquement d'interpréter les résultats obtenus ce que montre la figure 12. Les logs qui y sont reproduits correspondent à l'analyse de 22 échantillons de carottes prélevés sans qu'il soit tenu compte de leur position à l'intérieur des turbidites.

On remarque essentiellement :

- 1°) les relations entre la granulométrie et la composition minéralogique,
- 2°) la constance qualitative minéralogique, de bas en haut, dans 25 m de coupe.

En conséquence, on peut considérer que la source d'alimentation a été constante, et que ce sont les seuls moyens de transport qui sont responsables des variations quantitatives.

Il en résulte que dans une tranche de 70 cm seulement correspondant au dépôt d'une seule turbidite (voir fig. 11, turbidite "B") les variations verticales sont presque aussi grandes que dans la totalité de la coupe.

On conçoit donc que l'effet du hasard dans l'échantillonnage, s'il avait été légèrement modifié par rapport à celui qui a alimenté la figure 12, aurait pu aboutir à des résultats tout différents.

On voit donc, dans des séries de type "flysch", l'importance primordiale que doivent prendre les études des bancs avant de pratiquer l'échantillonnage destiné aux analyses de laboratoire, faute de quoi les résultats de détail obtenus sont ininterprétables.

Pratiquement, il est donc conseillé de toujours recueillir les échantillons : à la base, dans la partie moyenne, et dans la partie supérieure d'une couche "granoclassée". L'examen critique de ces trois échantillons par turbidite, rapporté à 5 ou 10 turbidites, est plus significatif qu'un échantillonnage plus serré pratiqué au hasard.

Ouvrages consultés

- ALEXANIAN C., ROUGE P.E. et VATAN A. 1954 - "Progrès récents dans l'étude minéralogique des roches sédimentaires à grain fin" : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. 9, p. 243-261.
- Van ANDEL Tj. H. 1950 - "Provenance, transport and deposition of Rhine sediments": Rijksuniver. Groningen (Thèse), Wageningen, Veenam, 129 p.
- BERTHOIS L. et PORTIER J. 1956 - "Recherches expérimentales sur le mode d'usure des graviers" : C.R. Ac. Sci., t. 243, p. 1778-1781.
- 1957 - "Recherches expérimentales sur le façonnement des graviers de quartz" : C.R. Ac. Sci., t. 244, p. 362-364.
- BERTRAND L. et ROUBAULT M. 1958 - "L'emploi du microscope polarisant - Caractères optiques des minéraux des roches taillés en lames minces. Leur détermination" : J. LAMARRE, Paris, 170 p.
- BOKMAN J. 1955 - "Sandstone classification : relation to composition and texture": J. Sediment. Petrol., vol. 25, p. 201-206.
- BOSWELL P. G.H. 1960 - "The term Graywacke": J. Sediment. Petrol., vol. 30, p. 154-157.
- BOUMA A.H. 1959 - "Some data on turbidites from the Alpes maritimes (France)": Geol. en Mijnb., vol. 21, p. 223-227.
- CAILLEUX A. 1947 - "Indice d'émoussé. Définition et première application" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 13-14, p. 251-252.
- CAROZZI A. 1953 - "Pétrographie des roches sédimentaires" : Lausanne, Rouge, 24 p.
- 1960 - "Microscopic sedimentary petrography", New York and London, John Wiley et Sons, 485 p.
- CROWELL J.C. 1955 - "Directional-current structures from the prealpine flysch, Switzerland" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 66, p. 1351-1384.
- CURREY J.R. et GRIFFITHS J.C. 1956 - "Sphericity and roundness of quartz grains in sediments" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 58, p. 1076-1096.
- DAPPLES E.C., KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L. 1953 - "Petrographic and lithologic attributes of sandstones" : Jour. Geol., vol. 61, p. 291-317.
- DAPPLES E.C., ROMINGER J.F. 1945 - "Orientation analysis of fine grained clastic sediments" : Jour. Geol., vol. 43, p. 246-261.
- DEBYSER J. et FONDEUR C. 1956 - "Application des méthodes granulométriques à l'interprétation d'une série détritique actuelle" : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. 11, p. 551-572.
- DZULYNSKI S., KSIAZKIEWICZ M. et KUENEN Ph. H. 1959 - "Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, p. 1089-1118.
- EMERY K.O. et HOGGAN D. 1958 - "Gases in marine sediments" : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 42, p. 2174-2187.
- ERICSON D.B., EWING M., WOLLIN G., HEEZEN B.C. 1961 - "Atlantic Deep-Sea sediment cores" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 72, p. 193-286.

- FLANDRIN J. 1958 - "Essai de dénomination des roches sédimentaires par l'emploi systématique des diagrammes triangulaires" : *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 51, p. 634-642.
- FOLK R.L. 1954 - "The distribution distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature" : *Jour. Geol.*, vol. 62, p. 344-359.
- GORSLINE D.S. et EMERY K.O. 1959 - "Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California" : *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 70, p. 279-290.
- GOVOROFF N. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : *Dipl. Et. Sup. Grenoble*.
- GREENMAN N.N. 1951 - "The mechanical analysis of sediments from thin-section data" : *Jour. Geol.*, vol. 59, p. 447-462.
- GRIFFITHS J.C. 1951 - "Size versus sorting in some caribbean sediments" : *Jour. Geol.*, vol. 59, p. 211-243.
- 1960 - "Modal analysis of sediments" : *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam.*, vol. 3, p. 29-48.
- GUBLER Y. 1958 - "Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, Flysch "grès d'Annot" : *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 51, p. 942-977.
- HAAF E. Ten 1956 - "Significance of convolute lamination", *Geol. en Mijnb.*, vol. 18, p. 188-194.
- 1959 a - "Properties and occurrence of turbidites" : *Geol. en Mijnb.*, vol. 21, p. 217-222.
- 1959 b - "Graded beds of the Northern Apennines : Univ. Groningen, Thesis, 102 p.
- INMAN D.L. 1952 - "Measures for describing the size distribution of sediments" : *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 22, p. 125-145.
- JARDINE S. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : *Dipl. Et. Sup. Grenoble*.
- JUNG J. 1958 - "Précis de pétrographie - roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives" : Paris, Masson et Cie, 314 p.
- KRUMBEIN W.C. 1935 - "Thin section mechanical analysis of indurated sediments" : *Jour. Geol.*, vol. 43, p. 482-496.
- 1941 - "Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles" : *Jour. Sediment. Petrol.*, vol. 11, p. 64-72.
- KRUMBEIN W.C. et PETTIJOHN F.J. 1938 - "Manual of sedimentary petrography" : New York, D. Appleton-Century Co., 549 p.
- KRUMBEIN W.C. et TISDEL F.W. 1940 - "Size distributions of source rocks of sediment" : *Amer. Jour. Sci.*, vol. 238, p. 296-305.
- KRYNINE P.D. 1948 - "The megascopic study and field classification of sedimentary rocks" : *Jour. Geol.*, vol. 56, p. 130-165.

- KUENEN Ph. H. et MIGLIORINI C.I. 1950 - "Turbidity currents as a cause of graded bedding" - Jour. Geol.; vol. 58, p. 91-127.
- MATHUR S.M. 1958 - "On the term "orthoquartzite" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 695-696.
- MENARD H.W. et LÜDWICK J.C. 1951 - "Applications of hydraulics to the study of marine turbidity currents" : Soc. Econ. Paleont. and Mineral., special publ. 2, p. 2-13.
- MOORHOUSE W.W. 1959 - "The study of rocks in thin section" : New York Harper and Brothers, 514 p.
- NANZ R.H. Jr. 1953 - "Chemical composition of pre-Cambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites : Jour. Geol., vol. 61, p. 51-64.
- NATLAND M.L. et KUENEN Ph. H. 1951 - "Sedimentary history of the Ventura Basin, California, and the action of turbidity currents : Soc. Econ. Paleont. Mineral., special publ. 2, p. 76-107.
- NESTEROFF W.D. et HEEZEN B.C. 1960 - "Les dépôts de courants de turbidité, le flysch et leur signification tectonique" : C.R. Ac. Sci., vol. 250, p. 3690-3692.
- PASSEGA R. 1957 - "Texture as characteristic of clastic deposition" : Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 41, p. 1952-1984.
- 1960 - "Sédimentologie et recherche de pétrole" : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. 15, p. 1731-1740.
- PETTIJOHN F.J. 1954 - "Classification of sandstones" : Jour. Geol., vol. 62, p. 344-359.
- 1957 - "Sedimentary rocks, 2nd ed." : New-York, Harper et Brothers, 718 p.
- POMEROL C. et FOUET R. 1958 - "Les roches sédimentaires" : Paris, Presses Universitaires de France, 128 p.
- RECH-FROLLO M. 1952 - "Phénomènes de convergence dans la formation des grès anisométriques" : C.R. Ac. Sci., vol. 235, p. 1517-1519.
- 1953 - "Recherche de critères pétrographiques de la notion de Flysch" : Bull. Soc. Géol. France, t. 3, fasc. 7-8, p. 537-542.
- 1955 - "Caractères essentiels et caractères particuliers du faciès flysch" : C.R. Ac. Sci., t. 241, p. 1589-1592.
- 1958 - "Remarques sur la genèse du ciment des grès du flysch" : Ecl. Géol. Helv., vol. 51, p. 1038-1042.
- 1959 - "Essential and special characteristics of the Flysch facies" : Intern. Geol. Review, vol. 1, p. 86-87.
- RITTENHOUSE G. 1943 - "A visual method for estimating two dimensional sphericity" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 13, p. 79-81.
- RIVIERE A. 1953 - "Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles" : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. 8, n° spécial, p. 102-107.

- ROSENFELD M.A., JACOBSEN L. et FERM J.C. 1953 - "A comparison of sieve and thin-section techniques for size analysis" : Jour. Geol., vol. 61, p. 114-132.
- SLOSS L.L. 1950 - "The organisation of sedimentary rocks" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 20, p. 3-20.
- STRAKHOV N.M. 1958 - "Méthodes d'étude des roches sédimentaires" : 2 vol. Ann. Serv. Inform. Géol. du B.R.G.G.M., n° 35, 542 p. + 535 p.
- TERRY R.D. et CHILINGAR G.V. 1955 - "Summary of "Concerning some additional aids in studying sedimentary formations" by M.S. Shvetsov". Jour. Sediment. Petrol., vol. 25, p. 229-234.
- TRASK P.D. 1930 - "Summary of results obtained to date by the A.P.I. research investigation on the origin and environment of source sediments" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 14, p. 311-314.
- 1932 - "The origin and environment of source sediments of petroleum" : Houston, Gulf Publ. Co., p. 67 ff.
- 1939 - "Organic content of recent marine sediments, in Recent marine sediments" : Tulsa, Amer. Ass. Petrol. Geol., p. 428-453.
- VATAN A., ROUGE P. et AKERMANN C. 1956 - "Travaux pratiques de pétrographie sédimentaire" : Inst. Fr. Pétrole, E.N.S.P.M., 207 p.
- VATAN A., ROUGE P. et BOYER F. 1957 - "Etudes sédimentologiques et pétrographiques" : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. 12, p. 468-480.
- VICHNIAKOFF M. 1950 - "Détermination du carbone dans les roches, voie humide (Méthode de Waksman et Starkey modifiée)" : Inst. Fr. Pétrole, rapport int.
- WHITE W.A. 1940 - "Suggestions for the facilitation of grain count with the petrographic microscope" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 10, p. 91-94.
- WILLIAMS H., TURNER F.J. et GILBERT Ch. M. 1954 - "Petrography - An introduction to the study of rocks in thin sections" : San Francisco, W.H. Freeman and Co., 406 p.

Chapitre V

ETUDES PETROGRAPHIQUES EN LABORATOIRE

GENERALITES

Ces études se rapportent aux coupes de terrain analysées au chapitre III; les résultats qu'elles apportent, sont confrontés, quand il y a lieu, avec ceux que nous a donné l'examen des turbidites de la Boucharde.

Nous avons vu précédemment qu'un certain nombre de caractéristiques lithologiques de la formation d'Annot observées sur le terrain ont pu être mesurées et sont représentées sur une série de cartes de faciès dans le chapitre III. Les variations pétrographiques, bien que moins évidentes, peuvent également être portées sur des cartes.

Je décrirai ici les textures et la nature des minéraux considérés comme les plus significatifs de chaque type de faciès.

Plus de 600 échantillons ont été examinés du point de vue pétrographique. Les résultats d'analyses ont été portés sur des fiches signalétiques indiquant :

- Numéro de l'échantillon
- Localisation stratigraphique
- Description macroscopique générale de la roche
- Quartz : Abondance relative
 - Dimension maximum, en microns
 - Dimension moyenne, en microns
 - Degré de classement
 - Degré d'arrondi
 - Degré de sphéricité
 - Degré d'alignement des grains
 - Corrosion; croissance secondaire
- Feldspath : Abondance relative
 - Sphéricité
 - Arrondi
 - Présence de : Orthose
 - Microcline
 - Perthite
 - Plagioclases
 - Degré d'altération
- Micas : Abondance relative
 - Degré d'alignement
 - Présence de : Muscovite
 - Biotite
 - Chlorite
 - Hydromicas
 - Degré d'altération

- Fragments de roches : Abondance relative
Forme des grains
Présence de : Roche sédimentaire
" métamorphique
" plutonique
" volcanique
- Restes organiques : Foraminifères
Ostracodes
Autres restes organiques
Evidence d'un remaniement
- Minéraux lourds
- Minéraux ferrugineux
- Ciment : Abondance relative
Calcaire
Argileux
Micacé
Chloritique
- Compacité : Grains jointifs
Grains non jointifs
- Divers :
y sont mentionnées également toutes les indications concernant les traitements
auxquels a été soumis l'échantillon :
Lame mince
Broyage : par presse mécanique
par mortier et pilon
Lavage pour l'étude des microfossiles
Analyse granulométrique au tamis
Séparation des minéraux lourds dans des liquides denses
Détermination des minéraux légers (rapport quartz/feldspath)
Calcimétrie
Diffraction X pour l'étude des argiles
Examen palynologique.

Toutes ces données individuelles ont été reportées sur un seul log stratigraphique pour chaque coupe étudiée (STANLEY, 1959).

Il est bon de rappeler ce qui a été dit au chapitre IV, que la composition d'un échantillon est liée à :

- a) sa position particulière dans une "turbidite", fonction du mode de transport et de type de dépôt;
- b) sa position dans la couche stratigraphique, fonction de l'histoire géologique du bassin;
- c) sa position géographique dans le bassin, fonction de la paléomorphologie du bassin au cours des temps.

Au chapitre IV, j'ai plus particulièrement étudié les variations lithologiques intervenant dans une même "turbidite".

Dans celui-ci seront examinées les variations verticales et latérales des lithofaciès. Nous décrirons les constituants les plus faciles à mesurer.

Tableau IV

Forme et Arrondi des Galets

dans le Grès d'Annot et le Bassin de Barrême

Région	Station	Numéro de la Station	Nombre de galets étudiés (de taille - L : 3-6 cm)	Aplatissement				Arrondi		
				$\frac{L + 1}{2 E}$ d'après A. Cailleux (1945) Amplitude de la variation Moyenne Arithmétique				d'après la charte de Krumbein & Sloss (1955) Amplitude de la variation Moyenne Arithmétique		
				2,0	3,0	4,0	5,0	7	5	3
Nord	(Gîte du Chanois	39	72	+	—			+	—	
	(Gias	42	18	+	—			+	—	
	(Marseglia	35	12	+	—				+	—
	(Gorgias	29	33	+	—				+	—
	(Col de la Bouchar-	31	34	+	—				+	—
	(de Bonette	37	18	+	—				+	—
Ouest	(Dourmilloux	24	17	+	—				+	—
	(3 Evêchés	22	100	+	—				+	—
	(l'Aupillon	23	19	+	—				+	—
Sud	(Mont St Honorat	13	28	+	—				+	—
	(Castellet	9	31	+	—				+	—
	(Ruch	12	43	+	—				+	—
	(Coulomp) d'après	13		+	—				+	—
	(Argenton) Joyes(1957)	17		+	—				+	—
	(Fugeret	11	14	+	—				+	—
	(Chambre du Roi	5	27	+	—				+	—
Bassin de Barrême	(Allons	4	84	+	—				+	—
	(Rochette	IX	42	+	—				+	—
	(Clumanc	VII	22	+	—				+	—
	(St Lions	VI	22	+	—				+	—
	(Taulanne	II	15	+	—				+	—

Les roches y sont réparties en trois classes granulométriques : conglomérats, grès, pélites.

Conglomérats

TEXTURE DES GALETS

On a recueilli sur le terrain plus de 1 000 galets (4 à 64 mm) et pierres (64 à 256 mm), prélevés dans les conglomérats lenticulaires grossiers des différentes parties du bassin auxquels s'ajoutent ceux recueillis antérieurement par R. JOYES in GUBLER (1958, p. 966).

Ils ont été comparés, isolément, avec les chartes de KRUMBEIN et SLOSS (1955, p.81), afin de déterminer le degré d'arrondi de chaque galet. Le degré de variabilité de l'arrondi ainsi que l'arrondi "moyen" calculé pour chaque lit particulier de conglomérats, sont portés sur le tableau IV. Sur ce même tableau est indiqué le coefficient "d'aplatissement" calculé d'après la méthode de A. CAILLEUX (1945) :

$$\frac{L + l}{2 E}$$

(L est le plus grand axe mesurable, l est la plus grande largeur mesurable perpendiculairement à L, E est l'épaisseur perpendiculairement à la fois à L et l).

L'aplatissement et l'arrondi ont tous deux des valeurs très variables pour plusieurs raisons. Ces deux caractères sont liés directement à la composition lithologique et à la dimension des galets.

Comme les conglomérats des grès d'Annot sont hétérogènes tant par leur composition que par la dimension de leurs éléments, on s'attendait à y rencontrer des variations très importantes à l'intérieur d'un même horizon. Ce n'est pas le cas et, quelle que soit la coupe considérée, la valeur moyenne de l'aplatissement, à une exception près, est $< 2,0$.

Ces galets, comme le montre le tableau IV se distinguent totalement par l'aplatissement et l'arrondi de ceux du Bassin de Barrême (d'ailleurs d'âge différent et dont il sera parlé dans la seconde thèse) dont les valeurs d'aplatissement sont comprises entre 1,1 et 3,1; les valeurs moyennes se plaçant entre 1,4 et 1,8. Ces valeurs faibles, auxquelles s'ajoutent le petit angle d'inclinaison des galets dans les "turbidites", témoignent d'une sédimentation de matériaux grossiers dans un horizon marin non affecté par l'action des vagues. Nous avons dit que les conglomérats sont pour la plupart, polygéniques, ce qui explique les variations importantes d'aplatissement et de sphéricité des galets. Il n'est donc pas possible, en se basant seulement sur les structures des galets, de distinguer entre eux les grès conglomératiques d'un point à l'autre du bassin.

COMPOSITION DES GALETS

L'examen microscopique des divers types de galets s'est révélé plus productifs; 350 lames minces ont été examinées; les résultats sont réunis sur la figure 13.

Planche XIII

ETUDE DES GALETS : FORME ET ARRONDI

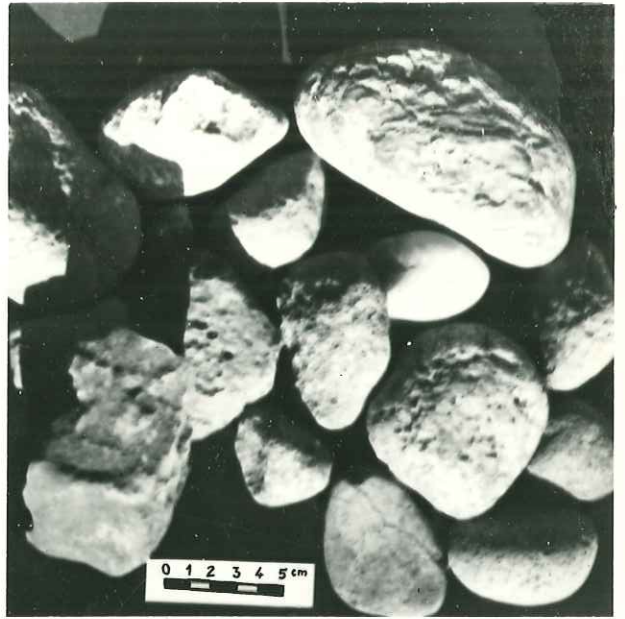
Les figures 1 et 2, provenant respectivement du Bec de Marseglia (coupe 34) et du Ruch (coupe 2), représentent un amas artificiel de galets polygéniques, extraits des grès conglomératiques, montrant l'absence d'isométrie de ces galets et illustrant le tableau IV.

Fig. 3. Amas de galets polygéniques, mal classés, anguleux à arrondis, aplatis à sphériques provenant de la coupe 4 d'Allons.

Fig. 4. Amas de galets monogéniques, en provenance de St-Lions, coupe VI, mieux classés et aplatis.



1



2



3



4

L'abondance relative et la répartition géographique des différents types lithologiques y sont figurées. Ces données s'ajoutent aux résultats préliminaires obtenus par R. JOYES (1957), publiés plus récemment par GUBLER (1958, p. 961). Les divers types de galets ont été classés en trois associations distinctes réparties géographiquement.

1) Secteur Sud

Le granite rose, fréquent dans le synclinal de St-Antonin, et les rhyolites et pyromérides (du type de celles du Massif de l'Estérel, décrites par BORDET, 1951) sont caractéristiques des conglomérats situés entre Rouaine et Allons au S., le Ruch au N. et la Pointe des 4 Cantons à l'E. Ils ont été trouvés également dans les grès d'Annot au S. du Massif d'Argentera, près de Menton, Contes, Peïra-Cava etc. Le pourcentage de galets sédimentaires qui leur sont associés est relativement faible. Ces galets comprennent essentiellement des calcaires nummulitiques, des marnes bleues et des grès calcareux (il pourrait s'agir de grès d'Annot remaniés) d'origine locale. Des galets de grès feldspathiques du Permo-Trias sont identifiés avec moins de certitude.

2) Secteur Nord

Les conglomérats polygéniques au N. du Ruch peuvent être grossièrement divisés en deux sous-groupes : l'un à l'O., entre les Dômes de Remollon et de Barles, l'autre le long de la bordure O.-N.O.-N. du Massif d'Argentera.

a) Secteur N.O.

Ceux de l'O., à Dourmilloux, à l'Aupillon et aux Trois-Evêchés, sont constitués de granites et de gneiss associés à quelques rhyolites et galets sédimentaires. Parmi les galets sédimentaires, les moins fréquents, il est vrai, se rencontrent des calcirudites nummulitiques sableuses, contenant des algues, des débris de lamellibranches et des échinodermes, rappelant ceux de la région de Chaillol, au S., du Pelvoux (communication orale de Y. GUBLER). On remarque aussi certains grès glauconieux mal classés qui pourraient être cénomaniens. Les plus gros galets et cailloux cristallins (10 à 30 cm) et le plus fort pourcentage de lits de conglomérats que l'on ait trouvés dans le bassin sont localisés dans la partie basse de la coupe de Dourmilloux (Colbas). La dimension et le nombre des galets décroissent quand on s'éloigne de cette localité vers le N., l'E. et le S.E. (fig. 13).

b) Secteur N.-N.E.

La troisième association de conglomérats polygéniques est constituée essentiellement de granites, de rhyolites, de dacites, de gneiss et de galets sédimentaires; elle borde l'extrémité O., N.O. et N. du Massif d'Argentera. Les roches de type plutoniques, éruptif et métamorphique sont identiques à celles qu'a décrit A. FAURE-MURET (1955) dans les séries conglomératiques "d'Inferno" et du "Bégo", dans le Permien, du S.E. du massif cristallin.

D'après FAURE-MURET les conglomérats d' "Inferno" seraient formés à partir des séries cristallines sous-jacentes. Selon elle, toujours, à cette époque, le Massif d'Argentera était émergé et l'érosion attaquait les reliefs cristallins

prononcés (A. FAURE-MURET, 1955, p. 179). Les séries permienes de "Bego", composées essentiellement de grès feldspathiques mal classés à ciment phyllitique ou kaolinique contiennent également des galets volcaniques. Ces conglomérats recouvrent une surface plus importante que la série d' "Inferno". Les lits du Trias inférieur (Werfénien), qui s'étendent en discordance sur les couches du paléozoïque de l'Argentera, des Dômes de Barles, Barrot, Remollon et de l'Estérel, débutent par d'importants conglomérats principalement formés de galets de quartz laiteux.

Les galets sédimentaires que contient la formation d'Annot au N. sont particulièrement remarquables. Tous les types de calcaires trouvés datent d'une époque allant du Trias au Tertiaire et sont d'origine locale. Madame Y. GUBLER, qui a identifié divers galets fossilifères, indique que la plupart dérivent probablement de l'épaisse couverture calcaire mésozoïque à tertiaire (Eocène) du Massif d'Argentera. Certains des galets calcaires peuvent avoir été empruntés par remaniement, à des conglomérats plus anciens, tels que ceux qui existent à la base du calcaire nummulitique par exemple. Les calcaires détritiques sont très abondants, ils dérivent des séries du Crétacé inférieur et du Nummulitique trouvent sous la formation des grès d'Annot. On peut également observer dans cette association des galets carbonatés, moins nombreux, des dolomies du Trias, des calcaires bioclastiques du Jurassique.

Parmi les galets de roches sédimentaires, les plus fréquents sont des grès arkosiques et quartzitiques, mal classés, dont les quartz ont une extinction roulante.

La ressemblance pétrographique de ces différents grès feldspathiques, d'âge différent, les uns avec les autres est frappante. A. FAURE-MURET (1955, p. 302) avait déjà attiré l'attention sur ce fait et reconnaissait qu'il est difficile de distinguer les faciès gréseux du Permien du "Bego" des grès d'Annot nummulitiques. En lame mince, le degré plus élevé d'altération, la présence d'un ciment de phyllite ou de kaolinite (et non carbonaté) permettent de différencier les galets permo-triasiques (Werfénien) de ceux qui proviennent du grès d'Annot remanié. Les galets arrondis du Permien et du Werfénien sont très fréquents dans les "fluxoturbidites" de la bordure O.-N.O. du Massif d'Argentera.

Conclusion

Dans les régions du Haut Var et de la Stura, les glissements associés aux conglomérats, le nombre de niveaux de conglomérats par coupes, la direction des paléocourants mesurés sur le terrain, montrent conjointement que ce matériel venait de l'E.-S.E. Nous avons maintenant pu reconnaître, avec certitude, qu'un nombre important de galets de ces conglomérats proviennent de quartzites et d'arkoses du Permo-Trias de la couverture sédimentaire permienne du Massif. Nous avons, d'autre part, démontré la présence de types sédimentaires du Permien, du Mésozoïque et du Tertiaire d'origine locale, inclus dans les grès d'Annot. Ces trois éléments concrétisent l'hypothèse avancée par Mme Y. GUBLER (1958, p. 975), à savoir que la couverture sédimentaire calcaire et détritique du Permo Trias qui existait sur le Massif d'Argentera, maintenant découvert, a donné naissance à une importante fraction des grès et des conglomérats d'Annot. C'est la ressemblance des roches plutoniques, éruptives et métamorphiques du massif cristallin avec les mêmes éléments



DÔME DE REMOLLON

DÔME DE BARLES

MASSIF ANTÉPERMIEN DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR
(Contour actuel)

DOMAINE PERMIEN DE BARROT

Granite de l'Argentera

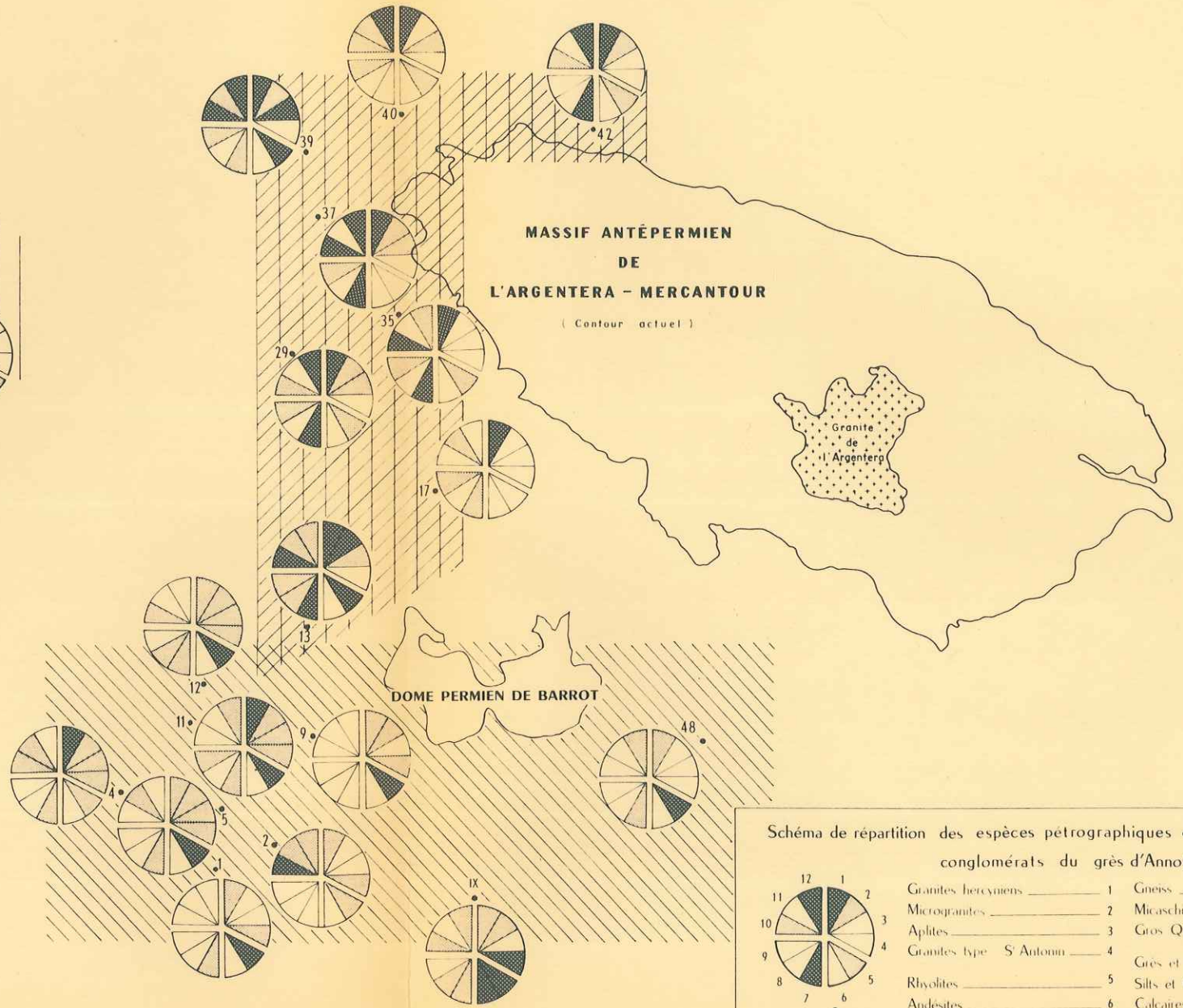
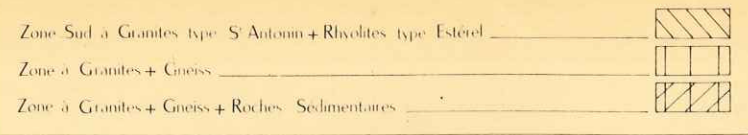
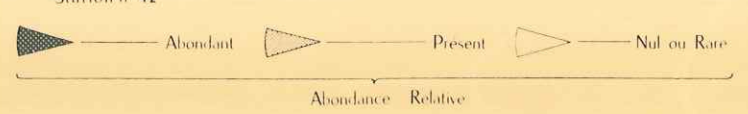


Schéma de répartition des espèces pétrographiques de galets dans les conglomérats du grès d'Annot

12	1	Granites hercyniens	1	Gneiss	7
11	2	Microgranites	2	Micaschistes	8
10	3	Aplites	3	Gros Quartz luteux	9
9	4	Granites type S'Antoine	4	Grès et Quartzites	10
8	5	Rhyolites	5	Silts et Marnes bleues	11
7	6	Andésites	6	Calcaires	12



ÉCHELLE



rocheux remaniés dans les formations permienes, puis repris à nouveau dans les grès d'Annot, qui a beaucoup contribué à créer une confusion sur l'origine du matériel des grès d'Annot de la région du Haut Var.

En outre, pour la première fois, nous sommes en mesure de dire, en nous appuyant sur des faits, qu'il existait à l'époque, dans la région de Remollon et de Barles, une zone haute dont les matériaux cristallins et sédimentaires ont alimenté les conglomérats locaux. Dans la suite de ce chapitre, nous montrerons que la répartition des minéraux lourds entre le Lauzet et Faudon, au N. de l'Ubaye, indique également une zone d'origine située au N.O. dans la région du Pelvoux.

Grès et sables

Les roches, formées de grains de la dimension du sable (entre 2 mm et 64 μ), nous ont permis d'accumuler une foule d'informations précises; cela tient à plusieurs causes :

- 1) La majeure partie de la formation est faite de grès (60 % ou plus), alors que les conglomérats et les argilites ou silts n'en forment que 40 %.
- 2) Il est plus facile et plus rapide, au laboratoire, de manipuler et de traiter un grand nombre de matériaux sableux que des galets ou des argiles.
- 3) Les grès permettent d'effectuer une plus grande variété d'analyses pétrographiques en laboratoire.

Les divers constituants des roches, du point de vue de la texture et de la composition, ont été examinés individuellement; on insistera dans ce chapitre sur les rapports et différences observés d'une coupe à l'autre. Autrement dit, nous porterons notre intérêt sur un certain nombre de variations du micro-lithofaciès qui nous permettront de distinguer plusieurs provinces sédimentologiques dans les différentes parties du bassin.

GRANULOMETRIE SUR TAMIS

Distribution granulométrique

Comme nous l'avons dit dans le chapitre précédent, l'étude des variations de dimension des granules est compliquée par la nature bien cimentée de la roche dans la plupart des régions du bassin. L'analyse granulométrique du tamis n'est possible que sur les échantillons recueillis dans les coupes situées tout à fait au S. Il n'a pas été possible, dans le temps disponible, d'effectuer le dénombrement des grains sur lame mince pour les nombreux échantillons recueillis sur le terrain. Et comme je l'ai expliqué au chapitre IV, les résultats granulométriques, obtenus numériquement en lame mince, ne sont pas exactement comparables avec ceux exprimés en poids, obtenus par tamisage direct pour les dépôts meubles, tout au moins pour les particules inférieures à 30 microns (PASSEGA, 1960). En outre, les mesures en lame mince ne prennent en considération que des types spécifiques de minéraux : quartz et feldspath, en négligeant d'autres, alors que les analyses

granulométriques sur tamis tiennent compte de la majorité des constituants minéralogiques, à l'exception de Ca CO_3 . Cela se complique encore du fait du petit nombre d'échantillons recueillis dans certaines parties du bassin, au N. du Ruch notamment, diminuant statistiquement la valeur des comparaisons de coupe à coupe. J'ai pu montrer dans le chapitre IV la complexité des variations granulométriques entre deux turbidites et à l'intérieur d'une même "turbidite". Il est clair que les études granulométriques des formations du type "flysch" correspondantes doivent être entreprises avec le maximum de précautions, nous l'avons dit.

Certaines considérations générales sont toutefois à retenir. Les travaux de terrain ont montré qu'il existe une relation entre l'épaisseur des bancs et la grosseur maximum des grains. Ceci est vrai dans la majorité des cas. Si des variations d'épaisseur des bancs sont constatées dans les différentes parties du bassin (fig. 6), on peut se rendre compte que d'une manière générale, les bancs augmentent d'épaisseur vers le haut de la série. Géographiquement, l'épaisseur du banc décroît en s'éloignant des régions des Dômes de Remollon et Barles, du bord N.O. du Massif d'Argentera et d'Annot (B.-A.) au S. On peut de même s'attendre à une diminution semblable des dimensions des grains les plus grossiers. On ne peut faire aucune généralisation sur les variations de la médiane ou de la distribution granulométrique avec le temps ou avec la position géographique de l'échantillon dans le bassin.

Les premières études granulométriques sur tamis sont dûes à DEB (1938), elles sont beaucoup trop limitées pour permettre toute conclusion sur les variations stratigraphiques ou géographiques. A l'époque, la répartition des grains à l'intérieur d'un même banc ("granoclassement") n'était pas connue et DEB répartissait les grès en sables fins, moyens, grossiers. Ce qu'il faut retenir de son ouvrage, c'est qu'il a constaté la similitude granulométrique des sables de Puget-Théniers et de St-Antonin au S.

GOVOROFF (1957) en a donné un complément en traitant 26 échantillons recueillis dans les 5 coupes de :

Rouaine	(coupe n° 1)	10 échantillons
Ourges	(coupe n° 2)	2 échantillons
Courlevéras	(coupe n° 3)	4 échantillons
Fugeret	(coupe n° 11)	5 échantillons
St-Antonin	(coupe n° IX)	5 échantillons

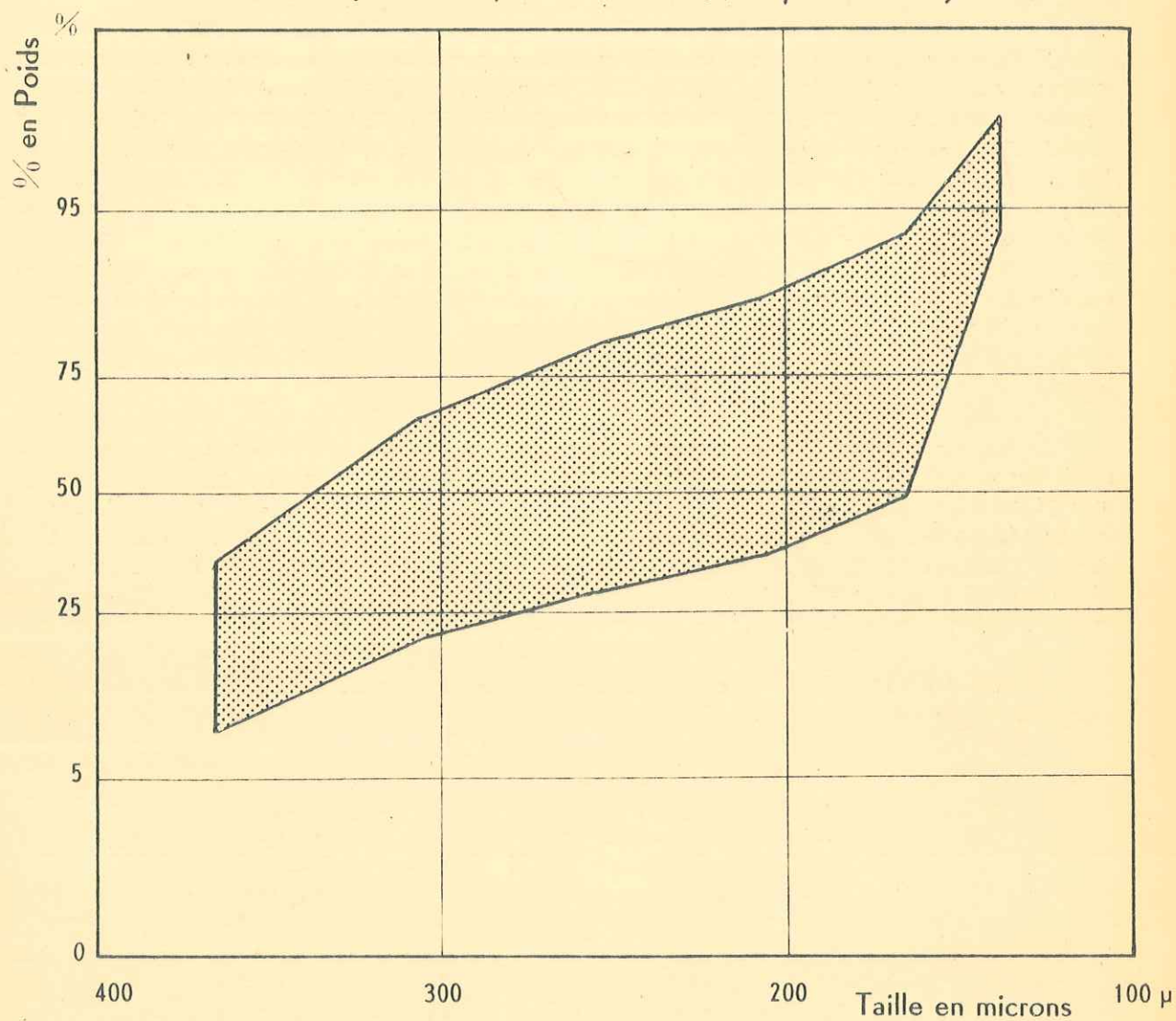
Les résultats obtenus sur tamis ont été représentés sur du papier graphique à échelle de probabilité, comme le suggère DOEGLAS (1946). GOVOROFF remarqua que le diamètre médian Q_2 varie largement dans une même coupe et d'une coupe à l'autre. Il s'aperçut également que les valeurs du coefficient de classement de TRASK (So) calculées, généralement faibles, variaient dans des limites importantes d'un échantillon à l'autre. L'autre pensa que ces résultats pouvaient être l'indice de la présence de sables ayant déjà été transportés sur une certaine distance. L'étude des variations granulométriques verticales à Rouaine a montré que dans cette partie S. du bassin, les sables deviennent plus grossiers et moins bien classés de bas en haut.


AIRE OCCUPEE PAR LES COURBES GRANULOMETRIQUES DES DIVERS

GRES D'ANNOT (REGION SUD)

METTANT EN EVIDENCE LEUR SIMILITUDE

(Les courbes cumulatives sont recalculées en ramenant la fraction comprise entre 135 μ et 364 μ à 100 % en poids, cf. Gubler, 1958)



Surface enveloppant _____ 

- Ⓐ 8 Courbes de la coupe "Chambre du Roi" à Annot, B.A.
- Ⓑ 22 sur un total de 26 courbes étudiées par N. Govoroïff (1958)
- Ⓒ 32 sur un total de 43 courbes étudiées par D. Stanley (Voir texte)

L'étude comparative des courbes cumulatives obtenues a permis d'étudier les variations granulométriques latérales. La plupart des courbes cumulatives sont parfaitement parallèles (fig. 14). Ce sont les fractions comprises entre 135 et 364 microns, qui permettent les meilleures comparaisons. Les tailles supérieures à 364 μ et celles inférieures à 135 μ sont les plus variables et modifient le plus l'allure des courbes cumulatives. Le calcul des courbes fut repris pour la fraction 135-364 microns comme si celle-ci correspondait à 100 % du poids total et les résultats furent portés sur un seul graphique (voir Y. GUBLER, 1958, fig.14). Presque tous les échantillons des 5 coupes (21 sur 26) présentent des distributions granulométriques strictement parallèles. Ceci indique une relation entre les sables situés dans le synclinal de St-Antonin et les sables du N. immédiat et du S. de la cité d'Annot (B.-A.). Les variations entre les courbes révèlent des conditions de transport et de dépôt variables (de même que des erreurs expérimentales soit dans le choix des échantillons, soit dans les analyses au tamis, soit dans le choix des grosseurs de 135 à 364 μ pour recalculer les courbes).

Afin de compléter ces observations, j'ai recueillis 43 échantillons dans 8 coupes différentes et complémentaires :

A - Au N. d'Annot (B.-A.) et à l'O. du Coulomp :

Chambre du Roi	(coupe n° 5)	8 échantillons
Coulette	(coupe n° 7)	3 échantillons
Gros Vallon de Fugeret	(coupe n° 11)	6 échantillons.

B - Au N. d'Annot (B.-A.) et à l'E. du Coulomp :

Gros Vallon de St-Benoît	(coupe n° 8)	8 échantillons
Serre-du-Bois	(coupe n° 10)	3 échantillons
Castellet-les-Sausses	(coupe n° 9)	2 échantillons.

C - Autres :

Allons	(coupe n° 4)	6 échantillons
Puget-Théniers	(coupe n° VIII)	7 échantillons.

Ces 43 échantillons ont été examinés de la même manière que ceux de GOVOROFF. Nous les avons traités par HCl. dilué à 50 % afin d'éliminer le ciment calcaireux et de recueillir un résidu minéralogique plus homogène. Dans la majorité des cas, on n'éliminait pas plus de 15 % du volume de la roche par cette attaque à l'acide.

Les résidus non-calcaires ont été rincés, séchés, puis placés dans la "ROTAP" mécanique et passés au tamis. Les particules restant sur chaque tamis ont été pesées avec soin et les résultats portés sur du papier graphique à échelle de probabilité. La figure 15 montre un exemple d'un tel graphique. Suivant la méthode esquissée par DOEGLAS (1946), les dimensions des granules, exprimées en microns, sont portées sur l'échelle arithmétique des abscisses, tandis que le pourcentage pondéral correspondant à chaque grosseur de tamis est porté en ordonnée, sur l'échelle de probabilité (de 0,4 à 99,6 %).

Tous les échantillons recueillis dans une même coupe ont été représentés sur un seul graphique, comme sur la figure 15. Dans tous les cas examinés, à l'exception des échantillons d'Allons, on a constaté un parallélisme parfait entre les courbes correspondant à une même coupe, quelle qu'elle soit, et ceci indépendamment de la position des échantillons dans les "turbidites" ou dans la coupe

stratigraphique. Ceci est conforme, à ce qu'on pouvait attendre d'après les résultats déjà obtenus au chapitre IV, la distribution granulométrique entre Q_1 et Q_3 reste sensiblement constante, alors que les grains les plus gros et, plus rarement, les plus fins, sont ceux qui varient le plus dans chaque "granoclassement". En outre, le parallélisme des courbes correspondant aux échantillons recueillis dans les parties inférieure, moyenne, et supérieure d'une coupe stratigraphique, montre que l'origine des sables a toujours été la même au cours du temps.

Les échantillons étudiés soit par GOVOROFF, soit par moi-même, dont les courbes sont le plus remarquablement parallèles proviennent de :

Puget-Théniers	coupe n° VIII
Rouaine	coupe n° 1
Ourges	coupe n° 2
Courlevéras	coupe n° 3
Chambre-du-Roi	coupe n° 5
Coulette	coupe n° 7
Gros-Vallon de St-Benoît	coupe n° 8
Gros-Vallon de Fugeret	coupe n° 11

Deux coupes, entre le Coulomp et le Dôme de Barrot, présentent des distributions granulométriques différentes des précédentes, mais les échantillons de ces deux coupes ont des courbes parfaitement parallèles. Ce sont :

Castellet-les-Sausses	coupe n° 9
Serre-du-Bois	coupe n° 10

Les sables des deux coupes suivantes, géographiquement bien distinctes, montrent un certain défaut de parallélisme entre eux et par rapport aux sables des dix coupes précédentes. Ce sont ceux de :

Saint-Antonin	coupe n° IX
Allons	coupe n° 4

Nous avons essayé de voir quel était le degré de similitude entre les sables de la formation épaisse d'Annot (Chambre-du-Roi) et ceux situés :

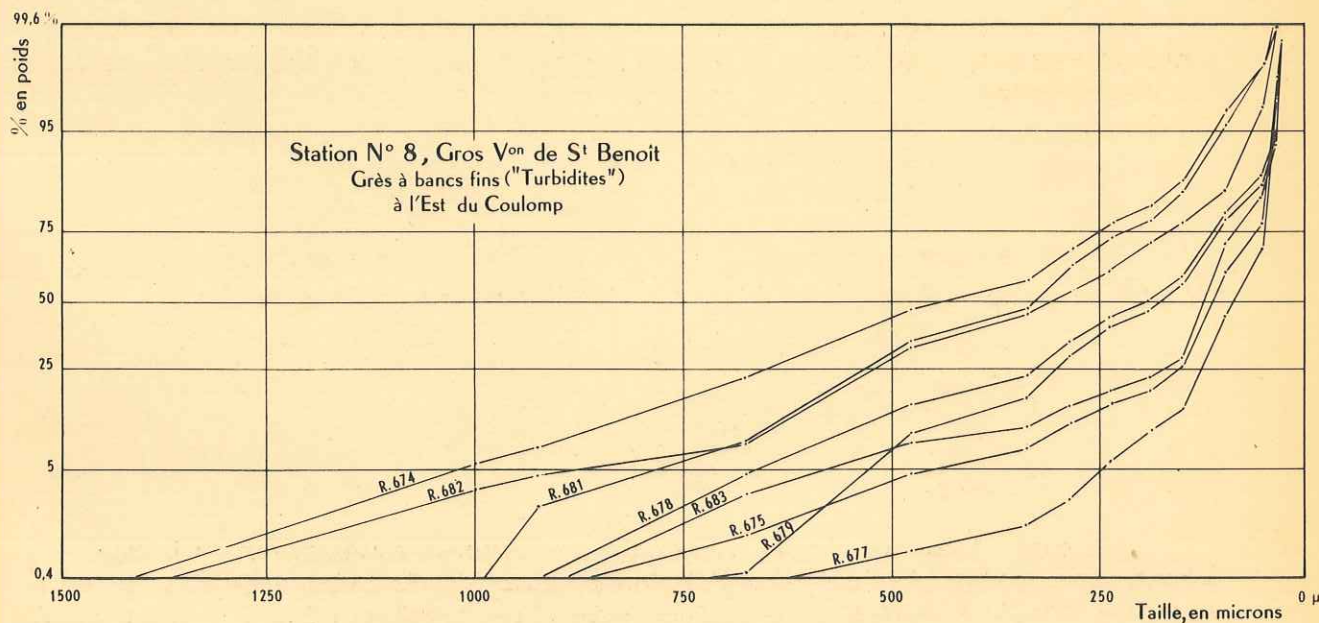
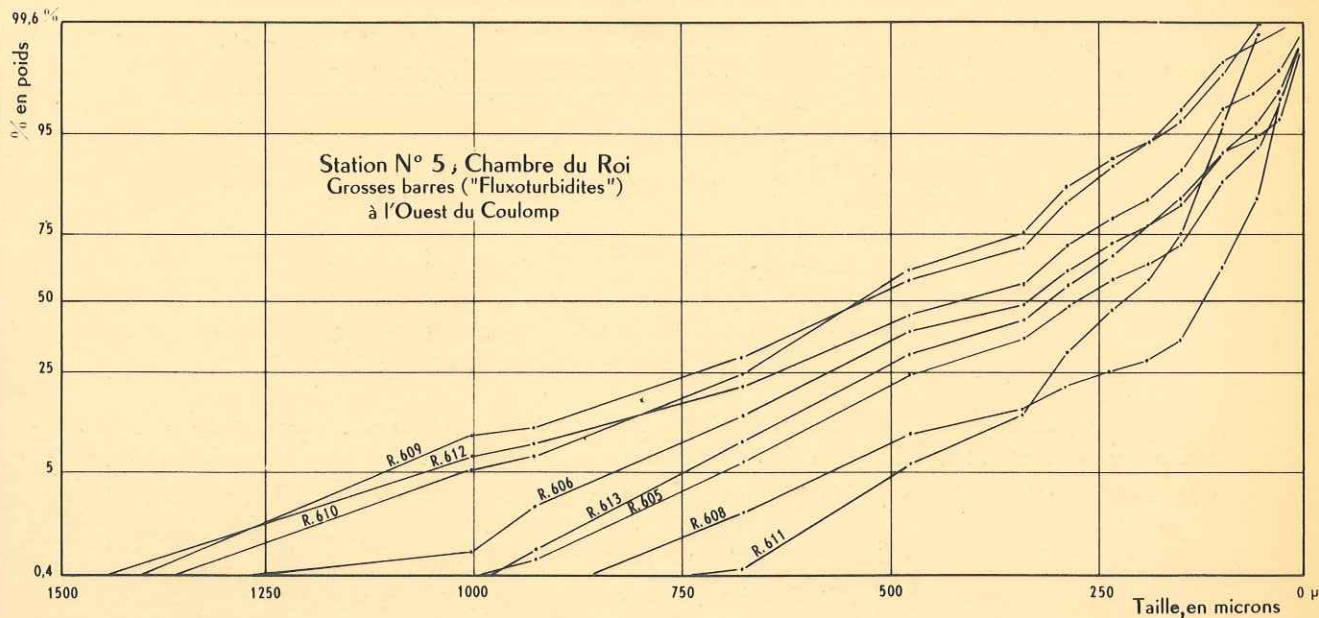
- 1) au S., entre Rouaine, Ourges, Courlevéras, Puget-Théniers, St-Antonin,
- 2) à l'O., à Allons,
- 3) au N., à la Coulette et à Gros-Vallon de Fugeret,
- 4) à l'E.-N.E. (à l'E. du Coulomp), à Gros-Vallon de St-Benoît, Serre-du-Bois, Castellet-les-Sausses.

A cette fin, nous avons recalculé les courbes cumulatives de chaque échantillon, comme l'a fait GOVOROFF, en ramenant la fraction $135-364 \mu$ à 100 % en poids. Sur la figure 14, la surface pointillée enveloppe les 8 courbes recalculées de la coupe de Chambre-du-Roi.

Sur un total de 26 courbes calculées par GOVOROFF (1957), les 23 suivantes tombent dans cette zone pointillée :

COMPARAISON DES COURBES CUMULATIVES DES GRES D'ANNOT PROVENANT DE LA "CHAMBRE DU ROI" ET DU "GROS V^{on} DE S^t BENOIT" (REGION D'ANNOT, B-A)

en abscisse : taille en microns (échelle arithmétique)
 en ordonnées: pourcentage en Poids (échelle de probabilité d'après Doeglas,1946)



10	(sur 10 échantillons)	Rouaine
2	(sur 2 échantillons)	Ourges
3	(sur 4 échantillons)	Courlevéras
5	(sur 5 échantillons)	Fugeret
3	(sur 5 échantillons)	Saint-Antonin

Sur les 43 échantillons que j'ai recueillis, 32, c'est-à-dire environ 75% se placent dans la même zone.

6	(sur 7 échantillons)	Puget-Théniers
5	(sur 6 échantillons)	Fugeret
3	(sur 3 échantillons)	Coulette
5	(sur 8 échantillons)	Gros-Vallon de St-Benoît
3	(sur 6 échantillons)	Allons
1	(sur 3 échantillons)	Serre-du-Bois
1	(sur 2 échantillons)	Castellet-les-Sausses.

Conclusions

Nous pouvons conclure que :

- 1) Les sables d'une ceinture N.S. (entre Rouaine, Annot, Fugeret) sont indubitablement liés entre eux.
- 2) Les sables existant de chaque côté du Coulomp sont certainement liés, même si, sur le terrain, ils diffèrent en apparence.
- 3) Les sables de St-Benoît, Serre-du-Bois et Castellet ont une origine semblable.
- 4) Il existe une relation entre les sables de Puget-Théniers et ceux de St-Antonin.
- 5) Les sables d'Allons à l'O., de Serre-du-Bois et de Castellet-les-Sausses au N.E. et de St-Antonin à l'E. montrent les plus importantes variations granulométriques. Ceci résulte soit d'un mélange de sables provenant d'origines différentes, soit, d'un mode de transport des particules différent de celui qui a déposé les sables de la région d'Annot.

La carte des directions des paléocourants (fig. 9) montre que les sables de toutes les coupes décrites ci-dessus ont été transportés du S.E.-S.-S.O. vers le N. La parenté des distributions granulométriques de ces différents sables pouvait être escomptée, à priori. On constate que les sables dont les courbes sont les plus semblables se trouvent dans une zone où les rapports sable/argile sont les plus élevés, où ils ont été transportés par glissement et traction, aussi bien que par courants de turbidité ("fluxoturbidites").

Les sables à l'E. du Coulomp (St-Benoît, Serre-du-Bois, Castellet), sont sans aucun doute des dépôts dus à des courants de turbidité, comme nous l'avons montré au chapitre III. Ces grès présentent des courbes cumulatives parfaitement parallèles entre elles, mais, si on les considère en groupe, elles diffèrent légèrement des courbes des sables plus grossiers prélevés à l'O. du Coulomp, qui ont été partiellement déposés par traction et glissement.

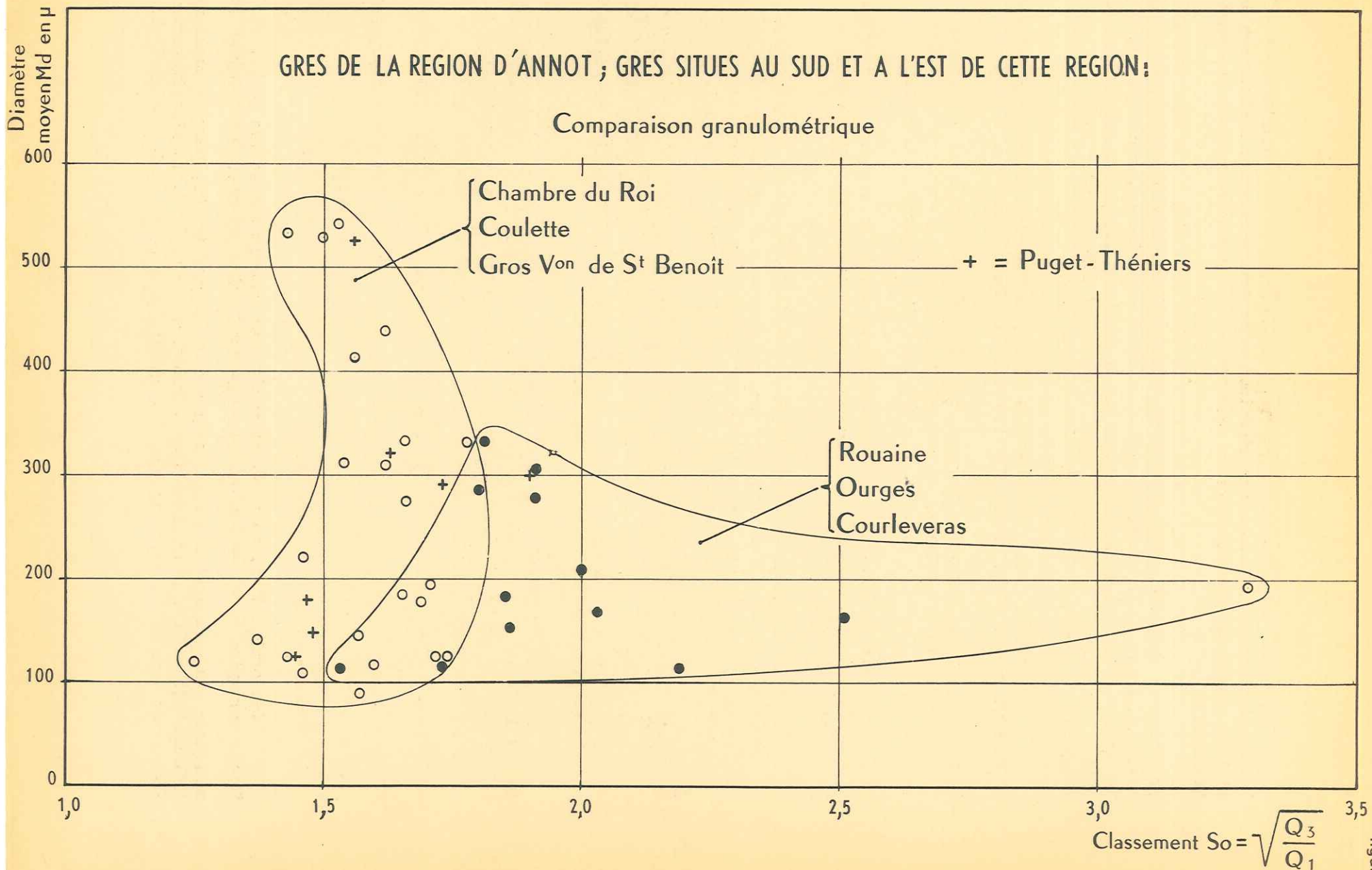
La zone pour laquelle on constate la plus grande variabilité est à Allons, à l'O. d'Annot (B.-A.). Là, dans l'affleurement très restreint, l'étude des échantillons montre que des courants de compétence très variables ont été capables de transporter et de déposer des sables dont le grain varie de très fin à très grossier. L'élimination du pourcentage élevé de CaCO_3 que contiennent ces dépôts a probablement entraîné quelques modifications des courbes cumulatives. Mais c'est essentiellement les différences entre les moyens physiques de transport mis en jeu (tout particulièrement transport sur le fond, et non pas en suspension) qui sont à l'origine de l'absence de parallélisme entre les courbes obtenues à partir d'échantillons recueillis dans un même affleurement.

Les courbes cumulatives peuvent n'être pas parallèles dans une même coupe et peuvent varier d'une coupe à l'autre pour diverses raisons :

- 1) Des courants de turbidité peuvent avoir balayé des particules littorales de divers points d'origine, et ces matériaux peuvent s'être mélangés en proportion plus ou moins variées au cours de chaque décharge d'un courant.
- 2) Les courants de turbidité successifs peuvent varier en vitesse, en densité et en turbulence, ce qui a pour résultat des variations de compétence d'un courant à l'autre.
- 3) Les parties supérieures des turbidites sont laminées et des stratifications obliques indiquent un mouvement des particules par traction sur le fond. Il en résulte qu'il est normal d'obtenir des courbes cumulatives différentes pour les parties inférieure et supérieure d'une même "turbidite".
- 4) Les lits d'argile et silts à grains plus fins, qui se trouvent entre les "turbidites" gréseuses, proviennent d'une "pluie" de sédiments (les particules tombant une à une) accumulés sur le fond de la mer. Il y a des chances pour que les courbes cumulatives de ces pélites soient différentes de celles des bancs "grano-classés" plus grossiers.

Dans cette région méridionale, nous avons également tenté de comparer les sables d'Annot (et du N.) à ceux de Rouaine, à 4 km vers le S. Nous avons vu que les courbes de probabilité sont parallèles. Cependant, on peut reconnaître certaines différences en notant, pour chaque échantillon, le diamètre médian M_d et en calculant le coefficient S_o de classement de TRASK ($S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$). Nous avons porté, sur la figure 16, S_o en abscisse et M_d en ordonnée. Sur cette figure, les points noirs représentent les échantillons de Rouaine, d'Ourges et de Courlevéras, tandis que les cercles blancs correspondent aux coupes de la Chambre-du-Roi, Coulette et Gros-Vallon de St-Benoît au N.

Les sables du S. sont caractérisés, par rapport aux sables du N., par une faible variation de M_d et par des classements S_o plus pauvres. Les "pièges" sédimentaires d'Annot, dont il sera question dans le chapitre VI, peuvent contenir un "mélange" de sables, d'origines plus variées, que ceux du S. et l'amélioration du classement vers le N. peut être due aux effets, dans cette région, d'un dépôt par



courants de turbidité aboutissant à un "granoclassement". Les sables de Puget-Théniers (représentés par des croix) montrent une distribution semblable à celle des sables d'Annot. Nous verrons plus loin que les variations de distribution des minéraux lourds sont semblables aux variations granulométriques et qu'il s'est effectivement produit un mélange de divers sables au N. de Rouaine.

Les valeurs de M_d et S_0 obtenues sur les 69 échantillons examinés, provenant des 12 coupes, ont été comparées au diagramme génétique de ROUKHINE (dans STRAKHOV, 1957, p. 335), basé sur le même principe des rapports $S_0 - M_d$. Les conclusions suivantes peuvent être formulées :

- 1) Indépendamment de l'emplacement géographique où ils ont été recueillis, la majorité des échantillons, soit un total d'environ 75 %, se place dans ce que ROUKHINE appelle zone I, indiquant des sables fluviatiles et/ou, ce qui est le cas ici, des sables déposés dans une zone soumise à l'action de courants.
- 2) Les sables d'Allons (dimension Q_2 plus faible et meilleur classement) se situe principalement dans la zone III, de ROUKHINE, soit sur un fond de bassin qui a pu être influencé à un certain degré par des mouvements oscillatoires faibles créés par des courants.

ANALYSES EN LAMES MINCES

La plupart des échantillons des zones N. et intermédiaire sont malheureusement indurés et ne permettent pas une étude granulométrique sur tamis. Toutefois, j'ai effectué une étude préliminaire des graphiques CM de nombreux échantillons à l'aide d'analyses en lame mince.

Ces diagrammes CM ont été proposés par PASSEGA (1957); ils peuvent être utilisés pour déterminer la nature de la sédimentation de certains dépôts. Il s'agit d'un procédé simple qui consiste à porter la dimension maximum des grains, C , sur l'échelle des ordonnées d'un papier graphique log-log, en fonction de M_d , portés en abscisse. On représente ainsi par un même point à la fois la grosseur moyenne et la dimension granulométrique maximum, ce qui donne une idée de la compétence de l'agent de transport. PASSEGA a montré que les principaux types de dépôt ont chacun leur propre graphique CM. Les échantillons de dépôt de courants de turbidité, qu'il s'agisse de "turbidites" atlantiques, artificielles (KUENEN et MIGLIORINI, 1950) ou récentes, donnent de longues bandes rectilignes qui sont parallèles à la droite $C = M$ du papier log-log. Nous savions déjà, par le "granoclassement" et d'autres caractéristiques de terrain, que nous traitons essentiellement de "turbidites". Cependant, il a semblé qu'une vérification des différents graphiques correspondant à diverses coupes pourrait être intéressante.

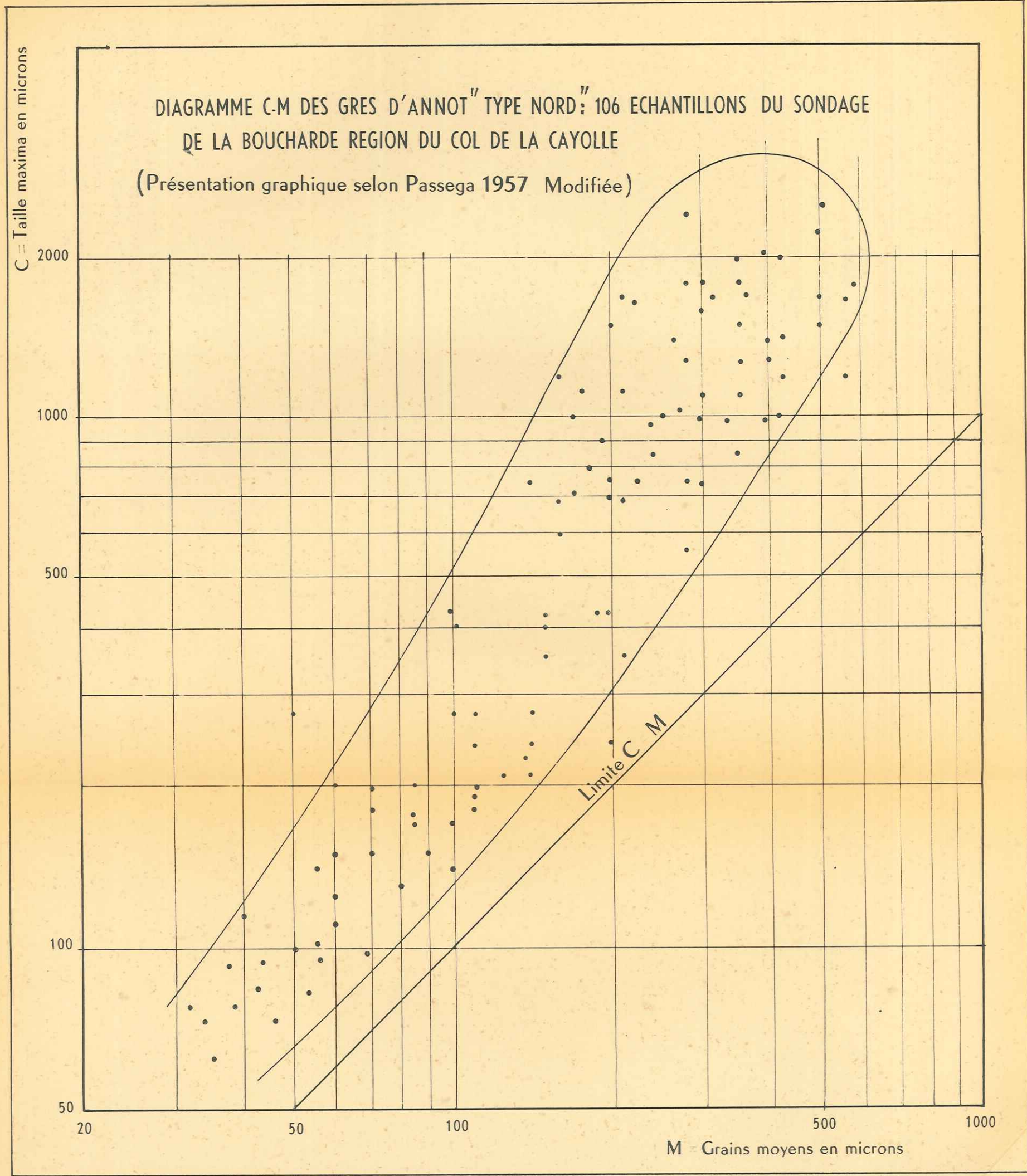
Comme coupe type pour cette étude, j'ai choisi le sondage de la Boucharde, qui est bien échantillonné. Nos mesures ont porté sur 125 lames minces correspondant à des schistes calcareux fins des "silts", des grès et des micro-conglomérats. Les valeurs de C et M ont été calculées; la figure obtenue (fig. 17) est composée de points dispersés formant une longue bande relativement droite qui s'allonge

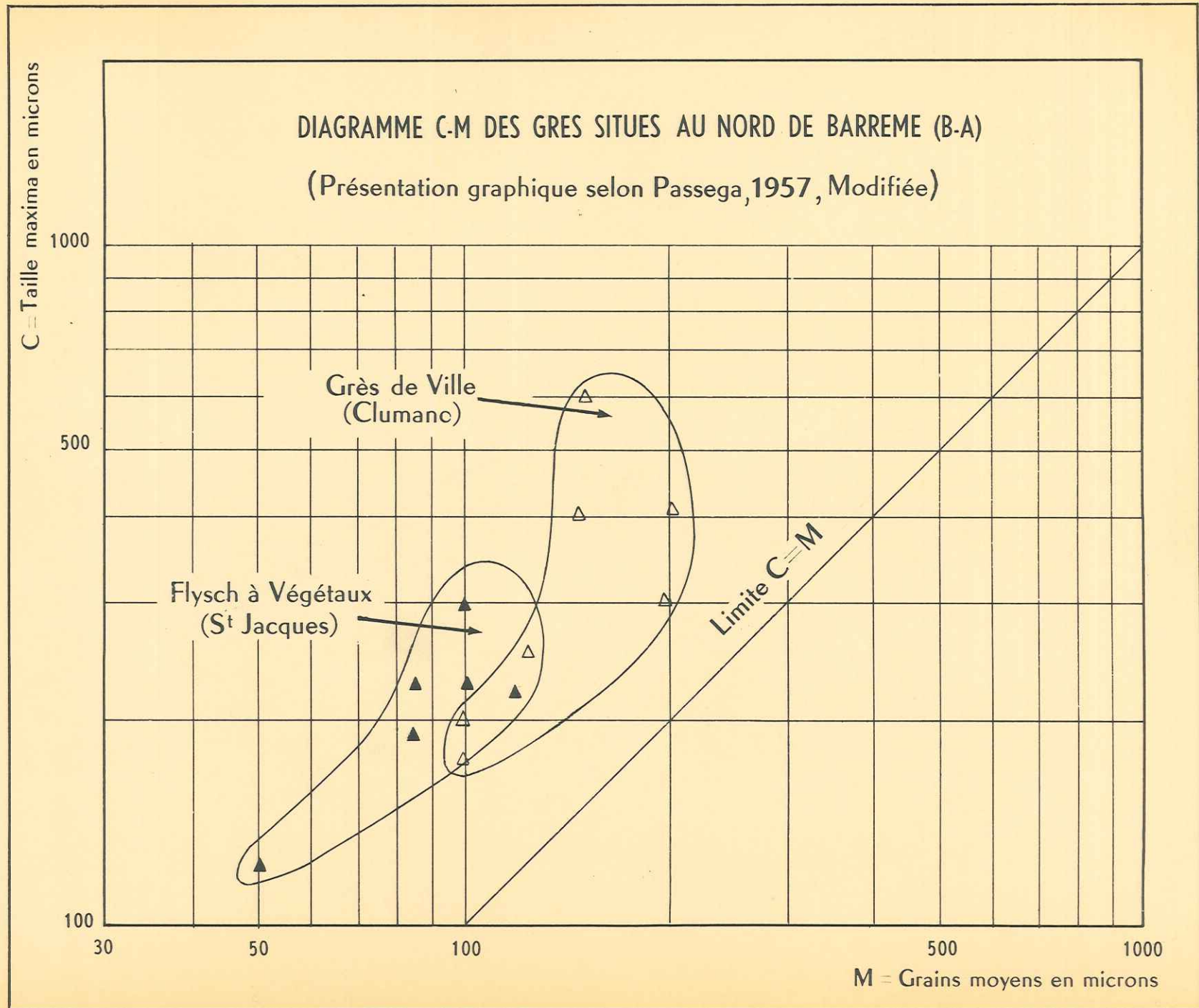
contre la droite $C = M$ pour les échantillons présentant une valeur de C inférieure à 400-500 microns et une valeur de M inférieure à 200 microns. Dans le cas d'échantillons plus grossiers, avec des valeurs de C et M plus grandes, la surface que forment les points se courbe et s'écarte de la droite $C = M$. Ceci montre que dans les échantillons de grès grossier, C , dimension maximum des grains, varie beaucoup, pour une dimension médiane M_d donnée, pendant le transport. Les matériaux grossiers sont en général transportés à la tête et à la base du courant de turbidité, là où la suspension et la traction peuvent tous deux jouer un rôle pendant le transport des sédiments. D'autre part, les matériaux fins sont transportés en suspension et donnent une bande rectiligne parallèle à la droite $C = M$. PASSEGA trouva également que les sables provenant de dépôts de turbidité récents, dans l'Atlantique, et de la formation de Colorado d'âge Oligocène au Vénézuéla présentent des valeurs de C élevées pour une dimension médiane donnée; les figures qui en résultent sont semblables à celles que nous avons obtenues. Cet auteur suggère que des courants rapides, contenant des matériaux grossiers, soient capables de déplacer des particules par traction en profondeur sur de courtes distances. Ceci serait en accord avec nos propres observations sur le terrain : des courants rapides se sont écoulés le long des pentes relativement abruptes sous l'influence de la gravité, et ont transporté, nous l'avons vu au chapitre III, par l'intermédiaire à la fois de courants de turbidité et par plissements, des matériaux grossiers, mal classés et "granoclassés", qui sont connus sous le nom de "fluxo-turbidites".

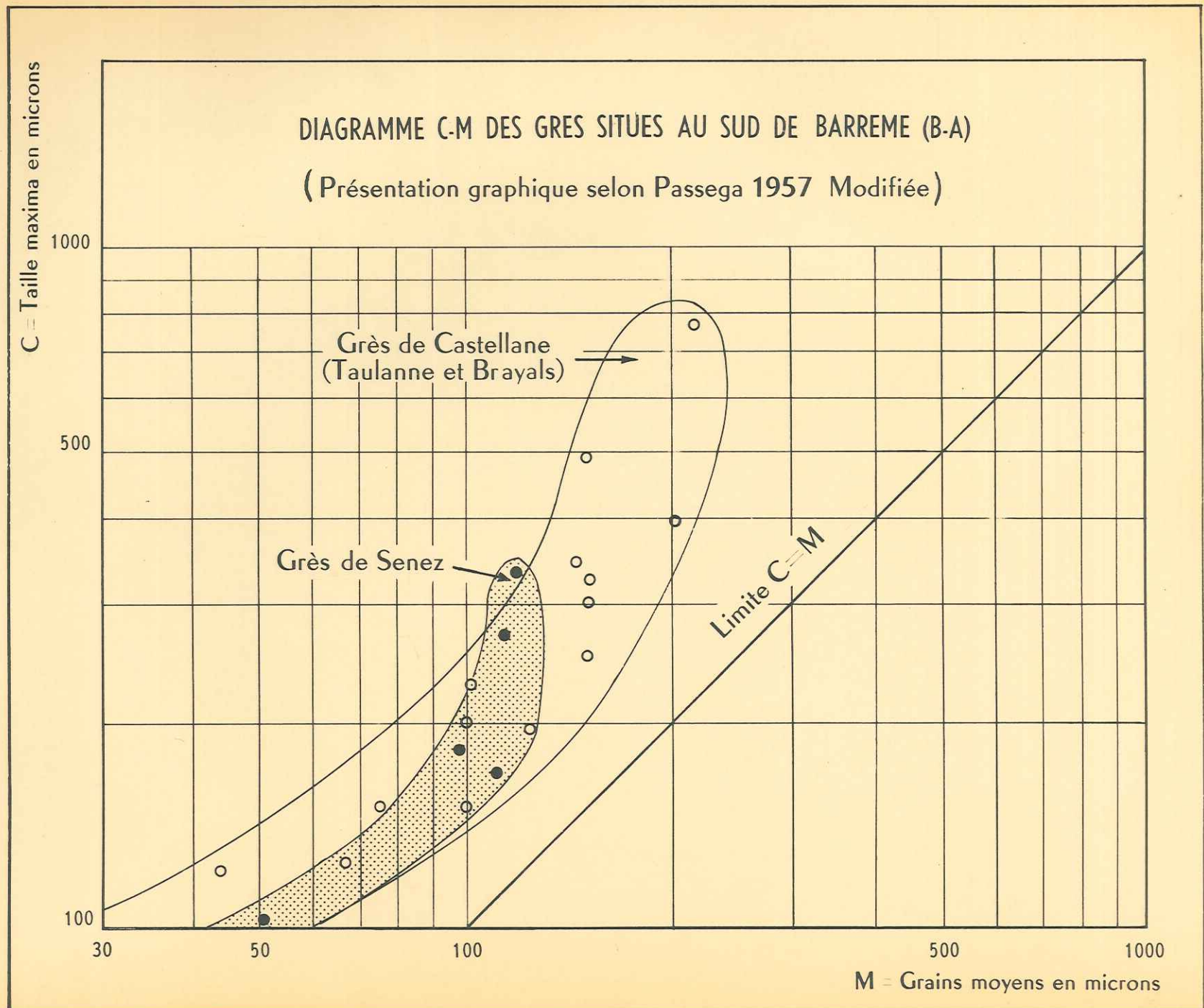
Les diagrammes $C - M$ établis pour chaque coupe sont tous identiques à celui de la figure 17. C'est-à-dire que la plupart des échantillons de grès d'Annot, de diamètres médians inférieurs à 200 - 300 microns, donnent des bandes rectilignes parallèles à la droite $C = M$. Ceux de diamètre médians supérieurs à 200-300 microns ont généralement avec des dimensions granulométriques très variables, des valeurs de C qui provoquent une dispersion des points, qui s'écartent de la droite $C = M$.

Les échantillons étaient trop limités en nombre, trop distants les uns des autres, pour permettre de saisir des différences granulométriques d'une coupe à l'autre statistiquement valables à l'aide de ces seuls diagrammes $C - M$. Beaucoup d'autres travaux détaillés de cette nature sont nécessaires là et dans des dépôts semblables avant que des conclusions statistiquement valables puissent être obtenues par cette méthode. Dans le cas de courants de turbidité, on préconise à nouveau de prendre sur le terrain toutes précautions pour toujours recueillir des échantillons dans les mêmes parties des lits de "turbidites", afin de disposer de matériaux comparables à étudier.

La seule région dont nous n'ayons pas encore parlé est celle du Bassin de Barrême, qui contient son "flysch à végétaux", son "grès de Senez" et son "grès de ville". Comme il a été dit, ces équivalents latéraux du grès d'Annot n'ont pas été déposés par des courants de turbidité. Les diagrammes $C - M$ d'un nombre restreint de mesures faites sur lame mince (fig. 18, 19), sont semblables aux graphiques obtenus par PASSEGA (1957, fig. 12), sur des matériaux transportés par des courants de traction en particulier ceux dans des dépôts récents des hauts fonds et du littoral. PASSEGA a montré que les diagrammes CM qu'il obtient se rapportant à des courants marins de traction sont semblables à ceux des fleuves. Si son hypothèse est correcte, les sables fins du Bassin de Barrême peuvent avoir été transportés à la fois en suspension et par déplacement sur le fond.







Il est probable qu'une traction par des courants côtiers ou autres a roulé des particules plus grosses que 100 microns entre Sénézet et la région de St-Jacques, tandis que des particules inférieures à 100 microns ont été très probablement roulées et transportées en suspension. Des grains supérieurs à 150-200 microns, au N. du bassin, à Clumanc, ont été également déplacés par traction en profondeur. Ce fait peut être constaté sous forme de discontinuité du diagramme CM, sur la figure 18. Cette étude granulométrique préliminaire concorde parfaitement avec les observations faites sur le terrain, concernant les sédimentations obliques, les "laminae", les "ripple marks" de ces formations. Ces diagrammes CM, si différents de ceux du grès d'Annot, de type Nord, accentuent encore la différence des conditions de dépôts responsables des variations de lithofaciès.

Composition minéralogique

QUARTZ, FELDSPATHS, FRAGMENTS DE ROCHES, MICAS

Les grès d'Annot sont composés en ordre décroissant de quartz, de feldspaths, et de fragments de roches. Au chapitre IV nous avons vu qu'ils correspondent à des grès arkosiques ou feldspathiques à ciment argileux-calcaire.

Il n'a pas été possible de suivre les variations stratigraphiques verticales et les variations géographiques latérales du quartz sur toute l'étendue du bassin. Dans la plupart des échantillons, les grains de quartz (voir planches XIV - XVII) sont :

- 1) d'allure anguleuse à arrondie,
- 2) de forme non sphérique à sphérique,
- 3) présentent tous les degrés d'extinction,
- 4) sont constitués de grains de quartz isolés ou composés.

Ces caractéristiques se sont montrées très variables, même à l'intérieur d'un même lit, comme on l'a démontré dans le chapitre précédent. Le pourcentage relatif de quartz dans les échantillons de grès atteint ses plus faibles valeurs dans les coupes du S., près d'Annot (B.-A.). Le rapport quartz/feldspath est plus bas dans cette région méridionale (entre 1,0 et 1,5) qu'au Nord. Les échantillons dont la teneur en feldspath est la plus faible présentent des rapports quartz/feldspath allant de 2 à 4.

1) Quartz

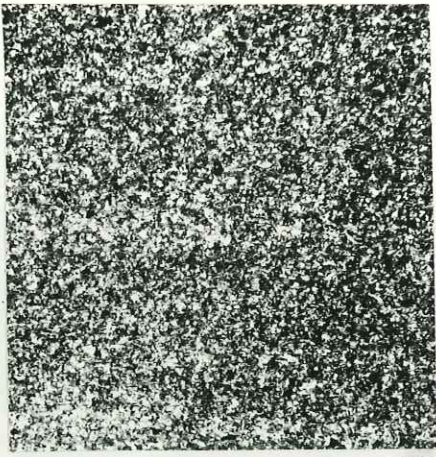
Le pourcentage relatif de quartz le plus élevé se trouve dans les sables et les "silts" du bassin de Barrême (planche XVII), où le degré de classement est plus fort que dans les grès d'Annot. Ceci reflète probablement un certain vannage dû à l'action des vagues dans une zone littorale avant leur dépôt dans une zone légèrement plus profonde.

Au N. du Massif d'Argentera, le long de la Stura, près de Demonte, en Italie, le grès d'Annot est particulièrement affecté par la tectonique, les quartz ont subi des modifications. Il en est résulté un accroissement secondaire des

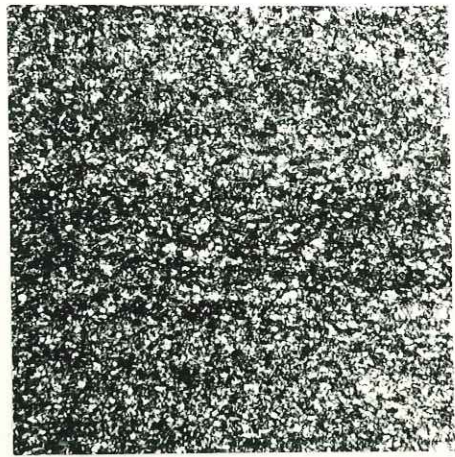
Planche XIV

MICROPHOTOGRAPHIES DES DIFFERENTES PARTIES D'UNE MEME TURBIDITE
(turbidite "B" du sondage de la Boucharde, Ch. IV, fig. 11)

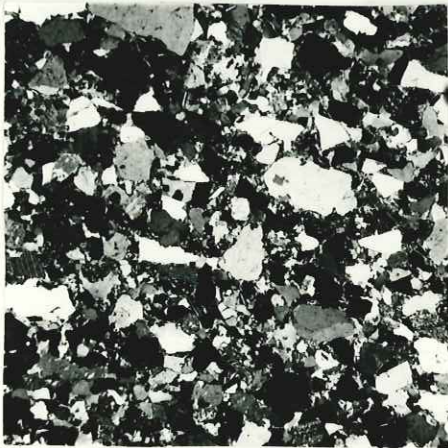
- Fig. 1. Ech^{on} "B 17", L.N. Pélite au sommet de la turbidite, riche en matière argileuse, carbonatée, et organique (en noir).
- Fig. 2. Ech^{on} "B 15", L.N. Silt micacé, à grains de quartz anguleux. Bandes plus sombres correspondant à une concentration plus grande en matière organique entre les grains de quartz anguleux et micas alignés.
- Fig. 3. Ech^{on} "B 14", L.P. pris au centre de la turbidité. Aspect général : grès feldspathique à nombreux fragments de roches, les grains sont anguleux, mal classés et jointifs.
- Fig. 4) Ech^{on} "B 8", L.P. pris également dans la turbidite. Aspect général : grès feldspathique à nombreux fragments de roches, les grains sont anguleux, mal classés et jointifs.
- Fig. 5. Ech^{on} "B 3", L.P. Arkose lithique; feldspaths "a" : orthose et plagioclase acide sont altérés; en "b" : fragment de roche granitique.
- Fig. 6. Ech^{on} "B 1", L.P. "granoclasement répété". La plaque montre à la base une arkose grossière passant vers le haut à un grès plus fin (équivalent de B 2 de la fig. 11). Au sommet de la photo réapparition d'éléments grossiers B 3 correspondant à la figure 5.



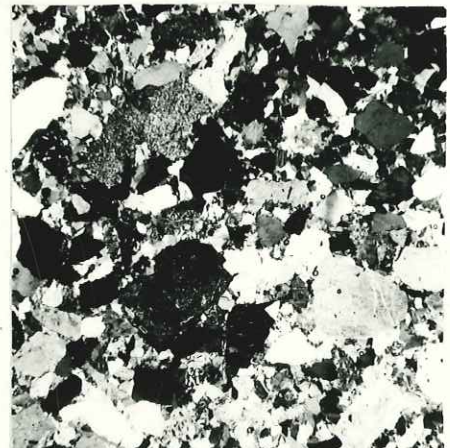
1 X10



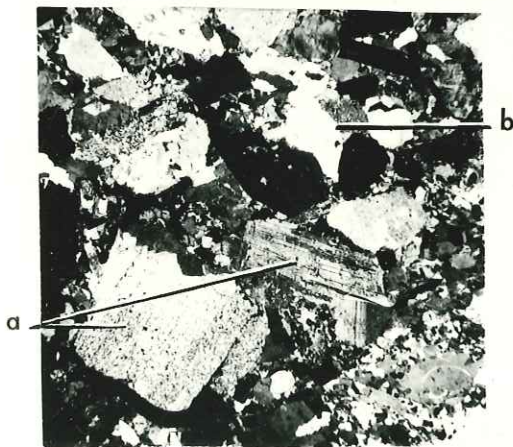
2 X10



3 X 10



4 X10



5 X 10



6 X10

grains, des structures épineuses, une modifications de formes générales des grains due à la silicification aboutissant à de véritables quartzites feldspathiques.

La diversité d'origine du quartz est évidente dans toutes les parties du bassin. Les pourcentages élevés de quartz engrené, de quartz rhyolitique ou graphitique, aussi bien, proviennent vraisemblablement du même matériau qui a donné naissance aux galets décrits au début de ce chapitre dans les conglomérats. Dans la plupart des lames minces il existe cote à cote des quartz, à extinction droite et/ou roulante provenant de roches soumises à des efforts tectoniques parmi lesquelles, nous l'avons vu, du matériel du Permo-Trias des massifs hercyniens (voir planche XIX).

2) Feldspaths

Les grains de feldspath indiquent mieux l'abrasion et la maturité du matériau d'origine.

Le pourcentage relatif des feldspaths (indépendamment de leur variété minéralogique) a été calculé pour chacun des échantillons d'une coupe. Les pourcentages minimum et maximum de feldspath déterminés pour chaque coupe sont indiqués par des barres plus ou moins longues figurées sur une carte (fig. 20). On peut ainsi observer pour chaque coupe l'importance des variations ainsi que les pourcentages relatifs de feldspath maximum et minimum. On admet que tout l'échantillon recueilli au hasard dans une coupe aura un pourcentage relatif de feldspath se situant entre les deux valeurs extrêmes figurées sur la barre correspondant à cette coupe.

Les zones les plus riches se situent au S. et au N.-N.O. du Massif d'Argentera, à l'E. du Dôme de Barles. Les formations littorales de sable du bassin de Barrême sont plus pauvres.

L'association orthose - microcline - perthite - plagioclases acides est répartie dans tout le bassin. En particulier, l'orthose et les plagioclases sont fréquents dans la plupart des coupes. Le microcline domine dans la région à l'E. du Dôme de Barles, tandis que dans le bassin de Barrême, les plagioclases acides sont plus importants. L'abondance relative de chaque type de feldspath est représentée graphiquement par une série de barres sur la figure 21.

Comme à la Boucharde, les feldspaths altérés et usés abondent dans tous les échantillons étudiés. Bien que les grains soient larges et anguleux, les feldspaths véritablement frais sont très rares.

En outre, le mauvais état de préservation du feldspath, et d'autres grains, au N. du Massif d'Argentera, est dû, en partie, à l'activité tectonique particulièrement forte qui a affecté les grès d'Annot dans cette région. Dans ce secteur, nous l'avons dit, les grès sont quartzitiques, avec une abondance d'hydromicas et la présence de structures épineuses sur les grains de quartz et de feldspath. Il s'agit probablement de la zone de métagénèse ancienne de KOSSOVSKAIA et SHUTOV (1958, p. 664), aux structures semblables à celle du quartz et au ciment d'hydromicas, trouvée dans les régions géosynclinales plissées. Le remplacement, par des produits micacés, de certaines orthoclases et microclines, ainsi que des plagioclases acides, peut très bien expliquer le nombre relativement faible des feldspaths

comptés dans ces échantillons. A l'origine, la teneur en feldspath des "turbidites" du N. du Massif était très probablement équivalente à la teneur en feldspath des grès moins perturbés que l'on trouve au S.-O., dans la région du Haut-Var.

3) Débris de roches

Les fragments de roches sont de composition et d'origine diverses. Leur répartition est identique à celle des même types de galets décrits au début de ce chapitre. Cette constatation est importante. La décomposition des divers types cristallins acides (granites et gneiss, des grès feldspathiques que ce soit la couverture du Permo-Trias du Massif d'Argentera, ou de fragments de grès d'Annot remaniés par d'anciennes "turbidites" sous-jacentes, peut avoir donné naissance à l'énorme matériel détritique : quartz, feldspath et débris de roches, qui constitue le flysch d'Annot. Ceci concrétise l'affirmation de Y. GUBLER (1958, p.975): "la place importante des reprises de matériaux détritiques anciens dans des formations plus récentes".

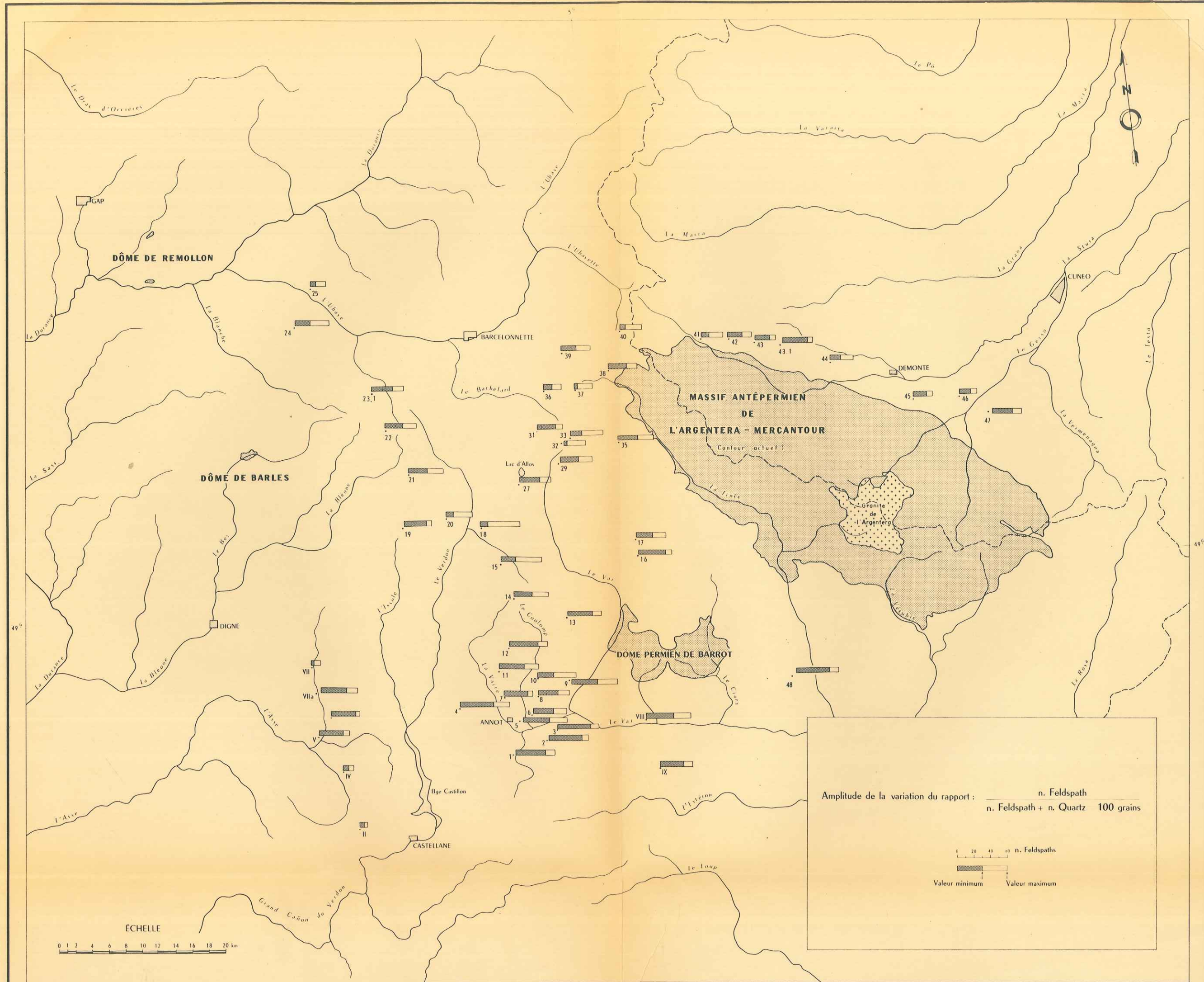
4) Micas

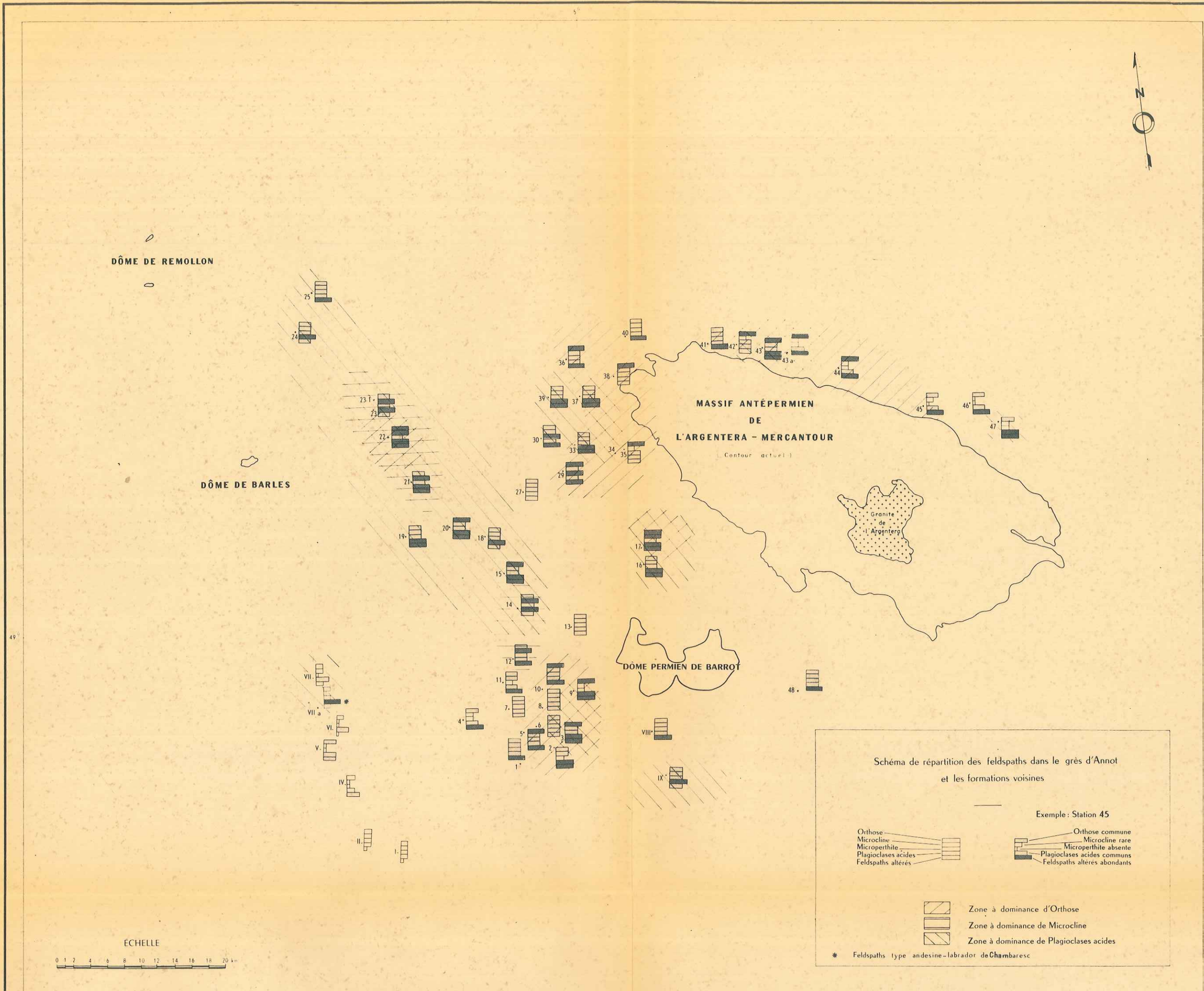
L'association muscovite, biotite et chlorite, résultant de l'altération de la biotite existe dans tout le bassin, exactement de la même manière que l'association des feldspaths. Sur la figure 22, l'abondance relative de chaque type de mica dans chacune des coupes est représentée par les dimensions relatives de trois symboles, caractérisant chaque variété. La plupart des échantillons situés au S. du Grand Coyer et du Mont St-Honorat, sur les deux rives du Coulomp, et au N. d'Annot, contiennent des paillettes abondantes de muscovite et de biotite. Celles-ci sont également fréquentes dans la région du Lac d'Allos et à l'O. du Massif d'Argentera. Les grès grossiers entre Chasse et Denjuan, au S., et de Dourmilloux, au N., en contiennent moins. L'abondance du mica augmente, comme on pouvait le supposer, entre la région : le Col-Bas-Dourmilloux et le Lauzet, au N.-N.E. Comme nous l'avons exposé au chapitre IV, la quantité de mica dans un échantillon est liée directement à la position de cet échantillon dans la "turbidite" et à la taille des quartz.

L'accroissement des micas, dans la région N. du Massif, en même temps que la diminution relative des feldspaths peut être liée à une zone de métagénèse associée à des phénomènes tectoniques violents post-sédimentaires.

Dans les grès calcaires de Villes et de Senez du Bassin de Barrême, les biotites et muscovites sont extrêmement abondants (planche XVII, fig. 3). Les micas, de même que les grains de feldspath, présentent tous les degrés d'usure par les intempéries. La majorité des paillettes de biotite s'altèrent en chlorite et en produits similaires. Les paillettes ne sont pas arrondies, mais anguleuses et elles ont souvent une apparence déchirée. On suppose que le quartz, le feldspath, les fragments lithiques et les micas ont une origine commune.

Les grès arkosiques permo-triasiques sur le pourtour d'Argentera (voir planche XIX), les granites et les gneiss de la zone Estérel-Tanneron ont pu dans les deux zones alimenter le bassin final tertiaire; c'est ce que confirme l'examen des minéraux lourds.





DÔME DE REMOLLON

DÔME DE BARLES

MASSIF ANTÉPERMIEN DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR

Granite de l'Argentera

DÔME PERMIEN DE BARROT

Schéma de répartition des feldspaths dans le grès d'Annot et les formations voisines

Exemple: Station 45

Orthose
 Microcline
 Microperthite
 Plagioclases acides
 Feldspaths altérés

Orthose commune
 Microcline rare
 Microperthite absente
 Plagioclases acides communs
 Feldspaths altérés abondants

Zone à dominance d'Orthose
 Zone à dominance de Microcline
 Zone à dominance de Plagioclases acides

* Feldspaths type andésine-labrador de Chambarese

ECHELLE





DÔME DE REMOLLON

DÔME DE BARLES

MASSIF ANTÉPERMIEN DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR
(Contour actuel)

Granite de l'Argentera

DÔME PERMIEN DE BARROT

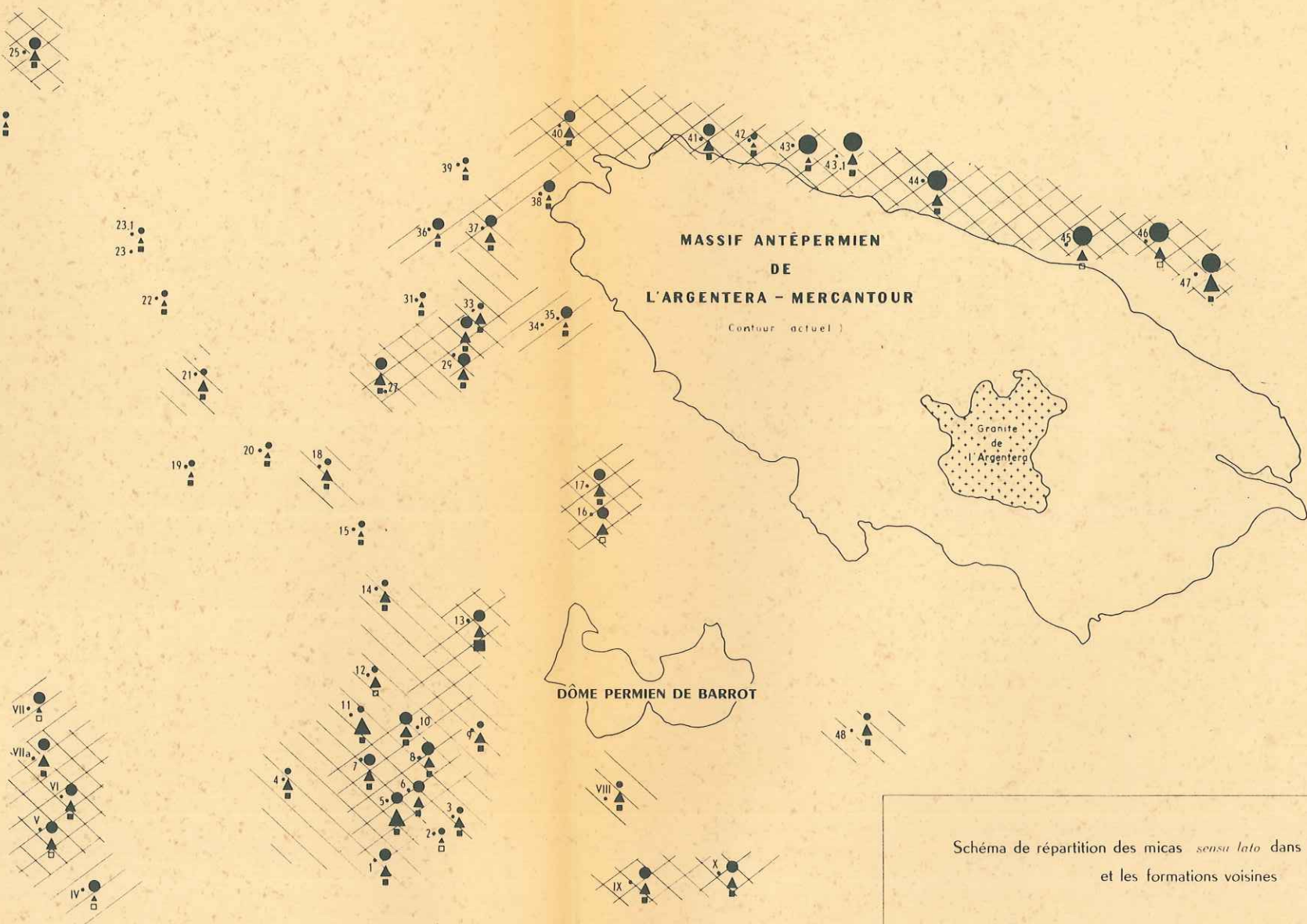


Schéma de répartition des micas *sensu lato* dans le grès d'Annot et les formations voisines

- | | | |
|------------|------------|----------|
| ● Abondant | ▲ Abondant | ■ Commun |
| ● Commun | ▲ Commun | ■ Rare |
| ● Rare | ▲ Rare | ■ Absent |
| ○ Absent | △ Absent | □ Absent |

- | | |
|--|---|
| | Zone à dominance de Muscovite |
| | Zone à dominance de Biotite |
| | Zone à dominance de Muscovite + Biotite |

ÉCHELLE



MINÉRAUX LOURDS

Afin de compléter l'étude des minéraux lourds si bien commencé par M. SADOUN (1957), dont les résultats sont publiés par Y. GUBLER (1958, fig. 8), nous avons préparé 400 séparations supplémentaires de minéraux lourds.

Les minéraux lourds des échantillons de la partie S. du bassin furent aisément tamisés, puis séparés au bromoforme. Mais pour la majeure partie des échantillons du N. d'Annot (B.-A.), il fallut les broyer avant de les séparer, ce qui avait pour conséquence de briser les grains en réduisant ainsi la précision du dénombrement des minéraux. Cent minéraux transparents ont été comptés, à l'exception des paillettes de mica; la raison en est que seule une fraction des paillettes de mica se décante dans les liquides denses, et le fait de les compter augmente les possibilités d'erreur dans le calcul des pourcentages relatifs.

Comme nous l'avons dit au chapitre IV à propos des "turbidites" de la Boucharde le pourcentage relatif de minéraux lourds dans un échantillon croît avec la dimension des grains de cet échantillon. Seuls les grès pour lesquels les dimensions moyennes des grains sont comprises entre 100 et 450 μ ont été pris en considération, afin d'avoir des données contrôlables. Les variations verticales obtenues importantes dans une coupe sont plutôt liées à la dimension des grains qu'à un changement dans le matériau d'origine. Les mêmes minéraux lourds se retrouvent en effet de bas en haut d'une même coupe, sans qu'il y ait jamais d'apparitions nouvelles ou de disparitions au cours du temps (STANLEY, 1959). Ceci veut dire que pendant toute la période de dépôt de la formation d'Annot pour une région donnée, les mêmes matériaux ont été amenés à la côte par les rivières et ultérieurement redéposés dans des zones plus profondes du bassin.

Nous avons vu au chapitre IV, que les pourcentages relatifs des minéraux lourds dans une même coupe sont liés aux variations granulométriques des roches qui les contiennent. J'ai constaté que l'échantillonnage au hasard masque souvent les vraies variations latérales liées à la paléogéographie. Comme l'association de minéraux ne change pas dans une coupe verticale particulière, on a calculé la moyenne arithmétique de 6 à 12 préparations.

Le dénombrement des minéraux lourds réels dont la valeur s'est révélée la plus proche de ce pourcentage relatif "moyen" a été choisi comme représentant le pourcentage relatif pour la coupe considérée et a été porté sur la figure 24. Quoique ces résultats ne donnent pas une "moyenne" statistiquement valable pour la coupe, les représentations graphiques sous forme de barres obtenues sont utiles pour nos desseins. Ces barres représentent grossièrement le pourcentage relatif de divers minéraux lourds que l'on obtiendrait en recueillant au hasard un échantillon de grès dont la dimension moyenne des grains serait comprise entre 100 et 450 μ .

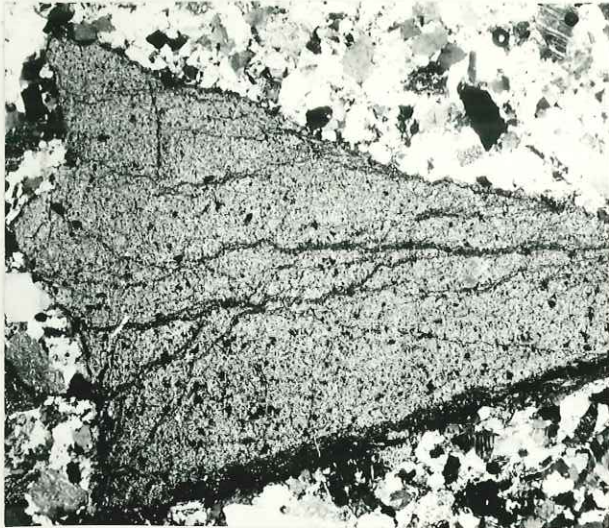
Afin de simplifier encore plus la figure 24, j'ai établi une carte de distribution des minéraux lourds par grandes provinces de lithofaciès, basée sur différentes associations de minéraux lourds (fig. 25; planche XVIII); on y distingue :

- 1) Une zone méridionale, caractérisée par une association Staurotide, Disthène,

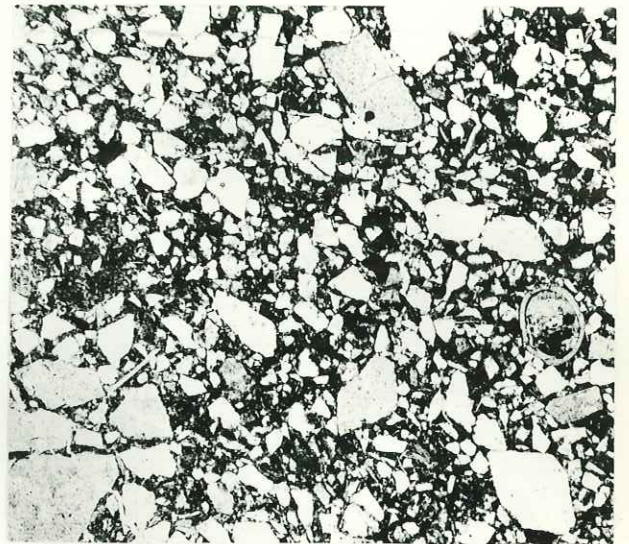
Planche XV

DETAILS MICROSCOPIQUES DE DIFFERENTS PHENOMENES SEDIMENTAIRES
VISIBLES DANS LES CAROTTES DU SONDAGE DE LA BOUCHARDE

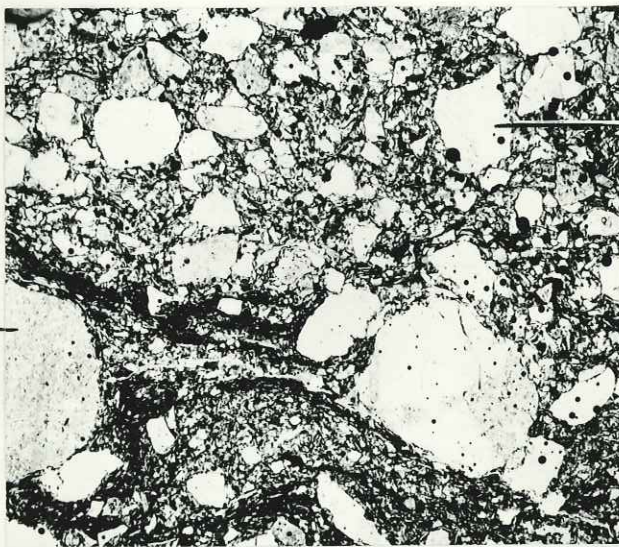
- Fig. 1. L.P. Galet mou, anguleux (dans la partie supérieure d'une turbidite) noyé dans un grès feldspathique induré (voir aussi, pl.VI, photo 3).
- Fig. 2 et 3. L.N. Dépôts dus à des phénomènes de glissement. Gros grains de feldspaths (a) et quartz anguleux (b) à sub-arrondi, moulés dans une "pâte" d'argilite micacée les grains ne sont pas joints.
- Fig. 4. Ech^{on} de carotte sur lequel a été prélevée la lame mince de la figure 3 montrant des grains isolés dans une pâte d'argilite.
- Fig. 5. L.N. Evidence de remaniement dans un dépôt de turbidite.
a) Discocycline usée et corrodée,
b) Grain de silt à ciment calcaire remanié.
- Fig. 6. L.N. a) Nummulite brisée et corrodée.



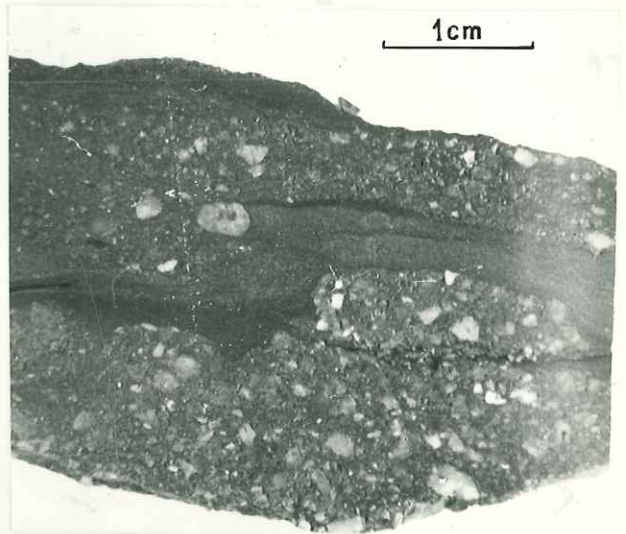
1 X15



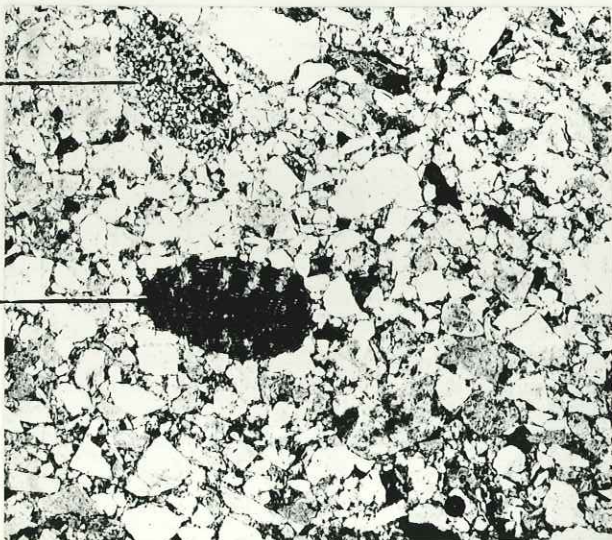
2 X20



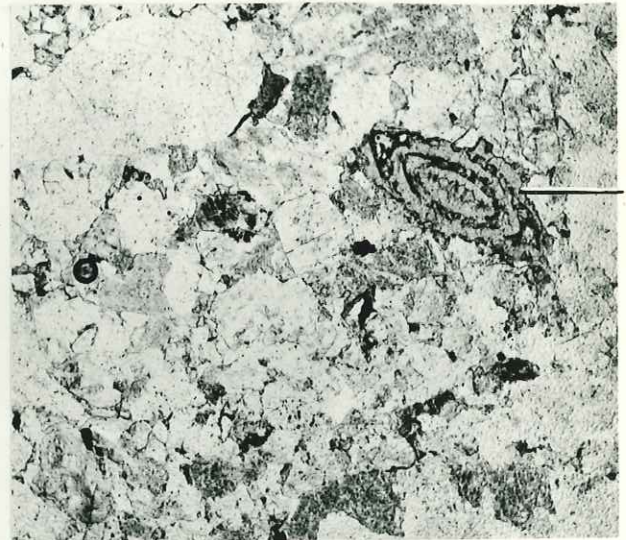
3 X20



4



5 X20



6 X20

Grenat, (S.D.G.) qui comprend les formations détritiques du bassin de Barême, les sables d'Allons, de St-Antonin, de Puget-Théniers à l'E. de la coupe de la Pointe des 4 Cantons.

- 2) Près de la bordure O. du Massif d'Argentera, une zone de transition, constituée par l'association Staurotide, Disthène, minéraux résistants (Zircon, Tourmaline, Rutile), Apatite, ou association S.D.R.A.; là, les pourcentages relatifs de staurotide et de disthène ont diminué en direction du N.
- 3) Au N. du Ruch et sur la bordure N.O. du Massif d'Argentera, se dessine une zone Grenat, minéraux résistants, Apatite, G.R.A. Elle s'étend aux 3 Evêchés et au Vallon de la Lance. Il faut y rattacher l'affleurement isolé de Faudon, entre le Dôme de Remollon et le Pelvoux.
- 4) Dans les régions situées entre le Dôme de Remollon (Col-Bas, Lauzet) et le N. du Lac d'Allos, de même qu'au N. et au N.E. du Massif d'Argentera, les minéraux résistants et l'apatite (R.A.) constituant plus des deux tiers des minéraux lourds de l'ensemble.

Les pourcentages de minéraux lourds relatifs, déterminés par les dénombrements de grains, et non par des analyses pondérales ou par fractionnement, signifient que lorsque, par exemple, un ou plusieurs types de minéraux diminuent, il y aura un accroissement du pourcentage relatif d'un autre minéral. Naturellement, ceci ne traduit pas nécessairement des conditions qui ont eu lieu paléogéographiquement.

Sur les figures 26 et 27, nous avons indiqué le pourcentage relatif moyen de staurotide et de grenat dans chaque coupe à l'aide d'isolignes géométriques. Le pourcentage de staurotide, de 32 à 16 % à Rouaine, Ourges et Courlevéras, décroît jusqu'à 4 % ou moins dans les coupes situées à 4 km seulement vers le N., près du Coulomp. On peut également observer une diminution au N. et à l'E. de Puget-Théniers. Les sables de Puget-Théniers et de la Rochette (situés sous les couches conglomératiques importantes) contiennent des pourcentages presque identiques de minéraux lourds, comprenant de la staurotide et du grenat.

Le disthène est moins commun que la staurotide; il disparaît également dans les grès situés au N. d'une ligne passant par les coupes de Ruch, Castelletles-Sausses et Rognone. Le pourcentage relatif des grenats, qui comprennent diverses sous-espèces (transparent, rose, arrondi, anguleux, etc.), donne également un graphique de répartition spécifique. Les régions au N. du Massif d'Argentera, au N. du Dôme de Barrot et au S.E. du Dôme de Remollon, contiennent les plus faibles pourcentages de grenat.

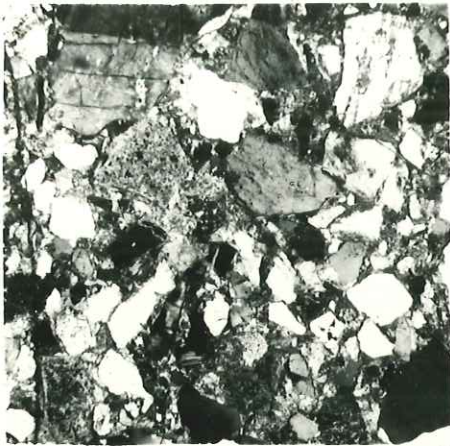
Les graphiques de répartition de la staurotide, du disthène et du grenat méritent une attention particulière en raison de la régularité avec laquelle ils décroissent dans des directions données. La répartition de l'apatite et des minéraux résistants ne peut pas être tracée avec autant de régularité que les précédentes.

Le pourcentage de staurotide-disthène décroît quand on s'éloigne du S. et du S.O. vers le N.; le pourcentage de grenat décroît du S. et du S.E. vers l'E.

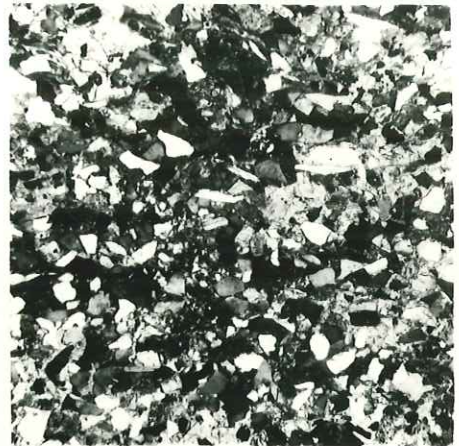
Planche XVI

MICROPHOTOS DES GRES D'ANNOT EN PROVENANCE
DES ZONES "SUD" ET "INTERMEDIAIRE"

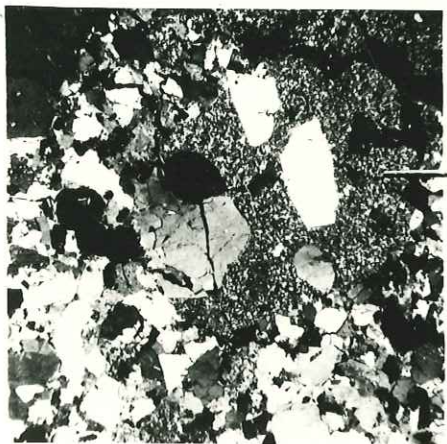
- Fig. 1. Ech^{on} R-605, L.P., coupe 5, mal classée, Chambre du Roi, "Zone intermédiaire".
Arkose lithique à grain moyen, peu indurée, à ciment calcaire.
- Fig. 2. Ech^{on} R-608, L.P., coupe 5, Chambre du Roi.
Grès fin micacé, assez bien classé, peu induré, ciment abondant.
- Fig. 3. Ech^{on} R-622, L.P., coupe 11, Gros Vallon, Fugeret, "Zone intermédiaire".
"a" gros fragment de rhyolite à phénocristaux de quartz, dans un grès feldspathique grossier, mal classé, induré, à ciment calcaire.
- Fig. 4. Ech^{on} R-632, L.P., coupe 4, Allons "Zone Sud".
Silt fin, micacé, assez bien classé, peu induré, avec un abondant ciment calcaire, matière organique abondante.
- Fig. 5. Ech^{on} R-618, L.P., coupe 9, Castellet-les-Sausses, "Zone intermédiaire".
Grès fin feldspathique, induré, faiblement cimenté; noter un certain alignement des grains.
- Fig. 6. Ech^{on} R-639, L.P., coupe VIII, Puget-Théniers "Zone Sud".
"a" : gros fragment de gneiss dans un grès feldspathique, mal classé, à ciment calcaire.



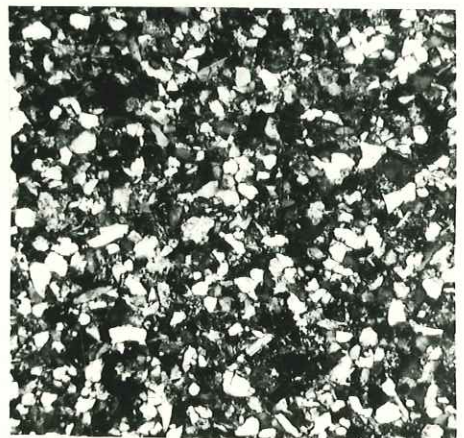
1 X30



2 X30



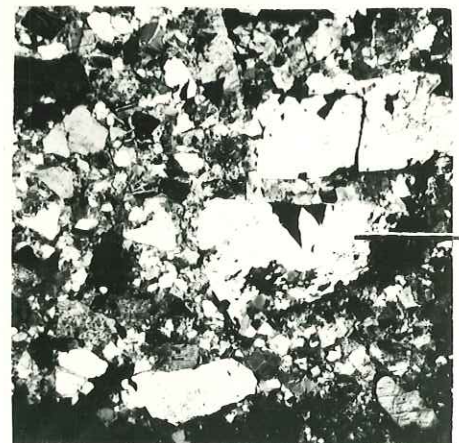
3 X10



4 X30



5 X30



6 X10

et le N.E. On a des raisons de croire qu'un apport important de sable venant de l'E. et se mélangeant sur le littoral avec un apport venant du S. pourrait expliquer la disparition rapide, sur quelques kilomètres seulement, des minéraux stau-rodite et disthène.

L'existence d'une "zone de transition" peut s'expliquer logiquement par le fait que des sables de diverses origines aient été réunis le long d'une ancienne ligne de rivage située à l'E. de Puget-Théniers. Les grès de la Pointe-des 4 Cantons et ceux de Peïra-Cava à l'E., dans les Alpes Maritimes (BOUMA, 1958, p. 894), contiennent des pourcentages de minéraux lourds comparables à ceux du grès qui affleurent dans la région du Coulomp, au N. d'Annot (B.-A.). Les sables contenant des pourcentages de grenat élevés sont dérivés de l'E.; ceux à haut pourcentage de staurotite du S.E. et du S.O., enfin ceux contenant un fort pourcentage d'associations R.A. viennent du N.E. (région du Massif d'Argentera) et peut-être aussi du N.O. du bassin. C'est l'association de minéraux résistants, présente en quantités importantes, et provenant de sédiments remaniés venant du N.E., qui masque et réduit les pourcentages relatifs de staurotite et de grenats dans les régions méridionales.

Outre la staurotite, le disthène et le grenat, d'autres minéraux sont communs dans tout le bassin. Des apatites arrondies, probablement d'origine plutonique acide, et des minéraux résistants, comme les tourmalines, les zircons et le rutile, sont particulièrement communs au N. du Ruch. Leur abondance masque rapidement la présence des grenats et des minéraux métamorphiques transportés vers le N. On a entrepris une étude particulière des différentes variétés de grenats (transparent, rose, strié, non strié, etc.) et des zircons (euhédrique, arrondi, long, court, avec ou sans inclusions de gaz), des tourmalines (sous-espèces brune, verte et bleuâtre). Nous avons constaté des variations bien définies en fonction du temps et de la répartition géographique. Il est toutefois évident que le nombre de sous-espèces minérales et la variété des formes (grains parfaitement anguleux à arrondis), indique la diversité de nature des roches d'origine.

Le sphène et la monazite, tous deux communs dans les roches plutoniques acides, sont des minéraux accessoires mineurs que l'on trouve dans la plupart des coupes. Ils sont associés avec les minéraux titanifères tels que l'anatase et la brookite sous la dénomination "autres" (< 5 %) sur les graphiques de la figure 24.

Chloritoïde, glaucophane et andalousite sont rares; on en trouve seulement en traces dans la partie méridionale de la région.

L'épidote ne se trouve que dans le S., particulièrement à Allons, et à la Rochette dans le synclinal de St-Antonin.

L'augite et la hornblende existent comme minéraux accessoires mineurs dans les grès à proximité du Massif d'Argentera.

S. DEB (1938, p. 36) trouva que les grès du Tourneret, Peïra-Cava, Contes et Menton contiennent tous l'association S.D.G. Malheureusement, ses méthodes d'échantillonnage et ses résultats de laboratoire furent trop limités.

A.H. BOUMA (1958) a présenté les analyses d'une série d'échantillons d'argiles et de sable recueillis entre le Col de l'Orme et Cabanette, dans la partie S. du synclinal de Peira-Cava, à 25 km seulement au S.E. de la coupe de la Pointe-des 4 Cantons. Les résultats sont intéressants car ils mettent en évidence la relation entre le nombre de minéraux lourds et la dimension des grains. Les échantillons grossiers qu'il étudia contiennent plus de grenats et moins de zircons que les sables plus fins et ses dénombrements de minéraux sont semblables à ceux trouvés pour les sables mal cimentés de Rouaine, Ourges, Courlevéras et Puget-Théniers.

Ces deux études démontrent l'importance de l'origine des apports venant du S. SADOIN (1957) et BELLAIR (dans KUENEN et collab., 1957) ont également relié les minéraux staurotite-disthène à la zone de micaschistes ("mésos") des massifs métamorphiques du Sud.

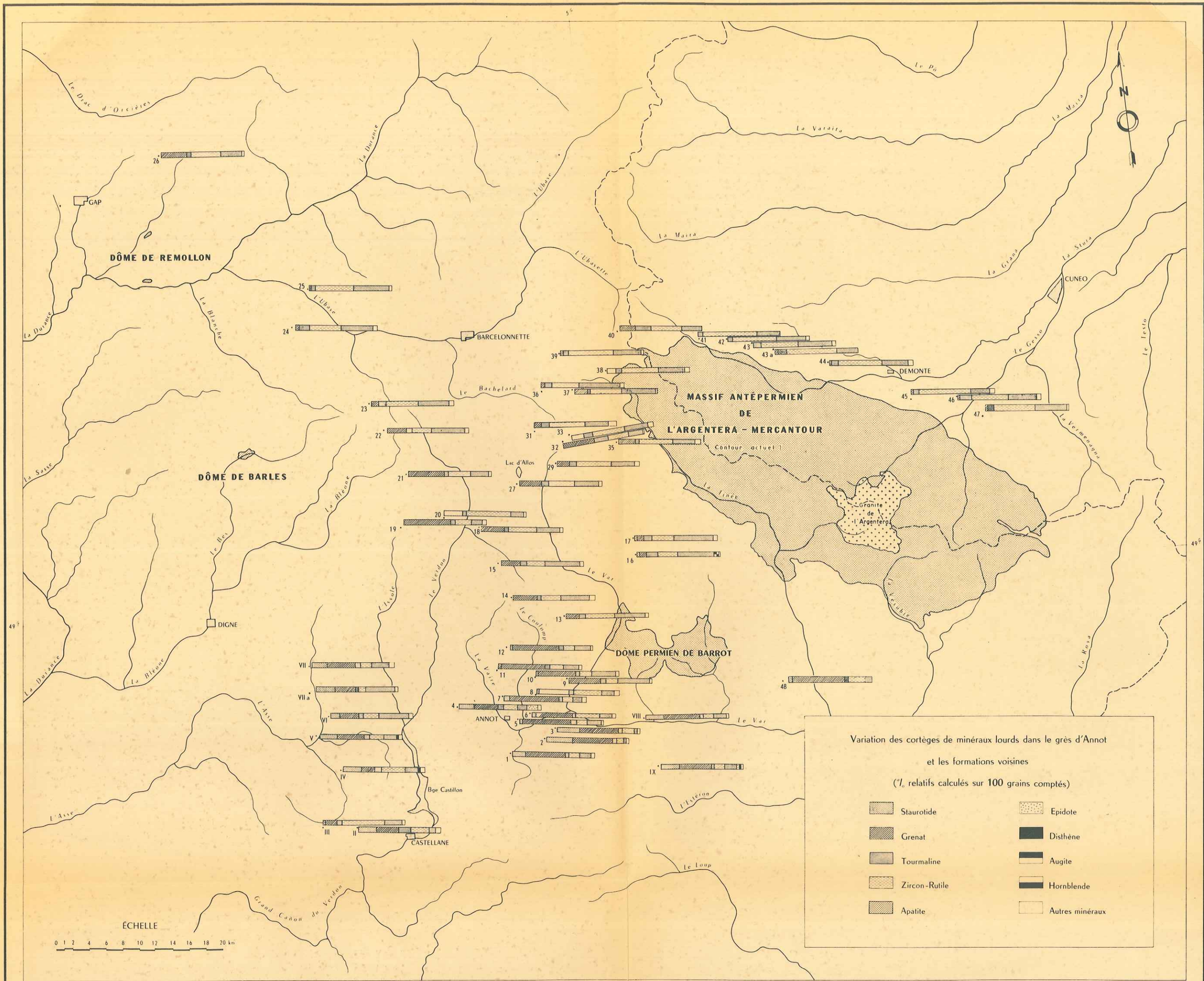
Le massif de l'Estérel au S., exposé à l'érosion dès le Crétacé, d'après P. BORDET (1951, p. 176), peut être considéré comme l'une des zones d'origine possibles ayant fourni des matériaux détritiques au bassin Nummulitique, plus au N., ceci rejoint les conclusions obtenues par la granulométrie.

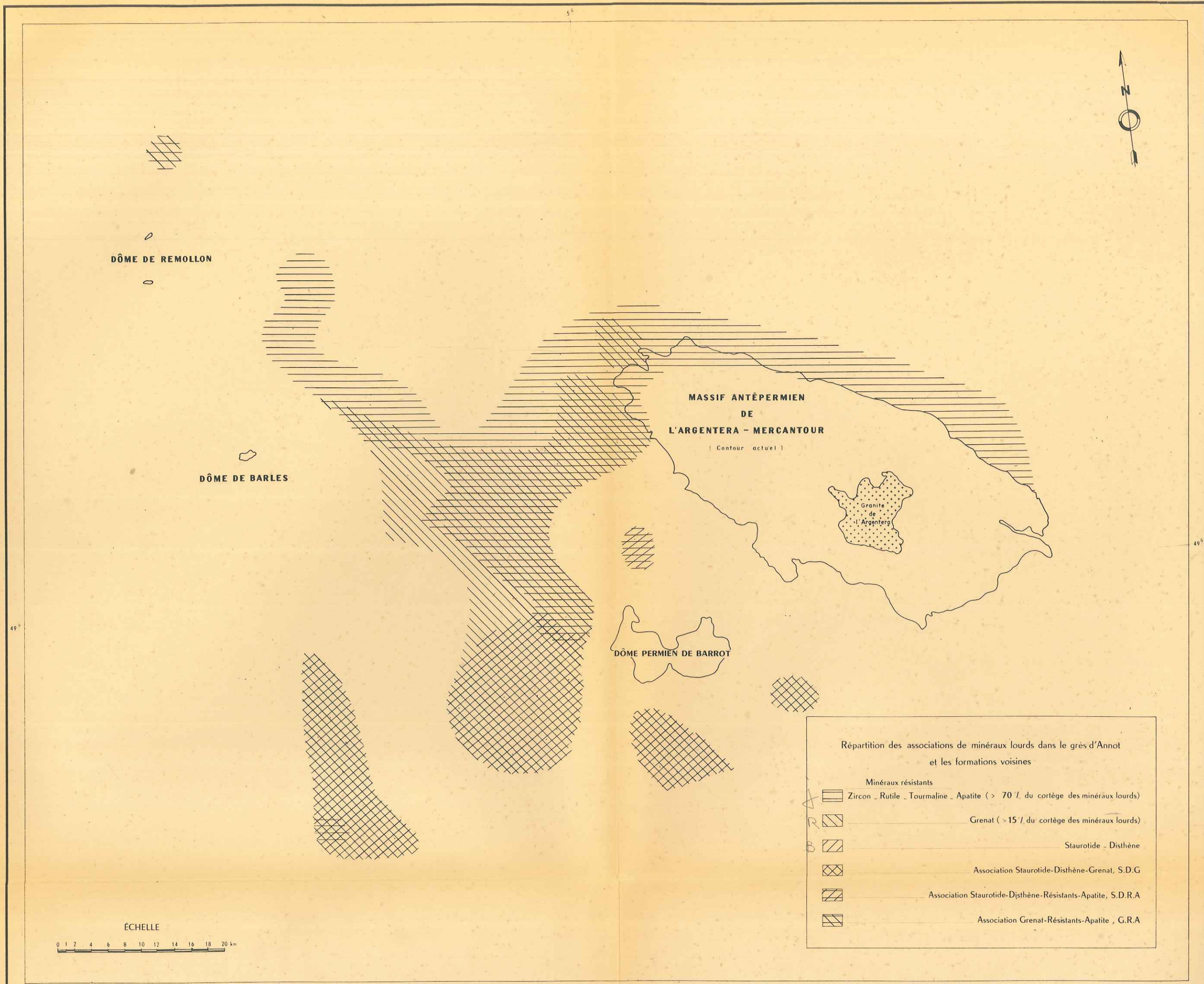
La couverture sédimentaire du Permo-Trias elle-même, dérivée initialement des Massifs hercyniens des Maures et de l'Estérel sous-jacents, contient et des grenats et de la staurotite. Des échantillons du Permien ont été recueillis sur la bordure méridionale du Massif de gneiss granitique de Tanneron, entre Théoule et Tremblant (A.-M.). Une séparation minérale typique de cette région a donné les résultats suivants :

Staurotite	3 %
Grenat	2 %
Tourmaline	9 %
Zircon	59 %
Apatite	17 %
Anatase	5 %
Sphène	2 %
Monazite	1 %
Autres minéraux	2 %

L'altération par les intempéries et le remaniement des séries métamorphiques (micaschistes en particulier) et du grès du Paléozoïque et du Werfénien sont probablement à l'origine de l'accumulation importante de staurotite et de grenats pendant l'ère Nummulitique.

Nous retrouvons ces mêmes "suites" métamorphiques dans les formations d'Annot. Des rivières venant du S., débouchant sur la côte, dans la région de St-Antonin, apportaient à la mer non seulement des conglomérats mais aussi les minéraux lourds suivants :





DÔME DE REMOLLON

DÔME DE BARLES

MASSIF ANTÉPERMIEN
DE
L'ARGENTERA - MERCANTOUR

(Contour actuel)

Granite
de
l'Argentera

DÔME PERMIEN DE BARROT

Répartition des associations de minéraux lourds dans le grès d'Annot
et les formations voisines

Minéraux résistants

- Zircon - Rutile - Tourmaline - Apatite (> 70 % du cortège des minéraux lourds)
- Grenat (> 15 % du cortège des minéraux lourds)
- Staurotide - Disthène
- Association Staurotide-Disthène-Grenat, S.D.G
- Association Staurotide-Disthène-Résistants-Apatite, S.D.R.A
- Association Grenat-Résistants-Apatite, G.R.A

ÉCHELLE



La Rochette, coupe n° IX
échantillon n° R - 6 009

Clumanc coupe n° VII
échantillon n° M - 849

Staurotide	23 %	24 %
Disthène	2 %	0 %
Grenat	36 %	31 %
Tourmaline	2 %	3 %
Zircon-rutile	18 %	10 %
Apatite	14 %	30 %
Autres minéraux	5 %	2 %

Dans ces deux mêmes coupes, une action volcanique locale plus tardive a eu pour effet de masquer certaines associations de minéraux lourds S.D.G. De l'augite et du hornblende frais ont noyé les associations normales.

Nous tenterons maintenant d'expliquer le changement de la composition des minéraux lourds vers le N. Rappelons que A. FAURE-MURET (1955) a examiné les roches plutoniques et métamorphiques du Massif cristallin d'Argentera. Les minéraux lourds qu'elle mentionne le plus souvent sont :

Actinote
Apatite
Epidote
Grenat
Hornblende (variétés verte et brune)
Pyroxène
Sillimanite
Sphène
Tourmaline
Zircon.

Pour ma part, j'ai échantillonné le Permien et le Werfénien d'un certain nombre d'affleurements (voir fig. 2 et tableau III). Les minéraux lourds que j'ai séparé des séries de Bego et Meraviglic sont réunis ci-dessous dans l'ordre de leur abondance décroissante :

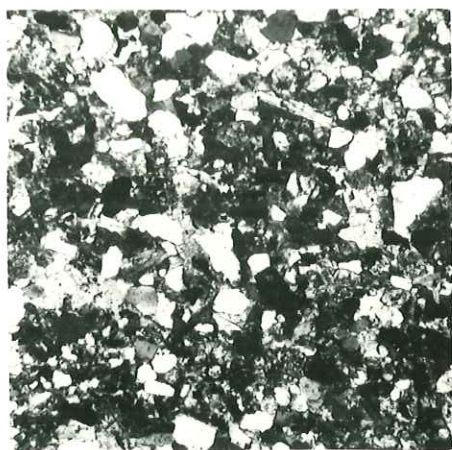
Zircon	+++
Tourmaline	+++
Apatite	++
Grenat	++
Rutile	++
Anatase	+
Monazite	+
Augite	+
Hornblende	+

Les minéraux lourds suivants ont été séparés des orthoquartzites du Trias inférieur (Werfénien).

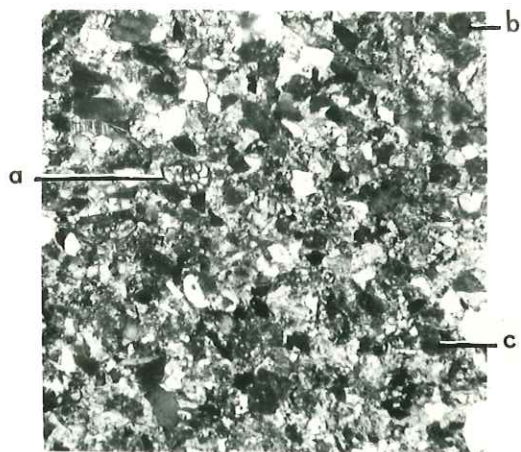
Planche XVII

SERIES DETRITIQUES DES ZONES EXTERNES

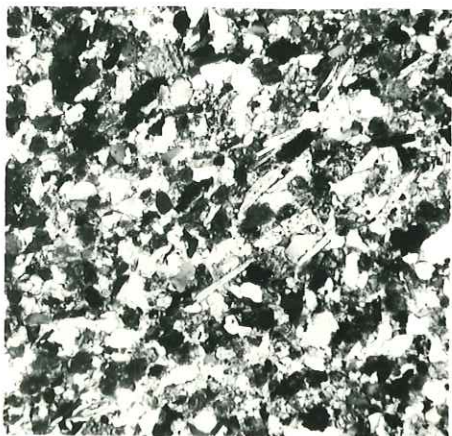
- Fig. 1. Ech^{on}- K-935, L.P., coupe VII. - Clumanc : "Grès de Ville", grès fin micacé, calcaire, à glauconie et fragments de calcaire.
- Fig. 2. Ech^{on}- K-942, L.P., coupe VII. - Clumanc : "Grès de Ville", grès calcareux, à foraminifères benthoniques (a), glauconie (b), débris de calcaire remanié (c).
- Fig. 3. Ech^{on}- M-816, L.P., coupe IV. - Senez : grès en plaquettes de Senez, grès fin, calcaire, à grains de glauconie, de calcaire, microfossiles (planctoniques + benthoniques) non visibles; noter l'alignement des paillettes de micas.
- Fig. 4. Ech^{on}- M-827, L.P., coupe V. - St-Jacques : grès à végétaux, grès fin, calcaire, assez bien classé.
Bien que, stratigraphiquement antérieurs aux grès figurés ci-dessus, il est intéressant de comparer ce grès aux précédents. La proportion du ciment est beaucoup plus grande, le nombre des débris calcaires et les grains de glauconie "a" plus abondants.
- Fig. 5. Ech^{on}- R-670, L.P., coupe I. - Brayals : "Grès de Castellane" priabonien.
- Fig. 6. Ech^{on}- R-656, L.P., coupe II. - Taulanne (Pré Chauvin) : "grès de Castellane" priabonien. Sur cet échantillon le ciment est devenu tellement abondant qu'on peut presque parler de calcaire sableux. "a", quartz sphérolitique; "b", glauconie.



1 x30



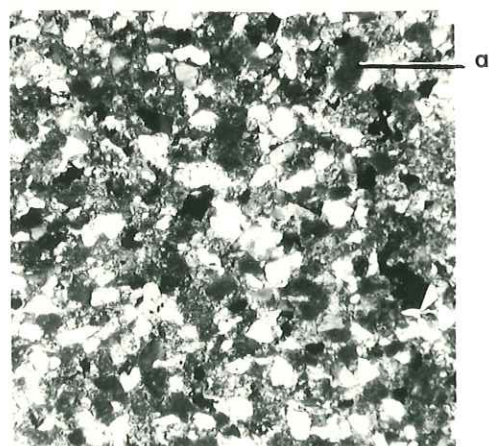
2 x30



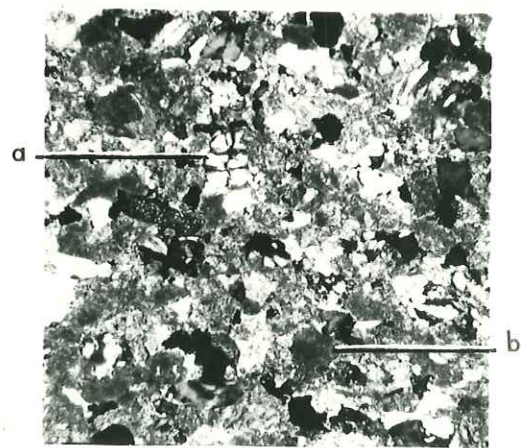
3 x30



4 x30



x30



6 x30

Zircon	+++
Tourmaline	+++
Rutile	++
Apatite	++
Grenat	+
Brookite	+
Anatase	+
Monazite	+

Il est évident que l'érosion de n'importe laquelle de ces séries ait pu libérer un matériel qui se retrouve dans l'association R.A. ou G.R.A. des grès d'Annot, au N. entre le Lauzer et le N. du Massif d'Argentera. Il est également vraisemblable que ces minéraux stables provenant de l'érosion de la couverture du Permo-Trias et transportés par des rivières torrentielles vers la mer aient submergé l'association S.D.G. venue du S. La présence des minéraux de métamorphisme ne se fait sentir vers le N. que jusqu'à l'affleurement de Rognone - Tête de Méric; ces minéraux ont dû franchir le seuil immergé de Barrot par le jeu de courants de surface et repris au-delà par des courants de turbidité.

Il est fort possible que la région située au N. du Var, entre ce qui est maintenant le Dôme de Barrot et la limite S.O. du Massif d'Argentera, ait été une zone marine assez peu profonde pendant la seconde partie de l'ère Nummulitique, et probablement une zone de transition où des matériaux détritiques venus du S., de l'E. et du S.O. convergeaient ce que montrent la figure 31, coupe E-F et la figure 32, schéma 7, 8, 9. Il est important également de noter la diminution de certains minéraux lorsqu'on s'éloigne du Pelvoux au N.O. vers le bassin au S.E. Le pourcentage relatif de grenat dépasse 32 % près de la Combe Roranches (BEUF, 1959; STANLEY, 1959) diminue jusqu'à environ 30 % dans la région de Faudon (coupe n° 26) et s'abaisse à moins de 16 % près du Lauzet, au S.E. D'après LEHMANN (1959, p. 34) et GAGNIERES (1960, p. 33), les dépôts littoraux des environs de Faucon-Gigors, au S. de Remollon, contiennent aussi une association R.A. identique à celles des grès d'Annot à l'E. Cette similitude indique également la possibilité d'une origine de matériel venant du N.O.

REPARTITION DU CARBONATE DE CALCIUM

L'origine du carbonate de calcium dans les grès d'Annot a été discutée au chapitre IV; nous n'y reviendrons pas. Du fait que les 10 à 15 échantillons par coupe ont été recueillis au hasard sans tenir compte de leur position dans les turbidites, les valeurs minimum et maximum du pourcentage en Ca CO_3 obtenues dans une coupe particulière sont représentées graphiquement sur une barre dans la figure 23. On admet gratuitement que des échantillons recueillis au hasard dans une coupe se placeraient probablement entre les limites minimum et maximum ainsi représentées.

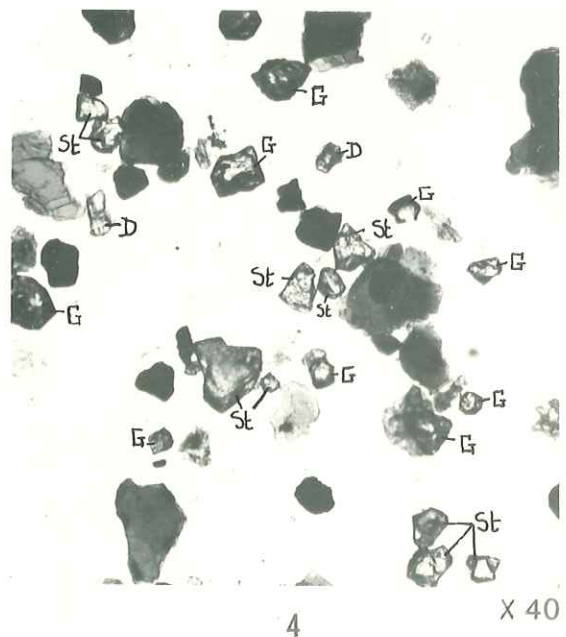
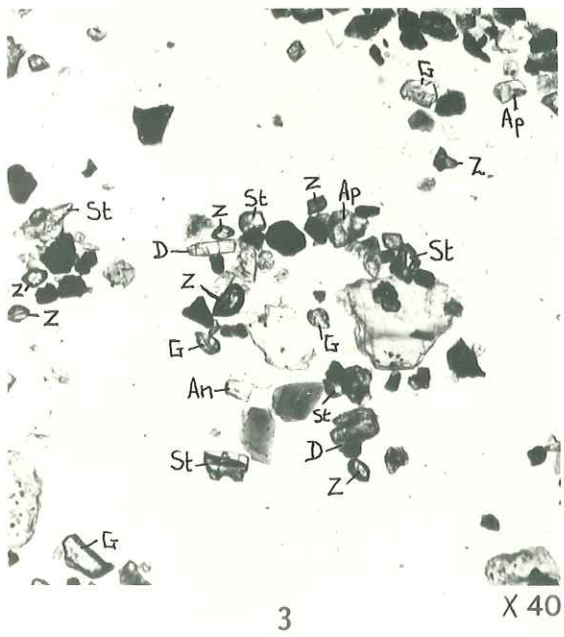
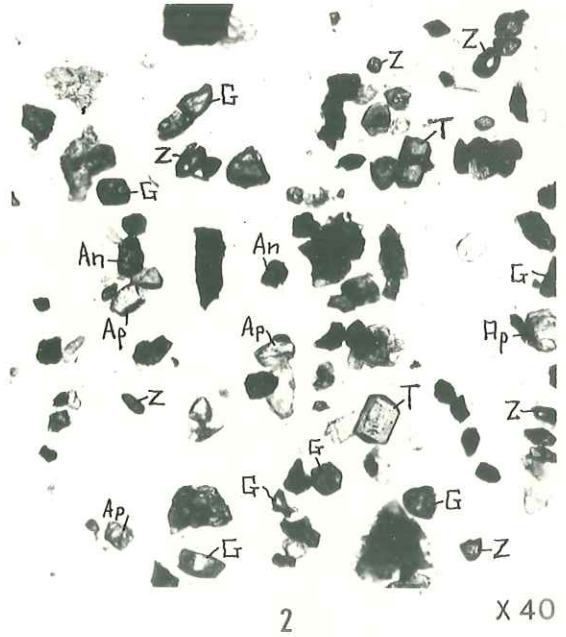
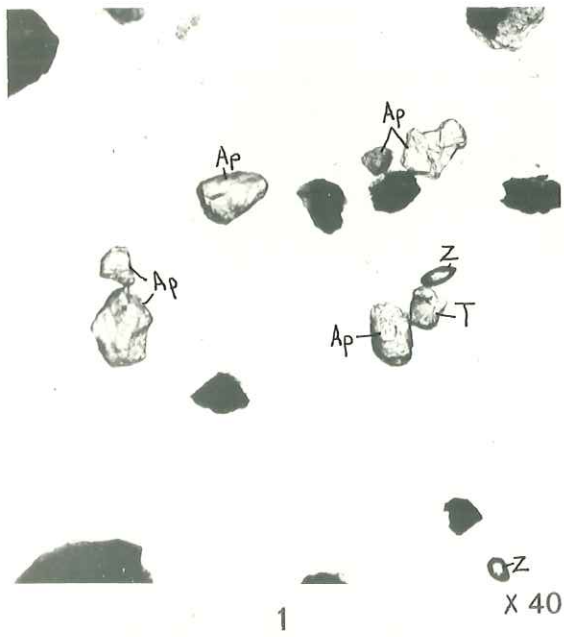
Les plus grandes variations du Ca CO_3 correspondent aux échantillons recueillis au S. du Ruch, à Allons, Rouaine, Ourges, Courlevéras, Barmettes, Puget-Thénières et la Rochette. En ces points les plus méridionaux les sables sont les moins consolidés et les plus riches en carbonate (voir planche XVI).

Planche XVIII
CORTEGES DE MINERAUX LOURDS
DANS LES GRÈS DES ZONES "NORD", "SUD" ET "EXTERNE"

- Fig. 1. Ech^{on} AB-240, coupe 24, - Dourmilloux (Colbas), "Zone Nord".
Association R.A., Grès d'Annot.
- Fig. 2. Ech^{on} AB-287, coupe 34, - Bec de Marseglia, "Zone Nord".
Association G.R.A., Grès d'Annot.
- Fig. 3. Ech^{on} M-818, coupe IV, - Senez, "Zone Externe".
Association S.D.G., "grès en plaquettes" de Senez.
- Fig. 4. Ech^{on} R-6014, coupe 2, - Ourges, "Zone Sud".
Association S.D.G., Grès d'Annot.

Symboles

An	Anatase
Ap	Apatite
D	Disthène
G	Grenat
St	Staurotide
T	Tourmaline
Z	Zircon



Les grès à l'E. de Barles et ceux qui sont les plus proches de l'extrémité N. du Massif d'Argentera contiennent les plus faibles pourcentages. On peut l'expliquer par la disparition des carbonates au cours de silicifications tardives qui semblent indirectement liées à la fracturation tectonique.

Dans chaque coupe étudiée on constate que le pourcentage de Ca CO_3 est maximum à la base de la formation, immédiatement au toit des marnes bleues ou des schistes à Globigérines sous-jacents. Dès l'apparition des premiers bancs détritiques, épais de 30 cm, le pourcentage de Ca CO_3 tombe à moins de 15 %. Les grandes variations de Ca CO_3 trouvées dans chaque coupe par GUBLER (d'après JARDINE, 1958, p. 972) peuvent s'expliquer, tout d'abord, par les variations granulométriques importantes des échantillons examinés. Comme nous l'avons montré dans le chapitre IV, le pourcentage de Ca CO_3 croît à l'inverse de la dimension des grains. L'absence de carbonate dans un grand nombre d'échantillons peut résulter de la méthode employée par JARDINE qui consistait à attaquer 25 g de l'échantillon par du H Cl à 50 % et à peser le résidu obtenu. DEB (1938) avait trouvé auparavant que souvent les grès quartzitiques, tels que ceux de la région du Haut-Var (planche XIV), ne produisent pas d'effervescence. Le fait de broyer un échantillon en une poudre fine, comme le demande la méthode calcimétrique de BERNARD, est plus susceptible de provoquer la libération des matériaux carbonatés pouvant être présents. Ceci peut être la raison pour laquelle nous avons obtenu des valeurs de carbonate de calcium plus élevées que celles qu'avait trouvées JARDINE.

Les plus fortes valeurs de Ca CO_3 se situent au S.O. de la ligne Ruch-Dôme de Barrot; cela correspond aux modifications lithologiques apparentes de la formation décrites aux chapitres II et III.

Les pourcentages les plus élevés (de 11 à 76 %) sont dans le bassin de Barrême (voir planche XVII). Lorsque le pourcentage dépasse 50 %, on se trouve en présence de véritables calcaires sableux.

Les sables au N. de Senez contiennent moins de Ca CO_3 , sous forme détritique ou de ciment et plus de quartz, de feldspath, de mica, ce qui les place dans la catégorie des grès calcaireux.

Les pourcentages élevés en carbonate de calcium, dans cette région, sont liés à la fois aux reliefs du fond et au type d'apport.

Nous avons vu précédemment que le diagramme C-M de PASSEGA indique un transport par courants côtiers.

Il a été dit aussi au chapitre II qu'il s'agit là d'incursions sableuses interrompant une sédimentation calcaréo-argileuse.

Eléments détritiques et organiques mineurs

Microfossiles, glauconie et phosphates forment une fraction vraiment mineure des grès. Leur répartition géographique est commune dans le Bassin (fig. 28). Cette association particulière et cette concentration en certaines localités méritent cependant d'être discutées d'un point de vue sédimentologique.

Les agrégats de glauconie, de forme arrondie à ovoïde (micro-cristallins), sont présents dans la majorité des grès micacés calcaires de la région de Barrême (planche XVII, fig. 5a, 6b), d'Allons, à Puget-Théniers, à la Rochette et dans les grès d'Annot au S. du Mont St-Honorat, les glauconies sont rares. Les grains occasionnels, qui apparaissent en vert, en lumière naturelle, ont été transportés et déposés en même temps que d'autres grains détritiques ce qui ne présume rien quand à leur origine.

Les débris de phosphates organiques plus rares qui se trouvent dans le "grès de ville" ont été également déposés sous forme de grains détritiques.

Parmi les organismes, il faut citer les ostracodes recueillis dans les argiles stratifiées entre les grès identifiés par M. APOSTOLESCU. Ils se rapportent aux genres Cyrella, Krithe, Pokornyella et Acquacytherides, et sont répartis dans les coupes de St-Jacques, Rouaine, Puget-Théniers et la Rochette du secteur Sud. Ces formes indiquent un milieu marin littoral à néritique. Glauconie et ostracodes sont associés dans les mêmes coupes, dans des sables près du littoral.

Les seuls foraminifères rencontrés sont répartis suivant une ligne E.-O. entre le bassin de Barrême et le Dôme de Barrot. Un examen rapide de ces diverses formes trouvées dans les zones S. et externes étudiées par ailleurs par J. SIGAL, (1961) et GAGNIERES (1960) permet de différencier 4 schémas écologiques :

1) Une zone entre Rouaine et la Rochette au S. du Mont St-Honorat et du Ruch où sont associées des formes planctoniques et benthoniques. Le rapport des foraminifères planctoniques aux foraminifères benthoniques varie entre 0,1 et 1,0, ce qui, d'après PHLEGER (1960, p. 259), indique comme milieu extérieur un seuil continental. Les foraminifères les plus grands, rencontrés par endroits (Nummulites, Assilina, Operculinoïdes), sont très usés vers leurs extrémités et sont semblables en dimensions aux autres grains détritiques de la roche (planche XV, fig. 6a). Ces formes et les formes benthoniques plus petites ne sont jamais abondantes. Elles sont peu préservées et ont sûrement été transportées dans une zone plus profonde que celle où elles vivaient à l'origine.

2) On ne trouve pratiquement pas de microfossiles dans la formation au N. de la région de Ruch et du Mont St-Honorat. On rencontre seulement par endroits dans les pelites, des formes pélagiques ou planctoniques très mal préservées; dans les "granoclassements", des fragments brisés de Nummulites et de Discocyclina peuvent être observés de temps à autre en lame mince.

Les grès renfermant ces formes brisées du groupe 2 contiennent également des fragments de calcaires abondants, provenant des formations calcaires sous-jacentes. Comme PHLEGER (1951) l'a signalé, des foraminifères peuvent être



DÔME DE REMOLLON

DÔME DE BARLES

MASSIF ANTÉPERMIEN DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR

(Contour actuel)

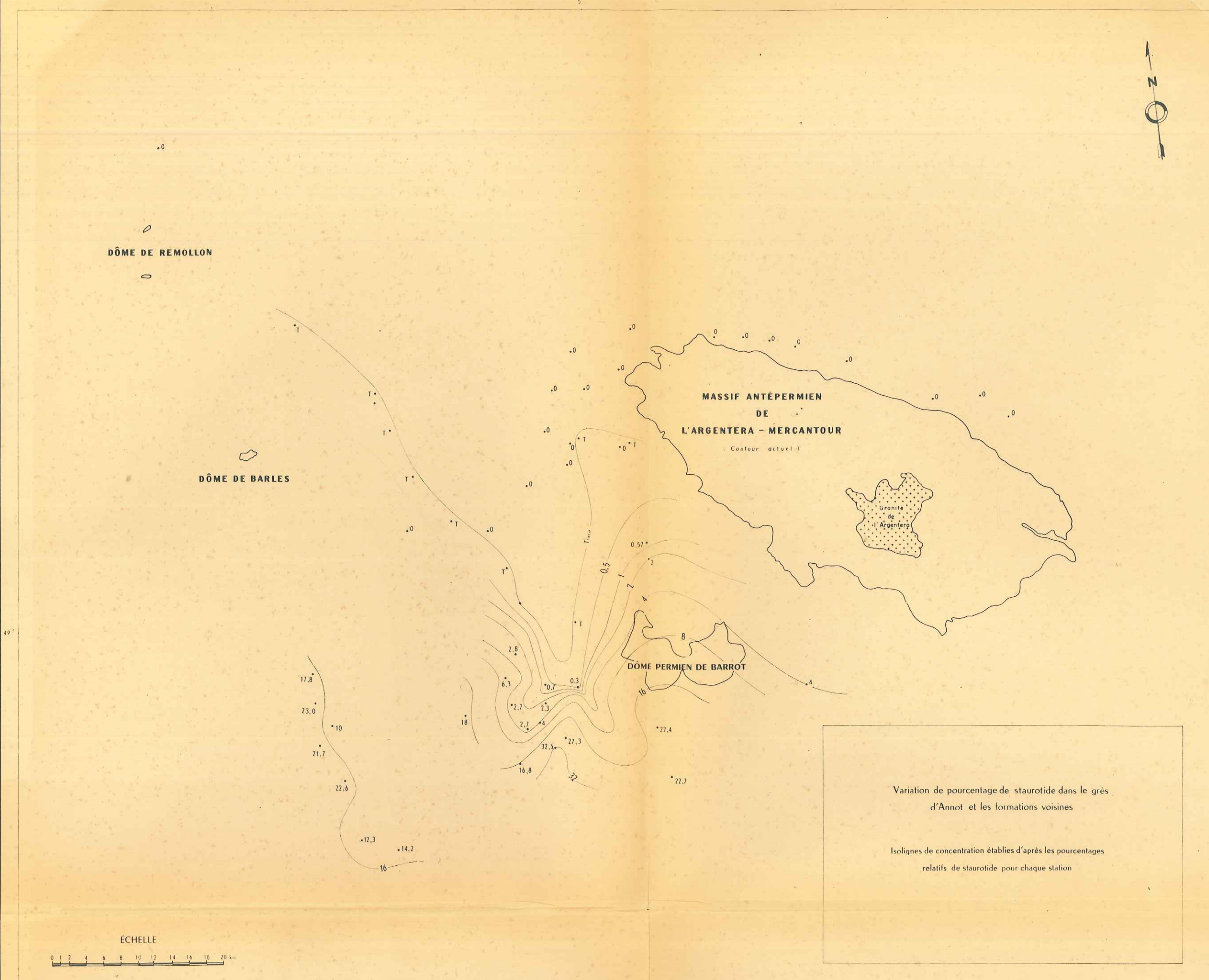
Granite de l'Argentera

DÔME PERMIEN DE BARROT



Variation de pourcentage de staurotide dans le grès d'Annot et les formations voisines

Isolignes de concentration établies d'après les pourcentages relatifs de staurotide pour chaque station





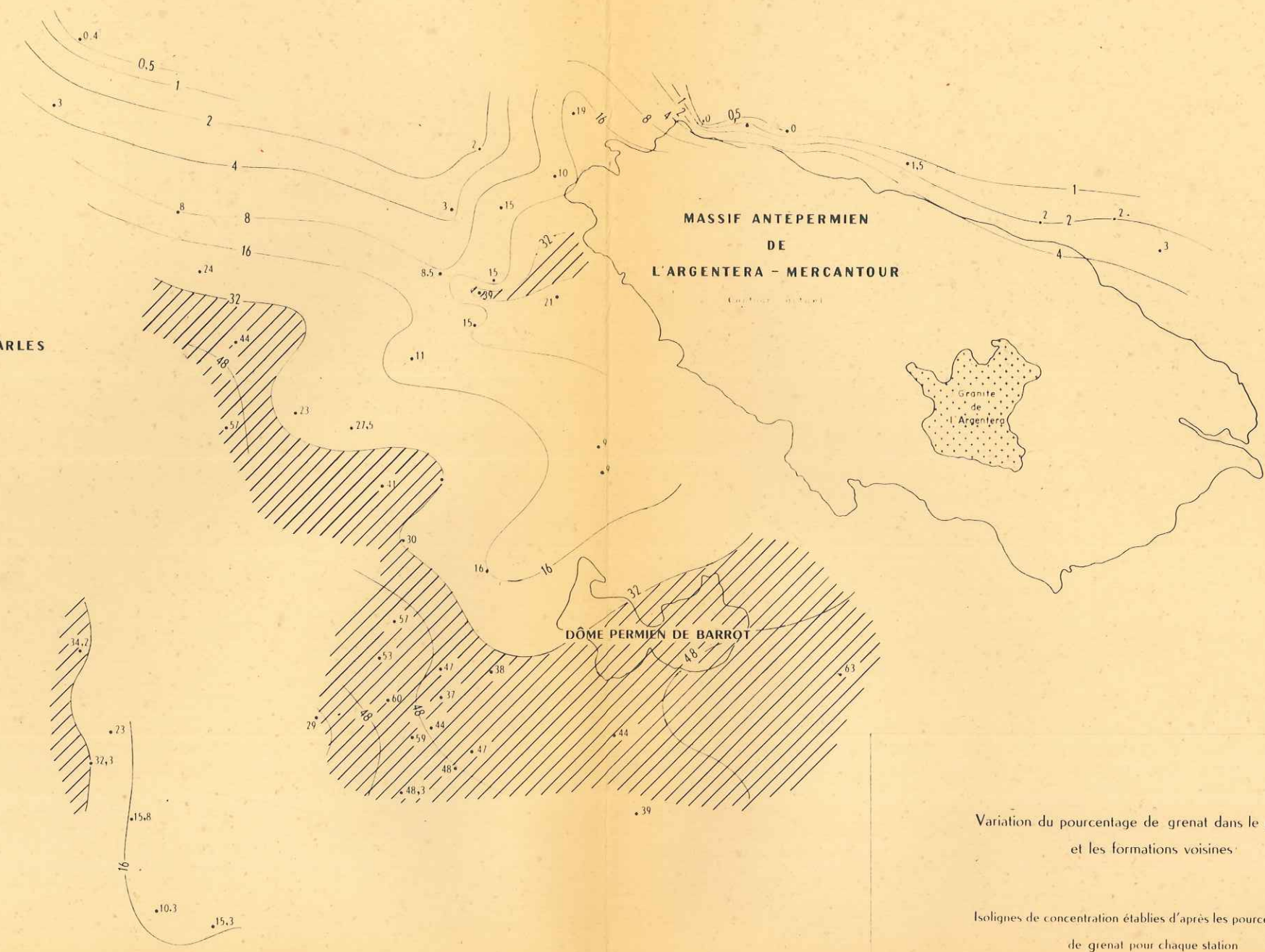
DÔME DE REMOLLON

DÔME DE BARLES

MASSIF ANTEPERMIEN DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR

DÔME PERMIEN DE BARROT

Granite de l'Argentera

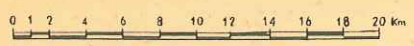


Variation du pourcentage de grenat dans le grès d'Annot et les formations voisines

Isolignes de concentration établies d'après les pourcentages relatifs de grenat pour chaque station

Zone à % > 32% de grenat

1:100000



transportés le long des pentes en eaux plus profondes par certains phénomènes tels que les courants de turbidité. Il se peut parfaitement que nous nous trouvions en présence de phénomènes analogues à propos des bancs "granoclassés" d'Annot.

3) Dans le "grès de Ville" au N. de Senez, des formes benthoniques néritiques sont associées à de grands Foraminifères (planche XVII, fig. 2a), tels que les Nummulites ou les Foraminifères planctoniques. Il s'agit probablement d'une zone de plate-forme néritique en contact avec la pleine mer.

4) GAGNIER (1959) remarqua que la série nummulitique des grès calcaires détritiques de Faucon-Gigors se caractérise par une association de Foraminifères du littoral marin peu profond de Miliolidae, Textulariidae, Rotalidae, Nummulites.

Nous avons vu au chapitre IV que la palynologie ne nous a apporté aucune information. Cette étude entreprise par de JEKHOWSKY et JARDINE (1957, p. 23), sur un certain nombre d'échantillons du sondage de la Boucharde, a été poursuivie depuis sur des échantillons du Lauzet, de la cime de la Bonette, du Lac du Lauzanier, d'Enclosette et de Servagno; aucune microflore n'a été observée.

A Clumanc (Sauzeries) seulement, dans le synclinal de Barrême, une microflore abondante a été récoltée dans les argiles silteuses moins indurées prélevées dans le "grès de Ville". On peut en citer des Hystrichosphères, des Périliniens, et des pollens de Podocarpes. Cette microflore jointe à la riche faune de Foraminifères benthoniques et planctoniques (groupe 3 ci-dessus) indique la proximité d'une mer ouverte vers l'E. dans la région de Barrême au début de l'Oligocène.

Les fragments de macro- et de microflore et les minces lentilles de lignite dans les faciès sableux du bassin de Barrême et dans les séries calcaires de la zone de Faucon-Gigors sont des restes de plantes flottantes qui ont été transportées et éloignées du milieu littoral par des courants côtiers. Des inclusions de lignite minces comme des crayons et des matériaux organiques disséminés sont aussi communs dans les grès aux environs d'Annot (B.-A.), le long du Coulomp, le long du Vallon de la Lance, au Mourre-Gros, et aux 3 Evêchés à l'E. de Barles, et au S.E. de Remollon, le long de l'Ubaye, au Lauzet. La présence de débris de flore semble commune dans les sables de bassins. Il est probable que ceux des régions plus tranquilles, telles que le bassin de Barrême, flottaient et sont tombés au fond ultérieurement, tandis que ceux des lits "granoclassés" étaient transportés par des courants de turbidité ou de glissement. Des faits semblables ont été décrits pour les lits "granoclassés" du Carbonifère en Allemagne (KUENEN et SANDERS, 1956, p. 666), pour le Pliocène du bassin de Ventura en Californie (NATLAND et KUENEN, 1951) et pour les sables récents déposés par des courants de glissement et de turbidité sur la côte méridionale de la Californie (SHEPARD, 1951, p. 415; GORSLINE et EMERY, 1959, p. 290).

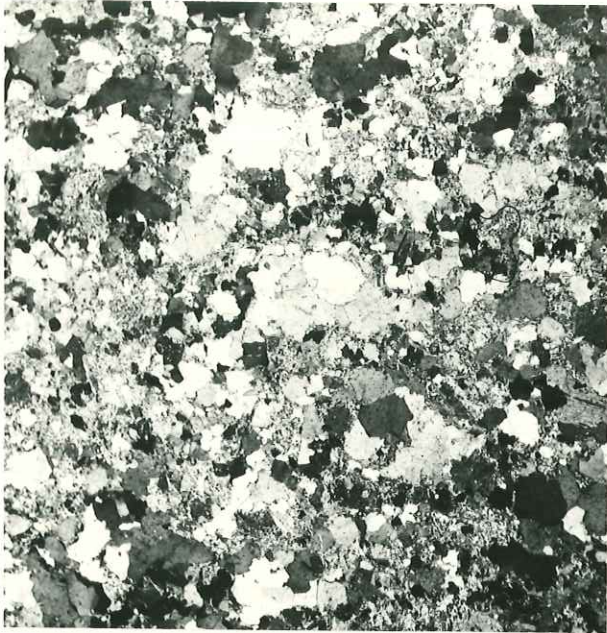
Les fragments de macrofaune, tels que les pélecypodes, les gastropodes, les bryozoaires, et les algues (Lithothamnium), sont rares dans les grès d'Annot. Toutefois, ils sont fréquents dans les faciès littoraux de Barrême et de Faucon-Gigors; des listes détaillées de ces formes ont été dressées dans diverses études stratigraphiques portant sur la région (BOUSSAC, 1912; de LAPPARENT, 1938).

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

Planche XIX

A TITRE COMPARATIF, MICROPHOTOGRAPHIES DANS LES SERIES PERMO-TRIASIQUES
DE LA COUVERTURE DU MASSIF D'ARGENTERA ET DU DOME DE BARROT

- Fig. 1. Ech^{on} S-1000, L.P., Pontebarnardo, Hte-Vallée de la Stura, Italie.
Quartzite tectonisé du Werfénien montrant un début de recristal-
lisation des quartz du ciment détritique.
- Fig. 2. Ech^{on} R-649, L.P., coupe D, Pont des Roberts, au long du Var,
N.O. du Dôme de Barrot.
Werfénien. Arkose quartzitique, on voit sur certains grains
les zones de nourrissage.
- Fig. 3. Ech^{on} AG-305,3, L.P., coupe c, St-Sauveur-sur-Tinée.
Permien, Quartzite feldspathique à ciment phylliteux.
- Fig. 4. Ech^{on} AG-306,2, L.P., coupe b, St-Sauveur-sur-Tinée.
Permien. Arkose tectonisée écrasée montrant un processus de
recristallisation.



1

X 15



2

X 15



3

X 15



4

X 15

Pelite, Argilite⁽¹⁾ et Silts⁽²⁾

Il était logique d'étudier la fraction argileuse à la lumière de l'hypothèse des courants de turbidité, comme au chapitre IV. Nous avons constaté qu'une importante quantité d'argiles et de silts a certainement été déposée par des courants de turbidité et, dans une moindre mesure, par sédimentation pélagique marine normale, particule par particule.

Les argiles et les silts ont un certain nombre de caractères communs. Des produits micacés et des matériaux feldspathiques altérés, ainsi que du quartz anguleux, à extinction roulante, des pyrites et la matière organique, l'absence de fossiles, caractérisent ces sédiments fins dans tout le bassin. Du point de vue lithologique, ces roches à grains fins ont une composition très voisine de celle des silts et des grès plus grossiers. Les micas et les matériaux fins, de dimensions colloïdales (fer, matières organiques, et minéraux argileux), sont abandonnés par le courant de suspension après le dépôt des sables grossiers et des particules de la taille des silts, comme nous l'avons expliqué dans le chapitre IV; ils sont concentrés dans les parties supérieures des "turbidites".

Le pourcentage de CaCO_3 est plus grand dans ces argiles que dans des "argiles moyennes", d'après la charte de PETTIJOHN (1957, tableau 63). Dans la plupart des régions du bassin, la quantité de CaCO_3 dans une roche fine tombe entre 10 et 20 %. Dans chaque coupe stratigraphique, nous l'avons dit à propos des carbonates, le pourcentage du calcaire le plus élevé se situe dans les pélites des bancs inférieurs de la formation et décroît progressivement vers le haut. Les pélites du S. de la région du Ruch et de la Pointe des 4 Cantons sont également plus calcaires que celles du N. et les schistes les moins calcaires (schistes) sont ceux qui se trouvent dans les régions les plus perturbées tectoniquement. On peut parler de marnes (marnes bleues) interstratifiées avec le "grès de Ville" ou "flysch à végétaux", dans la région de Barrême, contenant de 35 à 65 % de CO_3Ca (PETTIJOHN, 1957, p. 369).

Les pélites de la base de la formation ont une composition très voisine de celle des marnes bleues sous-jacentes dans le S., ou des schistes à Globigérines sous-jacents dans le N. L'augmentation de l'induration des pélites vers le N. est vraisemblablement liée à un accroissement des complications structurales dans cette direction.

Rappelons que d'après NANZ (in PETTIJOHN, 1957), la composition fondamentale des fractions argileuses, non inclus le pourcentage en CaCO_3 , reste pendant la transformation argile-argilite-ardoise, approximativement la même. Il se produit une réduction partielle du fer par les matières organiques, une perte d'eau hygroscopique, et quelques pertes de CO_2 résultant des processus de réduction. Ceci peut expliquer, par exemple, la différence existant entre les argilites gris-bleuté du S. et les argilites noires du N. comme celles qui sont interstratifiées dans les grès d'Annot de la zone N. près du Lauzet.

-
- (1) par argilites, nous entendons des roches argileuses indurées dont la taille des éléments est ≤ 4 microns.
 - (2) par silts, nous entendons des roches fines de la catégorie des pélites, dont les éléments se situent entre 64 et 4 microns.

Les inclusions d'argile calcaréo-micacées observées communément dans la formation sont identiques pétrographiquement aux pélites interstratifiées dans les grès. Elles ont été érodées au sommet et transportées ultérieurement, nous l'avons dit, par des courants de turbidité.

L'âge relatif des formations détritiques d'après la sédimentologie

Sur la base de ce qui a été dit au chapitre II, on admet aujourd'hui que la base de la formation est d'âge Eocène supérieur à Oligocène inférieur. En se fondant sur des hypothèses admises en sédimentologie, on peut même essayer d'estimer l'âge relatif des "turbidites".

Le problème consiste à calculer le temps nécessaire à la sédimentation de toute la formation à partir de certaines données :

1) On considère toutes les "turbidites", indépendamment de l'épaisseur des bancs, comme des catastrophes instantanées à l'échelle géologique.

2) On considère aussi l'épaisseur totale des sédiments pélagiques, avant leur compaction, comme 2 à 3 fois supérieure à leur épaisseur actuelle, soit environ 250 m pour la formation située au N.

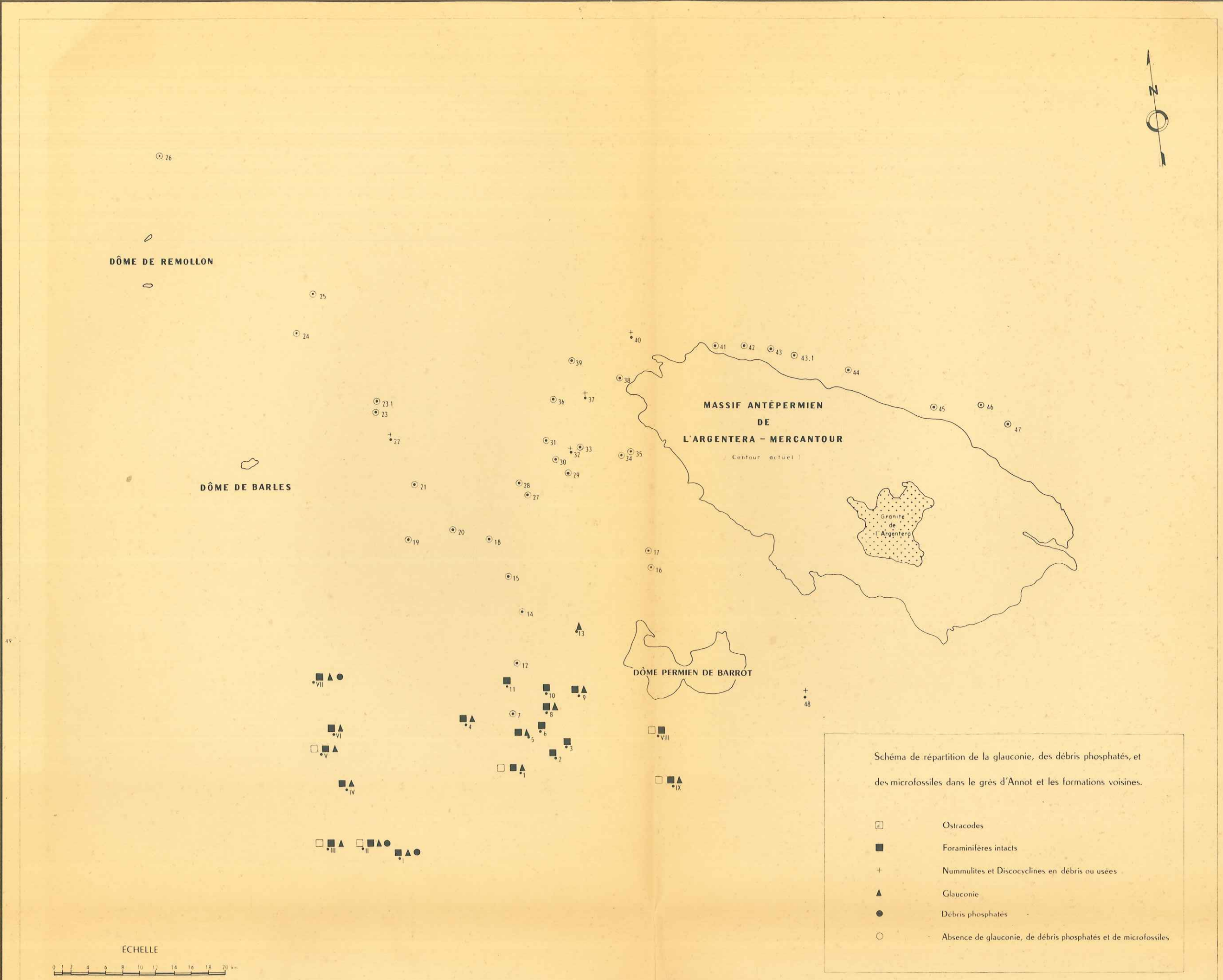
3) On admet que ces sédiments terrigènes se sont accumulés sur le fond de la mer à la vitesse de 10 à 50 cm par millier d'années. D'après GORSLINE et EMERY (1959, p. 289), ceux de la côte de la Californie du Sud s'accumulent à la vitesse de 37 cm par millier d'années dans les bassins du large; ceux des géosynclinaux de l'Indonésie s'accumulent à la vitesse de 15 à 17 cm en 1 000 ans (KUENEN, d'après UMBROVE, 1950, p. 385).

Ceci donnerait une durée totale de 500 000 à 2 500 000 ans; 1 à 2 millions d'années représentent une bonne estimation de l'âge total de la formation. KUENEN (1958, p. 159) indique une valeur de 5×10^6 années, qui est probablement trop forte.

Résumé du chapitre V

Des études pétrographiques détaillées des grès d'Annot et des séries détritiques adjacentes ont permis de compléter nos connaissances de l'histoire sédimentologique du bassin nummulitique. Des variations de composition et de texture non visibles sur le terrain, ont été décrites dans ce chapitre. Ces variations subtiles de micro-faciès nous ont permis d'être plus précis dans nos interprétations relatives aux origines du matériel et aux milieux de dépôt.

1) Le terme "grès d'Annot" est un nom général qui couvre une formation comprenant des conglomérats hétérogènes (composés de galets cristallins de type acide et de galets sédimentaires remaniés), des grès lithiques arkosiques à feldspathiques, liés par un ciment détritique argilo-calcaire, des pélites, des silts calcaires.



DÔME DE REMOLLON

DÔME DE BARLES

DÔME PERMIEN DE BARROT

MASSIF ANTÉPERMIEN DE L'ARGENTERA - MERCANTOUR

Granite de l'Argentera

Contour actuel

Schéma de répartition de la glauconie, des débris phosphatés, et des microfossiles dans le grès d'Annot et les formations voisines.

- Ostracodes
- Foraminifères intacts
- + Nummulites et Discocyclines en débris ou usées
- ▲ Glauconie
- Débris phosphatés
- Absence de glauconie, de débris phosphatés et de microfossiles

ÉCHELLE



2) La formation peut être subdivisée en provinces sédimentaires distinctes du point de vue géographique, cette division étant fondée sur :

- a) la composition et la texture des conglomérats,
 - b) la composition (minéraux lourds, glauconie, feldspath) et la texture du grès.
- Une attention particulière a été accordée aux sables non consolidés situés au S. du Ruch.

Trois zones principales ont pu être identifiées :

- a) la région à l'E.-S.E. des Dômes de Barles et de Remollon,
- b) la limite O.-N.O.-N. du Massif d'Argentera,
- c) la région au S. de la zone Ruch-Dôme de Barrot, près d'Annot (B.-A.).

3) On a montré que les grès des synclinaux, séparés aujourd'hui tectoniquement se rattachent à une seule et même province lithologique en ce qui concerne leur composition. Les sables et conglomérats des régions de St-Antonin, Puget-Théniers, Rouaine et Allons sont directement liés aux grès de la région d'Annot (B.-A.) même.

4) Les trois grandes zones dont il est question en 2) peuvent être encore subdivisées sur la base de données concernant les minéraux lourds et la granulométrie. Une zone de transition dans laquelle ont été réunis et mélangés des sables provenant du S.-S.O. et de l'E.-S.E. est mise en évidence dans la région Annot-Var.

5) On a montré les ressemblances et les différences pétrographiques entre les grès d'Annot et les unités sableuses du bassin de Barrême au S.O. Les associations de minéraux lourds et la répartition des feldspaths montrent qu'une même zone d'origine doit avoir alimenté les deux. Par contre les teneurs en CaCO_3 - glauconie - microfossiles et, les distributions granulométriques montrent que la nature des courants de transport et les milieux de dépôt différaient. Les mêmes généralisations et les mêmes comparaisons peuvent être faites pour les grès d'Annot de la région des 3 Evêchés - Colbas, le Lauzet et les différentes séries situées à l'O., à Faucon-Gigors. Ici encore, les types de minéraux lourds et de feldspaths sont identiques dans les deux formations, alors que les teneurs en CaCO_3 - glauconie - microfossiles et les distributions granulométriques sont très différentes.

minéralogique

6) La composition/ reste constante sur toute la hauteur d'une même coupe, quelle qu'elle soit; seuls varient les pourcentages relatifs des différents éléments minéralogiques. Nous pouvons en conclure que, dans n'importe quelle région particulière, les roches-mère ainsi que les galets, sables, silts et vases s'accumulent sur le littoral, sont restés les mêmes pendant toute la période de dépôt du flysch. Il est plus difficile d'interpréter les raisons des variations de certains minéraux dans les différents échantillons d'une même coupe stratigraphique. Comme la composition est directement liée à la dimension du grain, et comme la variation de cette dimension est grande à l'intérieur d'un même lit (voir chapitre IV), il est difficile de saisir les variations vraies avec le temps si l'on ne suit pas sur le terrain des procédures très sévères d'échantillonnage. Dans le cas des grès d'Annot, j'ai montré que les variations de dimension des grains des "turbidites" sont si importantes qu'elles masquent véritablement toutes les modifications stratigraphiques verticales de composition qui pourraient en fait exister.

7) La nature lithologique des particules détritiques reste identique à l'intérieur d'une même coupe stratigraphique, mais dans chaque échantillon examiné, des domaines étendus de dimensions granulométriques (mauvais classement) et des variations importantes de forme et d'usure par les intempéries sont à remarquer. Les grains peuvent être anguleux à arrondis, ou oblongs et plats à sphériques. Dans un même échantillon, les surfaces des grains de feldspaths peuvent être fraîches ou légèrement altérées (cas usuel), ou même complètement méconnaissables. Les particules de la grosseur du sable comprennent souvent des grains de roches identiques aux différents types pétrographiques des galets. Ces matériaux plus gros, granitiques acides ou gneissiques, ont été choisis jusqu'à des dimensions variant des galets au sable, puis encore jusqu'à celle des silts, ce qui explique le grand domaine des dimensions granulométriques ainsi que le fort pourcentage de grains composés de quartz et de feldspaths. Les argiles silteuses résultent probablement d'une décomposition subséquente des sables feldspathiques en sables feldspathiques silteux.

8) La teneur élevée en feldspaths et en matériel granitique ou gneissique des grès d'Annot démontre qu'ils proviennent de roches-mère cristallines acides. Cependant, l'association de minéraux lourds constituée essentiellement de zircons, de rutiles, de tourmalines arrondis et remaniés (cortège de minéraux résistants) est incompatible avec la nature fortement feldspathique et lithique des roches. Les minéraux lourds variés du cristallin du Massif cristallin d'Argentera sont absents. Par contre, en étudiant des échantillons de grès et de quartzite du Permien-Werfénien de la région, nous avons trouvé que ces séries contenaient les mêmes éléments minéralogiques que ceux qui constituent les grès d'Annot des régions du Haut-Var et du Haut-Verdon. Le fait que l'on trouve également des galets cristallins des conglomérats du Permien dans certaines séries conglomératiques d'Annot sur la bordure O.-S.O. actuelle du Massif d'Argentera constitue un fait essentiel. Les matériaux détritiques qui ont été déposés sur la limite Q.-N.Q.-N. du Massif d'Argentera au Nummulitique ne sont pas dérivés directement des séries cristallines, mais sont dûes à l'érosion des formations plus jeunes du Permo-Trias, qui recouvrait le massif.

9) Les fragments abondants sédimentaires et calcaires (galets ou particules de la taille du sable) qui forment une partie du grès d'Annot sont d'origine locale. Ils indiquent que les épaisses séries sédimentaires mésozoïques et nummulitiques étaient soumises à une érosion active des divers reliefs du bassin.

10) Les formations de grès des régions méridionales contiennent des minéraux lourds d'origine métamorphique (staurotide - disthène) et certains galets cristallins caractéristiques, tels que les granites roses trouvés à St-Antonin et les types de rhyolite de l'Estérel. Ceci indique qu'une source S.-S.O. était l'une des zones hautes fournissant des matériaux aux bassins vers le N.-N.E. L'association staurotide-disthène, qui apparaît déjà dans les "grès de Castellane" d'âge Priabonien, plus anciens, montre que cette source méridionale fournissait déjà des matériaux détritiques avant l'époque de l'Oligocène inférieur, avant le dépôt des grès d'Annot; nous en parlerons par la suite. Ces mêmes minéraux se retrouvent dans les séries conglomératiques supérieures du synclinal de St-Antonin et dans les niveaux rupéliens à "Natica Crassatina" entre Barrême et Clumanc, ce qui semble indiquer qu'une terre émergée située au S. continuait à envoyer ses détritiques vers le N. après le dépôt des grès d'Annot.

11) Certaines hypothèses peuvent être faites concernant le milieu de dépôt dans lequel ces unités grossières se sont accumulées. La teneur en CaCO_3 - glauconie - microfossile - lamicroflore, et les distributions granulométriques indiquent l'existence de courants de traction ayant déposé les sables de la région de Barrême, Faucon-Gigors, et de la région qui forme un arc au S. d'Annot (B.-A.) - cela suggère la présence d'une zone de profondeurs néritiques, non loin de la ligne côtière initiale.

La zone à dépôts "granoclassée", sans glauconie ni microfossiles, aux argilites sombres contenant de la pyrite disséminée, correspond à une région de resédimentation par courants de suspension dans un bassin plus profond. Les grains plus grossiers et "granoclassés" suggèrent des courants de transport et de dépôt plus rapides et plus puissants.

12) L'activité tectonique a laissé son empreinte sur la composition actuelle des grès et des argilites dans certaines régions du bassin. Une ligne hypothétique passant par le Ruch, Mont St-Honorat et la coupe de la Pointe des 4 Cantons sépare la formation en une zone N.-N.E. et une zone S.-S.O. Les sables mal cimentés du S. deviennent indurés et quartzitiques vers le N.; les argiles silteuses gris-bleuté interstratifiées du S. font place à des schistes et des argilites bien indurés vers le N. Les échantillons recueillis vers le N. et le N.E. montrent une diminution du ciment calcaire tandis que les grains de quartz et de feldspath fortement cimentés deviennent jointifs. Il se produit une certaine recristallisation qui peut expliquer en partie l'absence de toute forme de microfossile ou de pollen dans les grès d'Annot du N. Dans les affleurements les plus tourmentés tectoniquement, près de Demonte, en Italie, au N. du Massif d'Argentera, on peut constater les effets d'une légère action dynamométamorphique régionale. En ces points, grès feldspathiques très indurés avec un ciment calcaire ont été quartzifiés; en outre, ils sont recoupés par d'innombrables filonets de quartz; les argilites et les silts (pélites) ont été transformés en ardoises. Les grains de quartz et de feldspath sont contournés par des croissances secondaires épineuses; les hydromicas abondent; localement il s'y développe un ciment micacé séricitique.

13) En se basant seulement sur la lithologie (et en particulier, les séries fines), on peut estimer que ce dépôt de "flysch" ait mis 500 000 à 2 500 000 années à s'accumuler (chiffre d'environ 2 millions d'années pourrait représenter une estimation assez précise). Ce court laps de temps explique qu'il soit difficile d'après les rares microfaunes de situer avec exactitude cette formation entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur.

Ouvrages consultés

- Van ANDEL, Tj.H. 1959 - "Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 29, p. 153-164.
- Van ANDEL Tj.H. et POSTMA H. 1954 - "Recent sediments of the Gulf of Paria, Reports of the Orinoco Shelf expedition, vol. 1" : Verhand. Koninkl. Nederl. Akad. van Wetenschappen, Afdel. Natuurkunde, vol. 20, 245 p.
- BANDY O.L. 1960 - "Concepts of foraminiferal paleoecology" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 44, p. 1921-1932.
- BERTHOIS L. et PORTIER J. 1956 - "Recherches expérimentales sur le mode d'usure des graviers" : C.R.Ac. Sci., t. 243, p. 1778-1781.
- BEUF S. 1959 - "Contribution à l'étude géologique du massif de Soleil Boeuf (Haute-Alpes)" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 62 p.
- BIJU-DUVAL B. 1960 - "Premiers résultats de l'étude sédimentologique des grès de "Taveyannaz" dans le synclinal de Thones (Haute-Savoie) - Hypothèses" (Rapport intérieur Inst. Fr. Pétrole, 35 p.
- BOKMAN J. 1953 - "Lithology and petrology of the Stanley and Jackfork formations" : Jour. Geol., vol. 61, p. 152-170.
- BORDET P. 1950 - "Le Dôme permien du Barrot et son auréole de terrains secondaires" : Bull. Carte géol. France, vol. 43, p. 1-36.
- 1951 - "Etude géologique et pétrographique de l'Estérel" : Mém. Carte géol. dét. France, Paris, 209 p.
- BOUMA A.H. 1958 - "Flysch oligocène de Peïra-Cava (Alpes-Maritimes, France)" : Ecl. Géol. Helv., vol. 51, p. 893-900.
- BYRNE J.V., EMERY K.O. 1960 - "Sediments of the Gulf of California" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, p. 983-1010.
- CAILLEUX A. 1934 - "L'orientation des galets dans certaines formations marines" : Bull. Soc. Géol. France, vol. 4, p. 3-12.
- 1945 - "Distinction des galets marins et fluviatiles" : Bull. Soc. Géol. France, vol. 15, p. 375-404.
- CALDWELL L.T. 1940 - "Areal variations of calcium carbonate and heavy minerals in Barataria Bay sediments, Louisiana" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 10, p. 58-65.
- CAROZZI A. 1950 - "Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation" : Arch. Sci., vol. 3, p. 1-76.
- CLOUD P.E. 1955 - "Physical limits of glauconite formation" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 39, p. 484-492.
- CONTI S. et ROVERETO G. 1951 - "Geologia del Gruppo di Monte Besimauda. Moderni problemi di Tettonica et di petrogenesi" : Atti. Acad. Naz. Lincei (ser. VIII), vol. 3, fasc. 3.
- DAPPLES E.C., KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L. 1953 - "Petrographic and lithologic attributes of sandstones" : Jour. Geol., vol. 61, p. 291-317.

- DEB S. 1938 - "Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes" : Mém. Soc. Géol. France, Mém. n° 36, Paris, Soc. Géol. France, 114 p.
- DEBYSER J. 1954 - "La sédimentation actuelle et la recherche du pétrole" : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. 9, p. 543-561.
- DEBYSER J. et FONDEUR C. 1956 - "Application des méthodes granulométriques à l'interprétation d'une série détritique actuelle" : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. 11, p. 551-572.
- DOEGLAS D.J. 1940 - "Importance of heavy analysis for regional sedimentary petrology" : Nat. Res. Council, Dept. of Comm. of Sed., Exh. 6, p. 102-121.
- 1946 - "Interpretation of the results of mechanical analysis" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 16, p. 19-40.
- ESPITALIE J. et SIGAL J. 1961 - "Microstratigraphie des "Marnes bleues" des bassins tertiaires des Alpes méridionales. Le genre *Caucasina* (Foraminifère)" : Rev. Micropal., vol. 3, p. 201-206.
- FAURE-MURET A. 1955 - "Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera Mercantour et ses enveloppes sédimentaires" : Mém. Expl. Carte Géol. France (thèse), 336 p.
- FEYS R. et GREBER Ch. 1950 - "Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) et leur rapport avec le Carbonifère" : Bull. Soc. Géol. France, 5^e sér., p. 231-237.
- GAGNIERE G. 1959 - "Contribution à l'étude du Tertiaire du Département des Basses-Alpes - Observations stratigraphiques et tectoniques sur le Nummulitique de la région de Faucon-Gigors" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 39 p.
- GIDON P. 1953 - "Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du Massif du Pelvoux" : Tray. Labo. Géol. Grenoble, vol. 31, p. 1-202.
- GORSLINE D.S. et EMERY K.O. 1959 - "Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, p. 279-290.
- GOVOROFF N. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble.
- GRIFFITHS J.C. 1960 - "Modal analysis of sediments" : Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., vol. 3, p. 29-48.
- GUBLER Y. 1956 - "Orientations actuelles des méthodes d'analyse appliquées à la stratigraphie" : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. 11, p. 47-65.
- 1958 - "Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, Flysch "Grès d'Annot" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 942-977.
- HOUGH H.L. 1942 - "Sediments of Cape Cod Bay, Massachusetts" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 12, p. 10-30.
- HUTTON C.O. 1950 - "Studies of heavy detrital minerals" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 61, p. 635-710.

- JARDINE S. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble.
- JOYES R. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble.
- KOLDEWIJN B.W. 1958 - "Sediments of the Paria-Trinidad Shelf" : Rept. of the Orinoco Shelf Expedition, vol. 3 (thesis), Amsterdam, 109 p.
- KOSSOVSKAIA A.G. et SHUTOV V.D. 1958 - "Zonality in the structure of terrigene deposits in platform and geosynclinal regions" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 656-666.
- KRUMBEIN W.C. 1947 - "Shales and their environmental significance" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 17, p. 101-108.
- KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L. 1955 - "Stratigraphy and Sedimentation" : San Francisco, W.H. Freeman and Co., 497 p.
- KRYNINE P.D. 1948 - "The megascopic study and field classification of sedimentary rocks" : Jour. Geol., vol. 56, p. 130-165.
- KUENEN Ph. H. 1942 - "The Snellius-expedition in the eastern part of the Netherlands East-Indies 1929-1930 - Geological results - Bottom samples" : vol. 5, part 3, Leiden, E.J. BRILL, 268 p.
- 1950 - "Marine geology" : New-York, John Wiley and Sons Inc., 551 p.
- KUENEN Ph. H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. et FALLOT P. 1957 - "Observations sur les flyschs des Alpes-maritimes françaises et italiennes" : Bull. Soc. Géol. France, 6^e série, vol. 7, p. 11-26.
- KUENEN Ph. H. et MIGLIORINI C.I. 1950 - "Turbidity currents as a cause of graded bedding" : Jour. Geol., vol. 58, p. 91-127.
- KUENEN Ph. H. et SANDERS J. 1956 - "Sedimentation phenomena in Kulm and Flozleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany" : Amer. Jour. Sci., vol. 254, p. 649-671.
- LARSEN L.H. et POLDERVAART A. 1955 - "Statistical analysis of zircons in rocks" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 66, p. 1588-1589.
- LEHMANN J.P. 1959 - "Contribution à l'étude géologique des formations tertiaires dans les Basses-Alpes - Synclinal d'Esparron-La Batie (flanc S.W.) entre le Sasse et les Monges" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 41 p.
- Mc NEAL R.P. 1959 - "Lithologic analysis of sedimentary rocks" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 43, p. 854-878.
- MOJAIISKY M. 1958 - "Région d'Annot (B.-A.)" : Dipl. Et. Sup. Sorbonne.
- PASSEGA R. 1957 - "Texture as characteristics of clastic deposition" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 41, p. 1952-1984.
- 1960 - "Sédimentologie et recherche de pétrole" : Rev. Inst. Fr. Pétrole, vol. 15, p. 1731-1740.
- PETTIJOHN F.J. 1957 - "Sedimentary rocks" 2nd ed. New-York, Harper et Brothers, 718 p.
- PHLEGER F.B. 1951 - "Displaced Foraminifera faunas" : Soc. Econ. Paleont. and Mineralog., special publ. 1, p. 66-75.

- PHLEGER F.B. 1960 - "Ecology and distribution of recent Foraminifera", Baltimore, Johns Hopkins Press, 297 p.
- POLDERVAART A. 1955 - "Zircons in rocks - 1 Sedimentary rocks" : Amer. Jour. Sci., vol. 253, p. 433-462.
- PRYOR W.A. 1960 - "Cretaceous sedimentation in upper Mississippi Embayment" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 44, p. 1473-1505.
- RECH-FROLLO M. 1950 - "Quelques observations tirées d'une étude comparée du flysch carpatique, pyrénéen et alpin" : Bull. Soc. Géol. France, vol. 20, p. 81-84.
- 1953 - "Recherche de critères pétrographiques de la notion de flysch" : Bull. Soc. Géol. France, vol. 3, p. 537-542.
- SADOUN M. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble.
- SCHAER J.P. 1959 - "Les porphyres quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du grand St-Bernard, Valais, Suisse" : Geol. Rundschau, vol. 48, p. 147-158.
- SHEPARD F.P. 1959 - "Sedimentary facies from shallow borings in lower Mississippi" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 43, p. 2051-2067.
- STANLEY D.J. 1959 - "Preliminary observations on the Annot sandstones ("Northern facies") of the French and Italian Maritime Alps" : rapport int. Inst. Fr. Pétrole, 32 p.
- STRAKHOV N.M. 1958 - "Méthodes d'étude des roches sédimentaires" 2 vol. - Ann. Serv. Inform. géol. du B.R.G.G.M., n° 35, 542 p + 535 p.
- Symposium 1947 - Soc. Econ. Paleont. and Miner. and Amer. Ass. Petrol. Geol., Los Angeles Meeting - Jour. Sedim. Petrol., vol. 17, p. 91-128.
- TCHIMICHKIAN G., REULET J. et VATAN A. 1958 - "Etude pétrographique des matériaux mollassiques de quelques sondages profonds de la Bresse" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 1093-1114.
- TRASK P.D. 1932 - "The origin and environment of source sediments of petroleum" : Houston, Gulf Publ. Co., p. 67ff.
- TRUMPY R. et BERSIER A. 1954 - "Les éléments des conglomérats oligocènes du Mt-Pélerin - Pétrographie, statistique, origine" : Ecl. Geol. Helv., vol. 47, p. 119-166.
- TWENHOFEL W.H. 1947 - "The environmental significance of conglomerates" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 17, p. 119-128.
- VATAN A. 1949 - "La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional, au Crétacé et au Tertiaire" : C.R. Som. Soc. Géol. France, n° 6, p. 102-104.
- 1950 - "General aspects of sedimentation in the geological basins of France" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 20, p. 65-74.
- VUAGNAT M. 1947 - "Quelques données pétrographiques sur certains grès d'Annot de la région de Gap (H.-A.)" : C.R.Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, vol. 64, p. 33-36.
- 1952 - "Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du flysch nordhelvétique" : Matér. Carte Géol. Suisse (nouv. sér.), 97^e livr., 103 p.

Chapitre VI

CONCLUSIONS GENERALES ET PALEOGEOGRAPHIE

GENERALITES

En s'appuyant sur des faits, statistiquement valables, le but final de cette étude a été de retracer le cadre locale et la suite des événements qui ont abouti, à la fin du Nummulitique, au dépôt des grès considérés.

Il paraît utile, avant d'ouvrir la discussion paléogéographique, de rappeler brièvement les conditions stratigraphiques et tectoniques régionales qui ont influencé directement la configuration du bassin, sa bathymétrie, la nature des courants de transport et des types de dépôts. Les déformations tectoniques n'ont pas seulement modelé le bassin, mais aussi les zones environnantes qui l'alimentaient de leurs produits d'érosion.

C'est dans ce cadre général que viennent s'inscrire les données pétrographiques que nous avons accumulées. Elles sont reportées sur un certain nombre de schémas groupés dans les figures 29 à 32.

Aperçu stratigraphique général

La figure 3 résume les données chronostratigraphiques développées au chapitre II. Elle montre, suivant un schéma devenu classique depuis BOUSSAC, le déplacement de la mer Nummulitique vers l'O. à la fin du Priabonien.

A cette époque, comme le montre le schéma 1 de la figure 32, le faciès gréseux 'B' ne dépassait pas au S. et à l'O. une zone où se déposaient encore des marnes bleues 'A'.

Nous ignorons ce qui se passait alors au N. et au N.E. ('?' de la fig. 32,1) cette zone étant actuellement recouverte par les nappes subbriançonnaise et briançonnaises. Il n'est pas interdit de penser que latéralement il y ait eu passage à des silts ou des schistes formant aujourd'hui une partie des flyschs exotiques. Des études ultérieures le préciseront peut-être.

Une grande partie du massif d'Argentera était encore immergée.

Le schéma 2 (fig. 32) montre au début du Lattorfien, la grande extension du faciès sableux jusque dans la "zone externe oligocène" de BOUSSAC; avec les "grès en plaquettes" de Barrême ('C'), les grès calcaires ('D') de Faucon-Gigors. Ces formations, plus jeunes que les grès de base du schéma 1 (B), sont contemporains de la partie moyenne ou supérieure (B') de la formation du grès d'Annot proprement dit..

Les grès deviennent donc de plus en plus jeunes en se déplaçant vers l'O.-N.O. Ces faits sont en accord avec le schéma général (planche XX) donné par BOUSSAC en 1912, auquel il convient cependant, à la suite des travaux micropaléontologiques de GUERIN-DESJARDINS (1957) et de SIGAL et ESPITALIE (1961), d'apporter quelques rectifications dans la région de Castellane (C'). Les grès de base de Taulanne et de Castellane, considérés par BOUSSAC comme latorrfiens, étant priaboniens (comme l'indique la colonne II de la fig. 3 du texte). L'équivalent des grès d'Annot serait, dans ce secteur, des dépôts très littoraux de lagunes désalées : calcaire lacustre, 'j', et série bistre, 'i'.

Une grande partie du Massif d'Argentera devait être exondée à cette époque.

Les termes marins les plus récents, postérieurs au dépôt des grès d'Annot ou équivalents (voir fig. 3, colonnes V, VII, IX), sont conservés dans d'étroits chenaux, comme le montre le schéma 3 de la figure 32. Ils sont représentés entre Barrême et Clumanc par les conglomérats "à *Natica crassatina*" (E), et par les dépôts deltaïques de St-Antonin (F).

Ils marquent définitivement la fin du régime marin dans cette partie sud des Alpes dont la bordure occidentale après le Latorrfien, est recouverte de molasses laguno-lacustres.

Aperçu tectonique général

Ces changements dans la localisation des grès entre le Ludien supérieur et le Latorrfien s'accordent avec l'histoire géologique de la région située à l'O. de l'Argentera dont L.P. BERTRAND (1896, p. 212) écrivait : "les plus importants des plis récents de la région avaient été ébauchés à la fin du Crétacé et se sont accentués postérieurement au dépôt de l'Eogène". A. FAURE-MURET (1955, p. 297) le confirmait en soulignant que "certaines failles ante-oligocènes et le repos des grès jusque sur le Crétacé supérieur dans le Massif du Tournairat témoignent de déformations, voire de plissements et d'érosions, immédiatement antérieures au début de la série oligocène".

A.F. de LAPPARENT (1938, p. 190) précise que le grès d'Annot et ses équivalents latéraux se sont déposés entre sa phase provençale majeure (post lutétienne) et la première phase alpine qu'il situe entre Latorrfien et Stampien. Le schéma 4 de la figure 32 montre, en traits pleins, l'orientation E.O. de ces plis qui sont masqués en partie vers le N. sous la couverture Crétacé supérieur-Nummulitique, mais qui, d'après HERITIER (1950) reparaît dans le Haut Var dans la région du Col des Champs.

Ces plis "alpins", représentés par des croix et postérieurs au dépôt des grès, ont même orientation à l'E. de Castellane et sont dirigés vers le N.-N.O. à l'O. de cette localité où ils constituent "l'Arc de Castellane" de GOGUEL (1936, p.1953) formé d'éléments chevauchants.

Outre la direction générale des plis, le schéma 4 souligne l'importance de grandes failles S.O.-N.E., de direction hercynienne, dont Y. GUBLER (1958, fig. 1)

pense qu'elles ont joué un rôle déterminant dans la distribution des grès d'Annot: faille ou réseau de failles "a", entre Rouaine et Guillaume (cartographie par P. BORDET (1951), J. FERRAT, S. JARDINE et R. JOYES (1957)); failles "b" de Servagno en Italie à l'extrémité N. du Massif d'Argentera.

On peut penser, d'après A. FAURE-MURET (1955) et Y. GUBLER (1958) que pendant le Lattorfien le Massif d'Argentera, soumis à des contraintes, se compartimentait en zones hautes et effondrées, limitées par le rejou d'anciennes fractures.

Ces accidents de socles seraient aussi responsables d'une zone haute qu'on peut suivre (schéma 5, fig. 32) depuis le S. du Pelvoux vers le S.E. en direction des Maures dans les pointements triasiques et paléozoïques de St-Etienne d'Avançon (triangle 1), de Remollon (triangle 1), de Barles (triangle 2).

GOGUEL (1944, p. 212) considère que cette "crête de terrain ancien, prolongeant vers le S. le Pelvoux, irait passer à l'E. de Digne et ne disparaîtrait sans doute qu'un peu plus au S. Le Massif du Mercantour élargi se raccorderait au Dôme de Barrot. En Provence enfin, la région des Maures et de l'Estérel serait considérablement élargie. C'est ce que nous avons voulu représenter en pointillés sur le schéma 5.

La zone hachurée correspondant à l'axe Romellon-Barles constituait, entre Pelvoux et Maures, une barrière que n'a pas franchie vers l'O. la mer nummulitique (GOGUEL, 1936, p. 38). Il apparaît aussi, d'après P. BORDET (1951), que l'axe Maures, Estérel, Tanneron, lui faisant suite au S., était déjà soumis à l'érosion à l'époque du dépôt des grès d'Annot.

Ces grands traits permettent de situer arbitrairement les limites du bassin nummulitique et des zones hautes avoisinantes.

Délimitation du bassin

En combinant les résultats, reportés sur les schémas 2, 4 et 5 de la figure 32, nous sommes en droit de retracer la limite occidentale du bassin marin au Lattorfien. MENNESSIER récemment (1959, p. 12) a montré que la ligne de rivage suivait la direction des plis: E.-O. au S. du Var jusqu'à Castellane, s'orientant ensuite S.S.E.-N.N.O. sur l'axe Barles, Remollon, au delà du Verdon.

Les rivages du bassin au N.E. du Massif d'Argentera sont encore problématiques, en raison des complexités tectoniques résultant de l'empilement de "nappes". Tant que des études approfondies de l'histoire sédimentologique de ces unités exotiques n'auront pas été faites, toute hypothèse restera gratuite. L'étude sédimentologique des flyschs tertiaires subbriançonnais résoudra peut-être un certain nombre d'inconnues.

Comme le montre la figure 29, schéma 1, le bassin était entouré à l'O., au S., au S.E. de terres émergées; les cartes de paléocourants (schéma 2) et du rapport sable/argile, schéma 3, montrent sans équivoque l'existence d'une zone

Figure 29

1. Répartition géographique des principaux affleurements de "grès d'Annot" et de leurs équivalents détritiques latéraux (les affleurements étudiés sont encadrés); en grisé les massifs cristallins ou paléozoïques d'Argentera, de Barrot, des Maures Estérel; 1, pointements permo-triasiques de Remollon et St-Etienne d'Avançon, 2, pointement de Barles.
2. Directions des paléocourants déterminées par l'étude des structures sédimentologiques linéaires.
3. Flèches indiquant le sens de la diminution du rapport sable/argile.
4. Flèches indiquant le sens de la diminution de l'épaisseur moyenne des bancs de grès.
5. Flèches indiquant le sens de la diminution du nombre des grès conglomératiques contenant des galets et des graviers.
6. Répartition des conglomérats contenant des galets cristallins ayant un diamètre supérieur à 10 cm.
7. Répartition des dépôts de glissement (contenant souvent des galets cristallins de plus de 10 cm de diamètre).
8. Répartition des sables mal cimentés et mal stratifiés n'ayant pas les caractéristiques du "flysch".
9. Répartition de trois types d'associations pétrographiques de galets :
 - 1) zones à granites et gneiss, 2) zone à granites, gneiss, et roches sédimentaires, 3) zone sud à granites roses de type St-Antonin, et rhyolites type Estérel.
10. Répartition granulométrique des divers sables et grès dans la partie S. et S.O. du bassin nummulitique : 1) grès de Rouaine, Annot, Puget-Théniers, etc., 2) grès de Castellet-les-Sausses, 3) sables de St-Antonin, 4) sables d'Allons, 5) grès de Senez (au S. de Barrême), 6) grès en plaquettes (au N. de Barrême).
11. Répartition des diverses associations de minéraux lourds : 1) R.A. = résistants et apatite, 2) G.R.A. = grenats, résistants, apatite, 3) S.D.G. = staurotide, disthène, grenat.
12. Flèches indiquant le sens de la diminution des pourcentages relatifs de staurotide-disthène.
13. Flèches indiquant le sens de la diminution des pourcentages relatifs de grenat.
14. Répartition des sables contenant les pourcentages relatifs les plus élevés de feldspaths.
15. Répartition des sables contenant les pourcentages les plus élevés de CaCO_3 .
16. Répartition des sables contenant de la glauconie et des microfossiles (Foraminifères et Ostracodes, débris végétaux abondants).

TABLEAU COMPARATIF DES DIRECTIONS D'APPORTS ET DES VARIATIONS LATÉRALES DE FACIES

(Légende dans le texte)



haute quelque part, dans la région de l'actuel massif d'Argentera. La géomorphologie de cette île "A", telle qu'elle apparaît sur le schéma 9 de la figure 29, devait être complexe.

Principales considérations lithologiques

Tout ce qui touche aux variations lithologiques des formations étudiées se ramène à deux ordres de grandeur : dans le temps et dans l'espace, qu'il est commode de résumer séparément.

VARIATIONS VERTICALES

Les changements dans la lithologie s'observent aisément sur le terrain. Dans la plupart des coupes, les "marnes bleues", remplacées au N. du Ruch, par les "calschistes à Globigérines", deviennent de plus en plus grossières au sommet, elles passent à des silts, des grès fins micacés, dont l'alternance aboutit à un faciès flysch fin. De bas en haut, les bancs des grès s'épaississent, de fins les grains deviennent moyen à grossier. Dans la partie supérieure de la formation, les grès "granoclassés", épais de 1 à 10 cm, dominant, alors que les silts et les marnes interstratifiés diminuent en nombre et en puissance. Il en résulte une augmentation du rapport sable/argile, liée à une plus grande fréquence des turbidites. Parallèlement on constate l'importance croissante vers le haut de la série des grès conglomératiques et des "fluxoturbidites" (fig. 5 et 6 du texte).

Par contre, nous avons constaté au chapitre III que pour l'ensemble de chaque coupe considérée, les types de figures sédimentaires, l'orientation des courants d'érosion, ne varient pas dans le temps. Nous avons montré aussi à propos des grès d'Annot s. str. ou des "grès en plaquettes" que, de bas en haut d'une coupe, les associations minéralogiques ou les fragments détritiques de roches, qui constituent les grès, restent les mêmes, aucune modification dans les cortèges ne s'y produit.

Cependant, aux chapitres IV et V nous avons remarqué à l'intérieur d'une même turbidite une différenciation quantitative et qualitative entre ces éléments, qui est liée au mécanisme particulier de formation des turbidités.

VARIATIONS LATÉRALES

Les variations lithologiques latérales à l'intérieur de la formation sont beaucoup plus spectaculaires; elles sont d'une grande utilité dans la reconstruction paléogéographique. Pour éviter les répétitions et les renvois, nous avons réuni sur la figure 29 les principaux résultats obtenus aux chapitres III et V.

Les semis de points portés sur le schéma 1 de cette figure montrent à l'intérieur d'un cadre géométrique, la position des sables étudiés. Les massifs paléozoïques ou cristallins d'Argentera, de Barrot, des Maures-Estérel, et du Tanneron sont en hachure. Les triangles 1 et 2 marquent l'emplacement des pointements de socle de Remollon et Barles.

J'ai réuni en trois groupes les 15 variables qu'on peut considérer comme les plus caractéristiques :

1) Le premier groupe, visualisé au moyen de flèches, orientées suivant certaines tendances du S. au N., de l'O.-N.O. à l'E.-S.E., du S.E. au N.O., montre :

- a) une diminution du rapport sable/argile (schéma 3), voir aussi figure 4;
- b) une diminution de l'épaisseur moyenne des bancs de grès (schéma 4), voir aussi figures 5, 6;
- c) une diminution en pourcentage des grès conglomératiques (schéma 5), voir aussi figure 7;
- d) une diminution relative du pourcentage des grenats (schéma 13), voir aussi figure 27.

Ces variations vont exactement dans le même sens que les directions des principaux paléocourants du schéma 2.

2) Le second groupe, visualisé par la concentration et la distribution dans le bassin de cinq des constituants majeurs des grès :

- a) conglomérats dont les galets ont un diamètre > 10 cm (schéma 6), voir aussi figure 10;
- b) glissements sous-marins importants (schéma 7), voir aussi figure 10;
- c) composition des associations de galets (schéma 9), voir aussi figure 13 :
 - 1 - zone à granites et gneiss,
 - 2 - zone à granites, gneiss, et roches sédimentaires,
 - 3 - zone sud à granites roses de type St-Antonin, et rhyolites type Estérel;
- d) associations principales de minéraux lourds (schéma 11), voir aussi figure 25:
 - 1 - R.A = résistants et apatite,
 - 2 - G.R.A = grenats, résistants, apatite,
 - 3 - S.D.G = staurotide, disthène, grenat;
- e) pourcentage relatif le plus élevé des feldspaths (schéma 14), voir aussi figure 20.

3) Le troisième groupe se rapporte à un nombre de caractères particuliers, limités à la partie S.-S.O. de la région étudiée :

- a) sables peu et mal cimentés de la zone S. (schéma 8), voir aussi figure 2;
- b) granulométrie des sables des zones Sud et intermédiaire (schéma 10), voir aussi figures 14, 15, 16, 18, 19 :
 - 1 - grès de Rouaine, Annot, Puget-Théniers, etc.,
 - 2 - grès de Castellet-les-Sausses,
 - 3 - sables de St-Antonin,
 - 4 - sables d'Allons,
 - 5 - grès de Senoz (au S. de Barrême),
 - 6 - grès en plaquettes (au N. de Barrême);
- c) présence de staurotide - disthène (schéma 12), voir aussi figures 24, 25, 26;
- d) pourcentage le plus élevé de CaCO_3 (schéma 15), voir aussi figure 23;
- e) microfossiles et glauconie (schéma 16), voir aussi figure 28.

La ressemblance de ces schémas entre eux et avec le schéma directionnel des paléocourants est frappante. Ils mettent en évidence un certain nombre de traits sédimentologiques et fournissent des indications sur les conditions de transport et de dépôts au cours de l'accumulation de ces matériaux détritiques.

Zonéographie des grès

Sur la base de leur distribution, il apparaît donc que les grès sous deux faciès lithologiquement opposés (schéma 7, fig. 32) correspondent à des conditions de dépôt différentes réalisées dans diverses parties du Bassin. Dans chacune de ces aires géographiques les grès présentent certaines particularités réunies dans le tableau sous-jacent où sont indiqués rapports et différences.

Aire géographique I

Aire géographique II

Structures sédimentaires

équivalent aux "zones N. et intermédiaire" (1)

- a) dépôt alterné de type "flysch" rythmé
- b) formé de "turbidites" et "fluxoturbidites"
- c) épaisseur maximum de la formation
- d) alternance régulière de grès et de pélites
- e) stratification régulière de bancs granoclassés
- f) "sole marks" abondants, stratifications entrecroisées, et "chenaux" d'érosion rares
- g) phénomènes de glissements fréquents.

équivalent à la "zone S." et zone "externe"

- a) absence de dépôts alternés de type flysch
- b) rareté ou absence de "turbidites" et "fluxoturbidites"
- c) épaisseur de la formation relativement faible
- d) bancs de sable originels très épais séparés par des lits pélitiques extrêmement minces
- e) variations latérales d'épaisseur des bancs de grès, non granoclassés
- f) "sole marks" rares ou absents, stratifications entrecroisées à grande échelle, éventuellement "chenaux" d'érosion
- g) phénomènes de glissements rares.

Caractères pétrographiques

- a) grains en contact, ciment peu développé
- b) pourcentage du ciment calcaire faible
- c) assez bon classement des grains (So de Trask)

- a) grains isolés, ciment développé
- b) pourcentage du ciment calcaire élevé
- c) mauvais classement des grains (So de Trask)

(1) définies au chapitre II.

d) du point de vue granulométrique, alignement rectiligne des valeurs CM de PASSEGA, caractéristiques des courants de turbidité (voir fig. 17)

d) alignement en "chaussette" des valeurs CM caractéristiques des courants de traction (fig. 18, 19)

Restes organiques

a) absence générale de macro. et de microfossiles

b) terriers et traces de vers abondants

c) présence de restes végétaux.

a) micro- et macrofossiles présents, voire localement abondants

b) terriers et traces peu abondants

c) restes végétaux abondants.

Ces différences essentielles reflètent des différences fondamentales dans les modes de transport et de dépôt existant dans les aires I et II considérées.

Profondeur de dépôt en relation avec la sédimentation

A partir des faits sus-mentionnés on peut logiquement supposer que les dépôts I s'accumulaient dans le bassin proprement dit, les dépôts II s'accumulaient sur une plateforme.

DEPOTS DE PLATEFORME

L'aire géographique II, coïncidant avec les faciès de notre "zone S." et "externe", peut être considérée comme une plateforme.

Les dépôts n'y dépassent pas 200 m d'épaisseur, formés de bancs non alternés. Nous y rattachons les sables au S. d'Annot : Allons, Rouaine, Puget-Théniers, St-Antonin; ainsi que les "grès en plaquettes" de Barrême et les grès de Faucon-Gigors.

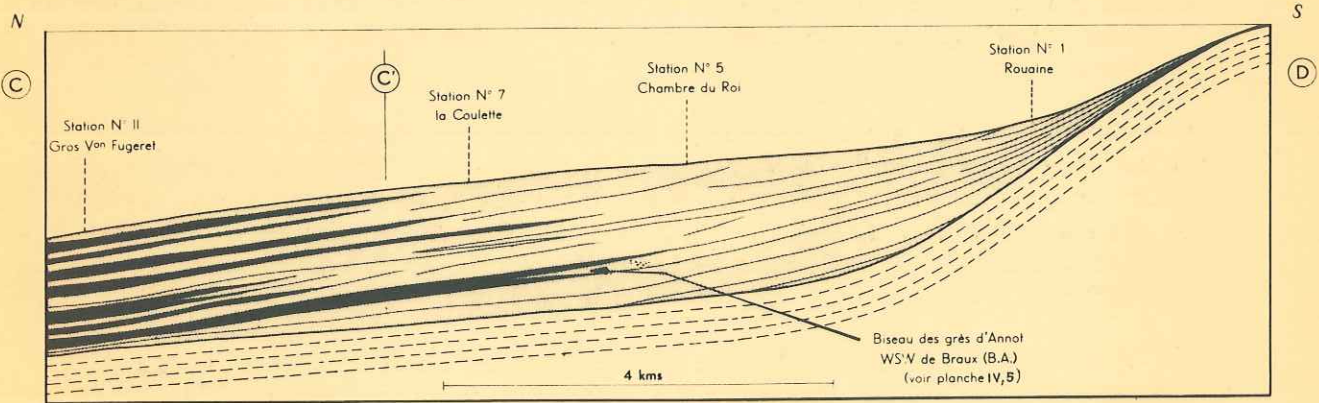
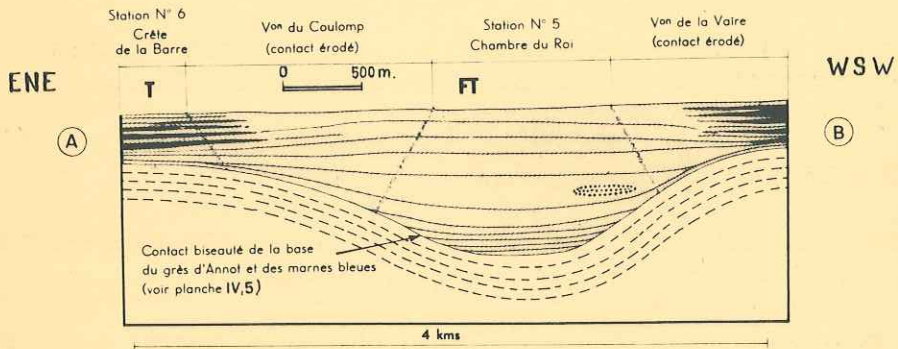
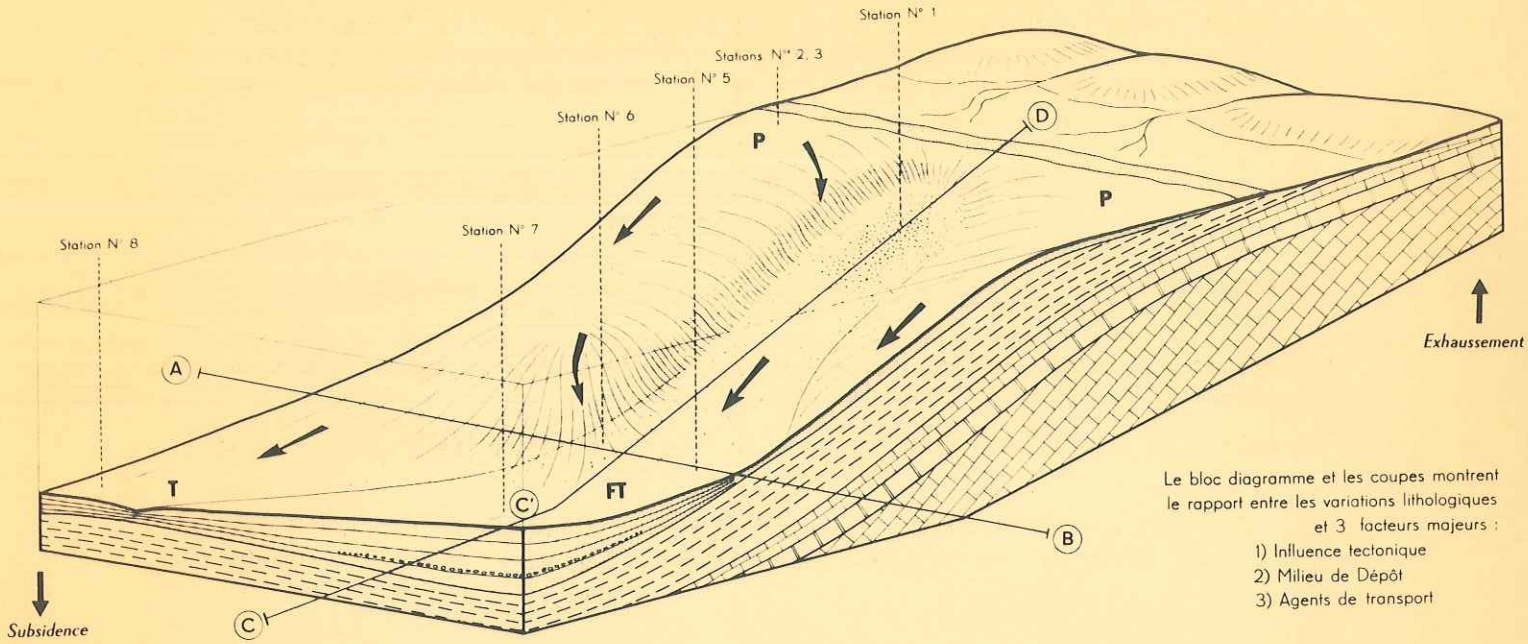
La présence de ripple marks, de larges stratifications entrecroisées, tout autant que le mauvais classement des grains et le pourcentage élevé d'un ciment calcaire, indiquent que les grains se déplaçaient individuellement ou en masse sur le fond. Les chenaux d'érosion indiquent l'effet d'une érosion sous marine à une profondeur relativement faible. La présence à la fois de microfossiles (ostracodes et foraminifères) et de restes végétaux présume des profondeurs de dépôt < 200 m.

Il est fort probable qu'il existait alors un shelf étroit en marge du Massif d'Argentera élargi au Dôme de Barrot comme le montre le schéma 7 de la figure 32. Ceci reste une supposition en l'absence de dépôts conservés dans ce secteur.

DEPOTS DE BASSIN

La somme des critères d'identification réunis sur l'aire géographique I, est pour KUENEN (1958, p. 1011) l'indice d'un dépôt de matériau détritique en mer

INTERPRETATION DE L'ORIGINE DES GRÈS D'ANNOT DANS LA REGION D'ANNOT (BASSES-ALPES)



LEGENDE

- | | | | | | |
|--|--|--|---|--|----|
| Grès d'Annot et Marnes interstratifiées (Laffortien) | | Calcaire Nummulitique | | Zone des dépôts de "Turbidites" profondeur > 200 m | T |
| Marnes bleues | | Calcaire Sénonien | | Zone des dépôts de "Fluxoturbidites" > 200 m | FT |
| Calcaires Marneux Intermédiaires | | Zone des dépôts de Plateforme profonde < 200 m | P | Direction d'apport des matériaux détritiques | |

profonde (> 200 m). Ainsi le grès d'Annot à l'O.-N.O.-N. du Massif d'Argentera correspondrait aux véritables "dépôts de bassin".

Nous avons réuni, au cours des chapitres III, IV, un nombre d'arguments suffisants, qui montrent que les grès d'Annot des zones "N" et "intermédiaires" ont été entraînés là en suspension et par glissement.

1) Cela n'a pu se faire qu'en considérant un talus dont le gradient de pente ait permis le transport de ce matériel > 2 mm (atteignant jusqu'à 20 cm de diamètre). Il va de soi, qu'un tel matériel ne peut être transporté en suspension sur de longues distances et requiert l'intervention combinée de courants de turbidité et de glissements sous-marins. Ces mécanismes doivent être nécessairement évoqués pour expliquer les énormes masses glissées qu'on observe dans le vallon de la Moutière notamment.

Il semble qu'un gradient de pente de 3° puisse rendre compte de tels phénomènes.

La localisation des gros galets cristallins et de glissements sous-marins, figurés sur les schémas 6 et 7 de la figure 29 soulignent le dépôt brutal de matériel en glissement résultant de l'arrêt de la pente sur le fond du bassin.

La plupart des "turbidites" et des "fluxoturbidites" reconnues dans le bassin indiquent que le gradient de pente du bassin était rarement inférieur à 1 ou 2° .

Supposant que les matériaux étaient transportés par gravité le long d'une pente de 3° pendant les dix premiers kms, de 2° pendant les 15 km suivants, ils auraient été entraînés à une profondeur dépassant 1 000 m, dans la partie la plus profonde du bassin.

2) Le second argument repose sur le fait que le rapport sable/argile et l'épaisseur moyenne des bancs varient, comme nous l'avons vu dans les schémas 2, 3 et 4 de la figure 29, dans le même sens que se dirigeaient les paléocourants. Ceci rejoint l'idée de KUENEN pour qui, dans un bassin de type flysch, l'épaisseur des bancs diminue en s'éloignant des rivages. Il en conclut (1958, p. 1015) "as there must have remained some depth over the highest point of the sea floor, after accumulation and compaction has reduced shale thicknesses, the final result is that the minimum depth needed was roughly equivalent to the greatest formation thickness".

Dans le Haut Var, au S.E. du Col de la Cayolle, de même qu'à l'E. de Barles, aux 3 Evêchés, l'épaisseur des dépôts dépasse 600 m.

3) Le troisième argument, qui milite en faveur de la profondeur du bassin dans cette aire I, c'est l'absence de restes coquillers, en dépit de l'abondance de pistes et de terriers, dans les "zones N" et "intermédiaires". Ceci semble prévaloir dans tous les flyschs anciens, de même que dans les dépôts de bassin actuels de type Santa Barbara, Santa Monica et San Pedro en Californie. Le fond de ces bassins, par 600 ou 1 000 m de fond, est azoïque d'après EMERY (1960, fig. 148); cela serait dû à l'appauvrissement en oxygène des eaux de fond, les seules traces de vie semblant dues à l'activité d'une faune interstitielle privée de squelette.

Il nous apparait donc clairement que la taille grossière des éléments du grès d'Annot n'implique nullement un milieu de dépôt néritique peu profond, ou lagunaire, comme l'ont supposé les premiers chercheurs (ZURCHER, 1908). L'effet de gravité, qui résulte de la formation de courants de turbidité ou de glissements sous-aquatiques, explique parfaitement la présence de matériaux grossiers à des profondeurs dépassant celles d'une plateforme peu profonde.

Bathymétrie

ORIENTATION DES PENTES

Les observations pétrographiques, que j'ai pu réunir, nous ont amenés non seulement à estimer le gradient de pente sur lequel s'est effectué le transport des matériaux, mais aussi le sens dans lequel localement se sont écoulés les courants de transport jusqu'à de grandes profondeurs.

La confrontation des résultats consignés sur les schémas 2, 3, 4, 6 et 7 de la figure 29 ne peuvent laisser aucun doute sur le sens du transport le long de talus relativement courts, concaves, faiblement inclinés :

- vers l'E.-S.E. dans la région des dômes de Barles et Remollon,
- vers le N. dans la région de Rouaine, Annot, le Ruch,
- vers le N.O. dans la région du Dôme de Barrot,
- vers l'O., N.O., N. autour du Massif d'Argentera.

L'emplacement de ces talus est indiqué sur le schéma 6 de la figure 32.

Les stratifications obliques ou entrecroisées et les ripple marks, observés dans les grès fins équivalents de Senez et de Clumanc, peut-être aussi ceux de Faucon-Gigors, indiquent une orientation vers l'E.-E.S.E. sur une pente beaucoup plus faible que n'indique pas le schéma 6.

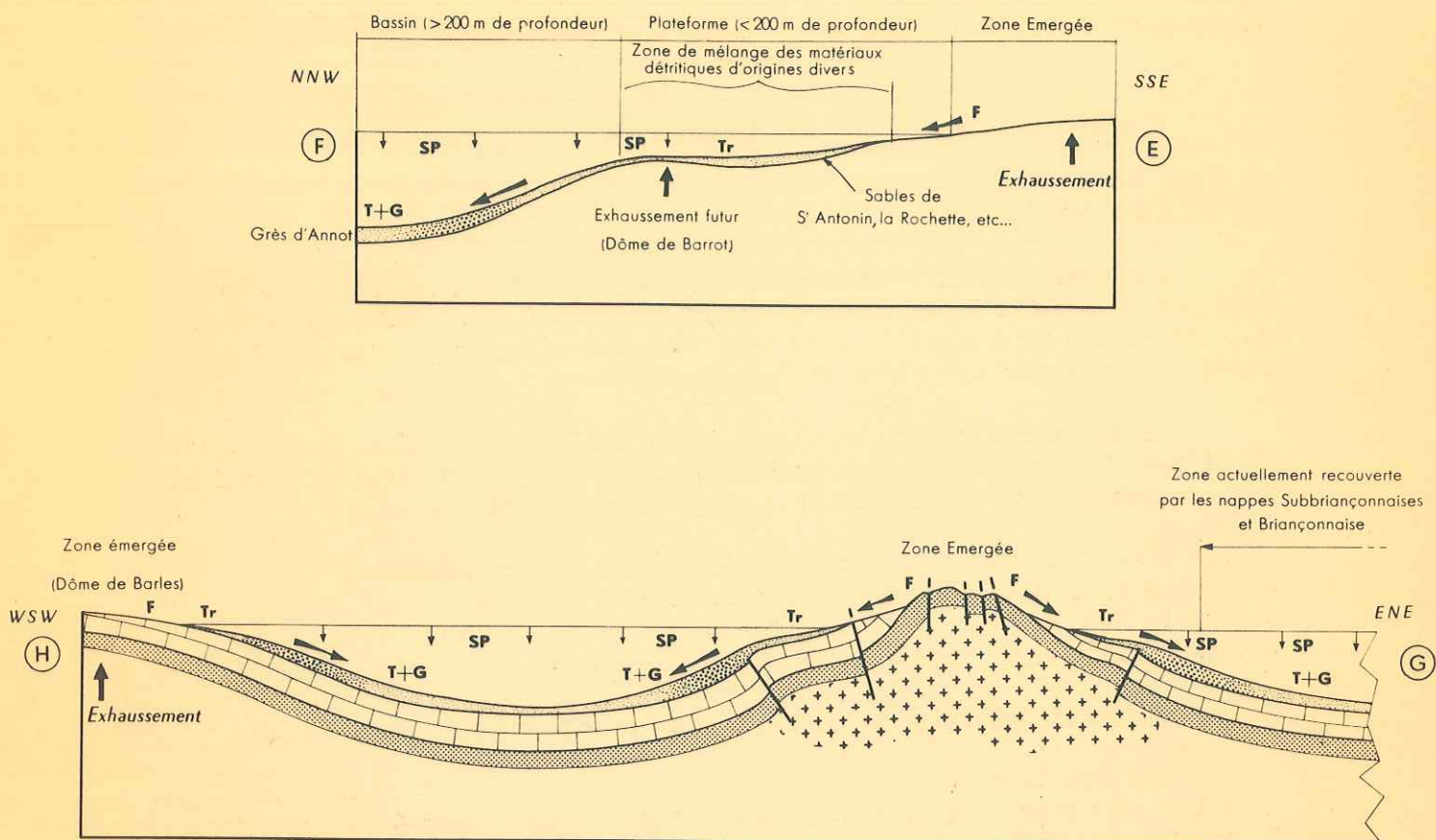
On constate que la direction des paléocourants ne varie pas localement, au cours du dépôt de toute la formation; ceci tend à souligner qu'il n'y a pas eu de déformation notable du bassin pendant cet intervalle.

TOPOGRAPHIE SOUS-MARINE ET SEDIMENTATION

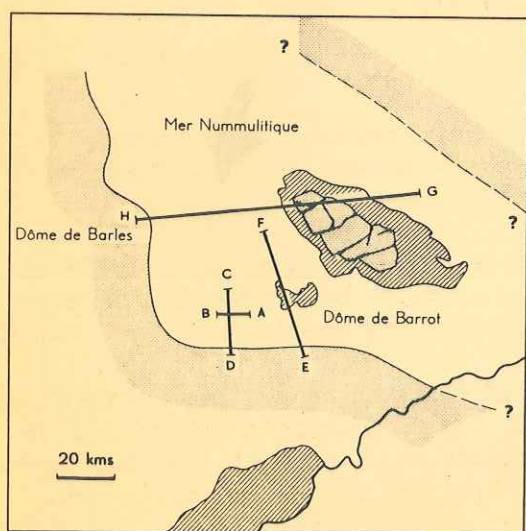
Toute tentative de reconstruction paléotopographique doit nécessairement prendre en considération les faits exprimés antérieurement se rapportant au cadre tectonique et aux variations de lithofaciès constatés.

Du point de vue sédimentation, il faut se rappeler qu'au cours de la période qui a immédiatement précédé l'accumulation des grès, se sont déposés uniformément des sédiments fins pélagiques, que GOGUEL (1953, p. 51) rattachent à une "sédimentation profonde en eau tranquille"; on pourrait dire presque sans relief. Au cours du Ludien et du Lattorfien, alors que le Massif d'Argentera se fragmentait en compartiments limités par des failles, le fond du bassin s'accidentait de reliefs en creux ou positifs qui ont joué un rôle déterminant sur la répartition des dépôts clastiques. Ces dépressions, constituant peut être des sortes de vallées sous-marines, formaient des pièges où s'accumulaient sables et silts.

RAPPORTS ENTRE LE MILIEU PALÉO-TECTONIQUE, LES FACTEURS DE TRANSPORT DES SÉDIMENTS, ET LA RÉPARTITION DE CES DERNIERS AU DÉBUT DE L'OLIGOCÈNE



(Cette figure schématique ne représente pas les épaisseurs relatives des terrains, ni la morphologie réelle des accidents tectoniques)



Les coupes AB et CD sont représentées dans la figure n° 30

- Grès d'annot (Ludien supérieur-Latorfien)
- Séries argilo-carbonatés du Secondaire et de l'Eocène (Dauphinois et Ultra-Dauphinois)
- Séries détritiques du Permo-Trias
- Massif cristallin Hercynien
- Sédiments transportés par : Courants de turbidités T
- Glissements sous-marins G
- Courants de fond (Traction) Tr
- Courants fluviaux F
- Direction d'apport des matériaux détritiques
- Sédiments Pélagiques SP

Si l'on considère l'épaisseur totale, les irrégularités des variations du rapport sable/argile, de l'épaisseur moyenne des bancs, du pourcentage de galets contenus dans les bancs de grès, il apparaît que le fond du bassin autour de l'île d'Argentera, et au N.O. du Dôme de Barrot, était très irrégulier. Dans ces régions les formations, en éventail ou en éperon, s'amincissaient en direction du centre du bassin; les "turbidites" et les "fluxoturbidites" ne s'y sont pas déposées comme de "minces nappes" d'isoépaisseur sur d'immenses surfaces mais comme des accumulations localement épaisses, moulées sur la topographie sous-marine. Il en résulte qu'il est difficile de corrélérer dans le détail des coupes même très voisines (voir fig. 5 et 6).

Il en est autrement dans la partie O.N.O. du bassin, entre Colmars et Dourmilloux, où les schémas sédimentaires obtenus montrent une certaine constance dans le sens des variations résultant d'une topographie plus régulière des fonds.

INTERPRETATION DES VALEURS DU RAPPORT SABLE/ARGILE

Nous avons constaté que, seuls, les grès fins, les silts, les argilites, ont des épaisseurs constantes dans toute la formation, (figure 6). Ceci s'explique par le fait que ces particules fines ont été transportées en suspension, soit par des courants de turbidité, de faible densité, soit par simple décantation, ceci en permanence en quelque point du bassin que ce soit, et en dehors de toute considération topographique du fond.

Le pourcentage de ces bancs à grain fin en quelque point de la formation que ce soit, estimé d'après le rapport sable/argile, est donc d'une valeur purement relative. Cette valeur dépend d'abord de la source granulométrique du matériel et aussi de la quantité du matériel grossier transporté qui, arrivant périodiquement, masque l'accumulation plus régulière des dépôts fins. On peut en donner plusieurs exemples :

1) Sur la plateforme

Dans la zone S. les sédiments transportés par traction s'accumulent si rapidement, formant des bancs épais, que les particules fines qui se déposent sans discontinuité arrivent difficilement à s'accumuler en véritables lits entre les bancs grossiers. En fait ce matériau $< 64 \mu$ se trouve mélangé aux grains plus grossiers constituant un ciment qui donne à ces grès leur aspect "sale". La valeur du rapport sable/argile correspondante est la plus élevée que nous ayons rencontrée.

Dans la zone "externe", entre Senez et Clumanc, c'est l'inverse qui se produit. Les sables ne constituent qu'un élément mineur dans une sédimentation fine péritique ce qui se traduit par une valeur très faible du rapport sable/argile (< 1).

2) Dans le bassin

Dans les parties plus profondes du bassin, la topographie et la nature des agents de transport sont en grande partie responsables des variations du rapport sable/argile : dans la région la plus proche du talus et des marges du bassin les valeurs sont les plus élevées; c'est là en effet que courants de turbidité et

glissements sous-marins accumulent, sur la plus grosse épaisseur, les matériaux les plus grossiers. Il résulte de ces accumulations rapides que les particules fines (qu'elles soient pélagiques ou en suspension par turbidités) sont masquées comme cela l'était dans le premier cas considéré sur la plateforme, mais pour des raisons tout autres. Dans les parties du bassin, plus éloignées des marges, plus plates et plus profondes, où les courants de turbidité ont la latitude de décharger régulièrement des grès fins ou des pélites "granoclassées", en alternance avec des pélites "non granoclassées", les valeurs du rapport sable/argile sont faibles.

Relations entre activité tectonique,
transport et dépôt

Nous venons de voir que, événements tectoniques, agents de transport et cadre morphologique du bassin contrôlent, dans une certaine mesure, la répartition des différents lithofaciès.

Les figures 30 et 31 montrent schématiquement l'intervention de ces trois facteurs dans les divers secteurs du bassin, la figure 31 donne une coupe schématique paléogéographique telle qu'on peut la reconstituer à la lumière des faits réunis.

DANS LE SECTEUR S. , PRÈS D'ANNOT ET DANS LA ZONE "INTERMÉDIAIRE" (fig. 30)

Le choix d'Annot même, comme localité-type de la formation, est particulièrement malheureux : les grès n'y sont nullement représentatifs de la formation dans son ensemble bien au contraire, comme le montre le bloc diagramme et les coupes A-B-C-D de la figure 30, le schéma 6 'a' de la figure 32, la photo 5 de la planche IV, les grès, en ce point, peuvent changer latéralement de faciès en moins de 500 m entre la rive droite et la rive gauche du Coulomp (station n° 5, fig. 30).

Non seulement les grès en bancs épais de plusieurs mètres, à la Chambre du Roi, s'amincissent rapidement vers l'E. et le N. (coupes A-B, C-D), les pélites variant en proportion inverse, mais la granulométrie des grains suit ces variations. Aux stations 5 de la Chambre du Roi et 7 de la Coulette, les grès sont grossiers, mal classés, à peine "granoclassés", alors qu'à courte distance, aux stations 6 et 11, le "granoclassement" devient la règle et s'accompagne d'un matériau beaucoup plus fin.

Il n'existe aucun accident tectonique entre ces deux rives de la même vallée, qui puisse expliquer un tel phénomène, mais on observe sur la rive droite du Coulomp (profil A-B, fig. 30, planche IV, photo 5) un certain biseautage des grès qui suggère, dans les marnes bleues sous-jacentes, l'existence d'un chenal sous-marin vers lequel les grès auraient été entraînés; ce creusement des marnes bleues s'accompagne d'une remontée du fond vers le S. comme le montre le bloc diagramme de la figure 36. De tels mouvements de bascule peuvent s'accompagner de phénomènes de collapse qui ont déclenché courants de turbidité et glissements sous-marins, voire l'un et l'autre. Volontairement, nous ne parlons pas ici de canyon pour désigner cette topographie locale, terme que MENARD (1955, p. 246)

dans sa discussion de la topographie sous-marine, réserve à une vallée aux rives abruptes et raides ce qui n'est pas le cas.

Apportés par des fleuves venant du S. et transportés sur une plateforme par des courants de traction, jusqu'au voisinage d'Annot, les sables, comme le montre le bloc de la figure 30 ont été entraînés dans le chenal relativement étroit suivant le profil C-C'-D. Résultant de l'action combinée de glissements sur la pente et de remise en suspension ils se sont déposés à l'intérieur et au front du chenal, en éventails coalescents peu développés latéralement. C'est le seul endroit dans la région étudiée où l'on puisse observer tous les termes de passage des dépôts de plateforme à ceux du bassin proprement dit.

Par contre, comme le souligne le bloc diagramme, immédiatement en dehors du chenal, à la crête de la Barre, stations 7 et 8, les matériaux de la plateforme ont pu directement être transportés en suspension surtout de la plateforme au fond du bassin. Ces turbidites T à caractère flysch, sont latéralement beaucoup plus développées.

Dans ces deux types de formations on rencontre des débris de roches et des inclusions empruntées aux dépôts sous-jacents. L'érosion, qui a suivi le soulèvement au S., a fourni en abondance des galets calcaires mésozoïques et priaboniens; l'érosion par les turbidites de la partie supérieure du talus explique la présence des galets, de marnes bleues, de galets mous ou de fragments arrondis de turbidites antérieures dans des dépôts plus jeunes.

GRES D'ANNOT DES ZONES "S.", "INTERMÉDIAIRES" et "N."

Un autre exemple montre le contraste de la sédimentation entre la plateforme et le bassin.

La coupe E-F de la figure 31 montre schématiquement l'arrivée du S. de matériel continental entraîné par des fleuves sur une plateforme située au S. du Dôme de Barrot. Les sables se déplaçaient sur le fond par des courants de traction Tr à faible profondeur, ce dont témoignent des stratifications entrecroisées, l'aspect des bancs, la taille des grains et l'absence de classement. L'apport pélagique est infime dans cette zone.

Comme le montre le profil F-E, la zone d'eau profonde ne s'amorce qu'au N.-N.O. du Dôme de Barrot, alors encore immergé mais constituant un haut fond limité par un talus le long duquel courants de turbidité T et glissements G entraînaient le matériel littoral.

Entre les turbidites, des dépôts pélagiques S-P se déposaient. Il en résulte une sédimentation rythmée, de type flysch, formée par l'alternance de couches "granoclassées" et de pélites, qui caractérise la formation tout entière des zones "intermédiaire" et "N."

Comme il a été suggéré à propos de la localité d'Annot les ébranlements tectoniques (tremblements de terre, soulèvements, etc.) auxquels étaient soumis les régions plus au S. de St-Antonin, et aussi dans la région du futur Dôme de Barrot, peuvent avoir provoqué des courants de gravité.

" "
GRES D'ANNOT DE LA ZONE N.

La coupe H-G de la figure 31 donne une image très schématique des paléoreliefs qui alimentaient les grès de ces régions:

A l'O. la zone haute de Barles alignée N.S.; à l'E. une zone émergée que nous sommes amenés à localiser quelque part non loin de l'actuel massif d'Argentera.

Revenant aux divers schémas de la figure 29, nous constatons que turbidites T et fluxoturbidites G se déplaçaient de l'O.-S.O. vers le N.-N.E. à partir de Barles et rayonnaient autour du haut fond d'Argentera. Les matériaux les plus grossiers s'accumulent au pied de la pente et interrompent la pluie continue des pélagiques en suspension. Ces turbidites, ces fluxoturbidites, s'amincissent progressivement du côté bassin et du côté talus.

Il se pourrait que dans les régions de la plateforme, soumises le plus intensément à des réajustements tectoniques (haut fond de Barles, de Barrot, pourtour d'Argentera), la presque totalité des dépôts néritiques ait disparu et/ou ait été resédimentée dans le bassin proprement dit.

Cela n'est pas vrai sur la plateforme plus stable où sont conservés à Barrême et à Faucon-Gigors des grès littoraux dont HAUG (1891, p. 124), il y a 70 ans, considérait déjà "qu'ils communiquaient sans doute directement avec les dépôts de l'Est. Si l'unité du bassin dans lequel se déposait la mer nummulitique est bien établie, il n'en est pas de même de la continuité des différentes couches. La constance des horizons n'est nullement constatée, et il est probable que la sédimentation était loin de se faire d'une manière uniforme dans les différentes parties du bassin".

La coupe H-G et le schéma aérien de la figure 31 soulignent le compartimentage par failles de bloc d'Argentera à l'époque. Le jeu combiné d'une érosion active de la couverture sédimentaire à la périphérie de l'île O., N.O., N. et d'éboulements tectoniques (rejeu de failles, tremblements de terre) préorogéniques, peuvent être à l'origine du déplacement des sédiments sur les marges de la plateforme; une fois déclanchée la gravité a fait le reste.

Comme nous l'avons vu plus haut il serait encore hasardeux d'émettre des hypothèses sur ce qui s'est passé au N.-N.E. de l'île d'Argentera.

Le problème des grès dans le secteur des Alpes-Maritimes

Afin d'en tirer des conclusions, de caractère plus général, je crois utile de rappeler les résultats obtenus par KUENEN, FAURE-MURET, LANTEAUME et FALLOT en 1957 dans les régions voisines du Tournaire, de Peïra-Cava, Contes, Menton, Pienne, Sospel, résultats auxquels je me suis souvent référé au cours de l'exposé de détail.

Ces résultats, très simplifiés, auxquels s'ajoutent ceux de BOUMA (1959) figurent sur le schéma 8 de la figure 32. Les flèches indiquent le sens d'écoulement

des paléocourants. Le sens des variations du rapport sable/argile, de l'épaisseur moyenne des bancs et de la taille du grain suit les mêmes directions, ce que montrent les teintes dégradées des bandes correspondantes.

Il convient de noter que les grès de ce secteur ont la même apparence que ceux que j'ai étudiés dans les "zones S." et "intermédiaire".

Origines possibles du matériel détritique

Nos observations de terrain et de laboratoire nous ont montré que le grès d'Annot et ses équivalents latéraux procèdent de matériaux d'origines diverses.

Les arguments sur lesquels s'appuient notre raisonnement sont les suivants :

- 1) sur le terrain : comme le montrent les schémas de la figure 29, il existe plusieurs directions de courant d'apport, différents points d'apports. La distribution des galets cristallins > 10 cm est significative elle aussi, car ils ne peuvent avoir été transportés par roulement sur le fond que sur une faible distance de leur point d'origine.
- 2) provenances minéralogiques : les éléments minéralogiques (galets, grains détritiques de roches, minéraux lourds) occupent des zones géographiquement limitées au voisinage des sources d'origine.

a - galets : Nous avons vu que dans les grès de la zone "N." il existe deux associations type de galets (fig. 29, schéma 9) l'une localisée dans la partie N.O. du bassin, formée d'éléments cristallins et calcaires avoisinant le Pelvoux, l'autre, localisée à l'O.-N.O.-N. du Massif d'Argentera, formée des mêmes éléments que ceux qui constituent les conglomérats permotriasiens de la couverture d'Argentera. Parmi les galets sédimentaires qui leur sont associés, les plus fréquents sont des arkoses et des quartzites feldspathiques du Permien associés à des calcaires mésozoïques ou nummulitiques.

Dans les grès de la "zone S." ou de la "zone intermédiaire", des mica-schistes, des rhyolites (type Estérel) et des granites roses non écrasés constituent une association particulière.

- b - Débris de roches en grains : Les débris de roches de la taille des grains de sables que l'on trouve fréquemment dans les turbidites sont les mêmes roches que celles des galets. Toutefois, leur répartition est moins sélective et l'on ne distingue vraiment que deux types d'associations : une association nord et une association sud faite de rhyolites, de granite non cataclasé et de micaschiste.
- c - Minéraux lourds : Statistiquement ce sont les meilleurs indicateurs qui permettent de différencier des provinces minéralogiques. Bien que la surface couverte ne soit ici que de 5 000 km², les variations latérales dans le pourcentage relatif des minéraux lourds reflètent la diversité des apports et des zones d'origine comme le montre le schéma 11 de la figure 29.

On peut définir une zone S.D.G. depuis Senez Clumanc à l'O. jusqu'au S. du

massif d'Argentera. Une zone G.R.A., qui s'étend à l'O. du Massif d'Argentera et qui se substitue à l'association S.D.G. par disparition progressive vers le N. de la staurotite et du disthène. Plus au N., dans le centre du Bassin et au N. du Massif d'Argentera, la disparition du grenat aboutit à une association R.A. L'association G.R.A. ne reparait que beaucoup plus au N.-N.O., au S. du Pelvoux.

MATERIEL D'ORIGINES POSSIBLES

1) Zone émergée au S. du bassin

La présence de staurotite et de disthène, combinée avec celle de mica-schistes, rhyolites, granite rose, dans les grès des "zones Sud" et "intermédiaire", et jusqu'à Senez et Clumanc est très significative. Il s'agit d'un matériel en partie métamorphique inconnu dans l'Argentera, provenant vraisemblablement d'un continent "B" comme le montre le schéma 9 de la figure 29.

Ceci est en plein accord avec les conclusions auxquelles KUENEN (1957, p; 22) est arrivé faisant état de l'érosion de "massifs cristallophylliens et cristallins qui étaient émergés à l'Oligocène dans le secteur compris entre les Maures - Estérel et la Corse", massif de l'Estérel dont la couverture sédimentaire était déjà érodée depuis la fin des temps crétacés selon P. BORDET (1951, p. 176). Rien d'étonnant donc à ce que ce matériel cristallin décapé ait pu alimenter, sous forme de galets ou de grains, les formations marines détritiques plus au Nord, ce que confirme les cartes de lithofaciès établies par KUENEN (1957), par BOUMA (1959) et les nôtres indiquant toutes, dans ce secteur, des directions de transport du S. au N.

Comme l'indique le schéma 9 de la figure 32, les fleuves, amenant au rivage le matériel cristallin, traversaient vraisemblablement des reliquats sédimentaires dont ils entraînaient les débris, ce qui expliquerait le caractère polygénique de certains conglomérats ou grès contenant des calcaires ou de la glauconie remaniés.

2) Haut fond émergé dans le Bassin

Il faut faire intervenir d'autres arguments pour expliquer la différenciation des associations minéralogiques de la "zone N.". La répartition de ces associations à l'O.-N.O. et N. du massif d'Argentera, à l'inverse de ce qu'on constate au S. du massif, s'est faite incontestablement à partir d'une zone émergée qui occupait la moitié N.O. de l'actuel massif (A du schéma 9 de la fig. 32). Il est cependant très peu probable que les complexes cristallins du socle aient été érodés au début du Lattorfien comme l'ont suggéré BOUSSAC (1912), GOGUEL (1953), FAURE-MURET (1955). Le cortège de minéraux lourds n'a pas la diversité de ce que l'on pourrait attendre de l'érosion de roches granitiques, rappelons qu'il est formé uniquement d'une association monotone de résistants G.R.A et R.A. Cette constatation frappante s'ajoute à la présence de galets identiques à ceux des séries permo-triasiques (série d'Inferno et du Bego) du Massif, à celle de galets, d'arkoses et de quartzites remaniés dans les grès d'Annot.

Ces arguments appuient singulièrement l'hypothèse formulée par Y. GUBLER (1958, p. 975) selon laquelle le matériel des grès d'Annot de la zone N. proviendrait de l'érosion de la couverture permo-triasique du massif et non du Cristallin.

Ainsi s'explique parmi d'autres ressemblances, la similitude pétrographique entre ces deux séries détritiques d'âge différent. Bien que séparés par une suite de dépôts calcaréo-marneux de plus de mille mètres, aujourd'hui érodés en partie, il est remarquable qu'on trouve, dans les grès quartzites permo-triasiques et dans les grès d'Annot, presque identiquement les mêmes cortèges de minéraux légers et lourds et les mêmes grains anguleux, mal classés (planche XIX).

3) Zone émergée à l'O.-N.O. du bassin

Il existe au N.-N.O., une source de matériel, jusqu'ici non soupçonnée, (C du schéma 9 de la fig. 32) que, seules, les études de terrain complétées par les analyses pétrographiques ont mise en évidence.

Cette zone est encore mal définie mais il semble bien que la région du Pelvoux, distante de 35 km au N.O., soit une des zones distributrices du matériel. Galets cristallins et calcaires, tout autant que cortège minéralogique, en tirent leur origine.

La diminution progressive du grenat depuis Combe Romanche sur les flancs du Pelvoux, en direction S.E. de Faudon et du Lauzet, en témoigne.

En outre, les pointements triasiques de Remollon, Barles, n'étant pas érodés à l'époque, ne pouvaient être à l'origine de galets cristallins. Il est possible que ce matériau grossier ait été déplacé sur la plateforme par des courants de fond sur des distances plus ou moins longues avant d'être redéposé dans les parties plus profondes du bassin. C'est ce dont témoignent les galets cristallins très arrondis et de grande taille, dont certains dépassent 20 cm, que l'on trouve en abondance dans la région de Colbas.

AUTRES ARGUMENTS EN FAVEUR DE PLUSIEURS SOURCES D'ORIGINE

1) KUENEN (1958) souligne le volume considérable de matériel érodé nécessaire pour alimenter en un temps relativement court une formation aussi vaste.

Il est en effet fort peu probable que, seule, une terre émergée ne dépassant sans doute pas en surface 600 km² (A du schéma 9, fig. 32), soumise à une érosion même intense, ait pu fournir un matériel suffisant pour alimenter une formation dépassant 600 m (après compaction) et couvrant une superficie de 5 000 km², et ce, en moins de 2 millions $\frac{1}{2}$ d'années.

2) Par ailleurs, comme l'indique la coupe H-G sur la figure 31, la répartition d'E. en O. des éléments granulométriques grossiers, fins, puis grossiers encore, la répartition aussi des épaisseurs des turbidites, s'amincissant vers le fond du bassin et à l'amont vers les terres émergées, montrent une sorte de symétrie dans la distribution des éléments lithologiques à partir de deux sources de matériel d'origine, situées de part et d'autre du bassin.

3) Le troisième argument qui confirme les origines diverses des apports, c'est la mise en évidence d'une zone de mixage dans la "zone intermédiaire". Elle figure en hachures sur le schéma 9 de la figure 32 et coïncide avec la plateforme II du schéma 7 de cette même figure. Ceci se reflète particulièrement dans les minéraux

Figure 32

SCHEMAS STRATIGRAPHIQUES MONTRANT LA REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES GRES

- 1) A la fin du Ludien : le sens de la transgression est souligné par la flèche; (A) "marnes bleues" ou "calschistes à Globigérines", (B) base des grès d'Annot; 1 : pointement paléozoïque de Remollon, St-Etienne d'Avançon; 2 : pointement de Barles. Le grisé clair indique les massifs anciens émergés ou en voie d'émersion.
- 2) au début du Lattorfien : (B') extension maximum des grès vers l'Ouest, (C) "grès en plaquettes" de la zone externe Senez-Clumanc, (D) grès calcaires de Faucon-Gigors, (C') faciès laguno-lacustre de Taulanne et Castellane. La tache du grisé clair montre, par rapport au schéma précédent, l'extension de la zone émergée d'Argentera.
- 3) au Rupélien : extension des conglomérats (E) à Clumanc; (F) à St-Antonin.

SCHEMAS STRUCTURAUX

- 4) Les plis provençaux sont en trait plein, les plis alpins sont représentés par des croix; (a), (b) : failles S.O. - N.E.
- 5) Ecorché du socle antetriasique d'après GOGUEL : axe N.S. Pelvoux-Barles; en pointillés : élargissement probable du socle d'Argentera au Dôme de Barrot, et du socle provençal.

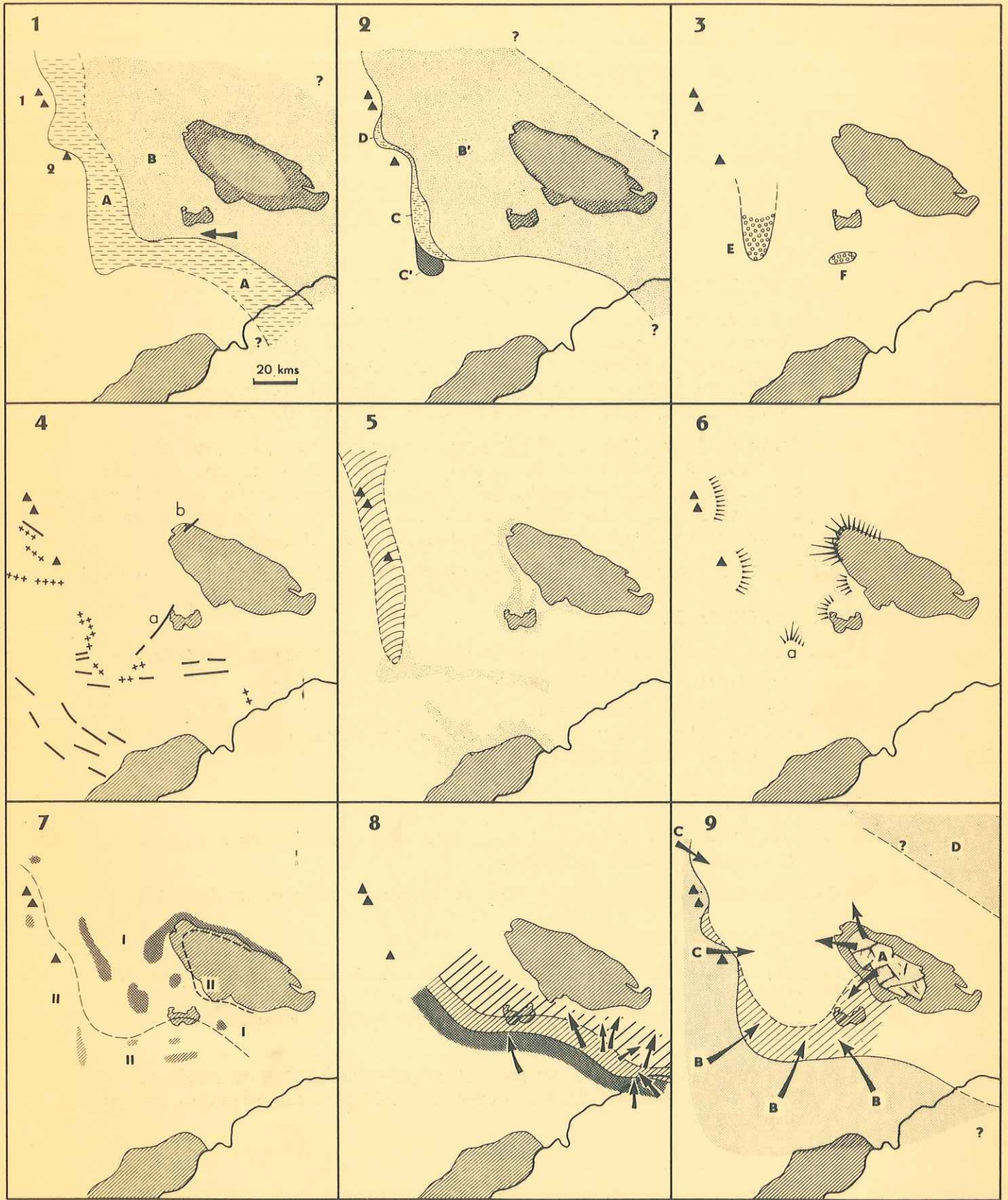
PALEORELIEFS DU BASSIN

- 6) Les indentations indiquent l'orientation des pentes vers les parties profondes du bassin proprement dit.
- 7) Délimitation des plateformes (II) et du bassin proprement dit (I).

RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

- 8) Dans le secteur S. étudié par KUENEN et al. et BOUMA, les flèches indiquent le sens des apports; les bandes en dégradé la diminution, dans le même sens, des rapports sable/argile, épaisseur moyenne des bancs et granulométrie.
- 9) Les flèches indiquent les sources d'origines possibles du matériel, la zone largement hachurée représente celle où des mélanges ont pu se produire.

INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUE D'APRES LES DONNEES STRATIGRAPHIQUES TECTONIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES



lourds où le pourcentage S.D.G. des minéraux du Sud diminue rapidement sur 4 km, masqué par l'apport massif du cortège R.A. et G.R.A. provenant du N.E.

En outre, les rapides changements granulométriques entre Rouaine et Annot au N. (et entre St-Antonin et Puget-Théniers au N. également) suggèrent que les sables provenant de A et de B (schéma 9, fig. 32) aient pu se mélanger sur les marges mêmes du bassin avant d'être entraînés vers les fonds. Le fait de ce mélange apporte une explication satisfaisante aux observations de terrain et de laboratoire qui ont mis en évidence une zone de grès intermédiaire entre ceux de la zone sud et les grès de type "flysch" du Nord.

4) Des études sédimentologiques des flyschs exotiques subbriançonnais permettront sans doute de prolonger l'information dans le secteur D du bassin.

CONCLUSIONS D'ORDRE GENERAL

Ce travail nous a apporté la résolution de nombreuses hypothèses au départ en pratiquant les analyses appropriées au problème des séries détritiques synorogéniques, en particulier au problème du "flysch" et de ses équivalents.

- Il nous a montré, dans ce type de formation épaisse et monotone, l'absolue nécessité de pratiquer, dans une optique sédimentologique, des examens de terrain et pétrographiques. Le choix des variables macro. ou microlithologiques à observer, ou les méthodes à mettre en oeuvre, sont aussi nombreuses que variées. Certaines sont plus valables, pratiques, moins longues et moins coûteuses que d'autres : toutes ne sont certainement pas nécessaires. Il est toutefois évident que les interprétations paléogéographiques sont d'autant plus sûres et complètes qu'elles s'appuient sur un plus grand nombre de données statistiques indépendantes, susceptibles néanmoins d'être comparées entre elles et de se superposer.

- Certaines méthodes de terrain sont soulignées dans le texte, qui augmentent l'exactitude des observations et valorisent, de ce fait, les corrélations stratigraphiques et pétrographiques.

- Si l'on veut utiliser les résultats d'analyses pétrographiques des unités du "flysch" à des fins paléogéographiques, il faut tenir compte de l'interaction de trois facteurs essentiels :

- agents de transport des sédiments,
- milieu de dépôt,
- activité orogénique contemporaine.

- Il serait souhaitable de voir appliquer des méthodes semblables à d'autres formations de même type, afin de pouvoir compléter le paysage sédimentologique et l'histoire paléogéographique des bassins alpins.

Ouvrages consultés

- AUBOIN J. 1959 - "A propos d'un centenaire" : les aventures de la notion de géo-synclinal" : Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dynam., ser. 2, vol. 2, p. 135-188.
- BAILEY E.B. 1936 - "Sedimentation in relation to tectonics" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 47, p. 1713-1726.
- BORDET P. 1951 - "Etude géologique et pétrographique de l'Estérel" : Mém. Carte Géol. dét. France, Paris, 209 p.
- BOUMA A.H. 1959 - "Some data on turbidites from the Alpes-Maritimes (France)" : Géol. en Mijnb., vol. 21, p. 223-227.
- BOUSSAC J. 1912 - "Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin" : Mém. Carte Géol. France, 662 p.
- COHEE G.V. 1938 - "Sediments of the submarine canyons off the California coast" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 8, p. 19-33.
- CROOK K.A. 1959 - "Lithotopic relations in deep water troughs" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 29, p. 336-342.
- DUNBAR C.O. et RODGERS J. 1957 - "Principles of stratigraphy" : New-York, John Wiley et Sons, 356 p.
- EARDLEY A.J. et WHITE M.G. 1947 - "Flysch and molasse" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 58, p. 979-990.
- ESPITALIE J. et SIGAL J. 1961 - "Microstratigraphie des "Marnes bleues" des bassins tertiaires des Alpes méridionales. Le genre Caucasina (Foraminifère)" : Rev. Micropal., vol. 3, p. 201-206.
- FAURE-MURET A. 1955 - "Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera Mercantour et ses enveloppes sédimentaires" : Mém. Expl. Carte Géol. France (thèse), 336 p.
- FAIRBRIDGE R.W. 1946 - "Submarine slumping and location of oil bodies" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 30, p. 84-92.
- FERRAT J. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot (feuilles Entrevaux n° 3-4)" : Dipl. Inst. Fr. Pétrole.
- GOGUEL J. 1936 - "Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var" : Mém. Serv. Carte géol. de France, 360 p.
- 1944 - "La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes" : Bull. Soc. Géol. France, vol. 14, p. 201-218.
- 1953 - "Les Alpes de Provence" : Actualités scientifiques et industrielles, n° 1195, Géologie régionale de la France VIII, Paris, Hermann et Cie, 124 p.
- GORSLINE D.S. et EMERY K.O. 1959 - "Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 70, p. 279-290.
- GRIM R.E. 1951 - "The depositional environment of red and green shales" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 21, p. 226-232.

- GUBLER Y. 1958 - "Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, Flysch "grès d'Annot" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 942-977.
- GUERIN-DESJARDINS 1957 - "Synclinal tertiaire de Castellane (Basses-Alpes)" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 51 p.
- HAAP E. Ten 1959 - "Properties and occurrence of turbidites" : Geol. en Mijnb., vol. 21, p. 217-222.
- HAUG E. 1891-1892 - "Les chaînes subalpines entre Gap et Digne - Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises" (thèse) : Bull. Serv. Carte Géol. France et topo. souter., vol. 3, 197 p.
- HEDGPETH J.W. 1957 - "Classification of marine environments" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 67, p. 93-100.
- HEEZEN B.C. et EWING M. 1952 - "Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake" : Amer. J. Sci., vol. 250, p. 849-873.
- HERITIER F. 1950 - "Contribution à l'étude géologique de la vallée du Haut-Var et de la couverture sédimentaire du Dôme de Barrot" : Dipl. d'Etude Sup. Grenoble.
- HSU K.J. 1960 - "Paleocurrent structures and Paleogeography of the ultrahelvetic flysch basins, Switzerland" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, p. 577-610.
- JARDINE S. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 42 p.
- JOYES R. 1957 - "Contribution à l'étude du Nummulitique entre Rouaine et le Dôme de Barrot" : Dipl. Et. Sup. Grenoble, 44 p.
- KAY M. 1951 - "North American Geosynclines" : Mem. Geol. Soc. America, Mém. n° 48, 143 p.
- KNILL J.L. 1959 - "Axial and marginal sedimentation in geosynclinal basins" : Jour. Sediment. Petrol., vol. 29, p. 317-325.
- KUENEN Ph.H. 1950 - "Marine geology" : New-York, John Wiley et Sons, 551 p.
- 1958 a - "L'âge d'un bassin Méditerranéen" : Colloques Internationaux du Centre Nat. Rech. Scient., vol. 83, p. 157-210.
- 1958 b - "Problems concerning source and transportation of flysch sediments" : Geol. en Mijnb., (Nw. ser.), vol. 20, p. 329-339.
- 1958 c - "Turbidity currents a major factor in flysch deposition" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 1009-1021.
- KUENEN Ph.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M. et FALLOT P. 1957 - "Observations sur les flyschs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes" : Bull. Soc. Géol. France, 6^e sér., vol. 7, p. 11-26.
- KUENEN Ph.H. et SANDERS J. 1956 - "Sedimentation phenomena in Kulm and Flozleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany" : Amer. Jour. Sci., vol. 254, p. 649-671.
- de LAPPARENT A.F. 1938 - "Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance" : Bull. Serv. Carte Géol., France, n° 198, 40 p.

- LOMBARD A. 1958 - "Sédimentologie du flysch" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 1022-1026.
- MENARD H.W. Jr. 1955 - "Deep-sea channels, topography and sedimentation" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 39, p. 236-255.
- 1960 - "Possible Pre-Pleistocene Deep-sea fans off central California" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, p. 1271-1278.
- MORET L. 1955 - "Précis de Géologie" : Paris, Masson et Cie, 669 p.
- NICKELSEN R.P. 1958 - "Cross-bedding in Pennsylvanian sandstones, central Pennsylvania : a preliminary study" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 69, p. 789-790.
- RICH J.L. 1951 - "Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them" : Bull. Geol. Soc. America, vol. 62, p. 1-20.
- SHEPARD F.P. 1951 - "Mass movements in submarine canyon heads" : Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 31, p. 405-418.
- 1952 - "Composite origin of submarine canyons" : Jour. Geol., vol. 60, p. 84-96.
- SHEPARD F.P. et EMERY K.O. 1941 - "Submarine topography off the California coast" - "Canyons and tectonic interpretations" : Geol. Soc. America, special paper 31, 171 p.
- SHEPARD F.P. et MOORE D.G. 1954 - "Sedimentary environments differentiated by coarse fraction studies" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 38, p. 1792-1802.
- Van SICLEN D.C. 1958 - "Depositional topography - Examples and theory" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 42, p. 1897-1913.
- Van STRATTEN L.M. 1960 - "Some recent advances in the study of deltaic sedimentation" : Liverpool Manch. Geol. Jour., vol. 2, part 3, p. 411-422.
- SVERDRUP H.U., JOHNSON M.W. et FLEMING R.H. 1942 - "The Oceans" : New-York, Prentice-Hall, 1087 p.
- Symposium 1955 - "Finding ancient shorelines" : Soc. Econ. Paleont. et Miner., special publ. n° 3, 129 p.
- Symposium 1958 - "V^e Congrès International de Sédimentologie" : Ecl. Geol. Helv., vol. 51, p. 485-1277.
- Symposium 1959 - "Sedimentology of recent and old sediments" : Geol. en Mijnb., nouv. sér., vol. 21, p. 185-230.
- TEICHERT C. 1958 - "Concepts of facies" : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 42, p. 2718-2744.
- TERCIER J. 1947 - "Le flysch dans la sédimentation alpine" : Ecl. Geol. Helv., vol. 40, n° 2, (1948), p. 164-198.

DEUXIEME THESE

Propositions données par la Faculté :

REMARQUES SEDIMENTOLOGIQUES A PROPOS DE QUELQUES SERIES DETRITIQUES ALPINES

Vu et approuvé :

Grenoble, le

Le Doyen de la Faculté des Sciences

L. WEIL

Vu et permis d'imprimer :

Grenoble, le

Le Recteur de l'Académie de Grenoble

ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES DES GRES D'ANNOT ET DE LEURS EQUIVALENTS LATERAUX.

- Errata dans le texte -

- Avant propos 3ème ligne au bas de la page : au lieu de qui a bien voulu ...,
lire qui ont bien voulu
- p. IV au lieu de : Petrofabriques..p.80 , lire Texture des grains ...p.80.
au lieu de : Etudes pétrographiques en laboratoire, lire Etudes pétrographiques générales.
au lieu de : argilite et silts, lire silt.
au lieu de : L'âge relatif etc ..., lire Durée relative du dépôt des grès.
- p. V au lieu de : matériel d'origines possibles, lire Zones distributrices de matériel détritique.
- p. 1 ligne 28 : lire ... souligne à l'O.-N.O.- N.
- p. 2 " 8 , au lieu de ... faible importante, lire faille importante.
- p. 3 " 1 , au lieu de ... à Avançon, lire à St Etienne d'Avançon.
- p. 4 " 23 : lire ultradauphinois.
- p. 5 " 24 , au lieu de calcaire à ..., lire calcaires à ...
- p. 7 " 12 , au lieu de Peïra cave , lire Peïra cava.
- p. 8 " 15 : lire permotriasique ".
- " 21 , au lieu de ... les moins tectoniques, lire tectonisées.
- p. 20 " 16 , au lieu de ... ou de l'Oligocène inférieur ", lire ou Oligocène inférieur.
- " 36 , au lieu de ... en plus jaune, lire jeune.
- " 38 , au lieu de : Annot même, Rouainé, lire Annot même, le grès de Rouaine..
- p. 21 " 6 , au lieu de : terme de " formation de grès d'Annot ", lire terme de "formation " du grès d'Annot ...
- " 21 , au lieu de ... associés, Barrême et Faucon-Gigors, lire à Barrême et à Faucon-Gigors.
- p. 34 paragraphe 3 : au lieu de variations dans la stratification, lire les stratifications.
- p. 37 ligne 14 , au lieu de ... épaisseurs sable/argile ... la valeur plus faible de ce rapport , lire : épaisseurs des sables et des argiles dans le temps, mais par la valeur plus faible du rapport sable/argile.
- p. 38 " 32 : lire ... sous-marines.
- p. 39 " 20 , au lieu de contenant, lire contiennent.
- p. 42 " 43 , au lieu de entre Annot (B-A), sont ..., lire jusqu'à Annot (B-A) au S., sont .
- p. 43 " 1 , au lieu de plus marquants, lire plus gros.
- p. 45 ajouter après " groove casts " (pl. IX) : " flûte-courbe " et " rainures rectilignes ".
- p. 47 ajouter après (planche IX, fig. 3 a) : " figures en feuille de choux ".
- ajouter après (planche IX, fig. 3 b, 6) : " rainures curvilignes de glissement".
- p. 49 ajouter après (planche X) : " figures de surimpression ".
- p. 59 ligne 16 , au lieu de ... contournées en formes, lire de formes.
- " 19 , au lieu de : Dans le cas décrit précédemment, la présence de matériaux déformés à l'intérieur d'une turbidite, il va de soi que C'est à des phénomènes de cet ordre, (supprimer ce qui est souligné).

- p. 62 ligne 5 , au lieu de ... couche résistance, lire couche résistante,
- " 11 , au lieu de Elery , lire EMERY.
- p. 63 " 30 , au lieu de ... du déplacement d'un organisme vermiforme s'est placé de bas en haut, lire du déplacement, de bas en haut, d'un organisme vermiforme.
- p. 65 " 15 , ajouter après ... existence de "turbidites " sont :
- p. 66 " 26 , au lieu de: d) d'apports, lire d) des apports.
- p. 78 " 15 , au lieu de : couches Pliocène, lire couches pliocènes.
- p. 80 supprimer Pétrofabriques, remplacer par Texture des grains.
- p. 82 ligne 22 , au lieu de : grains de roches sont en position, lire en troisième position.
- p. 83 " 16 , au lieu de : ... 40 de l'échelle, lire 40 de l'échelle de Tyler,
- p. 88 " 1 , dernier mot à compléter : clairement.
- p. 95 Titre : au lieu de Etudes Pétrographiques en laboratoire, lire Etudes pétrographiques générales.
- p. 97 dernière ligne , au lieu de : ... plus productifs, lire plus fructueux.
- p. 100 ligne 17 , au lieu de : ... Crétacé inférieur et du Nummulitique trouvent, lire Crétacé et du Nummulitique qui se trouvent.
- p. 102 " 40 , au lieu de : L'autre pensa, lire L'auteur pensa.
- p. 103 " 30 , au lieu de : le ciment calcaireux , lire ciment calcaire.
- p. 108 " 20 , au lieu de : par plissements, lire par glissements.
- " 25 , au lieu de : de grès d'Annot, de diamètres médians inférieurs à 200-300 microns, donnent des bandes rectilignes parallèles à la droite C M. Ceux de diamètres médians supérieurs à 200-300 microns, ont généralement avec des dimensions granulométriques très variables, grès d'Annot dont les grains ont un diamètre médian inférieur à 200-300 microns, se placent à l'intérieur d'une bande rectiligne, parallèle à la droite C M. Les échantillons renfermant des grains d'un diamètre médian 200 à 300 microns, ont généralement une granulométrie très variable, des valeurs de C qui provoquent ...
- p. 111 " 1 , au lieu de : une modifications de formes, lire modification des formes.
- p. 112 " 33 , au lieu de : ... de Ville-, lire Ville.
- p. 115 " 9 , au lieu de : zone Grenats, lire zone à Grenats.
- " 16 , au lieu de : Les pourcentages de minéraux lourds relatifs, lire Les pourcentages relatifs de minéraux lourds.
- p. 117 " 20 , au lieu de : probablement d'origine plutonique acide, lire provenant probablement de roches plutoniques acides.
- " 40 , au lieu de : Tourneret, lire Tournairét.
- p. 118 " 18 , au lieu de : La couverture sédimentaire du Permo trias elle-même, dérivée initialement des massifs hercyniens des Maures et de l'Estérel sous-jacents, lire Les dépôts détritiques du Permo Trias formés par érosion des massifs hercyniens des Maures-Estérel contiennent ...
- p. 119 " 10 , au lieu de : augite et du hornblende, lire de la hornblende.
- p. 121 " 3 , au lieu de : le Lauzer, lire le Lauzet.
- " 33 , au lieu de : Les plus grandes variations, lire : Les teneurs les plus élevées en CaCO₃
- p. 123 " 9 , au lieu de : dans chaque coupe par Gubler (d'après Jardiné), lire ... dans chaque coupe par Jardiné (in Gubler 1958).
- p. 127 Titre : au lieu de : Pélite, argilite , et Silts, lire Pélite, argilite et Silt.
- p. 128 Titre : au lieu de : L'âge relatif des formations détritiques d'après la sédimentologie, lire Durée " relative " du dépôt des grès.

- p.129 ligne 11 , au lieu de : grès des synclinaux, lire de synclinaux.
- p.131 " 3 , au lieu de : glauconie, microfossile, la microflore, lire :
glauconie, microfossiles, microflore...
- " 6 , au lieu de : néritiques, lire faibles.
- " 33 , au lieu de : s'accumuler (chiffre) lire s'accumuler (le
chiffre.)
- p.137 " 2 , au lieu de : cadre locale, lire local.
- " 16 ; mer Nummulitique , lire mer nummulitique.
- " 29 : sont contemporains, lire contemporaines.
- p.138 " 3 : ajouter après R. Joyes (1957) et J. Vernet (1958).
- " 8 : de socles, lire de socle.
- " 18 : au lieu de : Romellon - Barles, lire Remollon Barles.
- p.141 " 14 : grains deviennent moyen à grossier, lire moyens à grossiers.
- p.143 " 13 , au lieu de équivalent aux zones N. ... équivalent à la , lire
équivalant aux zones N. équivalant à la ...
- p.145 " 4 , lire " Zone N " et " intermédiaire ".
- " 37 , Id.
- p.146 " 23 , au lieu de : plus faible que n'indique pas, lire plus faible que ne
l'indique ...
- p.149 " 8 , au lieu de : front du chenal, lire front d'un chenal ...
- " 22 , sous titre lire : des " Zone Sud " , " intermédiaire " et
" Nord ".
- " 40 , au lieu de : ... auxquels étaient soumis, lire auxquelles étaient
soumises ...
- " 41 , au lieu de : et aussi dans la région, lire et aussi la région
du futur
- p.150 sous titre lire : " Zone Nord ".
- " 7 , au lieu de : se déplaçaient lire se déplacent
- " 25 , au lieu de ... par failles de bloc, lire du bloc ..
- p.151 " 31 , au lieu de ... sables que l'on trouve fréquemment dans les turbidites
sont les mêmes roches que celles des galets, lire sable que l'on
trouve fréquemment dans les turbidites appartiennent aux mêmes roches
que les galets.
- p.152 Titre : au lieu de : matériel d'origines possibles, lire zones distribu-
trices de matériel détritique.
- p.153 ligne 31 : supprimer la virgule après galets.
- " 10 : lire: ont mis en évidence.
- p.158 ajouter au bas de la page : Vernet J. - 1958 - Sur la tectonique du socle
permo-werfénien de Barrot. Trav. labo. géol. Fac.Sc. Grenoble,
t.34, p. 219-290.

Rectificatif des figures

Fig. 8 page 56 au lieu de Station 14 , lire Station 24.

pl. XI p. 60, texte fig. 5 au lieu de plus d'un mètre, mal équarris, d'argilites brisés, lire : mal équarris au milieu d'argilites brisées.

Fig. 12, p. 88 ajouter à la dernière ligne fig. 11.

pl. XVII, p. 120, 12ème ligne : le texte intégral " Bien que, stratigraphiquement antérieurset les grains de glauconie " à " plus abondants " n'est pas à sa place, il doit venir en explication de la fig. 5 après " Grès de Castellane " priaboniens.

Rectificatifs bibliographiques

p. 15 : Cartes géologiques de France ,
ajouter après 1/20000 (non publiées).