



HAL
open science

Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire

Gérard Giannerini

► **To cite this version:**

Gérard Giannerini. Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire. Tectonique. Université Nice Sophia Antipolis, 1978. Français. NNT : . tel-00875507

HAL Id: tel-00875507

<https://theses.hal.science/tel-00875507>

Submitted on 22 Oct 2013

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

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

THESE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE NICE

FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES

par

GERARD GIANNERINI

pour obtenir le grade

DE DOCTEUR DE SPÉCIALITÉ (3^{me} CYCLE)

Mention GEOLOGIE

**CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA BORDURE MERIDIONALE
DE L'ARC DE CASTELLANE ENTRE MONS ET BARGEME (VAR) : Relations
entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire**

Soutenue le 28 AVRIL 1978 devant la commission d'examen

Membres du Jury :

R . DARS : Président
R . . CAMPREDON : Rapporteur
J . POLVECHE : Examinateur
J . DERCOURT : Membre invité
M . LANTEAUME : Membre invité
P . GIGOT : Membre invité

10148337

A mes parents,

A ma femme.

AVANT PROPOS

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

Après m'avoir enseigné les principes de la géologie structurale, Monsieur le Doyen Dars m'a accueilli dans son Laboratoire; c'est grâce à ses conseils, à son aide bienveillante et à la confiance qu'il m'a témoignée que ce travail a pu être entrepris et mené à terme. Qu'il soit persuadé de ma plus sincère gratitude.

Pour remercier R. Campredon et P. Gigot, les mots ne peuvent traduire tout ce que je ressens. J'ai constamment trouvé auprès d'eux compétence scientifique, conseils et encouragements. Ce mémoire est le fruit de notre étroite collaboration; qu'ils veuillent trouver dans celui-ci le témoignage de mon profond attachement.

J'exprime ma sincère reconnaissance à Monsieur le Professeur J. Polvêche; j'ai bénéficié de son enseignement, qui développa chez moi sa conception de la géologie. Il a fait preuve d'une grande confiance à mon égard en m'accueillant comme assistant dans son Laboratoire. Qu'il soit assuré de mes sincères remerciements et de mon profond dévouement.

Monsieur le Professeur M. Lanteaume, spécialiste des Alpes méridionales, m'a beaucoup aidé par ses remarques judicieuses sur le terrain et m'a enseigné l'objectivité et la rigueur nécessaires à la réalisation d'une étude structurale. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Il m'est difficile de dire à Monsieur le Professeur J. Dercourt combien je suis honoré par sa présence dans mon jury de thèse. Je le remercie bien vivement de l'attention qu'il a portée à ce mémoire et saurai tirer le plus grand profit du jugement qu'il voudra bien formuler à mon égard.

Je ne saurais oublier l'aide efficace de J.P. Ivaldi pour l'étude de thermoluminescence, G. Thomel et F. Touraine pour les récoltes et la détermination des fossiles, J.P. Pupin et M. Tessier pour l'analyse typologique des zircons, J.D. Giraud pour les déterminations des roches volcaniques et H. Gimenez pour les analyses chimiques.

Madame M.T. Finidori a eu la lourde charge de la réalisation matérielle de ce mémoire : pour tout le coeur et le soin qu'elle y a mis je lui dis affectueusement merci.

J'adresse mes remerciements à tous les membres du Laboratoire de Géologie structurale et plus particulièrement mes camarades M. Franco, J.F. Tapoul et H. Spini pour leur soutien moral permanent.

Il m'est également agréable de remercier J.P. Finidori et R. Morin pour leur aide constante au cours de ce travail.

Que tous mes amis trouvent ici l'expression de ma sincère gratitude pour leurs encouragements et leurs conseils.

Qu'il me soit enfin permis d'exprimer mon affectueuse reconnaissance à ma mère, à mon père et à mes frères dont les efforts ont permis mon long séjour à l'Université et à ma femme pour l'aide et la confiance qu'elle m'a toujours témoignée. C'est à eux tous que je dédie ce travail.

AVERTISSEMENT

L'étude qui fait l'objet de ce mémoire concerne le bordure méridionale de l'arc de Castellane dans le secteur compris approximativement entre les villages de Mons et de Bargème dans le département du Var. Son but essentiel est de préciser l'aspect structural de ce secteur dans lequel l'analyse des bassins continentaux tertiaires montre le contrôle tectonique constant de leur remplissage sédimentaire.

Cette analyse est donc fondamentale pour reconstituer les différentes étapes de la déformation qui ont contribué à donner sa complexité structurale à cette partie des chaînes subalpines. De ce fait, il est très difficile, lors d'une description détaillée de ces bassins, de dissocier l'analyse des déformations synsédimentaires et les dépôts associés.

Un plan traditionnel traitant séparément l'étude stratigraphique de la tectonique aurait conduit à des répétitions superflues, mais nuisibles à la clarté du texte.

Pour pallier cet inconvénient, j'ai choisi de décrire la chronologie des évènements tectoniques et sédimentaires telle qu'elle résulte de mon étude en ayant toutefois le souci constant de séparer nettement les faits observés et leur interprétation.

P L A N

Univ. J. Fourier - OSUG.
MAGASIN DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
B.P. 108
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 78 93 54 27 - Fax 04 78 93 49 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

Pages

CHAPITRE I : GENERALITES

1.- Caractères géographiques et géomorphologiques.....	2
2.- Présentation géologique	4
3.- Buts principaux de cette étude.....	6
4.- Historique des travaux antérieurs	7

CHAPITRE II : LES FORMATIONS MESOZOIQUES

1.- Généralités	13
2.- Stratigraphie	13
2.1.- <u>Le Trias</u>	14
2.1.1.- Keuper	14
2.1.2.- Rhétien	14
2.2.- <u>Le jurassique inférieur</u>	14
2.3. <u>Le Jurassique moyen</u>	14
2.3.1.- Bajocien	15
2.3.2.- Bathonien	15
2.3.3.- Callovien	16
2.4. <u>Le Jurassique supérieur</u>	16
2.4.1.- "Argovo-Oxfordien".....	16
2.4.2.- "Sequano kimmeridgien"	16
2.4.3.- "Portlandien"	17
2.5.- <u>Le Crétacé inférieur</u>	17
2.5.1.- Berriasien - Valanginien inférieur	18
2.5.2.- Valanginien supérieur	18
2.5.3.- Hauterivien	18
2.5.4.- Barrémien	18
2.5.5.- Aptien	19
2.5.6.- Albien	19

	<u>Pages</u>
2.5.7.- Cénomanién	20
2.5.8.- Turonien	20
2.5.9.- Sénonien	21
3.- Les variations de faciès de la série mésozoïque	26
3.1.- <u>Les variations du Jurassique</u>	26
3.2.- <u>Les variations du Crétacé</u>	27
3.2.1.- Les variations du Berriasien-Valanginien inférieur	27
3.2.2.- Les variations du Valanginien supérieur-Hautérivien	27
3.2.3.- Les variations du Barrémien	29
3.2.4.- Les variations de l'Albien	29
3.2.5.- Les variations du Cénomanién	30
3.2.6.- Les variations du Turonien Sénonien	31
3.3.- <u>Conclusions</u>	32

CHAPITRE III : L'EOCENE CONTINENTAL

1.- Introduction	34
2.- Les affleurements d'Eocène lacustre	35
2.1.- <u>L'Eocène de la Bastide</u>	35
2.2.- <u>L'Eocène du Col de Clave</u>	36
3.- L'Eocène remanié	36
3.1.- Fossé de la Bastide	37
3.2.- Fossé de Ripples	37
3.3.- <u>Fossé du Fil</u>	38
3.4.- <u>Fossé de Mons</u>	38
4.- Données complémentaires fournies par les autres bassins éocènes continentaux	39
5.- Conclusions	39

CHAPITRE IV : LES SERIES DETRITIQUES EOCENES SUPERIEURES - OLIGOCENES ET LES STRUCTURES DISTENSIVES SYNSEDIMENTAIRES ASSOCIEES

1.- Introduction	44
1.1.- <u>Généralités</u>	44

1.2.- <u>Situation géographique des structures distensives subméridiennes</u>	44
2.- Les structures distensives NS et leur remplissage sédimentaire	46
2.1.- <u>Le fossé de Brovès</u>	46
2.1.1.- La structure	46
2.1.2.- Le remplissage tertiaire du fossé	48
2.1.2.1.- Le terme de base	49
2.1.2.2.- La série argilo-détritique et siliceuse de la chapelle de Ste Pétronille.....	51
2.2.- <u>Le fossé de la Bastide</u>	53
2.2.1.- La structure	53
2.2.2.- Le remplissage tertiaire du fossé	54
2.2.2.1.- Dans l'axe du fossé	54
2.2.2.2.- A proximité de la bordure occidentale du fossé	57
2.3.- <u>Le fossé du Bois de Malay</u>	59
2.4.- <u>Le fossé de Riples</u>	60
2.4.1.- La structure	60
2.4.2.- Le remplissage tertiaire du fossé.....	61
2.4.2.1.- Dans l'axe du fossé	61
2.4.2.2.- Sur les bordures du fossé	66
2.5.- <u>Le fossé de Sur Villard</u>	68
2.6.- <u>Le fossé du Fil</u>	68
2.6.1.- Le segment médian du fossé du Fil	69
2.6.1.1.- La structure	69
2.6.1.2.- Le remplissage tertiaire du fossé	71
2.6.2.- Le tronçon méridional du fossé du Fil : le fossé des Comtes.....	74
2.6.3.- Le Fossé de Mabile	75
2.7.- <u>Le Fossé de Mons</u>	75
2.7.1.- Structure	76
2.7.2.- Le remplissage tertiaire du fossé	76

2.8.- <u>Le fossé de la Colle de Mons - Font Trucelle</u>	78
2.8.1.- Le Fossé de la Colle de Mons	78
2.8.1.1.- Structure	78
2.8.1.2.- Le remplissage tertiaire du fossé	79
2.8.2.- Le Fossé de Font Trucelle	79
2.8.2.1. - Structure.....	79
2.8.2.2.- Le remplissage tertiaire du fossé	80
2.9.- <u>Les structures subméridiennes dans le "domaine des écailles EW" (partie nord du secteur étudié)</u> ...	83
2.9.1.- Les structures subméridiennes du Pin et du Lachens	85
2.9.2.- Problème de la genèse des structures subméridiennes du Pin et du Lachens	85
3.- Conclusions	87
3.1.- <u>Caractères structuraux des fossés subméridiens</u>	87
3.2.- <u>Le remplissage tertiaire des fossés : caractères syntectoniques de la sédimentation</u>	89
3.2.1.- Le substratum de la série tertiaire	89
3.2.2.- Le remplissage tertiaire des fossés	90
3.2.2.1.- Evolution horizontale de la formation	90
3.2.2.2.- Evolution verticale de la formation	94
3.3.- <u>Reconstitution dynamique d'un fossé synsédimentaire.</u>	95
3.4.- <u>Age de séries tertiaires syntectoniques liées aux fossés subméridiens</u>	100
3.5.- <u>Les structures distensives oligocènes dans le cadre sub-alpin</u>	102

CHAPITRE V : LES SERIES DETRITIQUES CONTINENTALES MIOCENES ET
LES STRUCTURES COMPRESSIVES SYNSEDIMENTAIRES
ASSOCIEES.

1.- Introduction	106
1.1.- <u>Généralités</u>	106
1.2.- <u>Situation géographique des bassins miocènes EW</u>	107
2.- Le bassin de La Roque Esclapon et son remplissage tertiaire.	109
2.1.- <u>Cadre structural</u>	109
2.2.- <u>Le remplissage tertiaire du bassin de la Roque Esclapon : Caractères syntectoniques de la sédimentation</u>	109

	<u>Pages</u>
2.2.1.- Le substratum de la série tertiaire	109
2.2.2.- Les déformations tertiaires du bassin de la Roque Esclapon	112
2.2.3.- Les caractères syntectoniques de la sédimen- tation	113
3.- Le bassin de l'Aubarède et son remplissage tertiaire....	116
3.1.- <u>Cadre structural</u>	116
3.2.- <u>Le remplissage tertiaire du bassin de l'Aubarède:</u> caractères syntectoniques de la sédimentation....	118
3.2.1.- Le substratum de la série tertiaire	118
3.2.2.- Les formations tertiaires du bassin de l'Auba- rède	120
3.2.3.- Caractères syntectoniques de la série tertiaire de l'Aubarède	122
4.- Le bassin tertiaire du Plan de Luby (secteur sud de Brovès)	124
5.- Conclusions	125
5.1.- <u>Le caractère syntectonique des bassins EW miocènes</u>	125
5.2.- <u>Remarque</u> : comparaison entre les remplissages sédi- mentaires des bassins compressifs et distensifs ...	128
5.3.- <u>Essai de reconstitution dynamique d'un bassin sédi- mentaire syntectonique, type Roque Esclapon</u>	130
5.4.- <u>Le problème de l'âge des séries détritiques liées aux bassins compressifs synsédimentaires EW</u>	135
5.5.- <u>Les structures compressives synsédimentaires d'âge miocène dans l'arc de Castellane</u>	137

CHAPITRE VI : LA STRUCTURE ACTUELLE : LES DEFORMATIONS COMPRES-
SIVES MIO-PLIOCENES.

1.- <u>Introduction</u>	142
2.- <u>Les déformations compressives dans la "zone des fossés MS" ..</u>	145
2.1.- <u>Généralités</u>	145
2.2.- <u>L'ensemble tectonique Mons-Aubarède</u>	149

Univ. J. Fourier
MAGNAN
ECCHE
F. SPINA
Tel. 04 77 12 12 12 - Fax 04 77 12 12 12
Mail: plebour@ujf-st-nicolas.fr

	<u>Pages</u>
2.3.- <u>L'ensemble structural du Pézou-Colle de Mons-Sur Villard</u>	151
2.4.- <u>Le secteur de la montagne de Malay-bassin de la Roque Esclapon</u>	157
2.4.1.- La montagne de Malay et l'écaille du Grapereau.	157
2.4.2.- Le bassin de La Roque Esclapon et ses bordures.	158
2.4.2.1.- La bordure méridionale du synclinal de la Roque Esclapon	159
2.4.2.2.- Le synclinal tertiaire de la Roque Esclapon et les déformations compressives de sa bordure septentrionale	162
2.5.- <u>L'ensemble structural Hubac de Bliauge-Adrech-Esclapon</u>	164
2.5.1.- L'unité de l'Hubac de Bliauge et la terminaison septentrionale du fossé du Fil (secteur de Mabile bas Esclapon)	164
2.5.2.- L'unité d'Adrech Esclapon	166
2.6.- <u>Les unités structurales de Cornay et de Frantignac.</u>	167
2.6.1.- L'unité structurale de la montagne de Cornay.....	167
2.6.2.- L'unité structurale de la montagne de Frantignac.	168
2.7.- <u>L'unité de la montagne de Brouis</u>	169
2.8.- <u>Les unités de Marripey et de la Martre</u>	171
2.8.1.- L'écaille de Marripey	172
2.8.2.- L'unité de la Martre	172
2.9.- <u>Les déformations compressives dans les conglomérats oligocènes et miocènes de "la zone des fossés NS" ..</u>	173
3.- Les déformations compressives dans "le domaine des écailles E.W."	177
3.1.- <u>Généralités</u>	177
3.2.- <u>L'ensemble tectonique Audibergue-Lachens</u>	177
3.3.- <u>L'unité de Seranon-Andon</u>	184
3.4.- <u>L'unité du bois de Valderoure</u>	185
4.- Conclusions	190
4.1.- <u>La structure de "la zone des fossés NS" : superposition de deux déformations (distensive et compressive) oligocène et miocène</u>	190

4.1.1.- Les déformations compressives mio-pliocènes.....	190
4.1.2.- Reconstitution dynamique de la déformation en compression des structures distensives NS préalablement réalisées	192
4.1.2.1.- Le fossé de Riples	192
4.1.2.2.- Le secteur Mons-Le Fil	195
4.2.- " <u>Le domaine des écaïlles EW</u> "	195
4.2.1.- Les déformations	195
4.2.2.- Les relations entre les failles inverses et les décrochements : faits d'observation et faits expérimentaux ou théoriques	199
4.2.3.- Age des mouvements compressifs NS	208

CHAPITRE VII : ORIGINE DU MATERIEL DETRITIQUE CONSTITUANT LA FORMATION TERTIAIRE.

1.- Introduction	211
1.1.- <u>Conditions de prélèvements et préparation des échan- tillons</u>	212
1.2.- <u>Conditions expérimentales</u>	212
2.- Caractères généraux de la thermoluminescence naturelle et artificielle des quartz détritiques tertiaires	213
3.- Origine des terrigènes exotiques	215
4.- Reconstitution de la dynamique des bassins tertiaires par l'analyse TL détaillée des populations de quartz	219
5.- Conclusions	224

CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GENERALES

1.- Reconstitution tectogénétique et sédimentaire de la bor- dure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème, depuis le Trias jusqu'à l'époque actuelle.....	233
1.1.- <u>L'évolution mésozoïque : la région étudiée dans le bassin Alpino-Provençal</u>	234

	<u>Pages</u>
1.1.1.- Trias	234
1.1.2.- Jurassique inférieur	234
1.1.3.- Dogger-Malm	235
1.1.4.- Portlandien	235
1.1.5.- Néocomien	237
1.1.6.- Aptien-Albien	238
1.1.7.- Cénomanién-Turonien	239
1.1.8.- Coniacien	240
1.1.9.- Crétacé terminal	240
1.2.- <u>La tectogenèse tertiaire</u>	240
1.2.1.- Eocène	240
1.2.2.- Eocène supérieur-Oligocène : épisode distensif EW synsédimentaire	241
1.2.3.- Mio-Pliocène : épisode compressif NS synsédi- mentaire	243
1.3.- <u>Quaternaire</u>	248
2.- Tableau récapitulatif de l'évolution tectogénétique et sê- dimentaire au cours du Tertiaire dans la bordure méridiona- le de l'arc de Castellane.....	249
 -:-:-:-:-	
Références bibliographiques	250
Liste des figures	281
Planche hors texte .	

CHAPITRE I

GENERALITES

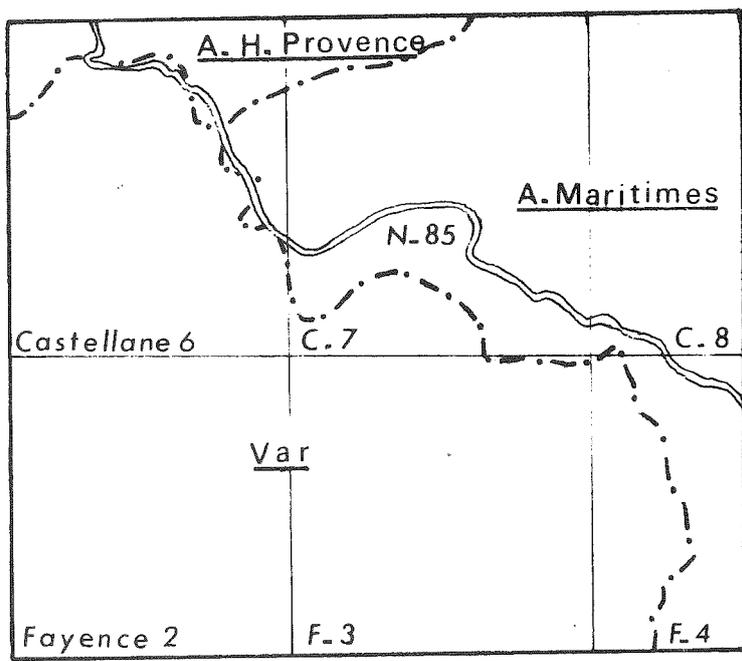
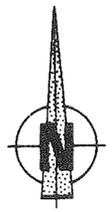
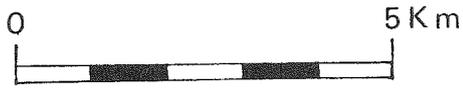
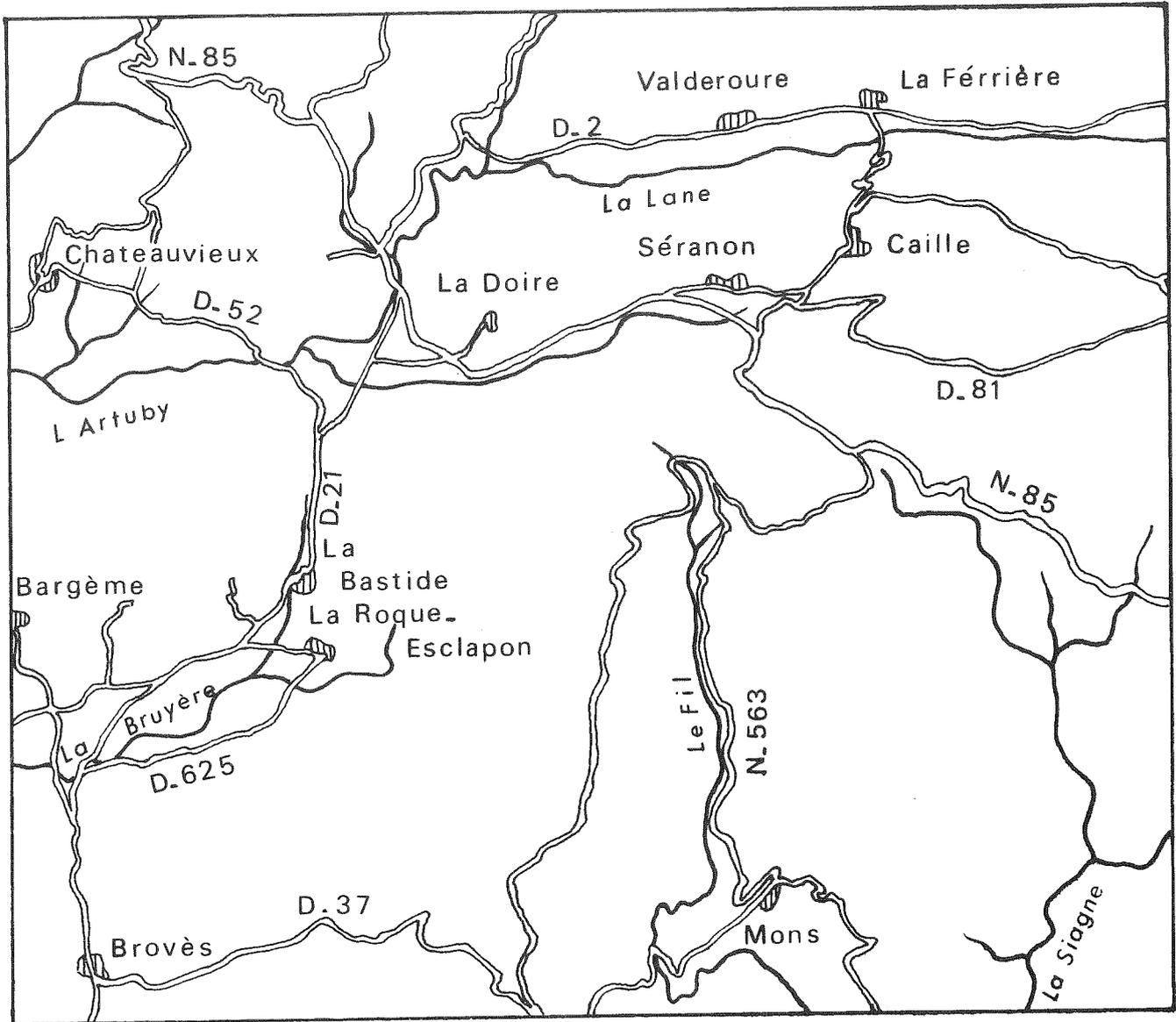
1.- CARACTERES GEOGRAPHIQUES ET GEOMORPHOLOGIQUES.

La région étudiée appartient aux chaînons subalpins de l'arc de Castellane, aux confins des départements des Alpes de Haute Provence, du Var et des Alpes-Maritimes. Elle peut être délimitée (pl. 1, p. 3) :

- à l'Ouest et au Nord par le cours de la rivière Artuby et de son affluent La Lane,
- au Sud par le parallèle de Mons qui correspond grosso-modo à la limite septentrionale de la zone militaire de Canjuers.
- La limite orientale correspond au découpage des cartes topographiques I.G.N. au 1/20 000ème : Castellane n° 7 et Fayence n° 3.

Ce secteur bénéficie d'un climat de type méditerranéen influencé toutefois par l'altitude. L'été est très chaud et l'hiver peut être assez rigoureux avec des enneigements importants sur les sommets. Les pluies sont rares mais violentes et mal réparties dans l'année. Du début juin à la mi-septembre sévit une sécheresse souvent intense. La végétation est adaptée aux sols pauvres et secs. Une maigre culture alternant avec des garrigues et des pinèdes clairsemées occupe le talus des reliefs calcaires. Seuls, les hubacs très humides et peu ensoleillés sont recouverts par de magnifiques pinèdes. Les plateaux karstiques sont sub-désertiques, la forêt méditerranéenne a disparu depuis fort longtemps, faisant place à de maigres pâturages à moutons. L'habitat traditionnel est représenté par des villages perchés sur des promontoirs à proximité des sources qui jaillissent à la base des barres calcaires.

Cette région au relief vigoureux s'étage entre 800 et 1700 mètres d'altitude. L'élément morphologique culminant est constitué par la montagne de Lachens (1714 mètres). Les différentes formes de paysage résultent de la lithologie contrastée des formations géologiques et de leur agencement structural. Du point de vue lithologique, la série sédimentaire est constituée de deux termes principaux. Un ensemble de calcaires jurassiques, massifs,



Pl.1 Situation géographique du domaine étudié.

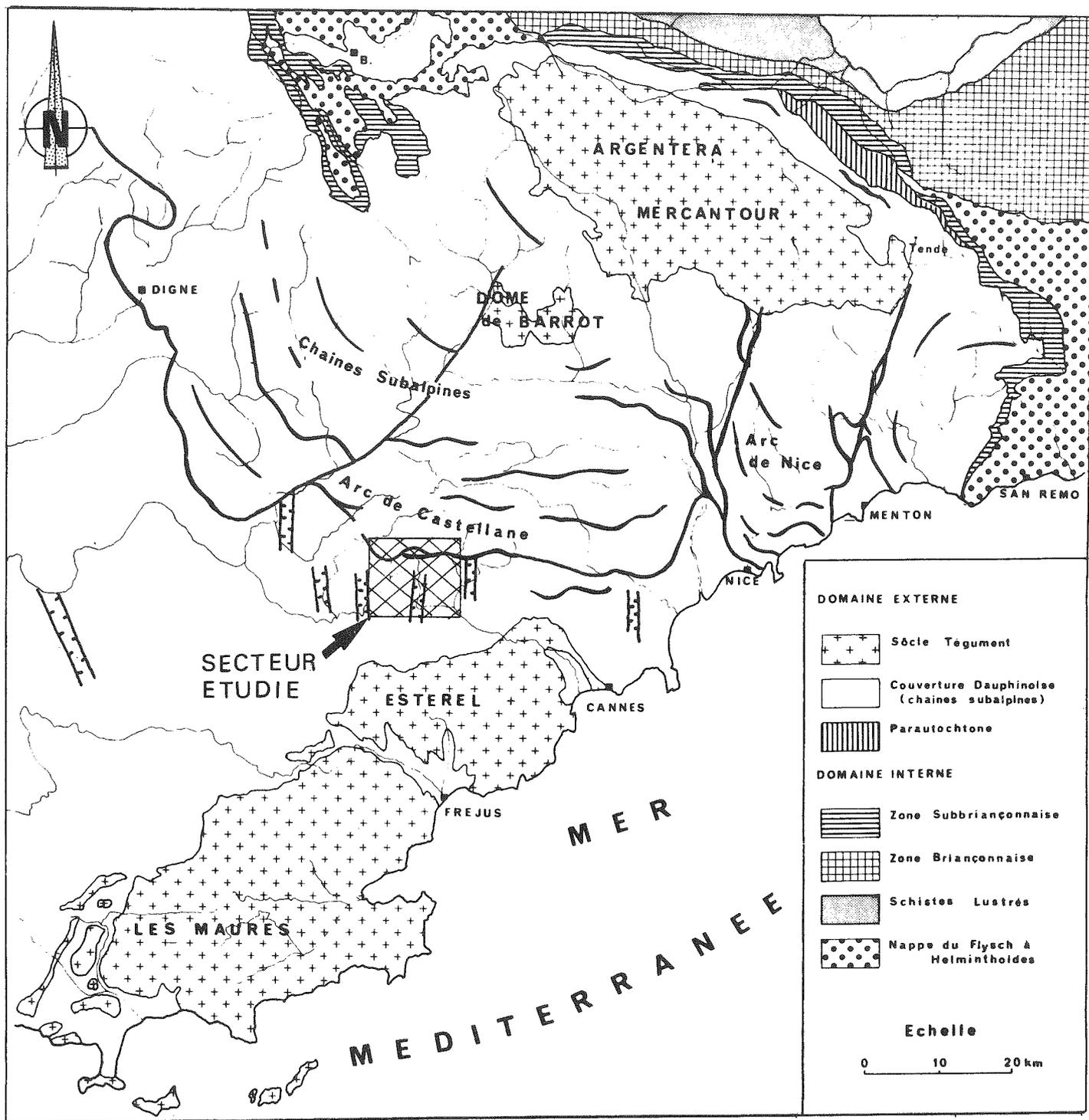
et résistant à l'érosion, arment l'architecture de la région et constituent les points hauts de la topographie. Les assises argilo-calcaires et détritiques du Crétacé et du Tertiaire sus-jacents à cette unité, plus facilement altérables, donneront des dépressions empruntées par un réseau hydrographique au tracé complexe. Ces deux unités lithologiques affleurent à la faveur des complications tectoniques et contribuent à la réalisation de deux types de paysages.

Dans la partie septentrionale, la tectonique conduit à une répétition régulière de la série stratigraphique. En particulier, les calcaires jurassiques supérieurs, ossature du relief, forment une succession de barres Est-Ouest, à regard méridional, dominant des dépressions boisées occupées par un Crétacé développé. Au Sud, en raison de déformations moins accusées et de la présence de Crétacé réduit et souvent érodé, on observe une prédominance de plateaux jurassiques karstiques. Ces plateaux dénudés s'opposent aux dépressions subméridiennes qui les accidentent, dépressions cultivées dans lesquelles affleurent le Crétacé et le Tertiaire.

2.- PRESENTATION GEOLOGIQUE.

La région étudiée est située dans les chaînes subalpines méridionales à la bordure sud de l'arc de Castellane (cf. planche n° 2, page 5). On peut y reconnaître deux ensembles montrant des styles structuraux distincts.

- Un ensemble septentrional où s'étend le complexe des écailles externes de l'arc de Castellane. Ce domaine est structuré en plis E-W chevauchant vers le Sud. Il est caractérisé par des dislocations d'âge tertiaire responsables d'un raccourcissement NS très important de la couverture sédimentaire.
- Un ensemble méridional dont la principale originalité réside en la présence de structures distensives subméridiennes d'âge oligocène se rattachant au système des fossés nord-varois. De plus, l'agencement structural y est irrégulier et de grandes régions tabulaires s'y développent. Ce secteur s'étend au sud d'un linéament morphologique déterminé par les montagnes de l'Audibergue et du Lachens jusqu'au



PI.2 Localisation du domaine étudié dans le cadre des chaines subalpines méridionales.

village de la Martre.

Dans cet ensemble méridional on note la présence de bassins tertiaires continentaux d'âge différent, localement superposés qui sont les principaux témoins des épisodes orogéniques successifs.

3.- PRINCIPAUX BUTS DE CETTE ETUDE.

Le périmètre de recherche faisant l'objet de mon mémoire a été établi de façon à déterminer la structure de ces deux ensembles géologiques et leurs relations. Ce travail a été réalisé sur la base des levés cartographiques à l'échelle du 20 000ème qui seule permet de saisir les relations géométriques des différents éléments structuraux de ce secteur. Les levés géologiques couvrent partiellement les feuilles de Castellane 6 et 7 et de Fayence 2 et 3 (cf. planche 1, page 3).

L'analyse de mon secteur de recherche a été abordée principalement sur son aspect structural et stratigraphique. L'étude de cette région, au même titre que toute la bordure externe de l'arc de Castellane, est primordiale pour contribuer à la compréhension de la genèse des chaînes subalpines méridionales.

Il était intéressant de subdiviser les différents évènements tectoniques et de retrouver dans les divers ensembles structuraux la part qui leur revient. L'hétérogénéité des structures appelait en outre une explication plus complète que celle des auteurs précédents : il importait en particulier de redéfinir le style et les modalités de la superposition des différentes déformations et de préciser leur âge. En ce qui concerne la stratigraphie, celle des séries marines mésozoïques a été établie depuis longtemps, tout au moins dans ses grandes lignes. En revanche, celle des bassins tertiaires continentaux regroupés dans une formation unique sur les cartes existantes nécessitait une révision complète.

L'analyse de ces séries m'a permis d'individualiser plusieurs formations

distinctes et de montrer leur lien étroit avec les différentes pulsations tectoniques. Cette liaison tectonique-sédimentation permet par des corrélations à plus grande échelle, et malgré la rareté des fossiles de proposer un âge pour ces dépôts continentaux. L'ensemble de ces résultats nous autorisent à formuler de nouvelles hypothèses sur l'âge et les modalités de la mise en place des différentes structures dans cette région.

4.- HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS.

Les seules monographies régionales qui intéressent particulièrement l'ensemble de mon secteur d'étude sont celles de J. GOGUEL (1936) et G. MENNESSIER (1970). Mais la région de Castellane, en raison de son originalité structurale, a attiré depuis plus d'un siècle l'attention de nombreux géologues. Parmi les travaux les plus anciens effectués dans la région, le plus remarquable reste l'oeuvre de A. GARNIER qui fut présentée à la Réunion Extraordinaire de la Société Géologique en 1872. Cette note marque véritablement le début des études des déformations des environs de Castellane. Cet auteur avait subdivisé les principaux ensembles tectoniques et avait montré la nécessité de failles courbes pour expliquer l'allure des unités.

Les travaux de cette époque avaient pour but essentiel l'établissement d'une stratigraphie. Il faut citer notamment les études de PARETO (1834), d'EWALD et BEYRICH (1839), DUVAL-JOUVE (1841), d'ARCHIAC (1851), L. COLLOT (1890) et E. FALLLOT (1885). C'est véritablement au cours des années 1890-1900 que l'étude tectonique de la région va débiter, principalement avec Ph. ZURCHER. En effet, dans tous les travaux précédents, les discontinuités tectoniques étaient uniformément représentées par des failles verticales. C'est au cours du levé de la feuille de Castellane au 1/80 000ème, pour le compte du Service de la Carte, que ZURCHER mit en évidence, pour la première fois dans la région, les chevauchements. Son interprétation tectonique basée sur la superposition d'anticlinaux rompus chevauchant vers le Sud ou le Sud-Ouest et disloqués transversalement demeure valable dans ses grandes lignes. ZURCHER mit en évidence l'existence de 2 plissements d'âge différent : un plissement post-crétacé et un plissement post-pontien. Parallèlement à cette analyse, le docteur A. GUEBHARD (1891, 1908...) entreprend de très nombreuses études

régionales. Ses récoltes de fossiles déterminées par les maîtres de l'époque tels que W. KILIAN ou Ch. DEPERET, appuyées sur ses observations stratigraphiques, l'ont amené à une bonne connaissance du Jurassique et du Crétacé. En revanche, son apport tectonique est maigre. Ses conceptions sont en effet fort particulières. Toute son analyse est guidée par des principes dogmatiques qu'il avait cru discerner, d'autre part, par le rôle directeur des synclinaux, voire par l'interférence entre les plis "provençaux" et les plis "alpains". Ses conceptions originales l'ont conduit à des contours géologiques étranges. Cet auteur niait tout déplacement horizontal et ramenait tous les accidents à des mouvements verticaux par faille rendus possibles par la fluidité du Trias. Toujours à la même époque, en 1898, les nappes de charriage de Provence sont mises en évidence. Une période s'ouvre alors durant laquelle on pense que la partie méridionale de l'arc de Castellane est constituée d'un empilement de nappes venues du Nord. Cette hypothèse sera vigoureusement soutenue jusqu'en 1934 par A. LANQUINE, W. KILIAN, N. BOUTAKOFF, E. HAUG et L. BERTRAND. Des hypothèses allochtonistes furent développées par L. BERTRAND et A. LANQUINE en 1913 pour la région située au sud de l'Estéron. Cet ensemble serait constitué selon les auteurs par la superposition de deux nappes : la nappe du Cheiron et celle de l'Audibergue. Ces unités allochtones se sont formées avant le Priabonien et les racines sont à chercher au sud d'Antibes. W. KILIAN et A. LANQUINE (1915-1925) assimilent les chaînons des environs de Castellane à des têtes plongeantes de nappes venues du Sud, formant des digitations plus ou moins nombreuses. Ces nappes provençales auraient été ensuite fortement reprises par les mouvements alpins. Pour ces auteurs, les fossés de la région de Comps sur Artuby constituaient un ensemble de fenêtres tectoniques laissant apparaître un substratum autochtone crétacé à travers une nappe constituée de terrains jurassiques. En 1934, l'un des principaux défenseurs de ces conceptions allochtonistes, A. LANQUINE met en doute l'existence des "nappes de Provence". Cette théorie sera définitivement abandonnée lors de la parution des travaux importants de J. GOGUEL (1936) et de A.F. de LAPPARENT (1938).

L'oeuvre de J. GOGUEL constitue la première étude structurale synthétique d'un vaste domaine comprenant l'arc subalpin de Castellane et sa bordure. Il montre que la structuration de cette région s'est effectuée essentiellement

lors d'une phase tectonique principale d'âge alpin. Ces mouvements affectent un ensemble très faiblement structuré lors de la tectogenèse provençale. L'épisode alpin principal date du sommet du Pontien et ses dernières manifestations se sont produites jusqu'au Pliocène. En démontrant les effets très limités des mouvements provençaux dans la structuration de cette région, il récusait ainsi définitivement l'hypothèse de l'existence de "Nappes de Provence".

D'autre part, J. GOGUEL mettait l'accent sur les phénomènes d'extension dans la région de Comps et sur le rôle possible d'un serrage de socle expliquant les plissements observés au sein de la couverture sédimentaire. Dans le même temps, A.F. de LAPPARENT (1938) étudiait les bassins tertiaires et les accidents qui affectent leurs dépôts. Il établit une stratigraphie de l'ensemble du tertiaire régional. Les précisions acquises sur l'âge des divers dépôts lui ont permis de proposer pour ce domaine trois épisodes orogéniques dominants accompagnés de mouvements secondaires :

- une phase provençale qui se place entre le Lutétien et le Bartonien;
- une première phase alpine, moins intense dans la zone externe que dans les zones internes des Alpes, datée entre le Lattorfien et le Stampien;
- une deuxième phase alpine, majeure dans les chaînes subalpines, placée entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur.

Après avoir effectué une étude tectonique de la Basse Provence en 1959, G. MENNESSIER dans les années 1964 à 1970 entreprend le levé de la feuille de Fayence au 50 000ème. L'analyse de cette région à l'aide des nouveaux plans directeurs au 20 000ème et des photos aériennes lui permet d'effectuer une étude plus détaillée. Cet auteur renforce et précise les résultats obtenus par J. GOGUEL et A.F. de LAPPARENT. Il met nettement en évidence d'anciens plis E-W qu'il rapporte à la phase provençale. Il attribue le système des fossés en extension à la première phase alpine s.l. et interprète leur genèse par le rejeu de failles de socle. Ces structures sont reprises et déformées lors de la deuxième phase alpine. Cet auteur analyse en outre les anciennes surfaces d'érosion qui constituent une pédi-

plaine polygénique inclinée vers le Nord. Les surfaces principales sont d'âge crétacé et oligocène. Depuis les travaux de G. MENNESSIER, la région considérée n'a fait l'objet que d'études localisées intéressant surtout les bassins tertiaires, les grandes lignes de la tectonique étant considérées comme bien connues depuis J. GOGUEL. Parmi les travaux récents qui tentent de proposer une explication pour la genèse de l'arc de Castellane, il faut citer ceux de A. GIDON et J.L. PAIRIS (1971), de M. ROUX (1972) et de P. GIGOT (1970-1977).

Pour A. GIDON et J.L. PAIRIS, les terminaisons méridionales des chevauchements de la branche N-W de l'arc de Castellane sont en liaison génétique avec des fractures décrochantes subméridiennes. Ils présentent une évolution structurale de ces ensembles en trois étapes successives :

- un plissement principal N10°E ante-Stampien,
- un serrage N30°E d'âge oligo-miocène responsable de cisaillements subméridiens accompagnés de chevauchements et de décrochements;
- un serrage transverse N70°E d'âge ponto-pliocène provoquant le chevauchement de Digne.

En 1972, M. ROUX met en évidence, dans cette même branche de l'arc de Castellane, une translation de la couverture décollée vers le SW, à la faveur d'accidents coulissants dont l'origine serait à rechercher dans une fracturation précoce de la couverture et du socle. Après avoir étudié le bassin tertiaire de Taulanne en 1970, M. ROUX (1973, 1974) analyse le bassin d'Eouly-Brenon et ses dépendances. Il met en évidence une tectonique syn-Ludien supérieur responsable de la formation des fossés subméridiens de ce secteur. Il suggère l'existence de deux mégacycles sédimentaires et tectoniques : un cycle "Provençal" du Crétacé supérieur à l'Oligocène moyen et un cycle "Alpin" de l'Oligocène supérieur au Pliocène.

P. GIGOT depuis 1970 a abordé dans le cadre de sa thèse de doctorat l'étude tectonique et sédimentaire de tous les bassins tertiaires continentaux et marins de l'arc de Castellane s.l. et de ses bordures. Avec la collaboration de C. GRANDJACQUET, Y. GUBLER et D. HACCARD, P. GIGOT (1974, 1975) montre qu'à l'Oligocène deux zones distinctes évoluent simultanément. Dans ces zones

s'individualisent des bassins syntectoniques; les uns en compression, (bassin de Taulanne-Barrême), les autres en extension (bassin de Manosque-Forcalquier). Au mio-pliocène, le bassin de Digne-Valensole (continental ou marin) se met en place et se développe indépendamment des structures précédentes. Ce bassin est contrôlé par des déformations en compression qui persistent pendant tout le Miocène. A la fin du Pliocène, on assiste à la mise en place de la "Nappe de Digne" sur une surface d'érosion qui sera de nouveau déformée au Quaternaire en grandes ondulations.

Le travail présenté dans ce mémoire se situe dans le prolongement direct de celui de P. GIGOT, avec lequel j'ai d'ailleurs réalisé l'étude du bassin de la Roque-Esclapon (G. GIANNERINI, P. GIGOT et R. CAMPREDON, 1977). En collaboration avec les membres de l'équipe du Professeur M. LANTEAUME, nous avons essayé de synthétiser les nombreuses données nouvelles concernant l'ensemble des chaînes subalpines méridionales (B. BEAUDOIN et al., 1977). J'ai eu l'honneur de présenter cette réflexion préliminaire en 1977 à Rennes lors de la 5ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre. Les résultats que je présente dans ce mémoire constituent ma contribution à cette synthèse.

CHAPITRE II

LES FORMATIONS MESOZOIQUES

1.- GENERALITES

Du point de vue stratigraphique, la série mésozoïque étudiée est constituée par des formations marines allant du Trias au Crétacé supérieur. Le régime marin persiste pendant tout le secondaire, entrecoupé toutefois de périodes de non dépôts, principalement au Jurassique et au Crétacé inférieur. Le Crétacé terminal montre des faciès détritiques grossiers à caractère littoral évoluant parfois vers un régime continental (lignites) qui signe l'émersion définitive de ce domaine.

Le Jurassique et le Crétacé correspondent à deux grandes unités lithologiques, la première à dominante carbonatée, la seconde plus argileuse et déritique. Dans l'ensemble du secteur étudié, le Jurassique présente des lithofaciès et des épaisseurs peu variables. En revanche, le Crétacé montre d'importantes variations de faciès très nettes selon une direction méridienne. J'analyserai d'abord les principaux caractères de cette série stratigraphique, puis, je tenterai de donner un aperçu des variations de faciès.

2.- STRATIGRAPHIE.

L'étude détaillée de la stratigraphie du Mésozoïque ne sera pas abordée dans ce mémoire. Je me limiterai à une brève description de la lithologie des grands ensembles lithostratigraphiques. Les attributions d'étages et leurs limites ne seront pas discutées. Les divisions que j'ai adoptées sont fondées essentiellement sur la lithologie; elles se sont révélées suffisantes pour le levé cartographique et l'étude structurale que j'ai menée. Lorsque c'était possible, j'ai essayé de confirmer ces subdivisions avec quelques récoltes personnelles * et avec les travaux antérieurs

* Les déterminations ont été effectuées par G. THOMEL.

dans lesquels abondent les inventaires faunistiques. Dans cette optique, il faut principalement citer les travaux de W. KILIAN (1895), P. COTILLON (1971), G. MENNESSIER (1970), C. TEMPIER (1972) et G. THOMEL (1972).

2.1.- Le Trias.

2.1.1.- Keuper.

Ses affleurements sont très réduits et se situent au sud du col de Clave et de la Colle de Mons. Il n'est en fait représenté que par ses termes supérieurs. On peut reconnaître essentiellement des dolomies grises cargneulisées et des marnes vertes ou grises qui apparaissent toujours à la faveur de complications tectoniques. Des gypses affleurent localement près du Col de Clave.

2.1.2.- Rhétien.

Le Rhétien affleure largement au sud du parallèle de Mons. Il montre une alternance typique de calcaires argileux jaunes présentant souvent l'aspect de Cargneules, de calcaires gris et de marnes feuilletées. On observe dans les assises calcaires une lumachelle très riche en individus de petites tailles dans lesquels on reconnaît : Avicula contorta, Ostrea sp. et Mytilus sp. La puissance maximale de l'ensemble de la série est d'une quarantaine de mètres.

2.2.- Le Jurassique inférieur.

Il est totalement absent dans le secteur étudié et dans l'ensemble des régions avoisinantes. Cette absence est liée à la lacune générale des termes du Jurassique inférieur que l'on constate habituellement entre le bassin provençal et subalpin français sous le nom de "Haut fond du Moyen Verdon".

2.3.- Le Jurassique moyen.

Les affleurements appartenant à ce sous-système sont surtout localisés dans le secteur situé au Nord de Mons. On y distingue trois formations calcaires représentant les étages Bajocien, Bathonien et Callovien.

2.3.1.- Bajocien.

Il est représenté par des dolomies gris clair ou beige où l'on peut observer des nodules et des fossiles silicifiés indéterminables. Lorsque la dolomitisation n'a pas encore envahi tous les niveaux; on y observe des calcaires beiges zoogènes, souvent oolithiques alternant avec des lits de marnes jaunes. Le sommet de la série montre des dolomies saccharoïdes jaunes ou rubéfiées. Son âge Bajocien a été caractérisé dans un secteur proche du périmètre d'étude.

2.3.2.- Bathonien.

Il présente à sa base des lithofaciès variés. Il s'agit en général de dolomies à stratification confuse, grises ou jaunes, alternant avec des calcaires oolithiques. Ces derniers montrent fréquemment une dolomitisation incomplète. Les termes superposés sont des calcaires oolithiques et biodétritiques lités à patine gris clair. La série se termine par des calcaires en bancs réguliers beige clair, sublithographiques dans lesquels sont parfois dispersés de grosses oolithes brunes. Cette formation est couronnée par un niveau de trois mètres d'épaisseur au maximum constitué par des calcaires à petites oolithes de couleur jaune et rose très caractéristique. Des intercalations plus marneuses fossilifères ont fourni des Rynchonella et des Pholadomya.

La microfaune dans les calcaires peut être abondante et variée : Miliolles, Trocholines, Pseudocyclamines, etc... Des travaux antérieurs font état de la présence de Meyendorfina bathonica, caractéristique de l'étage.

Les microfaciès caractéristiques de cet ensemble bathonien montrent à sa base une prédominance d'oosparites. Les oolithes sont généralement de grande taille et ne présentent le plus souvent qu'une seule couche. On y observe de nombreux grains de quartz.

Dans la partie médiane et sommitale, les intramicrites prédominent mais les oosparites sont présentes. On observe des tests recristallisés, de petits oncolites, des intraclastes et de nombreux débris organiques. L'ensemble de la formation montre des dépôts granulaires d'hydroxydes de fer.

2.3.3.- Callovien.

Il constitue un ensemble épais de près de 80 mètres de calcaires fossilifères se délitant en plaquettes sonores, à cassures grenues. Il s'agit de calcaires légèrement argileux, beige à patine grise. Les fossiles y sont assez fréquents et indiquent un âge callovien : Aspidoceras subdistractum, Hecticoceras lumula, phylloceras sp., etc... Les microfaciès caractéristiques dans ces niveaux sont représentés par des micrites à débris organiques.

2.4.- Le Jurassique supérieur.

Dans la région, le Malm est encore fréquemment subdivisé en "Argovo-Oxfordien", "Séquanien-Kimmeridgien" et Portlandien. Ces divisions qui ne correspondent pas aux étages classiques sont liées à des distinctions lithologiques, facilement repérables sur le terrain.

2.4.1.- "Argovo-Oxfordien".

Cette formation est représentée par une alternance de bancs de 0,40 m de calcaires sublithographiques à cassures beige clair et de lits de 10 cm d'épaisseur de marnes grumeleuses verdâtres très fossilifères.

L'Argovien est caractérisé par une faune variée de Perisphinctidae. J'y ai moi-même récolté quelques Térébratules et des Pectinidae. L'Oxfordien a été reconnu localement dans la région de Mons. J'ai récolté personnellement quelques échantillons d'Hecticoceras sp., Phylloceras sp., Aspidoceras perarmatum. La puissance totale de la formation ne dépasse pas vingt mètres. Elle a été cartographiée avec le Callovien du fait de sa faible épaisseur et aussi pour ses conditions d'affleurements trop souvent mauvaises. Au microscope, cette formation montre des pelmicrites glauconieuses, quelques débris de quartz et de tests.

2.4.2. - "Sequano-Kimmeridgien".

Il est représenté par une épaisse série de 100 à 150 mètres de calcaires sublithographiques en bancs bien réglés. Ces calcaires gris-clair à la patine montrent une cassure esquilleuse de teinte beige "café au lait". On note souvent

la présence de minces interlits marneux et des chailles. Cette série montre en divers points des déformations dues à des glissements synsédimentaires (slumping). Des niveaux comparables, dans d'autres secteurs, ont fourni une riche faune d'Ammonites caractérisant ces étages : Perisphinctes, Aspidoceras, Taramelliceras.

Je n'ai récolté qu'une ammonite du genre Taramelliceras. Ces calcaires montrent au microscope des micrites à débris de tests fins avec quelques passées d'intrasparites et pelsparites renfermant des intraclastes de micrites, des entroques et des débris d'algues.

2.4.3.- "Portlandien".

Il s'agit d'une puissante formation correspondant aux "calcaires blancs de Provence" : ensemble aux faciès récifaux et subrécifaux d'âge essentiellement portlandien, mais qui atteint également la base du Crétacé dans le secteur étudié (Berriasien, Valanginien inférieur). Cet ensemble est constitué de calcaires blancs massifs, très purs, à cassure marmoréenne. Le sommet de ces calcaires apparaît beaucoup moins massif et plus lité. On y observe alors de fréquentes intercalations argileuses vertes et des brèches à cailloux noirs (couleur liée à des imprégnations d'hydrocarbures).

Ces faciès subaériens sont rapportés par les auteurs au faciès Purbeckien que P. Cotillon (1971) rattache ici au Crétacé inférieur. Les "calcaires blancs de Provence" montrent des édifices récifaux construits à Polypiers, Stromatopores, Nérinées (Lachens, Adrech Esclapon,...). En lame mince, ces calcaires blancs montrent souvent des micrites uniformes avec peu ou pas de restes organiques. Les calcarenites montrent des intrasparites à débris roulés et encroûtés, de nombreux restes organiques, les algues sont les plus fréquentes. On y observe des Foraminifères et des Ostracodes, des fragments d'Echinodermes, de Lamellibranches, Polypiers, Spongiaires et des Gastéropodes (Ampullines et Nerinées). La puissance totale de l'ensemble oscille entre 200 et 400 mètres.

2.5.- Le Crétacé inférieur.

Il est représenté dans la région étudiée par des séries d'âge Berriasien, Valanginien, Hauterivien et Albien.

Univ. J. Fourier - C.N.U.C.
M.A.
F. 20041 G - 51015 E - C.N.U.C.
Tel. 0471 230427 - Fax 0471 230430
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

L'Aptien est absent; il est seulement représenté près de Bargème. Le Crétacé inférieur est le siège du jeu simultané de phénomènes sédimentaires fréquents tels que variations de faciès, lacunes et condensations.

2.5.1.- Berriasien - Valanginien inférieur.

Nous avons vu précédemment que ces étages étaient représentés dans tout notre secteur d'étude au sommet des "calcaires blancs de Provence" sans qu'il soit possible de les différencier lithologiquement du Portlandien.

2.5.2.- Valanginien supérieur.

Il est représenté par une série néritique dans laquelle alternent des bancs de calcaires argileux bioclastiques et des niveaux tendres de marnes grises. Très souvent cette série est caractérisée par la présence de deux horizons fossilifères repères : "la petite et la grande lumachelle". Elles forment des barres morphologiques de calcaires roux à silex riches en faune. La "grande lumachelle" est souvent couronnée par une surface durcie ferruginisée (Brouis...). La puissance totale de la formation varie de 20 à 50 mètres. La faune qui caractérise cet ensemble est abondante et variée. J'ai récolté des Rhynchonelles, Exogyres, des Bryozoaires, Toxaster complanatus, Alectryonia sp., Kilianella, Olcostephanus, Neocomites sp., Lyticocebra sp.

2.5.3.- Hauterivien.

Cet étage est représenté par une formation à dominante marneuse avec des bancs calcaréo-argileux à Céphalopodes et Lamellibranches. La faune est riche et variée. J'ai récolté : Crioceratites nolani, Crioceras binelli, Olcostephanus jeannoti, Paraspinoceras (groupe des Pulcherrinum), Leopoldia castellanensis, des Oursins, des Terebratules, des rostrés de Bélemnites et des Lamellibranches. Ces espèces ainsi que celles qui furent récoltées par les auteurs précédents dans ces niveaux caractérisent l'Hauterivien. Il convient de noter que la partie terminale de la série hauterivienne, plus calcaire, se confond lithologiquement avec la "barre barrémienne".

2.5.4.- Barrémien.

Il est représenté par une barre calcaire de 20 à 30 mètres d'épaisseur formant une corniche au-dessus des séries calcaréo-argileuses sous-jacentes.

Il s'agit d'une série de calcaires gris en bancs décimétriques à demi-métriques régulièrement stratifiés montrant dans sa partie supérieure des lits de marnes glauconieuses. Leur patine est gris clair, leur cassure esquilleuse montre fréquemment des mouchetures glauconieuses. Le Barrémien présente de nombreux indices d'arrêts de sédimentation soulignés par des surfaces durcies. Le toit de la formation est constitué par un hard-ground ferrugineux, glauconieux et phosphaté. La base de cet ensemble calcaire renferme encore une faune hauterivienne (zone à *Pseudo Thurmania angulicostata*). Le reste de la série a livré une riche faune barréminene : Barremites difficilis, Holcodiscus sp., Emericiceras thiolleri, Nicklesia pulchella, etc...

2.5.5.- Aptien.

Il est généralement absent, seuls quelques affleurements isolés correspondant à l'Aptien supérieur ont été signalés à l'ouest de mon secteur d'étude. Il s'agit alors de faciès sableux à oolithes ferrugineuses. Très localement entre Seranon et Andon et près de Bargème, le Barrémien est surmonté par une quinzaine de mètres de calcaires gris à silex, entrecoupés régulièrement de passées calcaréo-argileuses en plaquette représentant le Bédoulien.

2.5.6.- Albien.

La sédimentation correspondant à cette période a été très perturbée. Toutes les coupes montrent des lacunes, des surfaces durcies, des zones de condensation glauconieuse et des fossiles remaniés. On observe ainsi des variations latérales de faciès importantes.

L'Albien débute par un ensemble épais de 2 à 5 mètres de marnes très glauconieuses passant à de véritables glauconites très riches en Ammonites (Schloenbachia), en rostrés, Inoceramus et Brachiopodes. Cette formation glauconieuse est surmontée par une épaisse série de marnes noires gréseuses et glauconieuses à intercalations de calcaires argileux. La partie sommitale s'enrichit en bancs de grès glauconieux à patine rouille se débitant en miches. J'ai récolté dans ces niveaux des échantillons d'Inoceramus concentricus.

2.5.7.- Cénomanién.

Cet étage est caractérisé par des variations de faciès rapides et importants. Sous son faciès le plus fréquent (Caille, Logis du Pin, Valde-roure, etc...), on observe de bas en haut :

- Des marnes grises sableuses entrecoupées de bancs calcaires gréseux à débit en miches. Ces niveaux caractérisés par Orbitolina concava Lmk. deviennent de plus en plus denses et épais vers le haut et forment une petite corniche. L'âge cénomanién inférieur est attesté par la microfaune et par de rares ammonites Mantelliceras hyatti, Schloenbachia varians et Hillanum sp. L'épaisseur totale est d'environ 150 mètres.

- Une série de calcaires argileux jaunes en bancs réguliers (50 m) surmontés d'un horizon constitué par des calcaires détritiques fossilifères évoluant à de véritables lumachelles et des marnes gréseuses à Exogyra columba minor. J'ai récolté des ammonites du Cénomanién inférieur et moyen : Acanthoceras rotomagense et Mantelliceras.

- La partie terminale montre un ensemble de marnes grises alternant avec des calcaires argileux bruns finement détritiques, riches en Terebratules et Lamellibranches (Inoceramus, Plicatula, Chlamys, Trigonia, Cyclothyris, etc). Les ammonites récoltées dans ces niveaux : Calycoceras et Scaphites indiquent un âge cénomanién moyen pour la partie inférieure de cet ensemble. La partie terminale est d'âge Turonien inférieur.

2.5.8.- Turonien.

Il débute par une alternance de marnes beiges et de calcaires argileux finement gréseux à Exogyra columba major s'intégrant lithologiquement au Cénomanién supérieur. Quelques Ammonites (Mammites) et Echinides (Hemiaster) confèrent à ces niveaux un âge Turonien inférieur. Cet ensemble est surmonté par une série variée de calcaires gréseux et bioclastiques en bancs décimé-

triques à métriques. La patine est rousse et l'on observe de nombreuses intercalations de Lumachelle à Exogyra columba major et de nombreux autres Lamelli-branches et des Strombus.

La partie sommitale devient nettement gréseuse. Elle est composée de grès verts caractérisés par une faune de Gastéropodes littoraux : Turitella uchauxiana et Exogyra matheroni et des Lamellibranches indiquant déjà le Coniacien inférieur. Ces faciès très littoraux témoignent de l'épisode régressif qui caractérise la fin du Crétacé supérieur.

2.5.9. - Sénonien.

Il est classiquement connu à Brenon, petit village situé à une dizaine de kilomètres à l'ouest de mon secteur d'étude, sous l'appellation des "sables de Brenon". Près de cette localité, on observe le passage régulier des calcaires bioclastiques roux et verts du Turonien à des grès à stratifications entrecroisées. Dans ces grès s'intercalent des lentilles de conglomérats à dragées de quartz et galets de rhyolites. Ces grès montrent aussi des surfaces durcies avec des traces d'émersion : fentes de dessiccation et empreintes de gouttes de pluie. Vers le sommet se développent des sables grossiers à passées conglomératiques et lentilles de lignites. Cette formation détritique est constituée essentiellement de quartz en grains et de galets de rhyolites dont le diamètre varie de 0,5 à 7 cm. Ce faciès très littoral a fourni (C.A. KOGBE, 1968 et C. KERCKHOVE, J.P. THIEULOUY, 1973):

Tissotia cf. ewaldi

Exogyra matheroni d'Orb.

Ostrea acutirostris

Ostrea gallo provincialis

Ostrea plicifera

Cardium sp.

Aporrhais sp.

De nombreux Ostracodes et Pollens ont été récoltés. L'ensemble de la faune, de la microfaune et de la microflore indique un âge Coniacien inférieur.

J'ai observé dans l'ensemble du périmètre étudié et dans des secteurs voisins de nombreux témoins de ce faciès régressif qui n'avaient pas été signalés jusqu'à présent (cf. planche n° 3, page 23).

- Dans le fossé du Fil, près du Camp de Lèbre, à proximité du cours du torrent.

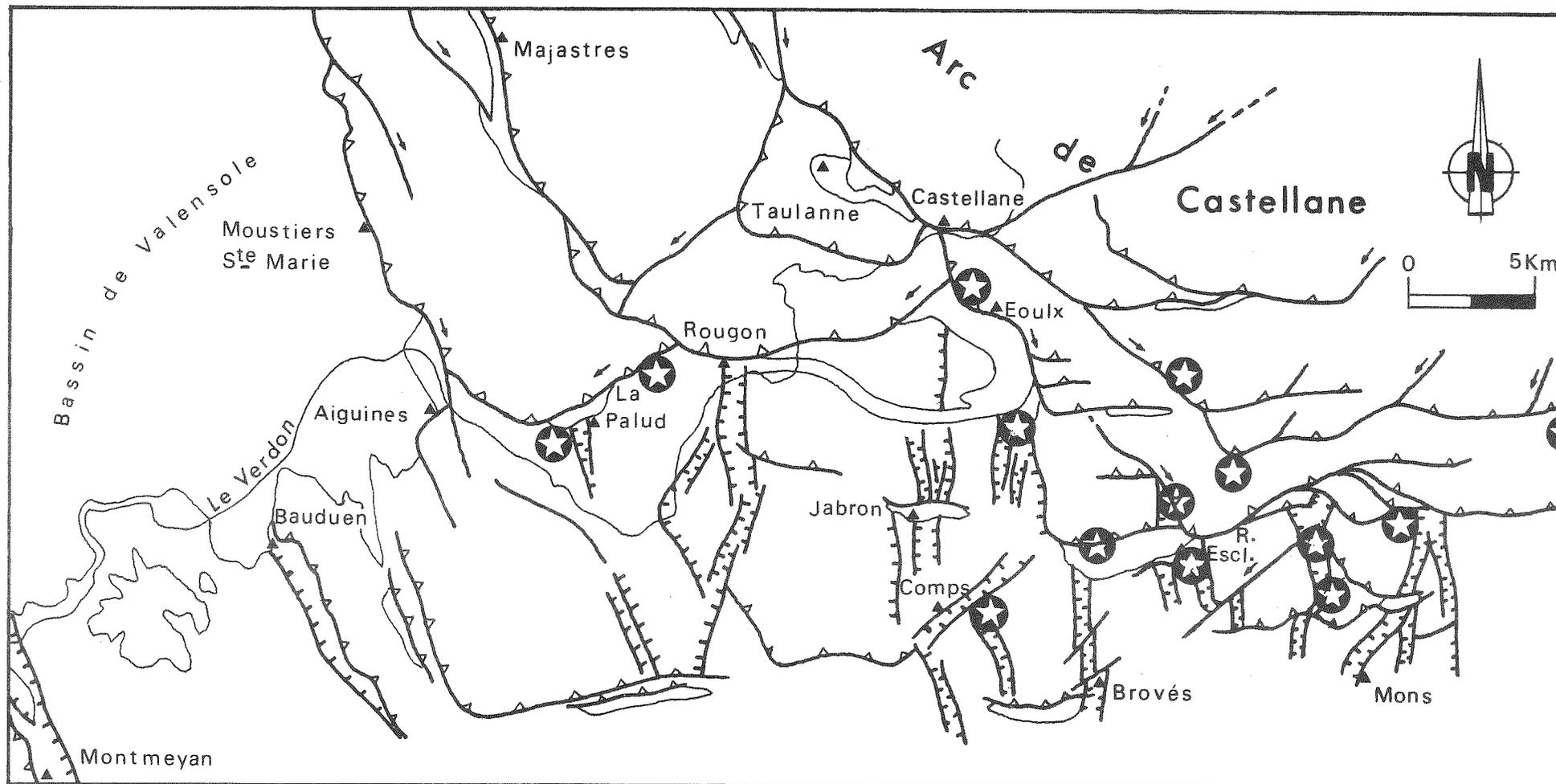
La série crétacé supérieur, renversée vers l'Ouest, constituée par des calcaires biodétritiques, à ripples marks, se charge dans sa partie terminale de grès fins à stratification oblique. Ces grès à Exogyra et huîtres deviennent de plus en plus grossiers et riches en dragées de quartz et de galets de rhyolites, pyromérides. La taille de ces galets peut atteindre 4 cm de diamètre au sommet de la formation. Cet ensemble est raviné et recouvert en discordance par des sables et des conglomérats rutilants oligocènes. La puissance du Crétacé supérieur gréseux est de 20 mètres environ. Dans ce même fossé du Fil, près de la maison signal le Fil, affleure un autre petit pointement de ce faciès détritique.

- Près de Clars et en bordure de la R.N. 85 près du vallon de la Combe d'Andon (flanc nord de l'Hubac de Bliange).

La série calcaire biodétritique turonienne se termine par une vingtaine de mètres de grès verts fins alternant avec des passées plus calcaires. J'y ai récolté des Turritella uchauxiana, Fusus sp., des huîtres et des Exogyres. Ce faciès détritique coniacien est moins grossier que celui du Fil et caractérise la partie septentrionale du secteur étudié. Il a été notamment retrouvé près du village de la Doire (près du transformateur EDF) et en bordure de la R.N. 85 à 2 kilomètres au nord du Logis du Pin.

- Au village de la Bastide, en bordure de la Départementale 21, à quelques centaines de mètres au nord de cette localité.

Cet affleurement de Coniacien présente un faciès identique à celui que l'on observe à Brenon. La série calcaire à Exogyres du Crétacé supérieur, en position renversée, montre à sa partie terminale un enrichissement progressif en terrigènes grossiers. On observe le passage d'un calcaire détritique à petites dragées de quartz et de rhyolites de 0,1 à 1 cm de diamètre, à des niveaux de sables quartzeux de 20 à 30 cm d'épaisseur. Les sables alternent






 failles normales, décrochements et écaillages principaux


 affleurements de Crétacé terminal détritique («sables de Brenon»)

Pl.3 Localisation des principaux affleurements de Coniacien détritique

avec des calcaires détritiques grossiers à litage entrecroisé contenant des Exogyres, des Gastéropodes et des Huîtres. Cette formation se termine par des décharges sableuses blanches à galets de rhyolites noires présentant des passées lenticulaires de lignites.

- Flanc septentrional du synclinal de la Roque Esclapon, au lieu-dit Fuon Santo.

La série de calcaires à Exogyres du Turonien supérieur renversée vers le Sud, se termine par des horizons de calcaires détritiques très grossiers. Les terrigènes sont essentiellement constitués de quartz et de rhyolites dont certains galets mesurent 3 cm de diamètre. On y observe des passées gréseuses à stratification oblique. Ce faciès détritique est observable sur une épaisseur de 15 mètres environ. Un faciès identique est observable au flanc méridional du synclinal de la Roque Esclapon, près du village de la Roque Esclapon. J'ai observé d'autres témoins de Coniacien détritique dans les secteurs voisins de mon terrain d'étude.

- Dans le fossé de Comps, à un kilomètre à l'est du village.

En bordure de l'Artuby, la série calcaire du Crétacé supérieur se termine par une dizaine de mètres de calcaires grossièrement détritiques qui passent à de véritables micropoudingues à dragées de quartz et rhyolites. Ce faciès renferme de nombreux fossiles parmi lesquels j'ai récolté de grosses huîtres, des Exogyres, des Lamellibranches et des Gastéropodes.

- Près de la Palud sur Verdon, au nord du Col des Pinatelles.

Le Crétacé supérieur calcaire est envahi dans sa partie sommitale par des terrigènes grossiers de nature et d'agencement comparables à ceux des affleurements précités.

- A 3 kilomètres au nord de Gréolières, sur la D 2, près du lambeau de Nummulitique.

J'ai observé dans la partie terminale des calcaires du Sénonien des galets de rhyolites rouges de 2 à 2,5 cm de diamètre, témoins d'influences

détritiques d'origine méridionale. Sur cet ensemble sénonien se développent les grès à Nummulites. Je mentionnerai en outre que dans l'ensemble de mon secteur d'étude j'ai observé ce faciès du Coniacien détritique sous formes de blocs ou de klippes sédimentaires resédimentés au sein de la majorité des séries oligocènes. Ainsi, à Font Trucelle, dans la partie méridionale du fossé, sur le Turonien calcaire repose en accordance une série sableuse et conglomératique attribuée à l'Oligocène. Dans cette formation s'intercalent de nombreuses klippes sédimentaires de plusieurs mètres de diamètre et des blocs constitués de calcaires à Exogyres riches en dragées de quartz et rhyolites. Les éléments des conglomérats remanient également les faciès coniaciens. Au lieu-dit les Bailes, près du village de la Bastide, la mégabrèche oligocène est constituée en partie par des blocs métriques de calcaires fossilifères du Coniacien riches en quartz et rhyolites. Ces galets exotiques ont des tailles dépassant parfois 4 cm. D'une manière plus générale, dans l'ensemble des séries conglomératiques tertiaires, j'ai observé en proportion variable, des éléments de calcaire coniacien à rhyolites et quartz (Mons, Blacouas, Brovès, etc...).

Ce bref aperçu des différents affleurements ou de leurs témoins resédimentés que j'ai pu observer montre qu'en fait les faciès détritiques du Crétacé terminal avaient une extension plus importante. Ce faciès détritique grossier était vraisemblablement représenté sur toute la bordure méridionale de l'arc de Castellane et sûrement entre la Palud sur Verdon et Mons. Cet épisode détritique est un des traits majeurs de la sédimentation au cours du Crétacé terminal dans cette partie du bassin subalpin. Dans un prochain chapitre, nous verrons que ces faciès grossiers du Crétacé terminal étaient probablement représentés avec des épaisseurs variables sur l'ensemble de la bordure subalpine. Le matériel terrigène, quartz et rhyolites, que l'on observe actuellement dans les séries tertiaires de mon secteur d'étude a été emprunté essentiellement aux séries Crétacé supérieur.

L'histoire marine mésozoïque prend fin avec cet épisode régressif du coniacien montrant des faciès littoraux et continentaux. Ils marquent l'émer-sion définitive de tout ce domaine, néritique depuis l'aube du Crétacé. Après cet épisode va se dérouler, pendant tout le Tertiaire, une dynamique tectono-sédimentaire complexe en milieu essentiellement continental.

3.- LES VARIATIONS DE FACIES DE LA SERIE MESOZOIQUE.

Après avoir donné les caractéristiques principales des lithofaciès de la série mésozoïque, je vais indiquer brièvement les variations latérales que l'on peut y observer dans mon secteur d'étude. L'importance de ces variations peut être aisément perçue par le jeu du fort raccourcissement NS qui affecte la couverture sédimentaire. En effet, ces variations s'effectuent de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc de Castellane selon une direction méridienne. Il s'agit de variations radiales. En revanche, les modifications latérales sont plus difficiles à mettre en évidence du fait même de la faible importance de la contraction EW.

3.1.- Les variations du Jurassique.

Le Jurassique présente dans sa totalité une certaine homogénéité du point de vue lithologique; il s'agit en majorité de faciès calcaires. Les différentes formations analysées montrent de légères variations d'épaisseur. Les variations sont plus importantes à certaines périodes comme dans le Bathonien ou le Portlandien. Les calcaires du Bathonien présentent une épaisseur de 180 mètres au sud de Mons et passent à plus de 300 mètres au nord de cette localité. Leur épaisseur moyenne atteint près de 250 mètres dans le reste de la région étudiée. Les "calcaires blancs de Provence" présentent des épaisseurs variables. Leur épaisseur, de 150 mètres environ à l'est de Mons, est doublée au nord dans les chaînons de la montagne de l'Audibergue et de Bauroux. Ces modifications d'épaisseur semblent, comme l'a montré G. MENNESSIER (1970), près de Mons, s'effectuer selon une direction ENE-WSW principalement. Cette hypothèse semble néanmoins difficile à généraliser à l'ensemble du secteur étudié du fait de l'absence dans la partie septentrionale de tout le Jurassique moyen et d'une partie du Jurassique supérieur. Le faible gradient de variation d'épaisseur du Jurassique rend d'autre part cette analyse difficile. En résumé, malgré ces fluctuations d'épaisseur qui restent toujours peu importantes, l'ensemble calcaire jurassique présente des lithofaciès homogènes sans modification notable.

3.2.- Les variations du Crétacé.

Les dépôts crétacés sont le siège d'importantes variations lithologiques qui se marquent également dans leur puissance. Pour apprécier ces modifications radiales, nous comparerons étage par étage des coupes prises dans trois unités tectoniques échelonnées du S vers le N :

- coupe dans le fossé du Fil,
- coupe de l'Hubac de Bliauge
- coupe de la montagne du Lachens.

Ces variations sont résumées par la planche n° 4 page 28 . Je mentionnerai, le cas échéant, les variations latérales EW qui sont perceptibles.

3.2.1.- Les variations du Berriasien-Valanginien inférieur.

Ces étages, comme nous l'avons vu précédemment, sont représentés dans la partie terminale des "calcaires blancs de Provence" sans que l'on puisse les dissocier lithologiquement de ceux qui sont rapportés au Portlandien. Les variations que l'on pourrait y déceler sont difficiles à mettre en évidence.

3.2.2.- Les variations du Valanginien supérieur - Hautérivien.

- Dans le fossé du Fil, cet ensemble en contact tectonique avec "les calcaires blancs" est représenté par 5 mètres de marnes et de calcaires argileux gris riches en glauconie.

- Le flanc nord de Bliauge montre un Valanginien supérieur-Hautérivien représenté par 50 mètres de marnes jaunes à passées glauconieuses et de calcaires argileux beiges fossilifères. On y reconnaît la "petite lumachelle" avec son faciès caractéristique. Cette formation disparaît rapidement vers l'est.

- A l'Ouest, près du village de la Roque Esclapon, le Valanginien supérieur est complet avec, en particulier, les deux lumachelles très bien représentées. L'Hautérivien inférieur est absent. Dans la partie inférieure de la "grande lumachelle", on observe des couches déformées et rompues, des silex contournés qui témoignent de déformations dues à des glissements synsédimentaires. J'ai

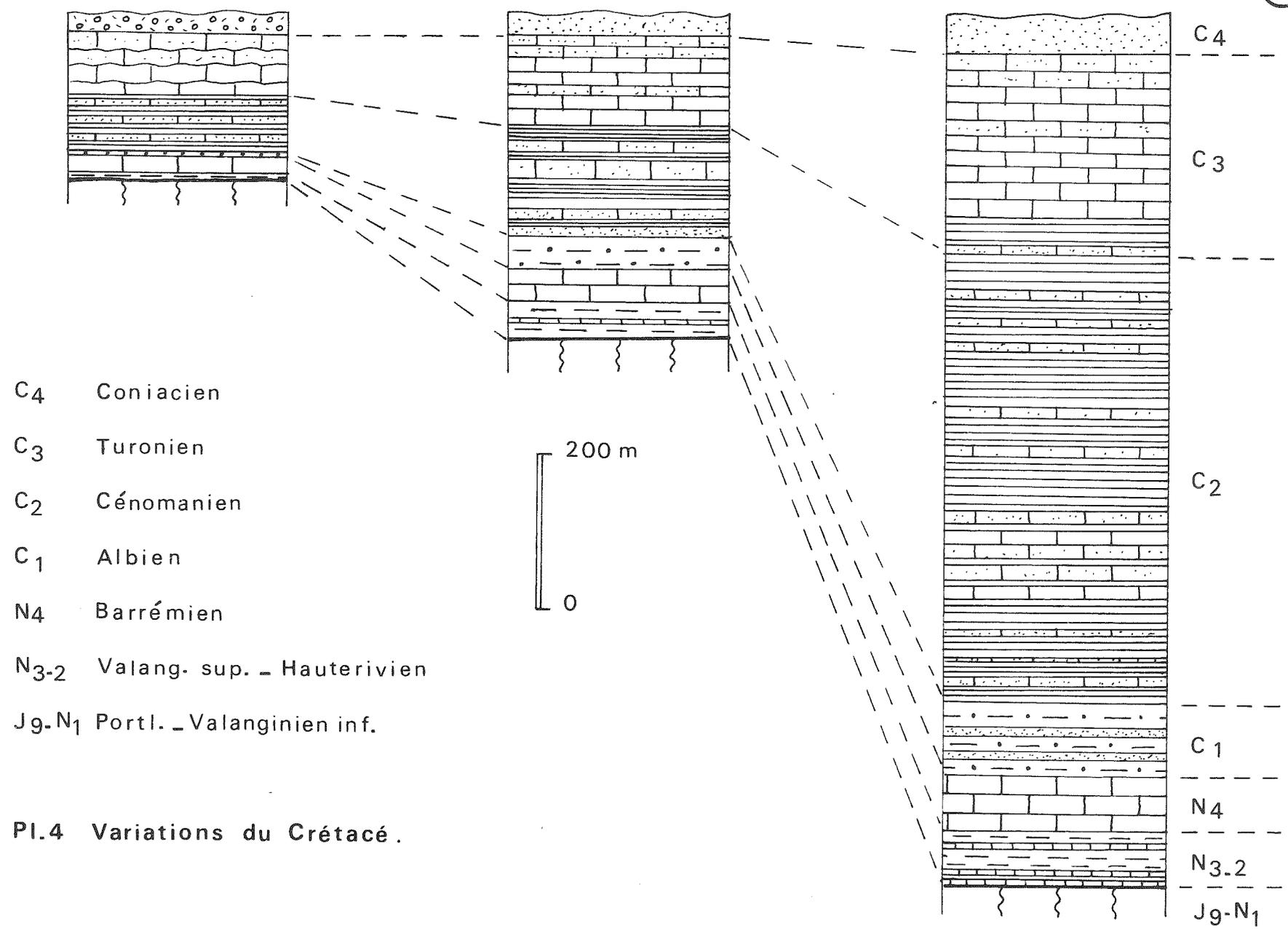
S

Fil

Hubac de Bliauge

Lachens

N



Pl.4 Variations du Crétacé.

observé, dans un niveau comparable, à 3 kilomètres au nord, près du col de Clave, des silex montrant des slumps analogues.

- Le revers nord du Lachens montre un Crétacé inférieur plus développé reposant sur des calcaires récifaux du Valanginien inférieur qui montrent des édifices construits à polypiers. Il est constitué par une alternance de calcaires lités bioclastiques bruns et de marnes de même couleur, riches en Oursins, Lamellibranches et Terebratules. Au-dessus vient une série marneuse grise à passées glauconieuses riches en Céphalopodes et qui montre dans sa partie terminale une formation rythmique avec des bancs de calcaires argileux. La puissance totale de cet ensemble crétacé inférieur est de plus de 70 mètres.

3.2.3.- Les variations du Barrémien.

- Dans le Fil, cet étage est représenté par un ensemble de calcaires gris en bancs bien réglés. Le sommet montre un horizon glauconieux et ferrugineux très riche en Céphalopodes constituant le béton fossilifère classique. L'épaisseur maximale du Barrémien est ici de 20 mètres. Il semble que plus au Sud, aux environs immédiats de Mons, cette petite corniche calcaire disparaisse et le Barrémien ne soit plus alors représenté que par un niveau de condensation glauconieux. Mais en l'absence de bonnes coupes stratigraphiques, il est difficile de trancher.

- L'Hubac de Bliage montre un Barrémien au lithofaciès identique à celui que l'on observe dans le Fil présentant toutefois une épaisseur double (40 à 50 mètres).

- Au Clos de Barra1, sur l'Hubac de Lachens, une bonne coupe du Barrémien permet d'observer un ensemble rythmique de calcaires argileux gris et de minces interlits de marnes noires bioturbées. La partie terminale montre une abondance de niveaux glauconieux. L'épaisseur du Barrémien atteint ici 70 mètres.

3.2.4.- Les variations de l'Albien.

- Dans le fossé du Fil, il est représenté par 5 à 7 mètres au maximum de marnes vert sombre très glauconieuses.

- Dans l'hubac de Bliauge, l'Albien débute au-dessus du hard-ground barrémien par un mince niveau conglomératique à nodules ferrugineux verdis et phosphatés. La base est constituée par une alternance de marnes sableuses et glauconieuses et de bancs gréseux. La partie sommitale montre des marnes sableuses riches en glauconie où l'on observe de nombreux débris ligniteux. La puissance de la formation est ici de 40 mètres.

- A L'Ouest, près du Château de Lubi, l'Albien est représenté par des marnes glauconieuses noires, alternant avec des calcaires en miches jaunes, à Inocerames et dans lesquels P. COTILLON a trouvé des restes de crustacés décapodes.

- Dans le synclinal de la Roque Esclapon, l'Albien du flanc nord montre des marnes noires très gréseuses, épaisses de plus de 200 mètres. En revanche, au flanc méridional, il est représenté par des marnes sableuses, micacées et glauconieuses et n'atteint plus que 30 à 50 mètres de puissance.

- La série de la montagne de Lachens montre un Albien marneux et gréseux, riche en glauconie et épais de plus de 100 mètres.

3.2.5.- Les variations du Cénomaniens.

Cet étage, comme les termes superposés du Turonien, présente des dépôts d'épaisseur et de lithologie très variables. Les modifications que l'on y observe sont importantes et rapides.

- Dans le Fil, le Cénomaniens est représenté par une formation argilo-calcaire jaune à Orbitolines surmontée de calcaires argileux détritiques gris beige et de marnes à Exogyres. L'épaisseur totale ne dépasse pas 60 mètres.

- A 2 kilomètres au Sud, près du village de Mons, le Cénomaniens, très réduit, se présente sous le faciès de calcaires biodétritiques à débit en boules et stratification confuse. On y observe de nombreuses lamelles à Orbitolines, grosses Exogyres et autres Lamellibranches. Cet affleurement de Cénomaniens est le témoin le plus méridional que l'on observe sur cette transversale. Il correspond à un faciès très littoral, ce qui a conduit G. THOMEL (1972) à tracer près de ce niveau la limite méridionale de la mer à cette époque.

- Dans l'hubac de Bliauge, le Cénomaniens plus développé est constitué par un ensemble de calcaires argileux détritiques en petits bancs alternant avec des marnes beiges sableuses. La base de la série montre de fréquentes passées gréseuses à stratifications obliques. La faune est riche et variée. L'épaisseur de cette série, malgré la faible distance qui la sépare de la série du Fil (3 km) est ici d'environ 140 mètres.

- Dans la montagne du Lachens, distante de 3 kilomètres de l'hubac de Bliauge, le Cénomaniens représente un faciès marneux, identique à celui que j'ai décrit comme caractérisant généralement cet étage. Son épaisseur est voisine de 600 mètres.

3.2.6.- Les variations du Turonien-Sénonien.

- Dans le fossé du Fil, il est représenté par une série de calcaires biodétritiques lités. Les surfaces des bancs sont très souvent irrégulières et tapissées d'encroûtement ferrugineux. Cette formation ainsi que celle qui affleure à Mons m'a montré à plusieurs niveaux la présence de ripples-marks. On y observe de nombreuses lumachelles et des accumulations stratifiées de petits débris de coquilles. Ces calcaires prennent souvent un aspect noduleux dû à la présence de phénomènes de bioturbation. La partie sommitale devient de plus en plus gréseuse et prend des teintes verdâtres. Les grès passent graduellement à des sables conglomératiques à dragées de quartz et rhyolites, présentant des stratifications entrecroisées. Ces faciès du Turonien-Sénonien, comme ceux du Cénomaniens, sont très littoraux et témoignent de la proximité d'un rivage.

- Dans l'hubac de Bliauge, le Crétacé terminal montre une série de calcaires beiges biodétritiques bioturbés admettant des niveaux de lumachelles. La partie terminale est constituée par des grès verts à Turritelles et Ostréïdés. Cette série a une épaisseur totale de 150 mètres.

- Dans la montagne de Lachens, le Crétacé supérieur calcaire est encore plus épais. La base montre un horizon marneux surmonté d'un ensemble de calcaires biodétritiques à Exogyres. La partie sommitale est caractérisée par l'abondance de faciès gréseux verts à Gastéropodes et Lamellibranches. L'épaisseur totale est d'environ 270 mètres.

3.3.- Conclusions.

L'analyse stratigraphique des formations mésozoïques permet de dégager dans l'évolution du bassin sédimentaire trois grandes étapes qui conduisent à l'émersion définitive de ce domaine à la fin du Crétacé.

- Le Jurassique moyen qui repose directement sur le Keuper (par lacune du Lias) est caractérisé essentiellement par des faciès oosparitiques. Ces faciès correspondent à des dépôts de haute énergie sédimentés dans un milieu agité de haut fond : haut fond du Moyen Verdon (C. TEMPIER, 1972).

- Un Jurassique supérieur caractérisé par une série carbonatée de faciès et épaisseur sensiblement constants. Ils correspondent à des dépôts de plate-forme. Ce type de sédimentation cesse dès le Portlandien avec l'installation de faciès récifaux sub-aériens, formant une barrière récifale.

- Dans le Crétacé, ce sont les faciès caractéristiques des dépôts néritiques, parfois même très littoraux qui dominant. Les lacunes, les variations de faciès y sont fréquentes et importantes. Le caractère des dépôts et leur répartition paraissent être liés à une modification de la géométrie du bassin (approfondissement rapide du Sud vers le Nord). Les dépôts crétacés enregistrent l'arrivée d'abord de terrigènes argilo-sableux puis de détritiques plus grossiers qui deviendront prépondérants au Crétacé terminal.

Dans l'ensemble, les dépôts montrent un épaississement brusque et croissant du Sud vers le Nord. C'est selon cette même direction que l'on observe corrélativement une diminution de l'importance des apports détritiques. Les changements de faciès principaux s'opèrent suivant la ligne matérialisée par les montagnes du Lachens et de l'Audibergue. Le Coniacien marque la fin du régime marin dans toute la région avec l'arrivée massive de terrigènes grossiers du cristallin des Maures et de l'Estérel dans des faciès de régression.

CHAPITRE III

L'EOCENE CONTINENTAL

I.- INTRODUCTION

Les mouvements fini-crétacés contribuent à l'émersion définitive de la région, comme d'ailleurs de toute la marge de l'arc alpin. La longue histoire marine mésozoïque est suivie d'une période d'évolution tectonique et sédimentaire en milieu strictement continental. Cette évolution caractérise le Tertiaire dans cette portion de l'avant-pays alpin. Sur l'ancienne bordure méridionale du bassin mésozoïque sub-alpin, les faciès régressifs du Crétacé supérieur font place à un régime lacustre éocène. Mais il est actuellement impossible de préciser l'histoire qui s'est déroulée entre les derniers niveaux marins du Coniacien et les premières assises continentales datées du Lutétien. Au Nord, la sédimentation marine va se poursuivre avec la transgression nummulitique. La série continentale détritique et calcaire éocène a été vigoureusement attaquée par l'érosion au cours des tectogenèses oligocène et mio-pliocène. Actuellement, cette série n'est plus représentée que par quelques petits îlots épars. La rareté et la dispersion de ces témoins rendent difficile toute reconstitution de cette époque. Ainsi, l'Eocène, époque d'un profond bouleversement tectonique et sédimentaire dans l'histoire géologique régionale, demeure la période la plus obscure dans l'ensemble de l'avant-pays alpin.

Dans mon secteur d'étude, l'Eocène lacustre est uniquement représenté par deux affleurements de surface de l'ordre du kilomètre carré. En revanche, dans l'ensemble des séries oligocènes qui comblent les fossés, la proportion de calcaires lacustres éocènes remaniés est importante, voire même prédominante dans les niveaux de base. Cette abondance d'éléments remaniés témoigne de la présence originelle de séries éocènes bien individualisées dans l'environnement immédiat des bassins oligocènes.

2.- LES AFFLEUREMENTS D'EOCENE LACUSTRE.

Ils sont au nombre de deux et sont localisés près du village de la Bastide et du col de Clave situé entre la montagne de Lachens et la montagne de Brouis. Je n'ai pas retrouvé l'affleurement décrit par A.F. de LAPPARENT au sud de Blacouas.

2.1.- L'Eocène de la Bastide.

Cet affleurement, peu étendu, est situé en bordure de la route D 21, allant du Logis du Pin à Comps sur Artuby, à la sortie sud du village de la Bastide. Les calcaires tertiaires reposent directement sur les calcaires à Exogyres du Turonien supérieur. Ils sont impliqués dans un système de plis EW et écaillés. L'Eocène est constitué de calcaires lacustres, siliceux, de couleur claire à reflets rosés. La cassure est très caractéristique et montre le plus souvent un aspect de calcaire grumeleux très fossilifère. Ces formations très peu épaisses ont fourni une riche faune en

Planorbis pseudoammonius SCHLOT.

Limnea Michelini DESCK.

Ces Gastéropodes caractérisent le Lutétien continental. En lames minces, ces calcaires lacustres montrent de nombreuses sections de Gastéropodes, des débris d'organismes (coquilles, algues silicifiées,...) et des grains de quartz formant le centre de noyaux sphériques dismicritiques. Ces derniers donnent à cette roche l'aspect de "calcaire grumeleux". Ces noyaux sont cimentés par une matrice sparitique. On observe la présence de bulles de gaz et des dépôts ferrugineux.

Les complications structurales et le comportement particulier (bréchification intense) du calcaire lutétien ne permettent pas d'apprécier si celui-ci repose en accordance ou en discordance sur son substratum. Il est toutefois important de souligner que l'Eocène repose directement sur les calcaires du Turonien. Or, à 300 mètres seulement, au nord de cet affleurement, nous avons vu (chapitre II, page 21) que la série Crétacé supérieur se termine par des horizons détritiques grossiers d'âge coniacien. Ces dépôts sableux et ligniteux sont directement surmontés par les brèches et les sables "oligocènes"

du fossé de la Bastide. Il est donc logique de penser qu'un épisode d'érosion probablement en relation avec une structuration de faible ampleur a affecté le secteur, antérieurement au dépôt des calcaires lutétiens.

2.2.- L'Eocène du Col de Clave.

Cet affleurement est observable sur le chemin qui conduit du Col de Clave (X = 945,7 ; Y = 171, Castellane 6) au hameau des Bailes (W de la Bastide) et à 700 mètres environ au sud de ce col. Dans ce secteur, la série détritique "oligocène" du fossé de la Bastide repose sur un ensemble de calcaires lacustres épais d'une dizaine de mètres. Ces calcaires blanchâtres sont verticalisés et se renversent légèrement vers le Sud-Ouest au contact de l'accident coulissant qui limite à l'Ouest la montagne de Lachens. A la faveur de ce décrochement, l'Eocène vient en contact avec les calcaires argileux du Cénomaniens et les gypses du Trias de sorte que son substratum est inconnu.

Cet Eocène est constitué ici de calcaires lacustres blancs, bien stratifiés, d'une épaisseur de 10 mètres. Le faciès de ces calcaires lacustres diffère légèrement de celui de la Bastide, mais il est classique dans les bassins d'Eoulx-Brenon et du Sebet (cf. planche 5, page 40).

Ces calcaires sont moins siliceux et l'aspect grumeleux est absent. La patine est blanche à beige très clair, et montre des teintes rosées à la cassure. J'ai récolté dans cette formation quelques Limnées et des débris de coquilles de Gastéropodes indéterminables. Au microscope, on distingue une pâte dismicritique où baignent de nombreux débris de coquilles de Gastéropodes dont certaines rappellent beaucoup celles d'Ostracodes. On note la présence de dépôts ferrugineux. Ils sont surmontés en discordance faible par la série détritique oligocène du fossé de la Bastide.

3.- L'EOCENE LACUSTRE REMANIE.

Les séries détritiques oligocènes qui comblent les fossés NS débutent généralement dans l'ensemble du secteur d'étude par une formation bréchique et sableuse particulière. Sans entrer dans la description détaillée de cette série qui sera faite dans le prochain chapitre, il convient déjà de préciser sa composition.

Elle est essentiellement formée d'alternances de brèches et de sables quartzeux. Les éléments grossiers des conglomérats proviennent en majeure partie (95%) du démantèlement des séries calcaires lacustres éocènes. Je vais donner rapidement les différents points dans lesquels ces brèches, qui témoignent de l'importance originelle des affleurements éocènes lacustres, ont pu être observées.

3.1.- Fossé de la Bastide.

On peut observer cette série originale au hameau des Bailes et en bordure de la départementale 21, près du village de la Bastide. Au sud du Col de Clave, elle surmonte les calcaires éocènes précédemment décrits.

La série de remplissage du fossé de la Bastide débute par une formation bréchique constituée à 95% de calcaires lacustres éocènes, organisés grossièrement en bancs alternant avec des passées de sables quartzeux rouge et vert. La base des mégabrèches des Bailes (équivalents latéraux grossiers des niveaux bréchiques pré-cités) est constituée uniquement par des blocs de Lutétien dont certains atteignent 30 mètres de diamètre. Certains éléments anguleux de ce conglomérat sont empruntés à des quartzites ferrugineux, des grès ou des enduits calcitiques stratifiés. L'épaisseur de cette formation, difficile à apprécier, atteint par endroits une trentaine de mètres. Il faut noter la présence à proximité du village de la Bastide d'un énorme bloc de plusieurs mètres de calcaire lutétien à Planorbes et Limnées, apparemment posé sur les formations oligocènes qui affleurent en bordure de la D 21. L'absence d'affleurements éocènes dans l'environnement immédiat nous autorise à interpréter ce bloc comme un lambeau résédimenté au sein des formations bréchiques oligocènes. Nous verrons que ce mécanisme sédimentaire caractérise les séries oligocènes piégées dans les fossés d'effondrement subméridiens.

3.2.- Fossé de Riples.

Près de la ferme de Riples, la série oligocène du fossé débute par une brèche remaniant exclusivement les calcaires lacustres éocènes. Le faciès de ces niveaux détritiques est identique à celui décrit précédemment dans le fossé de la Bastide.

Près du camping de Blacouas, la base de la série oligocène ne présente pas le niveau bréchique à Lutétien; en revanche, le reste de la série montre de fréquentes intercalations de conglomérats à éléments de calcaires lutétiens. Le diamètre de certains blocs peut atteindre 40 cm. L'ensemble de la série montre à tous les niveaux de nombreux galets empruntés à ces calcaires lacustres.

Au Nord de Blacouas, dans les écaillés tectoniques coïncées sous l'unité chevauchante de la montagne du Lachens, la série oligocène montre des niveaux bréchiques de nature identique.

3.3.- Fossé du Fil.

Dans l'Oligocène du Camp de Lèbre, la brèche à éléments lutétiens affleure sur le chemin qui mène au torrent le Fil. Dans le même fossé et au sud, en bordure de la départementale 653, à proximité de la maison signal le Fil, cette formation affleure avec son faciès typique. L'épaisseur de cette série de brèches à éléments lutétiens est variable et peut dépasser une vingtaine de mètres.

3.4.- Fossé de Mons.

Cette même formation affleure près du lavoir du village de Mons, au contact de la faille bordière occidentale du fossé. L'épaisseur de la série atteint plusieurs mètres dans ce secteur. Il convient de noter que latéralement à une centaine de mètres à l'est du lavoir, la base de la série "oligocène" montre de gros blocs de 2 mètres de diamètre, de silex éocènes.

Enfin, dans les fossés de la Colle de Mons-Font Trucelle et de Brovès, la brèche exclusivement constituée d'éléments lutétiens est absente. L'ensemble de la série oligocène montre en revanche de nombreux éléments de calcaires lacustres éocènes et de blocs métriques de quartzites ferrugineux.

4.- DONNEES COMPLEMENTAIRES FOURNIES PAR LES AUTRES BASSINS EOCENES CONTINENTAUX.

Les bassins d'Eoulx-Brenon et du Sebet situés à quelques kilomètres au nord et à l'ouest de mon secteur d'étude permettent d'observer des séries continentales éocènes plus complètes que celles que je viens de décrire.

Dans le synclinal d'Eoulx-Brenon, l'Eocène repose sur les horizons sableux Coniacien de Brenon. La série tertiaire présente à sa base une formation de marnes vertes et de calcaires crayeux rapportés au Lutétien et au Bartonien (A.F. de LAPPARENT, 1938 ; C.A. KOGBE, L. GRAMBAST et P. COTILLON, 1968). Cette formation, dans laquelle se manifestent des influences saumâtres, est surmontée par des calcaires lacustres et des "schistes cartons" à faune ludienne (M. ROUX, 1974; J.M. LAMY, 1971). L'ensemble de la série éocène peut atteindre des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres.

L'ensemble de la série éocène peut atteindre des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres.

Dans le synclinal du Sebet, situé au nord et à l'est du bassin d'Eoulx-Brenon, les calcaires lutétiens à Planorbes sont bien développés et reposent sur les sables bigarrés attribués à l'Eocène inférieur par A.F. de LAPPARENT (1938). La série présente une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres.

Je rappellerai pour mémoire que c'est dans ce petit bassin du Sébet qu'affleurent les niveaux d'Eocène continental les plus septentrionaux de cette branche de l'arc de Castellane. En effet, dans les unités tectoniques des environs de Castellane, situées immédiatement au nord, la série éocène est représentée par des niveaux marins et saumâtres : grès de Castellane et marnes bleues d'âge priabonien-oligocène (cf. planche 5, p. 40).

5.- CONCLUSIONS

Les petits affleurements de calcaires lacustres de la Bastide et du Col de Clave montrent qu'après le dépôt des sables caractérisant le Crétacé terminal s'installe dans notre région un régime lacustre. Dans ces lacs se déposent des calcaires à planorbes et limnées d'âge lutétien. Un point obscur cependant demeure entre la sédimentation du Coniacien détritique et celle du Lutétien lacustre, imprécision liée à l'absence de dépôt correspondant à cet intervalle.

Cependant, l'étude de ces séries oligocènes nous donne de précieux renseignements sur l'extension et l'importance de la série lacustre éocène. En effet, la base des formations oligocènes, piégées dans les fossés NS présente une série homogène constituée de matériels correspondant au remaniement en masse des séries lacustres éocènes. Le faible degré d'usure de ces éléments atteste pour ce matériel une origine essentiellement locale.

Le volume important de ces éléments de calcaires éocènes et leur présence constante dans tous les fossés de mon secteur d'étude nous permet de manière indirecte de formuler quelques remarques sur la répartition originelle des séries lacustres éocènes.

En effet, tout ce qui précède implique que l'Eocène continental, au même titre que le Crétacé terminal détritique grossier, était présent à peu près partout dans la région étudiée. Il était représenté par des séries calcaires lacustres avec des épaisseurs variables et parfois importantes. Cette formation tertiaire présentait très vraisemblablement des formations détritiques identiques à celles que l'on observe aujourd'hui dans les bassins d'Eouly-Brenon et du Sebet. A ce titre, comme nous le démontrerons par ailleurs au chapitre VII, l'étude de la thermoluminescence des terrigènes quartzeux est fort significative. Cette méthode permet de caractériser des formations détritiques différentes montrant des populations de quartz ayant évolué à partir d'un stock initial commun constitué par les séries détritiques coniaciennes. Cette évolution par usure a pu débuter dès le Crétacé terminal et s'est poursuivie au cours du Tertiaire. Ainsi, à la base de l'Oligocène, les brèches à éléments lutétiens sont systématiquement associées à une série sableuse montrant une population de quartz évoluée par rapport aux séries du Coniacien.

Une imprécision cependant demeure entre le dépôt des sables coniaciens et celui du Lutétien lacustre. Cette imprécision est liée à l'absence de dépôts sédimentaires correspondant à cet intervalle. On peut cependant envisager que les effets de la tectogenèse "provençale" qui prend place à cette époque soient mineurs dans notre secteur d'étude. Le seul témoin visible que l'on peut rattacher à cette structuration pourrait être représenté par l'érosion ante-lutétienne observée près de la Bastide. La géométrie des bassins continentaux éocènes reste énigmatique; son approche par l'étude de dépôts

bien caractérisés comme ceux du bassin d'Eoulx-Brenon est primordiale pour préciser l'évolution au cours de cette période aussi importante qu'obscur.

CHAPITRE IV

LES SERIES DETRITIQUES EOCENES SUP-OLIGOCENES

ET LES STRUCTURES DISTENSIVES SYNSEDIMENTAIRES

ASSOCIEES.

I.- INTRODUCTION

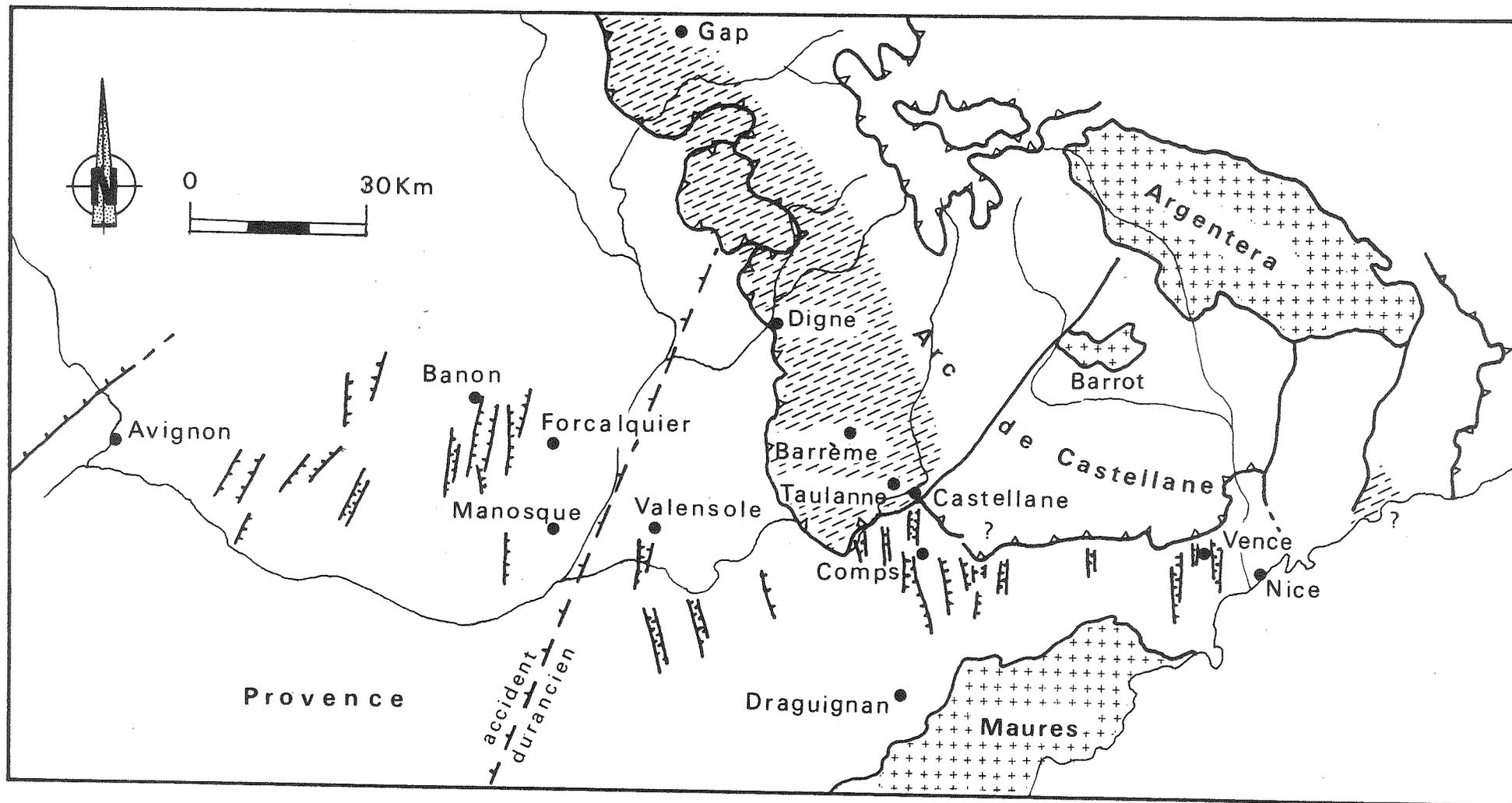
1.1.- Généralités.

Dans le chapitre précédent, nous avons souligné que les calcaires lutétiens de la région de la Bastide étaient surmontés directement par une formation bréchique particulière provenant de leur démantèlement en masse. Cette formation m'a permis de souligner l'importance de la répartition spatiale, originelle, des séries lacustres éocènes dans notre région, extension aujourd'hui réduite seulement à quelques affleurements isolés. Cette brèche et ses équivalents latéraux marquent le début d'un profond bouleversement tectonique et sédimentaire sensible dans notre secteur et plus généralement dans l'ensemble des arcs subalpins méridionaux. Pendant tout ou partie de l'Oligocène, la bordure méridionale des arcs subalpins est affectée par des mouvements distensifs EW créant des structures d'effondrement subméridiennes. Dans ces fossés se déposent des séries détritiques syntectoniques aux caractéristiques sédimentaires propres.

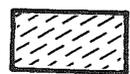
Dans ce chapitre, nous allons seulement étudier les structures distensives et leur remplissage afin de montrer la relation très étroite existant entre la déformation tectonique et la sédimentation qui s'effectue dans ces pièges. Les déformations ultérieures des fossés et de leur contenu lors de l'épisode compressif NS miocène seront étudiées en même temps que les autres manifestations de cette tectogenèse dans les chapitres suivants.

1.2.- Situation géographique des structures distensives subméridiennes.

Les fossés subméridiens, d'âge **Eocène** supérieur-oligocène actuellement reconnus dans les chaînes subalpines méridionales sont localisés à la bordure externe de l'arc de Castellane (cf. planche n° 6, p.45). Il s'agit des régions de Manosque, Forcalquier, le "losange de Comps", le plan de Canjuers, les plateaux de Mons et de St Vallier et la région de Vence.



 Fossés oligocènes

 Zone en compression à l'Oligocène (reconnue actuellement)

Pl.6 Position géographique des structures synsédimentaires distensives et compressives oligocènes.

Dans la branche EW de l'arc de Castellane, ce vaste "avant-pays" est bordé au nord par un linéament tectonique et morphologique plus ou moins continu allant de la Palud sur Verdon à Castellane qui se poursuit vers l'Est par les chaînons de Destourbes, de Lachens, de l'Audibergue et rejoint les baous niçois. Dans mon secteur d'étude (cf. planche n° 7, page 47), à cheval sur cette "limite", les fossés sont localisés au sud du faisceau d'accidents continus qui bordent au Sud les montagnes de Lachens et de l'Audibergue et qui s'enracinent à l'Ouest, près du village de la Martre. Il s'agit d'Ouest en Est, des fossés de Brovès, de la Bastide, du Bois de Malay, de Ripples, du Fil, de Mons et de celui de la Colle de Mons-Font Trucelle. Dans ces fossés, le remplissage sédimentaire daté localement du Stampien, présente des caractères homogènes.

Les fossés NS à remplissage oligocène sont bien localisés au sud des montagnes du Lachens-Audibergue. Mais certaines structures qui ne montrent pas de sédiments tertiaires et qui sont déformés vigoureusement par la tectonique mio-pliocène pourraient avoir pris naissance au cours du même épisode distensif et présentent donc un problème (Le Pin, etc...).

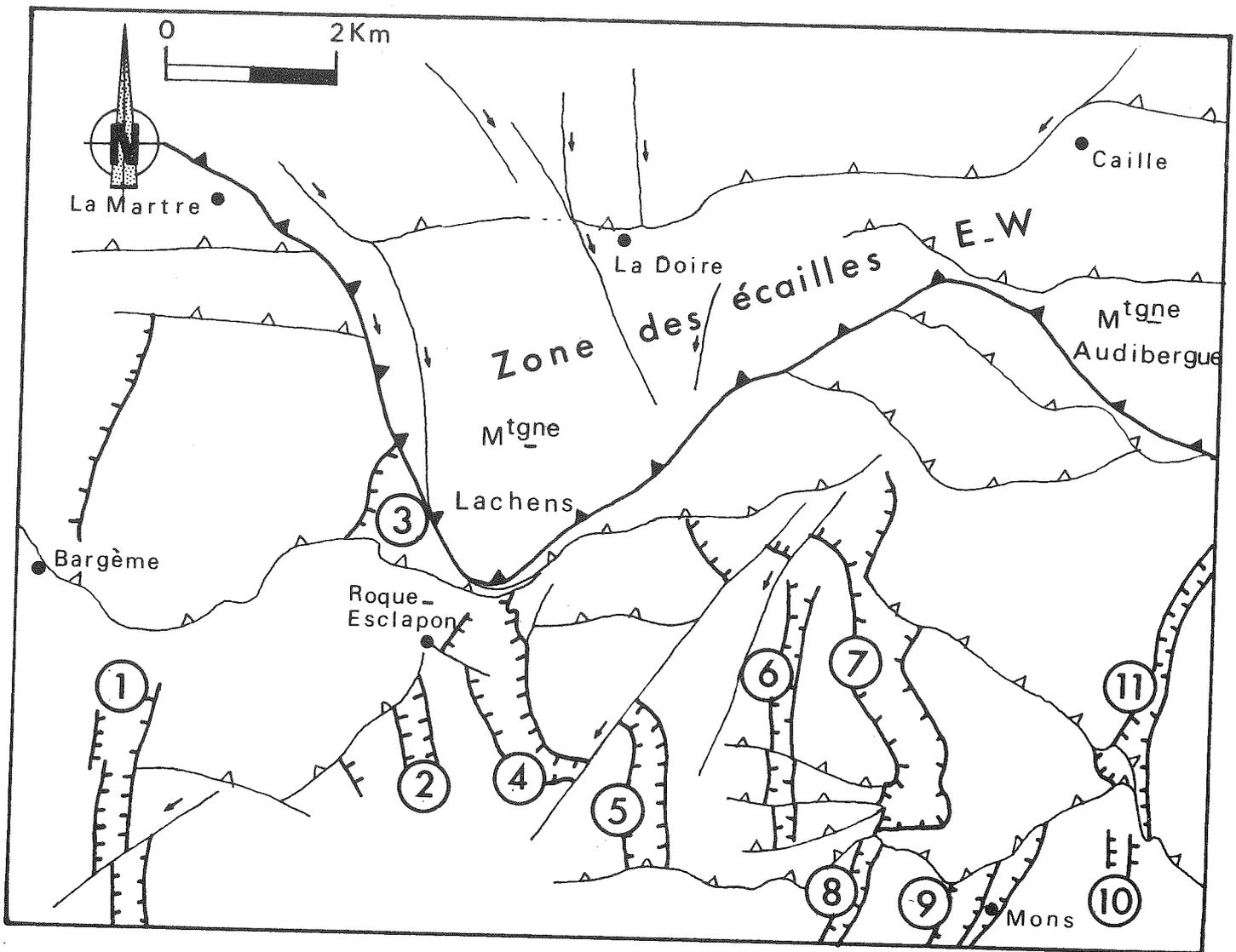
2.- LES STRUCTURES DISTENSIVES NS ET LEUR REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE.

Nous allons analyser successivement les différents fossés du secteur envisagé et étudier le contenu sédimentaire de chacun d'eux. Les fossés seront décrits d'Ouest en Est dans l'ordre de leur position géographique.

2.1.- Le fossé de Brovès.

2.1.1.- La structure.

Le fossé de Brovès est situé à la limite occidentale du secteur d'étude au sud du village de Bargème. Cette structure d'effondrement NS, remarquable, s'allonge sur plus de 5 kilomètres. Elle a été cartographiée dans son ensemble par J. GOGUEL (1938) et G. MENNESSIER (1970) alors que pour ma part je n'ai pu cartographier que sa terminaison septentrionale. Le fossé subméri dien est découpé en 3 tronçons par des décrochements sénestres, orientés approximativement à N 45° E. Le tronçon septentrional montre une structure nettement effon-



- 1 fossé de Brovès
- 2 fossé du bois de Malay
- 3 fossé de La Bastide
- 4 fossé de Riples
- 5 fossé de St Marcelin
- 6 fossé de Sur-Villard
- 7 fossé du Fil
- 8 fossé des Comtes
- 9 fossé de Mons
- 10 fossé de l'Aubarède
- 11 fossé de Font-Trucelle-Colle de Mons

Pl.7 Localisation des fossés oligocènes du secteur d'étude.

drée par rapport aux calcaires du Jurassique supérieur qui constituent les plateaux du Bois d'Aramon et des Fourques. Le Crétacé supérieur qui affleure dans le fossé enveloppe les sables et les conglomérats tertiaires et dessine une terminaison périscynclinale. L'effondrement est réalisé à la faveur de deux accidents rectilignes NS, verticaux ou fortement pentés, regardant vers l'axe du fossé. L'analyse des stries verticales et des microstructures d'étiements qui affectent les éléments de la brèche de faille démontre clairement que ces accidents sont des failles normales. Ce caractère se manifeste tout au long du fossé. Ces failles normales NS bien exprimées au niveau du Jurassique se prolongent vers le nord dans les terrains crétacés. La partie effondrée se poursuit alors par une cuvette méridienne formée par des calcaires turoniens verticaux au contact de la faille bordière orientale supportant les séries détritiques tertiaires. Cette faille se suit jusqu'au niveau de la R.D.21 allant à Comps près du point coté 907,4 ($X = 942,4$; $Y = 166,2$, Fayence n° 2) où le Turonien calcaire du fossé vient en contact tectonique avec le Crétacé supérieur du synclinal de la Roque Esclapon. Le miroir de faille montre encore des stries verticales. Ce secteur permet d'effectuer une observation fondamentale : contrairement à l'interprétation qui avait été proposée par G. MENNESSIER (1970), la série marneuse grise qui repose sur le Crétacé supérieur du flanc sud du synclinal de la Roque Esclapon n'est pas affectée par cet accident. La faille occidentale du fossé de Brovès, quant à elle, au nord de l'hubac de Fourques se poursuit dans le Crétacé par un système de failles normales et de flexures. En effet, cet accident se résoud près du plan Gousset ($X = 941,4$; $Y = 166$, Fayence n° 2) à une flexure NS bien visible dans les calcaires turoniens. Elle est relayée immédiatement au nord par une faille normale subméridienne qui disparaît à l'affleurement apparemment scellée par les argiles à silex oligocènes près de la chapelle de Ste Pétronille ($X = 941,5$; $Y = 166,2$, Fayence n° 2). Au Nord, la structure d'effondrement n'apparaît plus au niveau de la terminaison périscynclinale du bassin tertiaire de la Roque Esclapon.

2.1.2.- Le remplissage tertiaire du fossé (cf. planche N° 8, p. 50).

La terminaison septentrionale du fossé de Brovès, d'une largeur maximale de 500 mètres, montre un remplissage d'une centaine de mètres d'épaisseur de

sédiments détritiques tertiaires continentaux. Cette formation peut être schématiquement subdivisée en 2 termes principaux : à la base, un ensemble détritique grossier et varié surmonté par des assises plus finement détritiques et argileuses à intercalations de niveaux calcaréo-siliceux fossilifères (silex de la Chapelle Ste Pétronille).

2.1.2.1.- Le terme de base. (cf. pl. n° 8, p. 50)

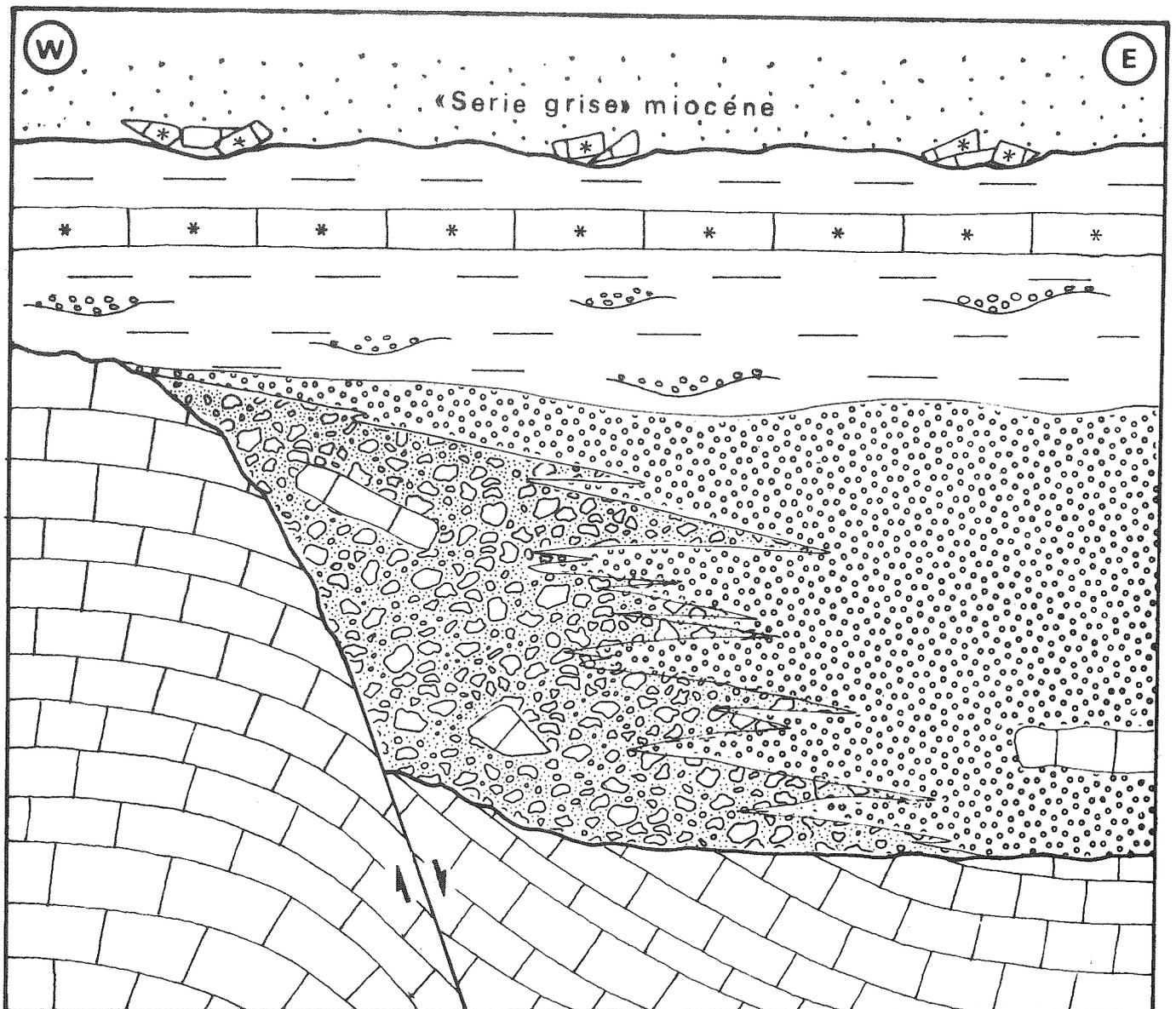
L'analyse des dépôts du complexe de base montre que leur constitution et leur disposition sont régies par la géométrie du piège sédimentaire. Ces caractères se retrouvent dans la plupart des fossés du secteur étudié.

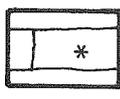
- Dans l'axe du fossé : reposant sur les termes calcaires du Turonien, la série est composée de conglomérats et de sables versicolores quartzeux, riches en galets cristallins d'origine méridionale (Rhyolites, pyromérides fluidales et sphérolitiques, quartz filoniens et quartz pyramidés, minéraux lourds, etc...). Les bancs de conglomérats montrent des chenalisations et remanient les calcaires du Crétacé supérieur, le Lutétien lacustre ainsi que les terrigènes exotiques présents dans les sables. L'analyse des chenaux montre des directions de paléocourants subméridiens dirigés du Sud vers le Nord (cf. planche n° 14, p.84).

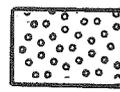
Cette formation est épaisse d'environ cinquante mètres.

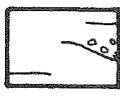
- A proximité des bordures du fossé : la série détritique, sableuse et conglomératique, occupant l'axe du fossé, passe latéralement aux abords des failles bordières à une formation particulière (cf. planche n° 8, page 50).

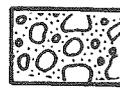
Celle-ci est constituée de faciès brèchiques très grossiers localisés dans d'étroites bandes NS parallèles aux accidents qui limitent le fossé. Les blocs sont anguleux et hétérométriques (quelques centimètres à plus d'un mètre). Cette formation monogénique est constituée de blocs empruntés essentiellement aux calcaires du Crétacé supérieur, cimentés par une matrice plus marneuse verdâtre issue également du remaniement de niveaux plus argileux du Crétacé supérieur. Quelques intercalations de granulométrie plus fine montrent la présence d'éléments de calcaires lutétiens. Cette formation originale,

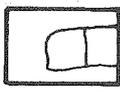


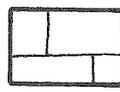
 silex Stampiens
de S^{te} Petronille

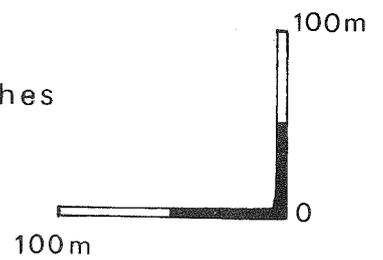
 sables et conglomérats

 argiles

 megabrèches

 klippe sédimentaire

 Turonien



Pl.8 Reconstitution du remplissage oligocène du fossé de Brovès (bordure occidentale)

dénommée par les géologues subalpins (M. ROUX, 1974 ; P. GIGOT, 1975) "mégabrèche" se présente généralement sans stratification apparente et rappelle en tous points une brèche d'écroulement en pied de talus. Elle correspond à des coulées boueuses emballant des éléments de toutes tailles suivant un agencement chaotique.

Ces mégabrèches apparaissent discordantes sur leur substratum turonien, verticalisés en bordure des failles normales NS. Elles ont une puissance dépassant une soixantaine de mètres. L'analyse des chenaux montre l'existence de paléopentes dirigées et inclinées du SW vers le NE (voir fig. n° 14, page 84).

La partie sommitale des mégabrèches remanie les éléments d'Albien glauconieux fossilifère et montre l'intercalation de gros lambeaux constitués de calcaires argileux à Exogyres du Turonien. Ce Crétacé supérieur présente tous les termes de passage entre des calcaires stratifiés légèrement bréchifiés et les mégabrèches. Ces lambeaux sont au nombre de 3 et sont localisés près de la route départementale 21. Le plus occidental est constitué de calcaires turoniens stratifiés et faiblement pentés vers le nord comme les niveaux tertiaires encaissants. Cet ensemble en position normale (un excellent critère de polarité est donné par les "bulles" de calcite dans les coquilles de Gastéropodes) repose sur des niveaux sableux et conglomératiques liés aux mégabrèches. Ces calcaires turoniens sont surmontés normalement par des niveaux tertiaires identiques. Les contacts stratigraphiques entre le lambeau crétacé et les niveaux détritiques tertiaires sont indiscutables. Ceux-ci nous permettent de montrer que ce lambeau est une klippe sédimentaire constituée de calcaires turoniens, resédimentés dans les formations tertiaires du fossé de Brovès. Des observations identiques ont pu être réalisées sur les deux autres lambeaux de Turonien situés plus à l'Est. Ces klippes sédimentaires ont une épaisseur de plusieurs mètres et une longueur pouvant atteindre près de 200 mètres.

2.1.2.2.- La série argilo-détritique et siliceuse de la Chapelle de Sainte Pétronille.

Surmontant le terme de base (conglomérats, sables, mégabrèches et klippes...), une série détritique plus fine constituée de niveaux argilo-sableux versicolores et de bancs de sables indurés. Cette formation devient plus argileuse au sommet et montre l'intercalation d'un banc calcaréo-siliceux, plus ou moins démantelé in situ.

Ce banc siliceux connu depuis les travaux de A.F. de LAPPARENT (1938) sous la dénomination de silex de la Chapelle Ste Pétronille m'a livré une riche faune de Gastéropodes continentaux (détermination F. TOURAINE) :

Nystia duchasteli NYST
Hydrobia dubuissoni BOUILLET
Bithynia montharsi COREZ
Melanoïdes juliani ROMAN
Melanoïdes acutus SOWERBY
Melanoïdes tourainei REY (variété)
Galba longiscata BROGNIART
Vallonia cf. sondbergeri SERRES
Gyraubus acuticorinatus DUNKER
Pupa cf. servaseusis FONTAINE
Eurytrope janthinoïdes SERRES
Sphaerium sp.

Cette riche faune de Gastéropodes continentaux caractérise le Stampien. Pour F. TOURAINE, ces formes sont caractéristiques du "banc à Striatelles" d'âge sannoisien, étage aujourd'hui abandonné par certains auteurs et correspondant au Stampien inférieur.

Cette séquence argilo-sableuse et calcaréo-siliceuse d'une épaisseur de quarante mètres environ constitue le terme ultime de remplissage du fossé, qu'il scelle localement à l'Ouest.

En effet, de part et d'autre de la faille bordière occidentale, la série de Ste Pétronille repose soit sur les conglomérats et sables du fossé (terme de base) et leur substratum, soit sur le Crétacé supérieur du horst. La faille qui détermine cette bordure du fossé est scellée et disparaît sous cette formation.

Au sein de la série de la Chapelle de Ste Pétronille, un pointement de calcaire turonien (X = 942 ; Y = 166,8, Fayence 2) pourrait correspondre soit à une klippe sédimentaire identique à celles qui ont été mises en évidence plus au Sud, soit à un repli du substratum. Les conditions d'affleurement ne permettent pas actuellement de trancher.

Les assises stampiennes sont surmontées par les formations tertiaires argileuses et conglomératiques appartenant à la structure synclinale de la Roque Esclapon. Ces formations indépendantes du fossé de Brovès montrent à leur partie inférieure un remaniement en masse des silex stampiens de Ste Pétronille. Elles scellent la faille bordière orientale du fossé de Brovès.

2.2.- Le fossé de la Bastide.

2.2.1.- La structure.

Le fossé de la Bastide s'étend sur environ 2 kilomètres au nord du village qui lui a donné son nom. Il correspond à une étroite zone déprimée, coïncée entre les reliefs jurassiques des montagnes de Brouis et du Lachens. Ce fossé est très redéformé par la tectonique compressive mio-pliocène et seule sa bordure occidentale est visible. La bordure orientale est oblitérée par l'unité chevauchante de la montagne de Lachens.

Le fossé de la Bastide, solidaire de l'unité de la montagne de Brouis, est cisailé à sa base par une faille inverse. Le substratum crétacé et le remplissage tertiaire sus-jacent viennent ainsi reposer sur les séries "miocènes" (voir chapitre V) du synclinal de la Roque Esclapon et les formations oligocènes du fossé de Riples.

La bordure occidentale montre une ancienne faille normale, d'orientation N 10° E, subverticale, redéformée par les mouvements compressifs postérieurs (cf. planche 9, page 55). Cet accident met en contact les calcaires du Jurassique supérieur de l'anticlinal de Brouis avec les termes détritiques tertiaires qui remplissent le fossé.

Au Nord, cette faille s'arrête au contact de la zone de coulissage dextre bordant à l'Ouest le chaînon du Lachens. Au Sud, la faille bordière est visible à 200 mètres au nord du point coté 1036,8 où elle met en contact le Crétacé inférieur et le Cénomaniens du pli de Brouis avec la série détritique de remplissage. Cet accident disparaît au-delà contre la faille inverse EW qui amène la série effondrée du fossé de la Bastide sur les assises tertiaires du synclinal de la Roque Esclapon.

Je n'ai pas observé de stries verticales sur le miroir NS de cette faille occidentale du fossé, mais son appartenance au système de failles normales ne fait aucun doute. L'analyse des dépôts tertiaires nous montrera comme à Brovès que cet accident a contrôlé la sédimentation des dépôts dans le fossé en créant une morphologie active limitant à l'Ouest ce bassin. Il faut souligner d'autre part que la direction NS de cet accident est caractéristique des failles normales de mon secteur d'étude.

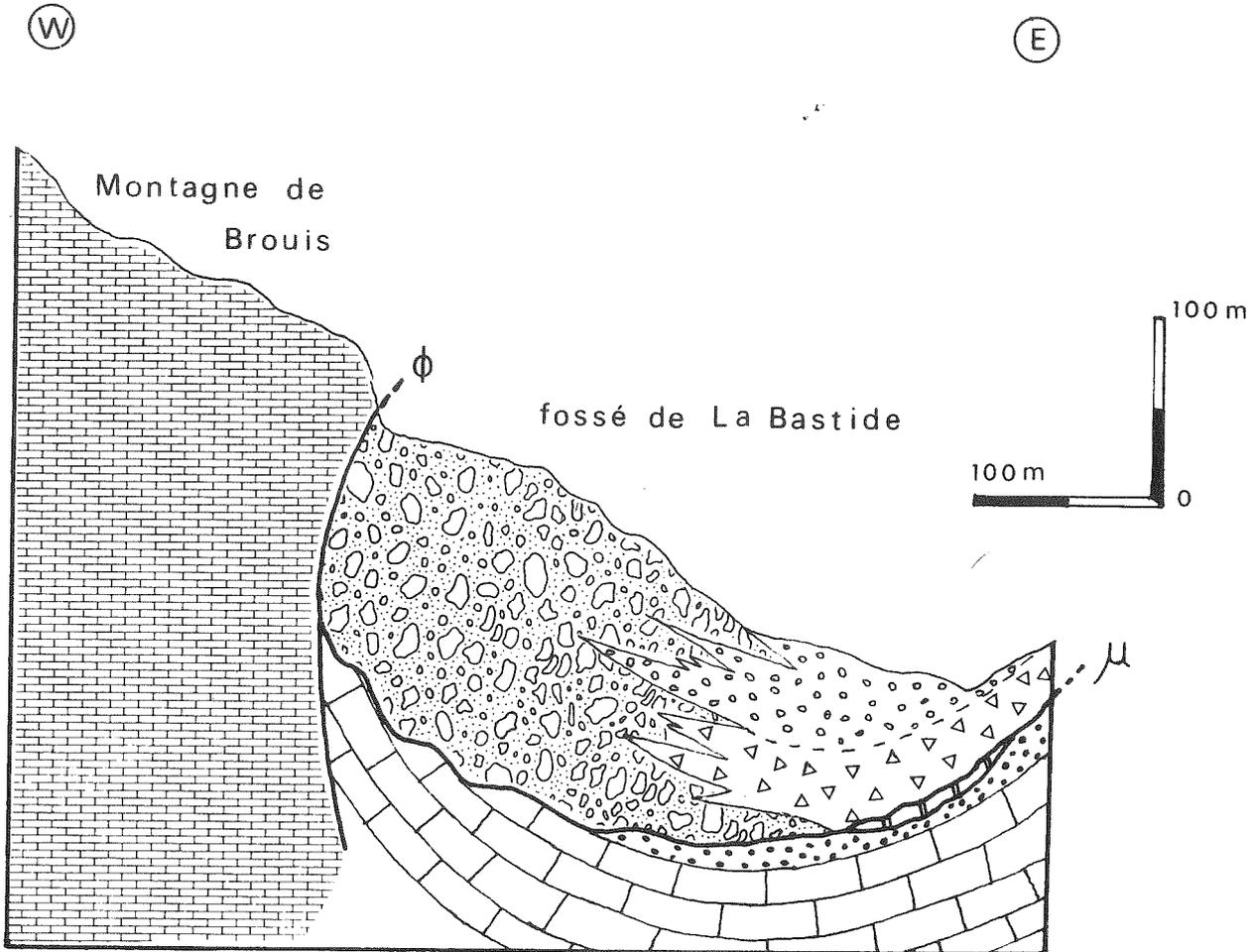
2.2.2.- Le remplissage tertiaire du fossé (cf. planche 9, page 55).

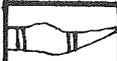
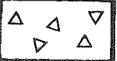
La série détritique tertiaire qui comble le fossé de la Bastide présente des faciès et une géométrie identique à celle du fossé de Brovès traduisant ainsi des conditions de genèse comparable. En fonction de leur position relative par rapport à la bordure du fossé, les dépôts seront plus ou moins grossiers.

2.2.2.1.- Dans l'axe du fossé.

La série détritique continentale, qui atteint 200 mètres d'épaisseur, repose sur des terrains d'âges différents par l'intermédiaire d'une surface d'érosion montrant localement le développement de carriages à Microcodium (Les Bailes).

Aux environs de la Bastide, cette formation peut reposer sur les calcaires à Planorbes lutétiens, sur les sables et lignites coniaciens, ou sur les calcaires argileux turoniens. L'érosion de ces termes est en partie antérieure au dépôt des calcaires lacustres lutétiens (voir chapitre III, page 36). La base de ce remplissage est constituée par une formation originale que j'ai retrouvée dans la plupart des fossés de mon secteur d'étude. Elle est constituée par des brèches en gros bancs stratifiés qui alternent avec des passées de sables quartzeux rouges et verts qui peuvent, comme à proximité de la Bastide, devenir importantes. Les brèches remanient exclusi-



- | | | | |
|---|------------------------------|---|------------|
|  | sables et conglomérats |  | Lutétien |
|  | megabrèches |  | Coniacien |
|  | brèches à Lutétien et sables |  | Turonien |
|  | surface à Microcodium |  | Jurassique |

PI.9 Coupe du remplissage tertiaire du fossé de La Bastide

vement les calcaires lacustres éocènes et correspondent à leur démantèlement en masse (voir chapitre III). Près de la Bastide, une klippe sédimentaire plurimétrique de calcaires lutétiens affleure dans ces formations.

Dans ces niveaux s'observent également des quartzites roses ou ferruginisés qui semblent provenir du démantèlement de niveaux cuirassés par la silice et les oxydes de fer. Les éléments de ces brèches sont hétérométriques (5 et 10 cm). Le degré d'usure nul ou très faible des éléments de calcaires lutétiens atteste leur origine locale. Certains bancs montrent, comme à proximité du Col de Clave, des horizons granoclassés.

Les sables associés à ces brèches sont très quartzeux et remanient du matériel exotique : rhyolites, quartz magmatiques et filoniens, minéraux lourds, etc... Les populations de quartz sont très usées, contrairement aux éléments de calcaires lacustres éocènes de même granulométrie. L'absence presque totale de galets de Crétacé supérieur (détritique ou calcaire) va à l'encontre d'un remaniement direct de celui-ci, ayant conduit à la formation des sables. Ces éléments terrigènes exotiques peuvent provenir soit directement d'une région lointaine après un long transport, soit d'une région plus proche à partir des affleurements de séries détritiques éocène ou crétacé supérieures. L'étude en thermoluminescence des terrigènes quartzeux permettra de confirmer cette dernière hypothèse (voir chapitre VII). Au-dessus des brèches à éléments lutétiens viennent des formations sableuses et conglomératiques. Ces séries sont de plus en plus riches vers le sommet en éléments du Crétacé Supérieur calcaire et détritique, en dragées de quartz filonien, en rhyolites, etc... Les couches sommitales montrent l'apparition d'éléments empruntés au Cénomaniens calcaire.

Le matériel constituant cette formation est peu ou pas usé; son origine est essentiellement locale. Les sables sont riches en quartz parfois peu usés (Q. bipyramidés), en rhyolites, feldspaths, minéraux lourds (zircon, pyroxènes et amphiboles).

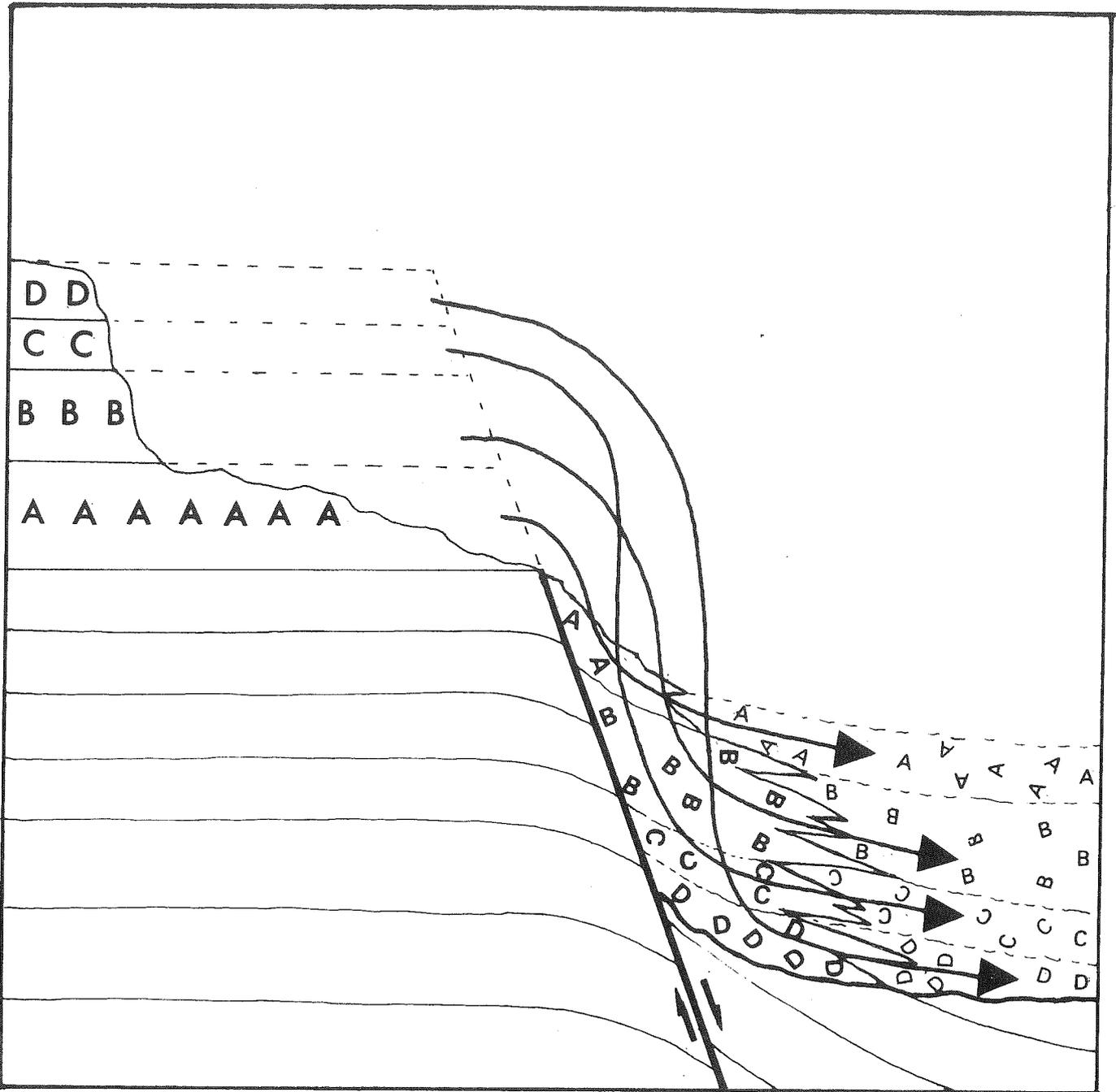
Il faut souligner que l'ensemble de la formation détritique occupant l'axe du fossé de la Bastide reconstitue une "série stratigraphique inverse" (cf. planche 10, page 58).

En effet, la base est formée exclusivement d'éléments lutétiens, en montant dans la série les conglomérats s'enrichissent progressivement en éléments de Sénonien détritique, de Turonien, puis de Cénomaniens, démontrant ainsi le décapage successif de niveaux de plus en plus anciens.

2.2.2.2.- A proximité de la bordure occidentale du fossé
(cf. planche 9, p. 55).

La formation conglomératique et sableuse occupant l'axe du fossé passe latéralement vers la lèvre occidentale à des formations de mégabrèches. Ces épandages grossiers sont étroitement localisés dans une bande NS large de 200 à 400 mètres, parallèle à la faille bordière occidentale et qui s'observe sur toute la longueur du fossé. Ces brèches monogéniques et hétérométriques montrent une évolution identique à celle qui a été mise en évidence dans les équivalents latéraux de granulométrie plus fine occupant l'axe du bassin. Ainsi, la base remanie exclusivement le Lutétien lacustre et les mégabrèches s'enrichissent progressivement en montant dans la série en Coniacien détritique à rhyolites et en Turonien et Cénomaniens calcaire. Le sommet de la série montre l'apparition d'éléments de Cénomaniens inférieur à Orbitolines. Ces mégabrèches représentent une remarquable reconstitution inversée de la série sédimentaire qui constituait l'environnement immédiat du bassin (cf. planche n° 10, p. 58).

Les mégabrèches se présentent dans ce fossé sous leur faciès typique, identiques à celles du fossé de Brovès et sont tout à fait comparables aux mégabrèches du Ludien supérieur qui occupent le fossé de Jabron situées à 6 kilomètres à l'Ouest. Les blocs qui constituent cette mégabrèche sont de granulométrie très variable (1 cm à 2 m) et sont liés par un ciment marneux verdâtre. Cette formation très grossière, localisée en bordure de la faille occidentale du fossé, évoque un gigantesque épandage d'éboulis venant se raccorder à l'aval aux conglomérats et sables occupant l'axe du fossé. Le passage latéral des mégabrèches aux séries détritiques moins grossières est particulièrement bien observable et démonstratif dans le fossé de la Bastide, à proximité du hameau des Bailes (X = 168,4 ; Y = 945,2, Fayence 2). Ces mégabrèches sont grossièrement stratifiées et montrent des pendages de 45°



Pl. 10 Reconstitution, dans un fossé synsédimentaire,
d'une "serie détritique inverse"

vers le centre du fossé, alors que les couches de granulométrie plus fine, équivalentes, ont toujours des pendages plus faibles.

Ce litage grossier est souligné notamment par des niveaux plus sableux et argileux dans lesquels on observe des chenaux comblés de matériel plus usé et de granulométrie plus fine. Ces chenaux attestent de l'existence de paléopentes EW (perpendiculaires à l'allongement du bassin) et dirigées de l'ouest vers l'est de la bordure vers le centre du fossé (cf. planche 14, page 84).

L'ensemble de la série détritique continentale, qui comble le fossé de la Bastide, ne m'a pas livré de faune malgré de nombreux lavages. Ces dépôts détritiques sont postérieurs au Lutétien lacustre à planorbis et limnées qu'ils surmontent et remanient en masse.

2.3.- Le fossé du Bois de Malay. (cf. pl. 34, p. 161).

Cette structure d'effondrement d'un kilomètre et demi de long est située à quelques centaines de mètres au sud du village de la Roque Esclapon. Elle est séparée du fossé de la Bastide par des dépôts "miocènes" qui forment la terminaison périclinale du bassin EW de la Roque Esclapon. Ce fossé est nettement visible dans le plateau du Bois de Malay où les failles bordières, affectant le Jurassique, sont soulignées par des reliefs de failles rectilignes. Les accidents qui limitent ce fossé sont subméridiens (N 170°E); leurs miroirs verticaux ou fortement pentés vers l'intérieur du fossé montrent des stries verticales et des tectoglyphes attestant leur jeu en failles normales. Ces accidents s'amortissent vers le Sud dans les calcaires jurassiques du Bois de Malay. Au Nord, ils disparaissent, au niveau des terrains du Crétacé inférieur, sous un empilement de petites écailles postérieures à la formation du fossé. Dans le compartiment effondré, contrairement aux autres fossés, les formations tertiaires sont absentes; seuls affleurent le Jurassique et le Crétacé inférieur. Ce dernier est tronqué au niveau de l'Albien marneux et glauconieux par la première écaille qui vient oblitérer, au nord, le fossé. Un kilomètre environ au SW de la faille bordière occidentale, un accident, aux caractéristiques identiques, affecte la terminaison nord du plateau du Bois de Malay. Il s'agit d'une faille normale orientée N 140°E - N 160°E, pentée de 70° vers le NE, déformée par des phénomènes compressifs postérieurs.

2.4.- Le fossé de Riples.

Il est situé à un kilomètre à l'est du fossé du Bois de Malay. Il s'allonge sur environ trois kilomètres depuis la montagne de Malay au sud jusqu'à proximité de la montagne du Lachens au nord. Cette structure d'effondrement montre un remplissage tertiaire remarquable, épais de près de 200 mètres, aux caractéristiques analogues à celles des fossés déjà décrits.

2.4.1.- La structure.

Les bordures du fossé sont soulignées au niveau du Jurassique de la montagne de Malay par d'importants reliefs de faille subméridiens. Cette morphologie contrastée entre la partie effondrée et les bordures s'atténue et disparaît pratiquement au nord, au niveau du Crétacé et du Tertiaire. La tectonique compressive postérieure a déformé ici de façon importante les failles normales qui limitent ce fossé.

La faille bordière occidentale d'orientation N 170°E montre un miroir subvertical, penté vers l'Est. Des stries verticales sur celui-ci attestent le jeu en faille normale. Cet accident est déformé et prend une direction N 140°E à proximité de l'accident coulissant N 30°E qui borde au SE la montagne de Malay et contre lequel il vient buter. Cette faille normale est nettement visible jusqu'au ruisseau de Vieras (X = 946,2 ; Y = 166,5, Fayence 2), où elle est brusquement interrompue et décalée vers l'Ouest par un accident cisailant postérieur de direction N 110°E. La faille normale est ainsi reportée à 100 mètres à l'est de la Roque Esclapon où elle met en contact les calcaires détritiques du Cénomaniens (constituant le horst occidental) avec les mégabrèches et les klipptes sédimentaires représentant le remplissage tertiaire du fossé. Dans ce secteur, l'accident de bordure est vertical et prend une direction N 10°E. Il semble être scellé par les calcaires fossilifères oligocènes affleurant à 100 mètres au nord du village de la Roque Esclapon, en bordure du chemin menant à la ferme d'Aco-Aubert (X = 945,8 ; Y = 167,4 ; Fayence 2).

Quant à la faille bordière orientale, elle aussi déformée postérieurement, elle vient buter au Sud contre l'accident N 30°E de la montagne de Malay. Elle est particulièrement visible à l'est de Riples, où elle est

soulignée par un relief de faille au niveau des calcaires du Malm, et se suit jusqu'au ruisseau de la Combe de la Roque (X = 946,6 ; Y = 167,2, Fayence 2) où cet accident subvertical prend une direction NS. La faille normale, très nette au Sud, au niveau du Jurassique, apparaît au nord du ruisseau de la Combe de la Roque redéformée par des plis serrés EW d'allure conique. Elle disparaît à 250 mètres au nord de Blacouas au contact de la première écaille EW coïncée sous l'unité de la montagne du Lachens. La faille montre sur toute sa longueur des stries et des microstructures attestant clairement son jeu en faille normale. En particulier, près du camping de Blacouas (X = 946,7 ; Y = 167,7, Fayence 2), le Turonien calcaire du compartiment effondré montre, au contact des calcaires du Crétacé supérieur du horst oriental, de nombreuses failles normales NS, satellites de l'accident principal (cf. planche 11, fig. 2, p. 62).

2.4.2.- Le remplissage tertiaire du fossé.

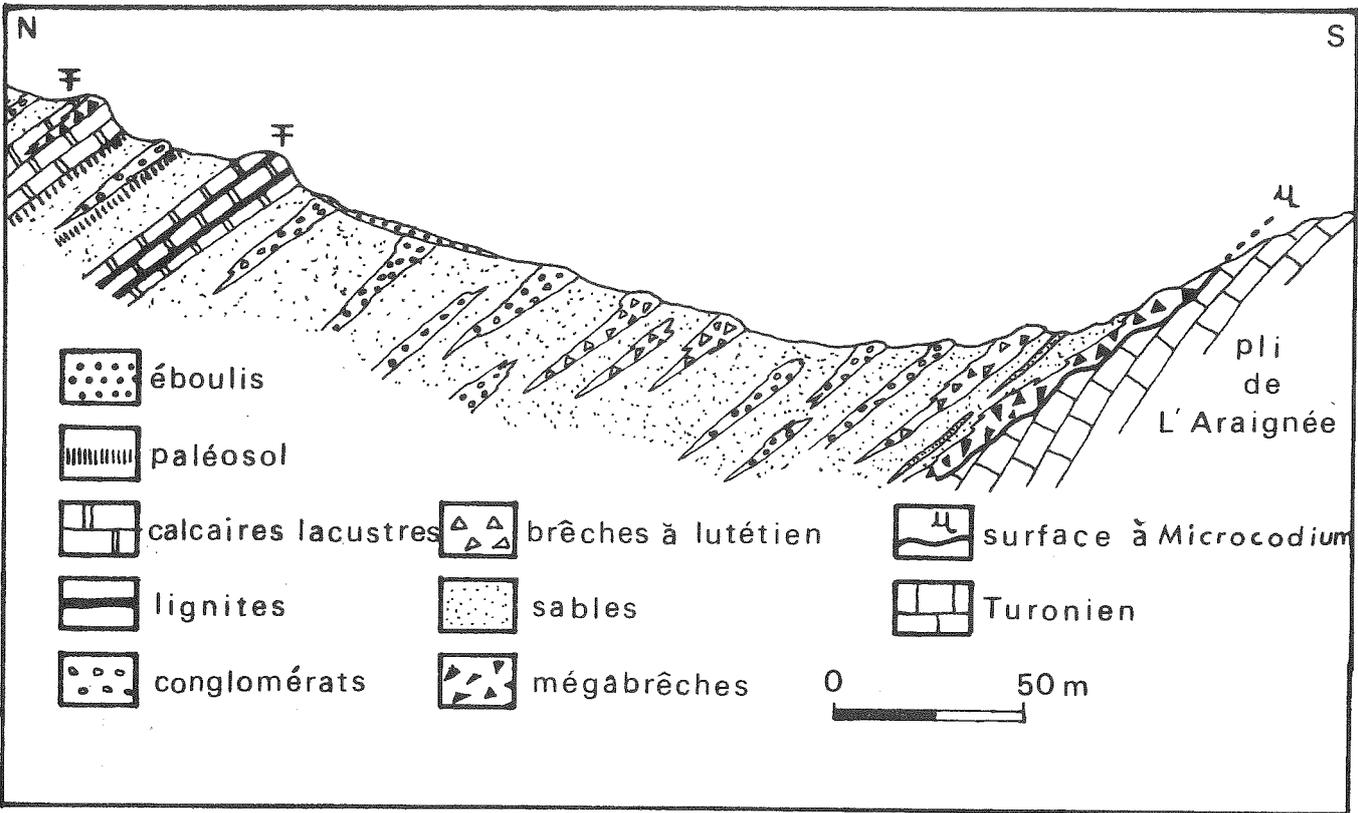
(cf. planche 11, fig. 1, p. 62)

A la terminaison septentrionale du fossé de Ripples, affleure une série détritique continentale tertiaire surmontant les calcaires turoniens du compartiment effondré. Le substratum crétacé est impliqué dans un pli EW qui le fait réapparaître au centre du fossé, près du lieudit l'Araignée.

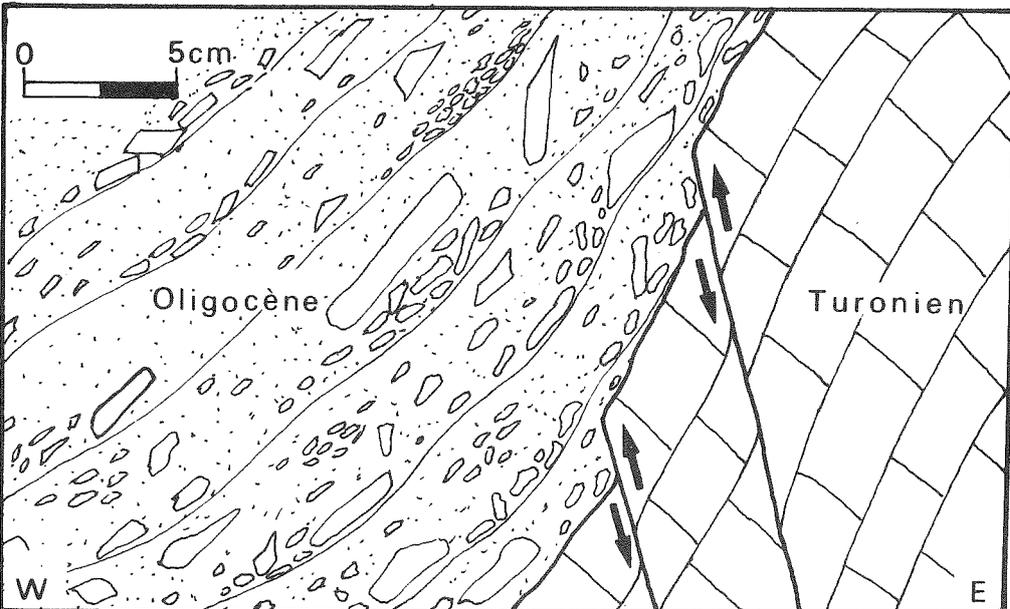
Cette déformation affecte également la faille bordière orientale. Comme dans les fossés de la Bastide et de Brovès, les dépôts tertiaires continentaux montrent des variations en fonction de leur position dans le bassin.

2.4.2.1.- Dans l'axe du fossé.

Près de la ferme de Ripples, au coeur du bassin, la série détritique repose par une discordance angulaire faible sur les calcaires à Exogyres du Turonien. Vers la bordure orientale du fossé, la valeur angulaire de cette discordance augmente. Ainsi, sur le flanc nord du pli de l'Araignée, le Turonien calcaire, carié par les Microcodium, est surmonté selon une discordance angulaire atteignant 35°. Plus à l'Est, à proximité de l'accident bordier oriental, les niveaux tertiaires plus récents reposent sur le Turonien subvertical selon une discordance de près de 70° (cf. planche 11, fig. 2, page 62). Cette disposition en discordance progressive montre



Pl.11 Fig.1. Coupe du Tertiaire de Blacouas (fossé de Riples).



Pl.11 Fig.2 Détails du contact de base du Tertiaire de Blacouas, à la bordure est du fossé de Riples.

(Les failles normales sont basculées postérieurement.)

clairement que le substratum turonien se déformait en même temps que s'effectuait le dépôt des séries tertiaires.

Les fortes discordances enregistrées en bordure de l'accident résultent du jeu en crochon du Turonien effondré au contact du horst occidental.

Dans le secteur de Blacouas, au NE de la Roque Esclapon, la série détritique tertiaire, affleurant largement, offre une coupe à peu près complète de l'Oligocène, caractéristique du remplissage des fossés de la région. Cette coupe, approximativement NS, a été observée à partir du chemin longeant au sud le camping de Blacouas jusqu'à proximité du point coté 1091,5, au nord de la ferme de l'Aco-Aubert.

La figure n° 1 de la planche 11, page 62, donne les détails de celle-ci.

La base de cette série détritique repose en discordance angulaire sur le Turonien du flanc nord du pli de l'Araignée, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion montrant le développement de carriages à Microcodium. Cette coupe montre une puissance de près de 200 mètres. On y distingue deux termes principaux : un ensemble inférieur surmonté par des niveaux calcaires et ligniteux.

Le terme inférieur est sablo-conglomératique; il s'y intercale des passées lenticulaires de mégabrèches à éléments turoniens et des brèches à éléments lutétiens. Les niveaux sommitaux de ces conglomérats remanient le Cénomaniens inférieur calcaire et l'Albien glauconieux. Il faut souligner que la totalité des sables constituant ce terme inférieur est riche en quartz (filoniens, magmatiques), feldspaths, minéraux lourds et en rhyolites.

Les chenaux observés dans cette formation occupant le coeur du fossé de Ripples supposent l'existence de paléopentes subméridiennes inclinées du Sud vers le Nord. En revanche, les structures chenalissantes observées dans les niveaux de mégabrèches intercalées dans la série indiquent des paléopentes EW, dirigées de la bordure vers le centre du fossé (cf. planche 14, page 84).

Couronnant cet ensemble détritique, vient une série montrant des niveaux détritiques plus fins et des calcaires lacustres. Les calcaires lacustres, organisés en bancs, alternent avec des formations argilo-sableuses vertes et quelques passées de lignites. Les niveaux détritiques fins sont caractérisés par l'apparition d'horizons de paléosols qui montrent de nombreux manchons calcaires perpendiculaires à la stratification de la série. Ces concrétions calcaires, de forme cylindrique, proviennent de l'encroûtement des appareils radiculaires des végétaux. Les calcaires lacustres montrent des horizons algaïres et sont très riches en Gastéropodes continentaux.

Ces calcaires lacustres, latéralement vers la faille bordière orientale, montrent l'intercalation d'un niveau de mégabrèches.

Vers l'Ouest, près du village de la Roque Esclapon, sur le chemin allant à la ferme Aco-Aubert, ils sont carriés par les Microcodium et semblent sceller la faille bordière occidentale. Ils reposent en effet sur des substratums différents de part et d'autre de cet accident. A l'Ouest de celle-ci, les calcaires lacustres surmontent en discordance le Turonien et le Cénomani du horst occidental, alors qu'à l'Est, ils couronnent les mégabrèches qui comblent le fossé.

Près du village de la Roque Esclapon (X = 945,7 ; Y = 167,5, Fayence 2) à Blacouas et dans l'écaïlle tectonique la plus méridionale, coincée sous l'unité chevauchante du Lachens (X = 945,9 ; Y = 168,2, Fayence 2), les calcaires lacustres m'ont livré une riche faune de Gastéropodes continentaux identique à celle qui a été récoltée dans les niveaux à silex de la chapelle Ste Pétronille (fossé de Brovès) :

Pseudomnicola angulifera DUNKER

Melanoïdes nysti NYST (type et var.)

Sphaerium sp.

Nystia duchasteli NYST.

Hydrobia dubuissoni BOUILLET

Melanoïdes acutus SOWERBY

Melanoïdes tourainei REY (var.)

Melanoïdes juliani ROMAN

Gyraubas acuticoninatus

Eurytrophe janthinoides SENES.

Pupa cf. sondbergeri DESNOYES
Radix fabulum BROGNIART
Bithynia montharsi
Galba longiscata
Nystia plicata ARCHIAC
Chara sp.

A. GUEBARD et L. LAURENT (1900) citent dans ces calcaires lacustres la présence de :

Limnea longiscata BROGNI
Limnea aff. acqualis M. de S.
Sphaerium plantarium SAP.
Striatella muricata WOOD

Pour ces mêmes niveaux, A.F. de LAPPARENT (1938) indique :

Limnea garnieri FONT
Sphaerium gibbosum SOM.

et les végétaux :

Carpinus cuspidata sp.
Carpolithes sp.
Cinnamomum lanceolatum HEER
Myrica bautsiaefolia UNG
Pteris sp.
Quercus furcinervis UNG
Salix augusta BROGN.
Zanthoxylon Esclaponi LAURENT (n. sp.)

L. SAVARY signale plus récemment une nouvelle série de végétaux récoltés dans cette série lacustre (1969) :

Cinnamomum scheuzeri
Eaphnogene cf. UNGERI
Eugenia cf. haeringiana
Floralentiania helvetiae
Lastraea cf. helvetia
Phyllites cf. articulatus
Podocarpus eocenica

Les fossiles que j'ai récoltés, ainsi que ceux qui ont été signalés par les auteurs permettent d'attribuer aux calcaires lacustres du fossé de Ripples un âge stampien.

2.4.2.2.- Sur les bordures du fossé.

Comme cela a été mis en évidence dans les fossés précédents, la série conglomératique et sableuse, occupant l'axe du fossé, passe latéralement vers les bordures à des faciès détritiques de granulométrie plus grossière et d'organisation chaotique.

Ces dépôts grossiers attestent le rôle actif de ces bordures pendant la sédimentation.

Près de la bordure occidentale, la série occupant le centre du fossé passe latéralement à un complexe de mégabrèches, identique à celui qui a été mis en évidence dans les fossés de la Bastide et de Brovès. Ces mégabrèches reposent en discordance faible sur le Coniacien à faciès détritique qui constitue la butte 1027,6, à 200 mètres au SE de la Roque Esclapon.

Ces formations grossières sont uniquement constituées d'éléments anguleux et hétérométriques de calcaire crétacé supérieur cimentés par une matrice argileuse verte. Ces dépôts montrent dans leur partie sommitale l'intercalation, à proximité de la faille bordière occidentale, de klippes sédimentaires plurimétriques constituées de calcaire turonien à Exogyres. Dans ces mégabrèches localisées, à proximité de l'accident bordier occidental, des chenaux de matériel conglomératique et sableux attestent de paléocourants N90°E - 70°E, les apports se faisant dans le sens Ouest vers Est (du horst occidental vers le centre du fossé) (cf. planche 14, page 84).

A proximité de la marge orientale du fossé de Ripples, l'évolution est identique à celle que l'on observe à l'Ouest, mais les formations de bordures sont moins développées par suite de leur érosion. La série gréseuse et conglom-

mératique de Blacouas ainsi que le calcaire lacustre Stampien montrent à proximité de la bordure orientale des intercalations de mégabrèches qui moulent localement le paléorelief formé par le Turonien du horst oriental.

Il convient de souligner à nouveau que la valeur angulaire de la discordance de base du Tertiaire augmente vers la proximité de la bordure du fossé et souligne donc le caractère synsédimentaire de sa déformation.

A l'Est du Camping de Blacouas, à proximité de la faille normale orientale, le contact entre le Tertiaire détritique et son substratum crétacé est particulièrement intéressant.

Le substratum turonien dans le fossé est découpé par de nombreuses failles normales d'ordre décimétriques (voir planche n° 11 p. 62) N 50°E à pendage Ouest, en une série de gradins en "touches de piano". Les sables grossiers tertiaires moulent cette surface et remplissent les fractures ouvertes. Ce réseau d'accidents, lié à la faille normale bordière, est donc légèrement antérieur ou synchrone du dépôt de ces formations. Plus au Sud, le caractère synsédimentaire de la déformation distensive est attesté par l'augmentation de la discordance, en bordure de la faille bordière. Ce caractère est général dans l'ensemble des fossés de ce secteur.

A la terminaison septentrionale du fossé de Riples, deux écailles dilacérées s'intercalent entre le fossé et l'unité chevauchante de la Montagne du Lachens. Ces écailles sont constituées de calcaires Crétacé Supérieur surmontés par du Tertiaire détritique, peu épais. Ces petits affleurements épars présentent des faciès identiques à ceux que l'on observe dans le Tertiaire des fossés de Riples et de la Bastide : brèches à éléments de Lutétien, conglomérats et sables.

L'unité septentrionale, chevauchée par le Lachens, constitue le prolongement oriental du fossé de la Bastide, renversé et écaillé vers le Sud. Dans l'unité plus méridionale, correspondant à un lambeau écaillé du fossé de Riples, l'affleurement situé sur le chemin venant de la Bastide, au nord du point coté, 1079,9 (X = 948 ; Y = 168, Fayence 2) montre des sables rutilants à lentilles de calcaires lacustres fossilifères. Ces calcaires m'ont livré la même faune stampienne que celle que j'ai recueillie dans les niveaux de Blacouas et de la Roque Esclapon. Ces formations sont surmontées en discordance angulaire par une formation détritique grossière cariée par des Microcodium, formation qui occupe le cœur du bassin EW de la Roque Esclapon, et dont l'analyse fait l'objet du chapitre V.

2.5.- LE FOSSE DE SUR-VILLARD.

Le fossé du Sur-Villard est situé sur le plateau jurassique du même nom entre les montagnes de Malay à l'Ouest et le fossé du Fil à l'Est. Cette structure est bordée par des failles normales N S, subverticales, qui effondrent une étroite bande (250 m) de calcaires jurassiques supérieur et néocomien. Les failles marginales se suivent sur près de trois kilomètres et s'amortissent vers le Nord à proximité de la Bastide des Verdillons (X = 950; X = 167,8, Fayence 3). Au Sud, elles sont arrêtées, près du point coté 1089,6 (X = 950 ; X = 164,8, Fayence 3), par une faille inverse EW observable depuis le fossé du Fil.

Le fossé de Sur-Villard est découpé en trois tronçons par des accidents compressifs E W, postérieurs à l'épisode distensif générateur des structures d'effondrements N S.

2.6. LE FOSSE DU FIL.

Il constitue une zone de dislocations complexes, subméridienne qui se suit sur une dizaine de kilomètres. Le tronçon que j'ai étudié débute à l'Ouest du village de Mons. Il est souligné sur toute sa longueur par la dépression morphologique, occupée par le torrent le Fil qui emprunte ce couloir structural, depuis le Bois de Lauvière (X = 951,8 ; Y = 166,4, Fayence 3) jusqu'au pied du chaînon calcaire de la montagne de Cornay, au Nord.

Le fossé, d'orientation subméridienne, est constitué d'une bande effondrée entre les moles calcaires des plateaux de Sur-Villard et de l'Adrech Esclapon à l'Ouest et de la Colle de Bouis - hubac de Bliauge à l'Est. Le compartiment effondré montre essentiellement des terrains marneux et calcaires du Crétacé, surmontés par des séries détritiques tertiaires peu épaisses. Le fossé du Fil a été fortement déformé lors de l'épisode compressif mio-pliocène et constitue un exemple remarquable du style tectonique caractérisant l'ensemble méridional de mon secteur d'étude (zone des fossés).

Le fossé du Fil est découpé structurellement en trois segments limités par des accidents tangentiels, postérieurs à la mise en place des fossés.

Le segment médian, limité au Nord par le débordement de l'unité chevauchante de l'hubac de Bliauge, occasionnant ainsi un étranglement de la vallée du Fil, au nord du Camp de Lèbre, est limité au Sud par l'accident chevauchant de base des unités de Sur-Villard et de la Colle de Bouis. Le segment méridional se développe au sud de cet accident; il correspond à la structure

d'effondrement des Comtes.

Le segment septentrional (secteur de Mabile - Bas Esclapon) ($X = 951,2$; $Y = 169,4$, Fayence 3) relaie le tronçon médian et disparaît au Nord sous les chevauchements des montagnes de Cornay et de l'Adrech d'Esclapon.

2.6.1.- Le segment médian du fossé du Fil.

2.6.1.1.- La structure.

L'analyse de ce secteur a fourni les observations les plus complètes que l'on peut observer dans le fossé du Fil. Il est constitué par un compartiment effondré, long de près de 4 kilomètres et large de 800 m environ, limité par deux accidents subméridiens fortement déformés postérieurement. Cette bande N S est constituée de terrains argilo-calcaires et détritiques du Crétacé et du Tertiaire, effondrés entre les moles jurassiques de Sur-Villard à l'Ouest et de la Colle de Bouis à l'Est. Au nord du Camp de Lèbre, ($X = 951,6$; $Y = 168$, Fayence 3) la bande effondrée subit un étranglement consécutif à l'apparition d'un "coin tectonique" jurassique, déterminé par le décalage de la faille bordière orientale du fossé lié au chevauchement de l'unité de l'hubac de Bliage.

Au Sud, ce fossé s'interrompt au niveau d'un accident E W à la faveur duquel l'ensemble fossé-horst chevauche vers le Sud le segment méridional du fossé du Fil (F. des Comtes). Le chevauchement et les accidents satellites sont responsables au niveau du compartiment effondré d'un agencement structural très complexe, les failles normales étant fortement effondrées et cisailées. Les accidents limitant le fossé du Fil dans son tronçon médian sont soulignés par des reliefs de failles, au niveau des calcaires jurassiques.

La faille marginale occidentale bien visible depuis le secteur du Moulinet ($X = 951$; $Y = 168,8$, Fayence 3) se suit au Sud jusqu'à proximité du lieudit les Comtes où elle est arrêtée par le chevauchement de base EW.

Au Moulinet, cet accident est déformé : il prend une direction N 140° E. On le retrouve à l'Ouest avec la même direction limitant l'écaille jurassique du Grapereau, mais décalée près de Bas-Esclapon par les décrochements N 20° E senestres de Malay et de Bas-Esclapon.

Plus à l'Ouest, cet accident disparaît avec l'écaille du Grapereau, sous le chevauchement de l'unité d'Adrech-Esclapon.

Au niveau de l'étranglement du Bois de Lauvière, l'accident prend une direction N 10°E et son miroir montre des stries verticales de faille normale. Au Sud, la faille normale, après avoir été décalée par des accidents compressifs postérieurs, se couche vers l'Est et joue en faille-pli. Ce dispositif témoigne de la postériorité de l'épisode compressif, par rapport à la formation du fossé. A proximité du point coté 1034,4 (X = 951; Y = 167, Fayence 3), s'appuie contre la faille un compartiment de Jurassique supérieur limité à l'Est par une faille normale.

La faille bordière orientale, souvent pentée vers l'Est, se suit depuis le Camp de Lèbre jusqu'au point coté 922,1 (X = 951,1; Y = 165,6, Fayence 3) où elle prend brusquement une direction N80°E et disparaît sous la bordure occidentale du fossé du Fil qui la recouvre par suite d'un serrage transverse local de la structure.

Au Nord, la faille qui limite à l'Est le fossé, orientée à N 25° E n'affecte pas l'unité chevauchante de l'hubac de Bliauge (contrairement à ce qui est cartographié sur Fayence au 1/50.000), mais passe sous celle-ci au niveau du Camp de Lèbre. A la bordure orientale du fossé, un accident normal annexe isole un gradin effondré, constitué uniquement par du Jurassique Supérieur. Les accidents qui limitent le fossé à l'Est sont tous fortement déformés par la tectonique compressive postérieure et prennent souvent une allure de faille inverse. Ces accidents subméridiens, dans les secteurs où ils sont peu déformés, montrent des pendages subverticaux, inclinés fortement vers l'axe du fossé. Les miroirs montrent, en divers points, des stries verticales de faille normale. Ces accidents sont associés à un réseau de failles normales pentées de 70° vers le centre du fossé et des fentes en extension verticales orientées N S. Ces faits sont particulièrement nets à proximité de la maison signal Le Fil (X = 951,8 ; Y = 165,7, Fayence 3).

Il convient de souligner sur les miroirs de failles normales l'existence d'encroutements ferrugineux que l'on observe aussi bien dans le fossé du Fil que dans les autres fossés étudiés.

Ces enduits ferrugineux soulignent parfois les stries verticales semblent spécifiques des miroirs de faille normale NS. Je ne les ai jamais observés ni sur les miroirs des décrochements ni sur les failles inverses liés à l'épisode compressif.

Le compartiment effondré est constitué de terrains crétacés et tertiaires et le substratum portlandien apparaît au niveau du gradin observé à la bordure

orientale du fossé. Il détermine un étranglement de la vallée et sépare les affleurements Crétacé et Tertiaire en deux synclinaux.

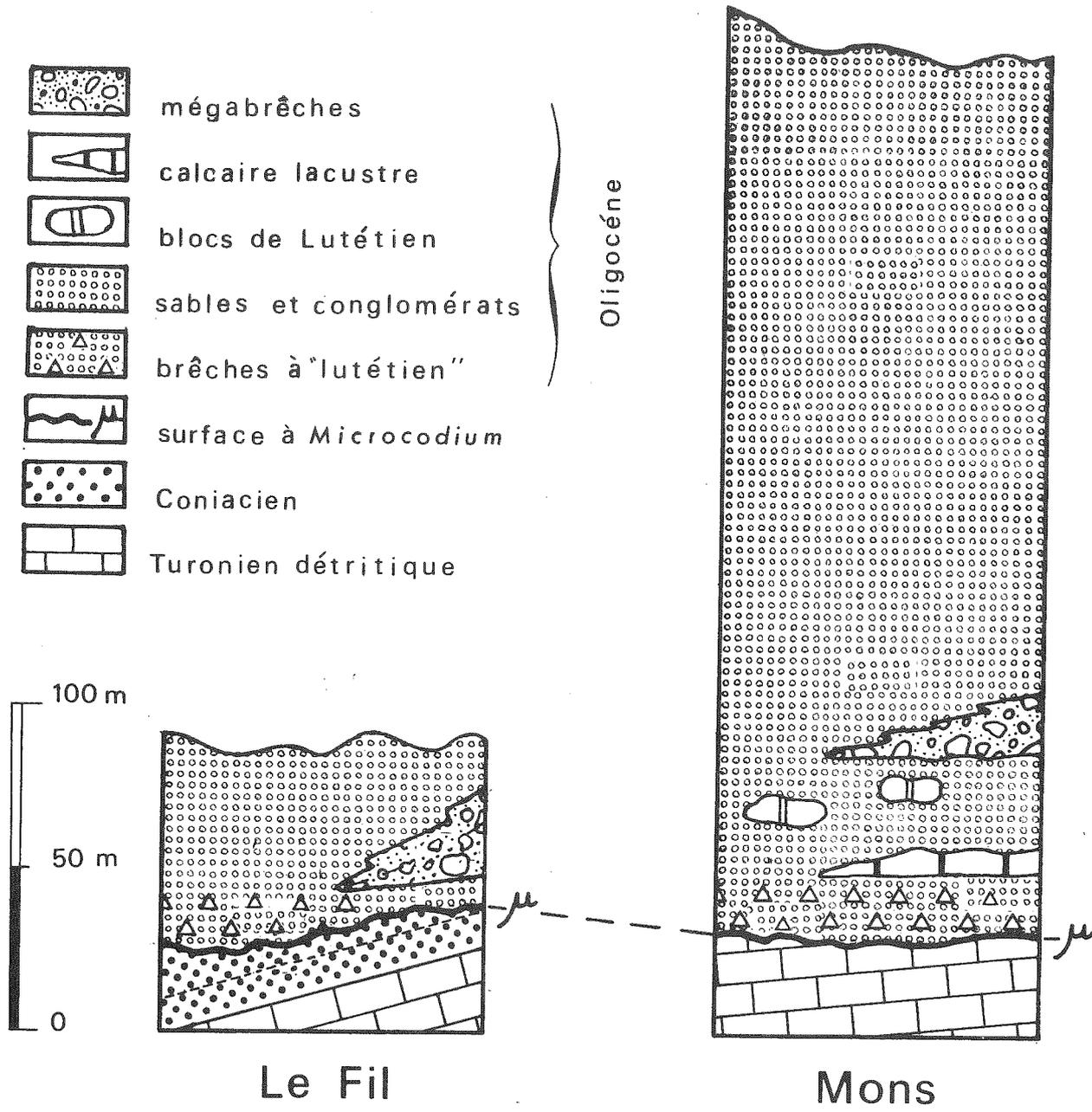
Au nord de ce resserrement, les calcaires du Crétacé terminal, surmontés par la série détritique tertiaire, dessinent une gouttière synclinale subméridienne, dont la charnière apparaît au fond de la gorge du Fil. Le Cénomaniens du flanc ouest du pli vient en contact anormal avec le Jurassique du mole occidental. Le flanc est renversé vers l'Ouest dans sa partie septentrionale et montre des assises du Crétacé inférieur. Ces derniers. Ces dernières semblent, par endroit, en contact stratigraphique avec les calcaires jurassiques supérieurs du gradin annexe. Au Sud de l'étranglement de la Tuilière, le Crétacé et le Tertiaire sont ployés dans une structure synclinale, sans direction principale visible. La marge méridionale du pli se verticalise contre le Jurassique supérieur laminé qui correspond au prolongement vers le sud du gradin annexe.

2.6.1.2. - Le remplissage tertiaire du fossé. (cf. pl. 12, page 72)

Les séries détritiques tertiaires constituent deux affleurements principaux au coeur des structures synclinales séparées par l'étranglement de la Tuilière. En fonction de leur position structurale, il est évident que seuls sont représentés ici les faciès de l'axe du fossé, les sédiments de bordure ayant été érodés. Néanmoins, l'étude de ces séries tertiaires nous donne de précieux renseignements et confirme les données déjà recueillies dans les autres fossés.

Au droit du Camp de Lèbre, à l'ouest de la RD 563, cette formation, renversée vers l'Ouest, repose sur les niveaux détritiques et calcaires du Coniacien. La surface de base du Tertiaire est très irrégulière; le Coniacien raviné montre des poches remplies par du matériel détritique riche en galets de rhyolites et de pyromérides. Comme dans les fossés de Ripples et de la Bastide, le substratum crétacé supérieur est tronqué localement par une surface à *Microcodium*. La série tertiaire débute par des niveaux de marnes sableuses versicolores où s'intercalent des bancs de brèches caractéristiques, remaniant exclusivement le Lutétien lacustre à Planorbes. Les éléments sub-anguleux à anguleux sont hétérométriques (1 cm à 10 cm) et témoignent d'apports locaux.

En outre, j'ai observé des éléments de silex beiges et de grès siliceux et ferrugineux. Les sables sont quartzeux et riches en dragées de quartz filoniens et en rhyolites, pyromérides fluidales et sphérolitiques, éléments roulés qui peuvent dépasser 5 cm de diamètre. La série se poursuit par des



Pl.12. Remplissage tertiaire des fossés de Mons et du Fil.

sables rouges à horizons conglomératiques à éléments peu ou pas usés. Ces éléments, dont la taille peut atteindre 10 cm de diamètre, sont empruntés principalement au Turonien calcaire et en plus faible proportion au Cénomaniens. On y observe également un niveau de calcaire lacustre blanc, peu épais et d'extension latérale limitée.

L'épaisseur de l'ensemble de la série tertiaire atteint une cinquantaine de mètres.

Sur le flanc nord oriental du synclinal, le Coniacien est directement surmonté par des niveaux de mégabrèches. Cette série lenticulaire, de plusieurs mètres d'épaisseur, disparaît et passe latéralement à des sables et des conglomérats vers l'axe du fossé. La mégabrèche est constituée d'éléments anguleux, très hétérométriques (1 cm à 60 cm), de calcaires turoniens principalement, et de calcaires cénomaniens et lutétiens. Ces éléments, d'origine locale, sont cimentés par une matrice argileuse, pauvre en quartz détritique, et montrent toujours une disposition anarchique.

On observe également des niveaux de mégabrèches au droit du Bois de Lauvière en bordure de la D 563.

Au sud de l'étranglement de la Tuilière, la formation tertiaire repose sur les calcaires argileux du Cénomaniens sans que l'on puisse examiner le détail du contact de base qui est toujours masqué.

La série, d'une épaisseur totale de près de 80 mètres, débute par des niveaux d'argile sableuse rouge et verte alternant avec des brèches hétérométriques remaniant exclusivement le Lutétien lacustre. Dans ces brèches, on observe accessoirement des éléments de grès roses siliceux ferruginisés, des silex brun clair et des calcaires lacustres algaires. Ce faciès bréchique, caractérisant la base du remplissage des fossés, est particulièrement bien représenté en bordure de la D 563 près de la maison signal Le Fil. La série montre ensuite des sables grossiers et des niveaux lenticulaires de conglomérats remaniant le Turonien calcaire et le Cénomaniens à Orbitolines généralement peu usés, des rhyolites et des dragées de quartz. Les sables sont très quartzeux et riches en dragées de quartz filonien et en galets bien roulés de rhyolites et pyromérides. Dans cette formation peuvent s'intercaler, comme c'est le cas en rive droite du Fil, des niveaux sableux plus ou moins indurés en plaquettes montrant des stratifications entrecroisées, alternant avec des argiles détritiques et des conglomérats.

Les structures sédimentaires attestent d'apports du Sud vers le Nord (cf. pl. 14, page 84). A proximité des calcaires portlandiens, formant l'étranglement de la Tuilière, la série tertiaire repose sur le Cénomaniens et montre des sables et conglomérats, intercalés avec un niveau lenticulaire de quelques mètres de mégabrèches

2.6.2.- Le tronçon méridional du fossé du Fil : Le fossé des Comtes.

Il est constitué d'une bande effondrée NS, limitée par deux accidents, passant par le lieudit Les Comtes (X = 951 ; Y = 164,8, Fayence 3). Elle prolonge au Sud le tronçon médian du fossé du Fil dont il est séparé par un écaillage EW. Cet accident fait chevaucher vers le Sud l'ensemble fossé-horst du tronçon médian du Fil sur l'ensemble équivalent méridional. La terminaison sud de la structure des Comtes située hors du périmètre d'étude n'a pas été analysée en détail.

La faille qui limite à l'Est le fossé des Comtes, légèrement déformée postérieurement, est de direction subméridienne (N 160° - N 30°E). Le miroir est penté de 70° vers l'Ouest et montre en divers points des stries verticales de faille normale, en particulier au sud de la ferme des Comtes. A cet endroit, la faille normale est décalée de manière spectaculaire par des décrochements postérieurs. Le miroir de cette faille normale est tapissé d'encroutements ferrugineux. A l'ouest du point coté 834,6 (X = 951,3; Y = 164,4, Fayence 3), j'ai observé un mince placage de grès quartzeux qui pourrait attester du dépôt de terrigènes tertiaires, aujourd'hui érodés.

La faille bordière occidentale quant à elle s'observe depuis l'accident chevauchant de l'unité superposée avec une direction subméridienne (N 10° E - N 30° E). Son miroir est particulièrement visible près de la ferme des Comtes où l'accident met en contact le Portlandien et le Crétacé de la partie effondrée, avec les calcaires jurassiques du horst occidental. Cette faille prend dans ce secteur une direction N 20° E et le miroir tapissé d'enduits ferrugineux est penté de 70° vers l'Est. Le compartiment effondré, d'une largeur maximale de 300 mètres, est constitué par des calcaires blancs portlandiens surmontés localement par les assises marneuses et calcaires du Crétacé inférieur et du Cénomaniens. Excepté les enduits gréseux observés localement sur le miroir de la faille orientale qui pourraient être rapportés au Tertiaire, on n'observe pas dans ce fossé de témoins d'un remplissage tertiaire.

2.6.3.- Le fossé de Mabile.

Au nord de l'étranglement du Camp de Lèbre ($X = 951,1$; $Y = 168,6$, Fayence 3), limitant le tronçon médian du fossé du Fil, se développent les unités chevauchantes de l'hubac de Bliauge et d'Adrech Esclapon. Ces deux unités morpho-structurales, à ossature jurassique, sont séparées par la dépression structurale de Mabile-Bas Esclapon d'orientation approximative $N20^{\circ}E$.

Cette dernière, occupée par les terrains argilo-calcaires du Crétacé, constitue la terminaison septentrionale du fossé du Fil. Elle est oblitérée dans sa partie nord par l'unité chevauchante de Cornay et ne réapparaît plus dans les écailles superposées à celle-ci. La dépression de Mabile est limitée par des accidents de directions très différentes.

La faille marginale occidentale du tronçon médian du fossé du Fil se prolonge vers le Nord depuis le Moulinet en prenant une direction $140^{\circ}E$. Elle est affectée dans le secteur de Bas-Esclapon par les décrochements $N20^{\circ}E$ senestres de Malay et de Bas-Esclapon, puis vient limiter vers le NE l'écaille du Grapereau. Au-delà, elle disparaît sous le chevauchement de l'unité d'Adrech d'Esclapon. Le horst de l'hubac de Bliauge, limité au NW par deux accidents subverticaux, recouvre localement les segments médian et nord du fossé du Fil (étranglement du Camp de Lèbre). La faille orientale de direction $N15^{\circ}E$ prolonge celle qui affecte la bordure Est du tronçon médian, Le gradin annexe, mis en évidence dans ce secteur, se retrouve également décalé par la faille inverse de base de l'hubac de Bliauge. Sur le miroir de la faille $N15^{\circ}E$ à pendage ouest, on observe des stries verticales qui ne sont pas toutes liées au jeu d'effondrement qui amène en contact le Crétacé supérieur et le Portlandien. En effet, cette faille normale a été déformée, décalée par des décrochements et a joué en faille-pli lors de l'épisode compressif postérieur. Vers le Nord, ces failles, masquées en partie par les éboulis, paraissent se poursuivre et disparaissent sous l'unité chevauchante de Cornay.

2.7. LE FOSSE DE MONS.

Le fossé de Mons est situé aux abords immédiats du village édifié sur le môle jurassique oriental, à proximité d'une des failles bordières Est. Cette structure d'effondrement se suit depuis le secteur de la Chapelle Saint Laurent au sud de Mons, jusqu'à l'accident chevauchant de l'unité de la

Colle de Bouis qui vient oblitérer au nord le fossé. Le graben, entre les horsts de Mons à l'Est et du Bois de Valbouissole à l'Ouest, présente une largeur de 250 mètres et se suit sur une longueur de plus de 4 kilomètres.

2.7.1. Structure.

Le fossé de Mons est constitué par un compartiment effondré, allongé, NS occupé par des terrains crétacés et tertiaires. La faille, qui limite à l'Ouest le fossé, a été légèrement redéformée et montre une direction subméridienne; son miroir, encrouté par des enduits ferrugineux est subvertical ou penté de 70° vers l'Est. Des stries verticales démontrent son jeu en faille normale. Au droit du point coté 801,3 (X = 164,3 ; Y = 952,4, Fayence 3), elle est cisailée et décalée par une faille inverse. Au Nord, près du point coté 925,8 (X = 952,4 ; Y = 164,8 Fayence 3), elle disparaît sous l'unité chevauchante de la Colle de Bouis.

Comme dans le fossé du Fil, on observe à la bordure orientale du fossé de Mons un gradin annexe, sur lequel est perché le village, déterminé par deux failles normales. Ces dernières présentent une direction $N10^\circ$ et sont verticales ou pentées de 70° vers l'axe du fossé. L'accident le plus occidental est affecté près du village, par un système de décrochements postérieurs, et disparaît plus au Nord, comme son homologue oriental sous le chevauchement de l'unité de la Colle de Bouis.

Le compartiment effondré est constitué de terrains mésozoïques surmontés par une formation détritique tertiaire.

2.7.2. Le remplissage tertiaire du fossé.

(cf. pl. 12, page 72).

La série détritique tertiaire, qui constitue le remplissage tertiaire du fossé de Mons, est localisée au nord du village et affleure dans le coin déterminé par la faille bordière ouest et la faille inverse de la Colle de Bouis.

Le Tertiaire occupe le cœur d'une structure synclinale très dissymétrique, dont le flanc occidental est oblitéré par les accidents évoqués ci-dessus.

Le Tertiaire repose en faible discordance sur les calcaires zoogènes du Turonien, tronqués par une surface d'érosion à *Microcodium*. La formation détritique, d'une épaisseur totale d'environ 200 mètres, débute par les niveaux habituels de brèches remaniant exclusivement les calcaires lacustres du Lutétien, particulièrement bien développés à la bordure occidentale du fossé. Dans ces brèches sont fréquemment associés des éléments de grès stratifiés ferruginisés et des fragments de cuirasses ferrugineuses. Latéralement se développent des niveaux plus sableux et conglomératiques, riches en calcaires éocènes. Ces faciès de base, de plusieurs mètres d'épaisseur, sont surmontés par un niveau lenticulaire de calcaire lacustre crayeux, dans lequel j'ai récolté des Limnées et des débris de Gastéropodes. Ce niveau lacustre disparaît très vite latéralement; il est surmonté par plusieurs mètres de bancs de sables indurés, alternant avec des horizons conglomératiques puissants. Dans ces niveaux s'intercalent de gros blocs anguleux de silex bruns éocènes (diamètre égal à 2 mètres). Tous les sables sont riches en Quartz et en galets de Rhyolites bien roulés. Les conglomérats, constitués d'éléments généralement subanguleux, de diamètres variables (1 à 10 cm), remanient essentiellement les calcaires du Crétacé supérieur (Turonien et Cénomaniens), mais on y reconnaît aussi des Rhyolites et des calcaires éocènes en proportions plus faibles.

Une lentille, de plusieurs mètres d'épaisseur, de mégabrèches à éléments de Crétacé supérieur vient latéralement s'intercaler dans la série. Le diamètre de ces éléments hétérométriques, cimentés par une matrice argileuse, ne dépasse pas 50 cm. La partie terminale de la série tertiaire du fossé de Mons est constituée sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur de sables et de conglomérats remaniant le Crétacé supérieur et les terrigènes exotiques. Les éléments sont généralement peu usés.

L'analyse des chenaux et de leur remplissage montre l'existence de paléopentes subméridiennes (N 0° - N 160°E) dirigées parallèlement à l'axe du fossé, l'écoulement s'effectuant du Sud vers le Nord. (cf. pl. 14, p. 84).

Les dépôts tertiaires sont absents à la terminaison septentrionale du fossé, l'érosion ayant atteint le jurassique supérieur du substratum.

2.8.- LE FOSSE DE LA COLLE DE MONS - FONT TRUCELLE.

Ce fossé est le plus oriental du secteur envisagé et c'est celui qui est le plus déformé par la tectonique compressive postérieure. Cette structure distensive apparaît au coeur d'un dispositif structural extrêmement complexe, dû en particulier au découpage en petites unités chevauchantes, d'une zone préalablement structurée en horst-graben. Ainsi, le fossé de la Colle de Mons - Font Trucelle, bien souligné par ses dépôts détritiques tertiaires, apparaît vigoureusement écaillé et recouvert localement par ses unités de bordures. Schématiquement, ce fossé subméridien est séparé en 2 tronçons à la faveur d'une faille inverse EW amenant le segment septentrional (fossé de la Colle de Mons) en recouvrement de faible ampleur sur le tronçon méridional (fossé de Font Trucelle). Les bordures sont fortement déformées et écaillées différemment de part et d'autre du fossé.

2.8.1.- Le fossé de la Colle de Mons.

2.8.1.1. Structure.

Le fossé de la Colle de Mons montre une bande subméridienne de terrains mésozoïques surmontés par des formations détritiques tertiaires. Cette lanière est effondrée entre les unités structurales de l'hubac de Bliauge à l'Ouest et du Pezou à l'Est, à la faveur de failles normales subméridiennes. La lèvre occidentale montre un accident subvertical orienté N 10°E. Le miroir déformé et cisailé postérieurement présente des placages de brèches tectoniques dont les éléments sont liés entre eux par des encroûtements ferrugineux. Les stries, sur ce miroir, sont nombreuses et montrent le jeu en faille normale. Comme dans le fossé du Fil, cette bordure occidentale montre un copeau de Jurassique supérieur, coïncé sous l'unité de l'hubac de Bliauge et correspondant très probablement à un petit gradin annexe effondré. Au droit de la Colle de Mons, ce lambeau est affecté par un petit fossé NS où affleurent les termes marneux du Néocomien.

La faille, qui limite à l'Est le fossé de la Colle de Mons, moins déformée, est soulignée par un miroir orienté à 10°E penté de 70° vers l'Ouest. Sur ce miroir s'observent des brèches tectoniques cimentées par des enduits ferrugineux et des stries verticales qui attestent du jeu en faille normale. Cet accident se suit sur une distance de 4 kilomètres depuis le Ray (X = 955; Y = 167,2, Fayence 3) jusqu'au point coté 905,5 (X = 954,8 ; Y = 165,4, Fayence 3) où il vient buter contre l'accident chevauchant de l'unité du Pezou.

Cette bordure orientale est également soulignée par un gradin annexe effondré, constitué de calcaires portlandiens. Ce gradin est solidaire de l'unité du Pezou et vient avec celle-ci chevaucher le bassin miocène de l'Aubarède.

Le compartiment effondré est constitué essentiellement de calcaires argileux du Cénomaniens surmontés par les formations tertiaires. Dans la partie septentrionale du fossé, près de la ferme de la Colle de Mons, un écaillage du fond du fossé a même les calcaires jurassiques sur le Cénomaniens.

Le fossé est limité au Sud par la faille inverse faisant chevaucher le fossé de la Colle de Mons sur son prolongement méridional de Font Trucelle.

2.8.1.2.- Le remplissage tertiaire du fossé.

Dans ce fossé, comme dans la partie méridionale de la structure du Fil, les dépôts détritiques tertiaires reposent directement sur les calcaires argileux du Cénomaniens. Cependant, les affleurements dispersés s'opposent à la réalisation de coupes valables, mais leur analyse confirme néanmoins les caractères généraux déjà observés dans les autres fossés.

Le Tertiaire, épais d'une cinquantaine de mètres environ, est constitué de sables quartzeux rubéfiés et de conglomérats plus ou moins grossiers. Les sables sont riches en dragées et en grains de quartz (filoniens et magmatiques), de minéraux lourds et de rhyolites. Les conglomérats remanient à la base essentiellement du Lutétien lacustre et se chargent progressivement en éléments de calcaires du Crétacé supérieur. Localement, à proximité de la bordure occidentale du fossé, s'observent des intercalations de mégabrèches, constituées de matériel arraché essentiellement au Cénomaniens calcaire. Les éléments anguleux de plus de 20 cm de diamètre sont enrobés dans une matrice détritique quartzeuse.

2.8.2.- Le fossé de Font-Trucelle.

2.8.2.1.- Structure.

Il représente le prolongement méridional du fossé de la Colle de Mons dont il est séparé par une faille inverse, postérieure à l'individualisation du fossé. Cet accident amène le substratum crétacé du fossé de la Colle

de Mons en recouvrement vers le Sud, sur les séries tertiaires du fossé de Font-Trucelle.

La structure de Font-Trucelle, extrêmement déformée en compression, ne rappelle aucunement, en première analyse, un fossé d'effondrement. Seule sa faille bordière occidentale très déformée, et son remplissage tertiaire particulièrement caractéristique, permettent de le rattacher au système des fossés NS. Cette structure présente une forme subelliptique de grand axe N 150°E et apparaît effondrée et coïncée entre les unités structurales de l'hubac de Bliage et de la Colle de Bouis à l'Ouest et celle du Pezou à l'Est. Cette structure est constituée par un substratum turonien calcaire surmonté d'une série détritique tertiaire. L'accident qui détermine la bordure occidentale met en contact les calcaires du Jurassique moyen de la Colle de Bouis avec le Turonien du fossé. Son miroir, orienté N 150°E - 160°E plonge de 80° vers le NE et montre les brèches et les enduits ferrugineux habituels. Il est fortement déformé et cisailé par un faisceau de décrochements et d'écaillages postérieurs qui démontrent son antériorité par rapport au système d'accidents compressifs.

Les autres contacts anormaux, isolant la zone effondrée de Font-Trucelle, sont tous des accidents compressifs. Ainsi, la faille inverse passant par la cote 878,4 (X = 954,4 ; Y = 166, Fayence 3) constitue le prolongement du chevauchement de base de l'unité de la Colle de Bouis.

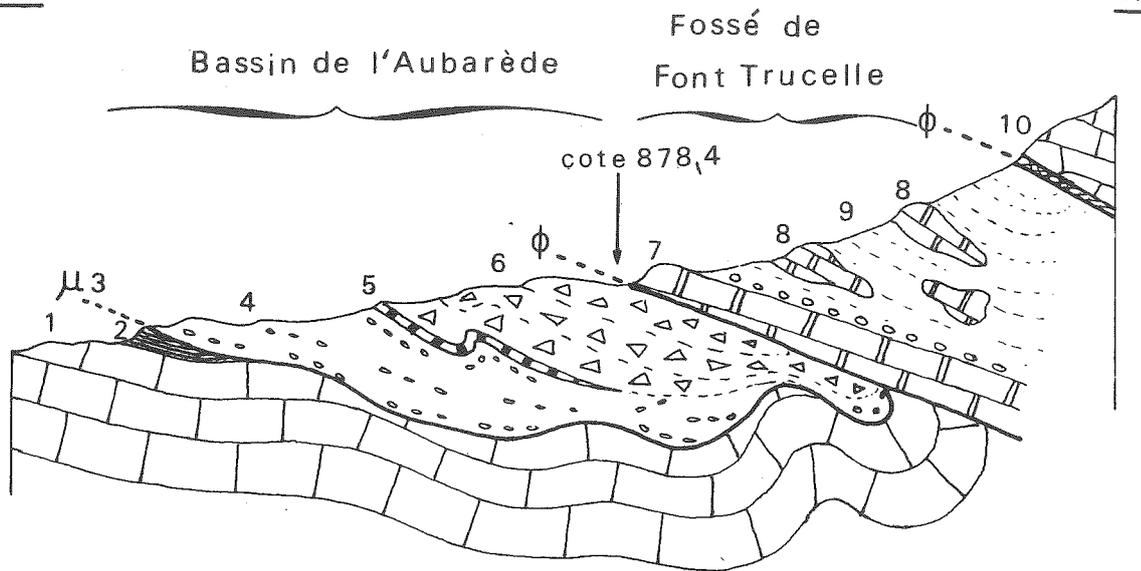
A la faveur de cet écaillage, la série tertiaire du fossé de Font-Trucelle chevauche la série tertiaire plus récente du bassin de l'Aubarède (cf. pl. 13, fig. 1, p. 81). Cette dernière scelle le réseau de failles normales NS qui affectent ce secteur de l'Aubarède.

2.8.2.2.- Le remplissage tertiaire du fossé. (cf. pl. n° 13, fig. 2, p. 81).

Le Tertiaire remplissant le fossé de Font Trucelle présente une épaisseur totale de plus de 150 mètres. Il repose en accordance sur les calcaires turoniens. La base de la formation est soulignée localement par un niveau métrique de conglomérats à gros galets bien roulés. La base de la série est formée de sables indurés à puissants niveaux conglomératiques. Les sables

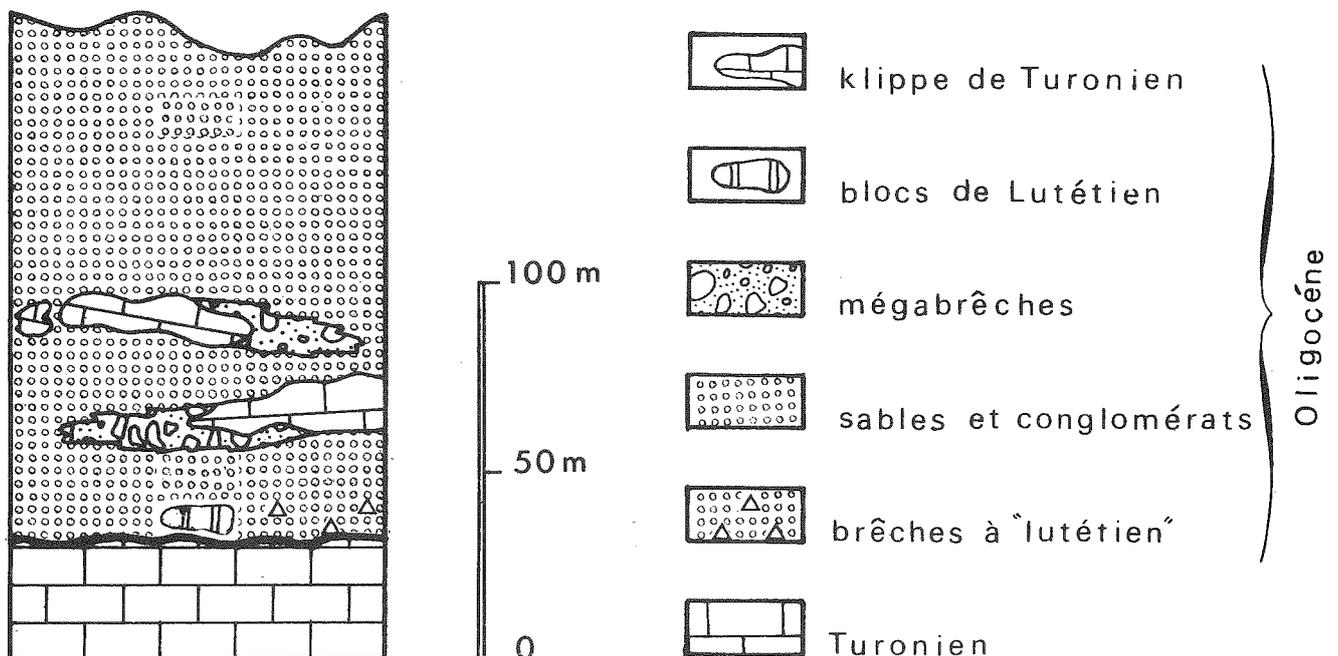
SSW

NNE



- | | | |
|--------------------------------|-------------------------------|------------------------|
| 1 Portlandien | 5 calc. à <u>Microcodium</u> | 9 sables et congl. |
| 2 Néocomien | 6 congl. à <u>Microcodium</u> | 10 Trias et jurassique |
| 3 surface à <u>Microcodium</u> | 7 Turonien | |
| 4 "série grise" | 8 klippes | |
- 0 200 m

Pl.13 fig 1 Ecaillage du fossé de Font Trucelle



Pl.13 fig.2 Remplissage tertiaire du fossé de Font Trucelle

sont quartzeux et riches en dragées de quartz, galets de rhyolites et en minéraux endogènes. Les conglomérats remanient à la base de l'éocène lacustre en grande quantité, des quartzites roses et ferrugineux, des calcaires du Crétacé supérieur et les terrigènes exotiques. Dans certains horizons s'observent des éléments anguleux de calcaires siliceux éocènes et de quartzites dépassant deux mètres de diamètre. Ces conglomérats s'enrichissent vers le sommet en éléments de calcaires turoniens et cénomaniens. Latéralement, à la pointe septentrionale de la structure de Font-Trucelle, la base de la série montre des niveaux lenticulaires de calcaires lacustres blancs, s'intercalant dans les brèches à éléments lutétiens.

Dans les horizons conglomératiques s'intercalent à différents niveaux de la série de nombreuses klippes sédimentaires et des mégabrèches. Les klippes sont constituées par des lambeaux de calcaires turoniens ou de calcaires détritiques coniaciens (6 d'entr'elles ont pu être cartographiées) Ces olistolites s'associent latéralement à des épandages de mégabrèches sous leur faciès typique : brèches monogéniques constituées d'éléments calcaires turonien ou coniacien.

Au sommet, la série tertiaire devient plus finement détritique et montre des horizons argilo-sableux rubéfiés alternant avec des bancs de grès. Ces niveaux sommitaux montrent des passées conglomératiques qui attestent d'un remaniement de l'Albien glauconieux et de Barrémien calcaire qui se trouvaient alors à l'affleurement. Ces niveaux grossiers remanient aussi des éléments peu usés de grès et de conglomérats identiques à ceux qui constituent la base de la série tertiaire. La resédimentation des termes détritiques de base dans la partie sommitale de la série, rend compte d'une érosion des marges du fossé, en relation probable avec une modification de la géométrie du bassin.

A proximité de la faille bordière orientale N 160°E, j'ai observé dans des bancs de grès un réseau de failles normales orientées à N 160°E pentées de 70° vers l'Est et l'Ouest, déterminant un système de horsts-grabens d'amplitude métrique.

Dans ce même secteur, l'analyse des chenaux montre l'existence de paléopentes N 40°E dirigées du SW vers le NE (du horst occidental vers le centre du fossé).

En revanche, les chenaux observés à la base de la série tertiaire, occupant le centre du fossé, montrent des paléocourants parallèles à l'allongement du fossé (N 160°E) et dirigés du SE vers le NE. (cf. pl. 14, page 84).

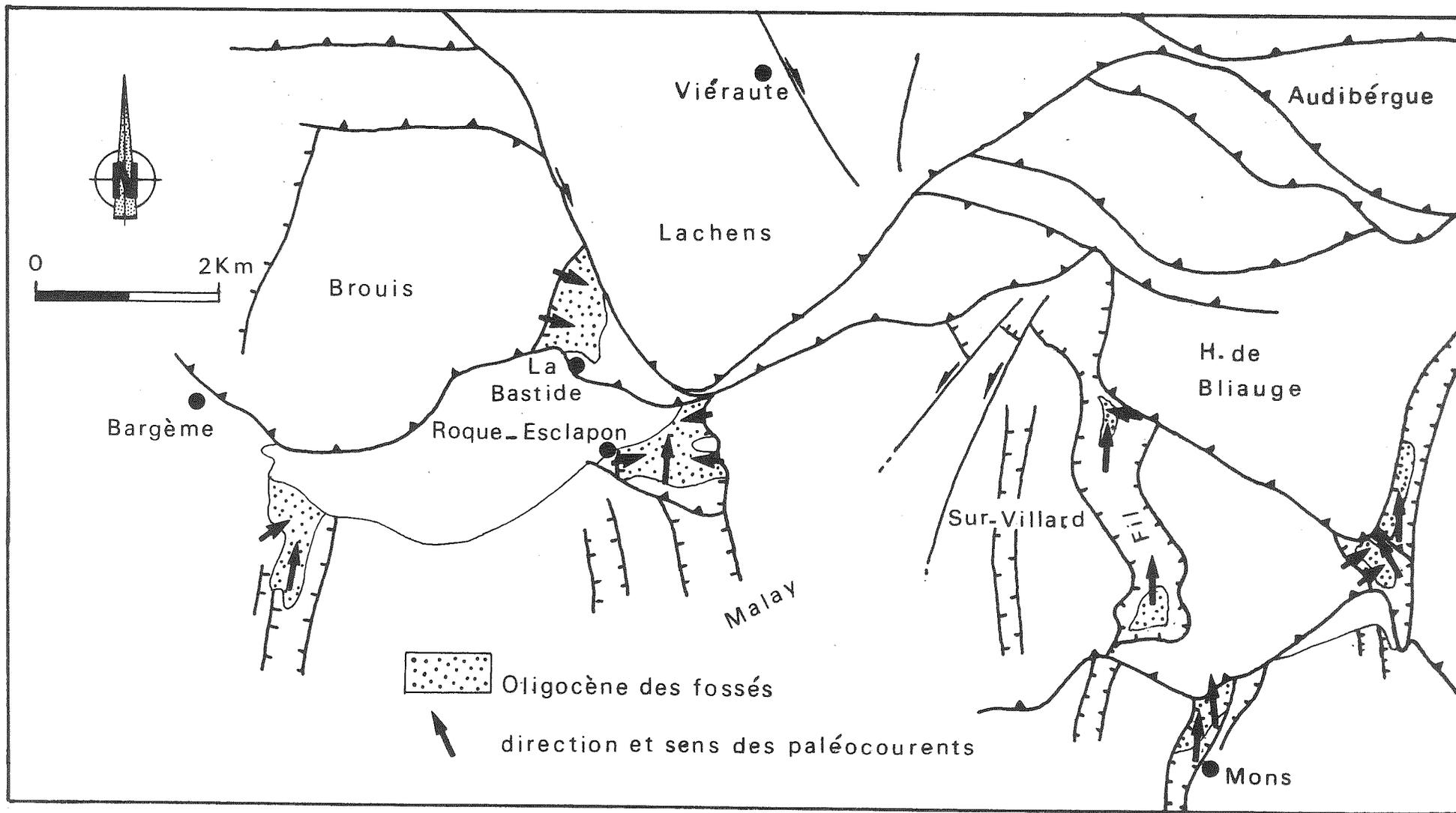
2.9. LES STRUCTURES SUBMÉRIDIENNES DANS LE DOMAINE DES ECAILLES EW (partie Nord du secteur étudié).

Les fossés subméridiens qui montrent un remplissage tertiaire sont localisés dans le secteur d'étude au sud d'une ligne morpho-structurale constituée par les montagnes de l'Audibergue, du Lachens et son prolongement jusqu'au village de la Martre : "La zone des fossés NS" (cf. pl. 7, p. 47).

A la lumière des travaux récents (P. Gigot et al., 1975, B. Beaudoin et al., 1977), les fossés NS présentant un remplissage tertiaire aux caractères sédimentaires spécifiques (mégabrèches, klippes sédimentaires etc...) sont localisés uniquement à la partie externe de l'Arc de Castellane. En revanche, il est possible que d'autres structures distensives subméridiennes, exemptes de sédiments tertiaires (non dépôt ou érosion) et donc plus difficiles à individualiser, aient pu échapper à nos investigations. En outre, dans le domaine plus interne que la "zone des fossés", les déformations compressives mio-pliocènes sont très vigoureuses et auraient pu éventuellement dans certains secteurs obliterer ou réorienter de telles structures préexistantes.

Il convient donc d'être prudent et d'émettre des réserves sur l'extension exacte des fossés NS dans mon secteur d'étude. Dans la branche occidentale de l'Arc de Castellane, cette répartition apparaît bien tranchée entre un domaine externe aux fossés NS et une zone plus interne dans laquelle ces structures sont absentes et où s'effectuent des déformations compressives synchrones (P. Gigot, Y. Gubler et D. Haccard, 1975).

Dans mon secteur d'étude, deux structures subméridiennes situées au Nord du "lineament limite" apparaissent génétiquement obscures et pourraient éventuellement être rattachée au système distensif. Il s'agit des édifices du Pin et du dispositif structural qui limite à l'Ouest la montagne du Lachens.



PI.14. Sens d'écoulement du réseau hydrographique pendant l'Oligocène.

2.9.1.- Les structures subméridiennes du Pin et du Lachens.

L'édifice structural du Pin est constitué d'une zone d'orientation NS, d'une largeur de 700 mètres, située au Nord du village de la Doire (X = 948,2 ; Y = 172,3, Castellane 7).

Cette bande, occupée principalement par les terrains du Barrémien et du Cénomaniens, est limitée par deux accidents rectilignes subméridiens et apparaît comme "effondrée" entre l'écaille jurassique du Bois de Valderoure à l'Est et le pointement portlandien du Pin (X = 947,5 ; Y = 173,2, Castellane 6).

L'accident occidental d'orientation N.S. montre un pendage vertical et apparaît penté dans certains secteurs de 45° vers l'Ouest. Les stries sur son miroir sont horizontales et indiquent un coulissage dextre. Dans le segment à pendage plus faible, cet accident est chevauchant vers l'Est (cannelures, stries verticales et fracturation sigmoïde).

La faille orientale, de direction N 0°E apparaît subverticale. Son miroir montre de nombreuses stries horizontales et verticales (de faille inverse). La bande "effondrée" NS est plissée et écaillée selon une direction subméridienne.

La structure en bordure du Lachens, quant à elle, est observable sur une distance de 5 kilomètres depuis le flanc oriental de la montagne du Lachens jusqu'au village de la Martre au Nord (X = 949,2 ; Y = 172,6, Castellane 6). Cet ensemble est constitué schématiquement par un synclinal N160°E de 500 mètres de large, coïncé entre la montagne de Lachens à l'Est et les unités de la montagne de Brouis, de Marripey et de La Martre à l'Ouest. Le synclinal crétacé est limité par deux accidents décrochants dextres orientés à N160°E - N 140°E.

2.9.2.- Problème de la genèse des structures subméridiennes du Pin et du Lachens.

L'absence de sédiments tertiaires piégés dans l'axe des structures du Pin et du Lachens ne permet pas de les rattacher de façon certaine au système de fossés NS, mis en évidence dans le secteur plus méridional.

Si l'agencement actuel de ces édifices est indiscutablement lié à des phénomènes compressifs, on ne peut exclure, sans toutefois le confirmer, que ces accidents NS aient pu prendre naissance au cours de l'épisode distensif responsable de la formation des fossés. Ces accidents ont pu être ensuite repris au cours de l'épisode compressif mio-pliocène pour donner ces couloirs de décrochements dextres, limitant à l'Ouest les trains d'écaillés EW.

Nous reviendrons longuement, dans un prochain chapitre, sur le rôle de ces décrochements dans le style de la déformation lors de la compression mio-pliocène. Le problème de l'héritage tectonique de ces structures reste posé et ne peut être actuellement résolu.

3.- CONCLUSIONS.

3.1.- CARACTERES STRUCTURAUX DES FOSSES SUBMERIDIENS.

Comme nous le verrons ultérieurement, les fossés NS du secteur étudié sont déformés, postérieurement à leur genèse, par une compression d'âge Mio-Pliocène. Ces structures distensives apparaissent ainsi, de plus en plus affectées de l'Ouest vers l'Est, par les déformations compressives.

Si l'on fait abstraction de cette déformation postérieure, les fossés présentent des caractéristiques géométriques identiques et constantes.

Leur direction d'allongement est subméridienne (N 170°E à N 10°E). Les Grabens sont constitués d'une étroite bande d'une largeur de 500 mètres à 1 kilomètre et s'allongent sur plusieurs kilomètres. Les fossés sont limités à l'Est et à l'Ouest par des failles normales subméridiennes et sont séparés par de larges horsts.

Le graben, plus étroit, est constitué essentiellement de terrains crétacés surmontés par des séries détritiques tertiaires. Il est généralement plié en synclinal NS parallèlement à l'axe de la structure d'effondrement. Les flancs de synclinal apparaissent fréquemment verticalisés et renversés (Brovès, Fil) et les failles bordières redéformées jouent en faille-pli, permettant ainsi au horst de venir en recouvrement sur le synclinal effondré (Fil, Riples...). Cette disposition en synclinal NS n'est pas uniquement due au rebroussement de la bordure effondrée contre les failles marginales, mais correspond en majeure partie au serrage postérieur à la genèse des fossés. Il faut donc imaginer que, lors de leur formation, les fossés avaient une largeur plus importante, de l'ordre de 2 kilomètres. Les failles bordières NS sont subverticales, et, lorsqu'elles ne sont pas ou peu déformées par la compression postérieure, elles montrent des pendages originels forts (70° à 80°), opposés et dirigés vers l'axe du fossé. L'analyse des tectoglyphes sur leurs miroirs, des crochons de failles et du décalage des niveaux stratigraphiques, montre clairement qu'il s'agit de failles normales.

Ces failles normales principales sont accompagnées par un système d'accidents conjugués, plus réduits, déterminant comme dans le fossé du Fil et celui de la Colle de Mons, des gradins effondrés annexes.

. Les stries verticales, observées sur les miroirs des failles bordières, sont toujours perpendiculaires à la stratification des couches qui constituent les moles. Lorsque ces terrains sont plissés, les stries sur les miroirs de faille normale accompagnent le mouvement d'ensemble de la série et restent perpendiculaires aux joints de stratification. Cela tendrait à montrer que les fossés se sont implantés sur des assises peu ou pas déformées. D'autre part, l'établissement de fossé sur des strates restées pratiquement horizontales comme le fossé de Comps (X = 938; Y = 182, Carte Fayence N° 1), de Brovès, du Fil, etc... montre que la structuration antérieure à la formation de ces fossés NS était nulle ou peu importante. Ainsi, il est difficile, comme l'envisageait J. Goguel en 1936, de mettre en relation génétique la formation des fossés NS, avec celle des anticlinaux EW. Je démontrerai, en outre, dans un prochain chapitre, que l'individualisation des plis EW est clairement et indiscutablement postérieure à la genèse des fossés.

Seul un épisode de distension de l'ensemble de la couverture sédimentaire, sur un pays très peu déformé, peut expliquer la genèse des fossés NS. Dans certains cas seulement, le rejet vertical peut être évalué; en effet, les déformations postérieures l'ont souvent accentué. Cette accentuation est démontrée par le fait que les séries détritiques tertiaires dépourvues d'éléments jurassiques, piégées dans certains fossés, sont en contact sur leurs bordures avec les calcaires jurassiques des horsts. La mise à l'affleurement de ces calcaires jurassiques nécessite des mouvements à forte composante verticale postérieurs au dépôt des séries tertiaires. L'existence d'éventuelles séries à éléments jurassiques couronnant les formations tertiaires qui occupent actuellement le fossé et qui auraient disparues par le jeu de l'érosion ne peut pas être envisagée. En effet, la série stampienne du fossé de Brovès dont le sommet est couronné par les formations Miocènes est dépourvu en éléments de jurassique. Cette dernière série, plus récente, ne comporte elle-même pas d'éléments remaniés à partir du jurassique.

D'autre part, le rejet initial de ces failles normales est impossible à évaluer du fait du synchronisme existant entre la formation des fossés et son remplissage tertiaire dont l'épaisseur est toujours difficile à évaluer.

3.2.- LE REMPLISSAGE TERTIAIRE DES FOSSES : CARACTERES SYNTECTONIQUES DE LA SEDIMENTATION.

Dans les fossés subméridiens, individualisés à partir de failles normales, la série crétacée supérieure, et éventuellement les lambeaux de Lutétien lacustre (La Bastide), du compartiment effondré sont surmontés par des formations détritiques tertiaires aux caractères sédimentaires bien tranchés et homogènes dans l'espace étudié.

3.2.1.- Le substratum de la série tertiaire.

Le substratum de la série tertiaire est constitué de niveaux variés traduisant une érosion antérieure aux dépôts détritiques et postérieure au Lutétien lacustre qui affleure actuellement sous forme de témoins dispersés.

Ce substratum est constitué généralement (fossés de Brovès, Riples, Mons, Font-Trucelle et la partie septentrionale de celui du Fil) par les calcaires du Turonien terminal. Dans le fossé de la Bastide, la série tertiaire repose sur des niveaux variés du Turonien, du Coniacien détritique et de Lutétien lacustre. Dans le tronçon médian du Fil, la série repose, au Nord, sur le Coniacien détritique et le Turonien calcaire. Au Sud, elle surmonte directement les calcaires argileux du Cénomaniens. Un dispositif identique a été observé dans le fossé de Font Trucelle - Colle de Mons. Dans le tronçon méridional de ce fossé, la série tertiaire repose sur le Turonien et, à la Colle de Mons, elle surmonte directement le Cénomaniens. Cette surface d'érosion, antérieure aux dépôts tertiaires piégés dans les fossés, est soulignée localement par des cariages à Microcodium. (fossés de la Bastide, Riples, Fil et Mons). Il ne faut pas oublier que l'érosion des termes du Crétacé supérieur a débuté antérieurement au dépôt des calcaires lacustres lutétiens comme nous l'avons vu près du village de La Bastide (cf. chapitre III). Il est évidemment difficile de faire la part des différents épisodes d'érosion ante et post-Lutétien.

La série tertiaire des fossés peut reposer en accordance sur son substratum, comme c'est le cas dans le fossé de Font-Trucelle. Dans la plupart des fossés, elle surmonte en discordance angulaire faible le substratum crétacé. Cette discordance s'accroît lorsque l'on s'approche des

bordures du fossé. Ainsi, dans le fossé de Ripples, près de Blacouas, la discordance (d'une valeur de 20° à 30° au centre du fossé), passé pour des niveaux tertiaires plus récents à une valeur de 70° au contact de la faille bordière normale orientale (cf. planche 15, figure 1, page 91). De la même façon, dans le fossé de Brovès, les mégabrèches sur les bordures du bassin apparaissent discordantes sur leur substratum rebroussé et verticalisé au contact des failles bordières, alors que les formations plus fines, qui occupent l'axe du fossé, apparaissent en discordance faible ou nulle sur le Turonien. Cette modification de la valeur angulaire de la discordance de base des formations tertiaires s'explique facilement si l'on admet que le substratum se déformait synsédimentairement aux bordures du fossé en relation avec son affaissement (crochon de faille normale), conduisant à un dispositif de discordances progressives.

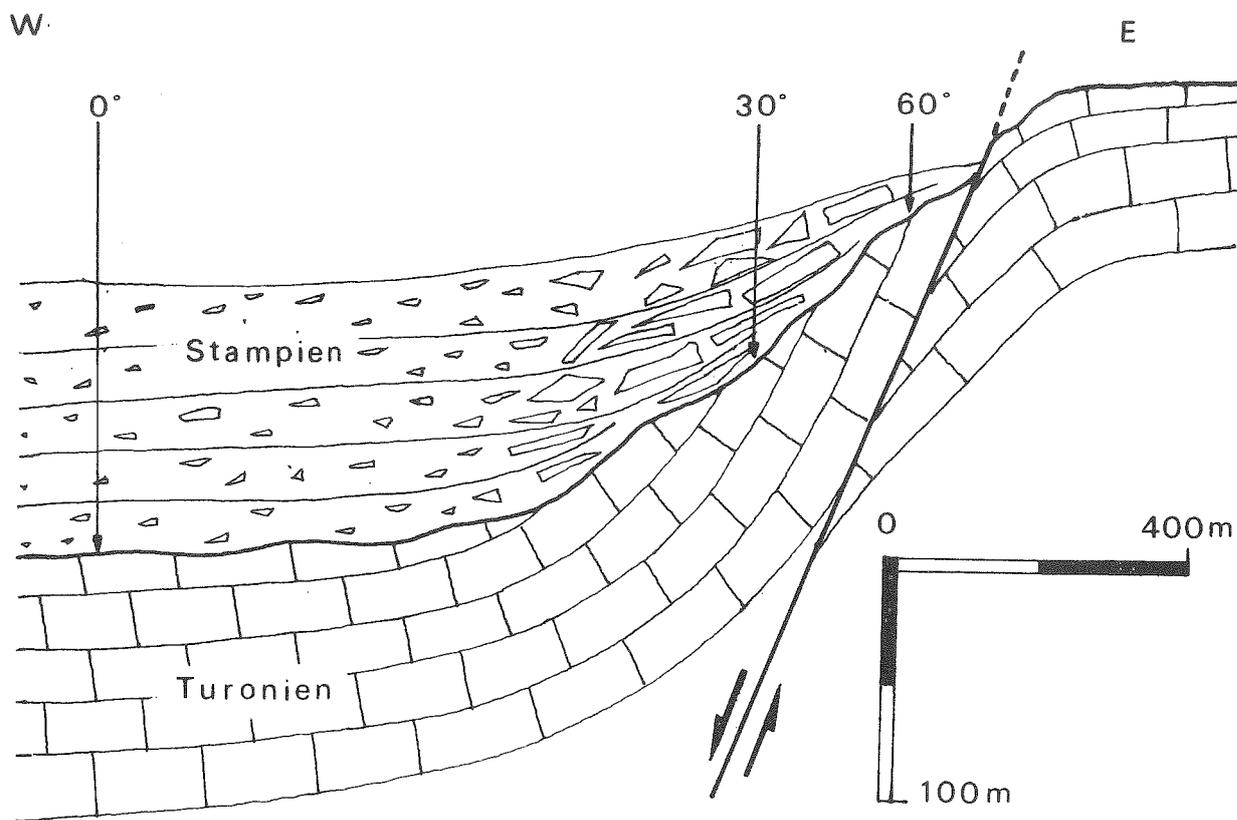
Localement, à la bordure Est du fossé de Ripples, le substratum crétacé est affecté par un jeu de failles normales décimétriques que les sables tertiaires de base paraissent sceller. Ce dispositif milite en faveur d'un jeu antérieur au dépôt tertiaire ; en fait, la parfaite conservation de ces structures en "touches de piano", fossilisées par les sables tertiaires, démontre la simultanéité des deux phénomènes comme l'atteste également le jeu de discordances progressives.

3.2.2.- Le remplissage tertiaire des fossés.

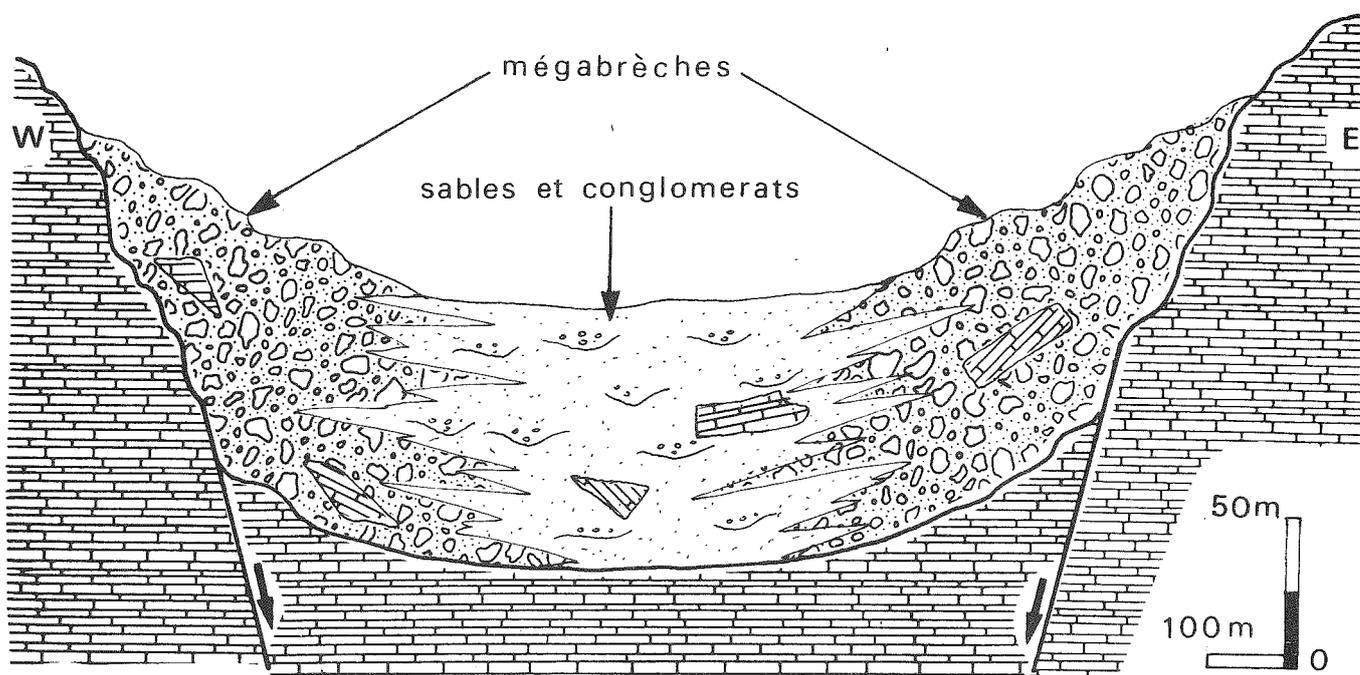
3.2.2.1.- Evolution horizontale de la formation.

(cf. pl. 15, fig. 2, p. 95)

Le remplissage tertiaire des fossés est représenté uniquement par des faciès continentaux, généralement azoïques, montrant des variations latérales de faciès nombreuses et rapides. Malgré celles-ci, les caractéristiques lithologiques et sédimentaires de cette formation tertiaire sont relativement homogènes dans l'espace et dans le temps. Les dépôts tertiaires sont caractérisés par un agencement géométrique des lithofaciès, directement en relation avec la disposition en fossé du bassin sédimentaire. La série tertiaire est, en effet, totalement différente aux bordures et au centre du fossé. Ce passage latéral particulièrement net a une importance génétique fondamentale.



Pl.15., fig.1. Schéma de la discordance progressive en distension dans le fossé de Ripples.



Pl.15, fig.2. Organisation du remplissage tertiaire dans un fossé synsédimentaire N.S.

- Au centre de ce fossé, la série débute par une alternance de sables versicolores et de brèches remaniant exclusivement des calcaires lacustres éocènes. Ces brèches se présentent sous des épaisseurs variables et parfois importantes. Elles correspondent au démantèlement en masse des séries lacustres lutétiennes déposées originellement dans l'ensemble de la région (cf. chapitre III). Ces brèches sont surmontées par une série de sables à quartz filoniens et magmatiques, à rhyolites et des conglomérats à éléments plus ou moins roulés, remaniant principalement le Crétacé supérieur.

Cette série tertiaire des fossés montre l'intercalation de niveaux lenticulaires de calcaires lacustres (Fil, Mons, Font Trucelle) où de véritables formations calcaires, très fossilifères, comme à Blacouas et à Brovès.

La riche faune de Gastéropodes continentaux de ces calcaires indique un âge Stampien.

L'analyse des chenaux fréquents dans la série détritique suppose l'existence de paléocourants, parallèles à l'allongement du fossé (N 0° - N 40°) et dirigés du Sud vers le Nord.(cf. pl. 14, p. 84).

- Vers les bordures du fossé, ces formations détritiques fines passent latéralement à des épandages détritiques plus grossiers, correspondant au dépôt des mégabrèches. Elles sont constituées par un matériel d'origine locale, monogénique et fortement hétérométrique. Les blocs anguleux, principalement de calcaires turoniens, sont cimentés par une matrice marneuse issue du remaniement de niveaux argileux du Crétacé supérieur. Ces mégabrèches montrent un agencement cahotique, identique à celui de brèches d'écroulement de piémont. A ces mégobrèches sont associées fréquemment des klippes sédimentaires pouvant dépasser la centaine de mètres. Les épandages détritiques grossiers (mégabrèches et klippes), essentiellement d'origine locale, sont étroitement localisés dans des bandes NS parallèles aux accidents bordiers du fossé et à proximité de ceux-ci. Ces mégabrèches et klippes sédimentaires sont strictement liées géographiquement à la proximité des reliefs de failles et correspondent à des dépôts déterminés par l'écroulement des lèvres du fossé.

Les chenaux mesurés dans ce complexe hétérométrique montrent d'ailleurs l'existence de paléopentes orthogonales à l'allongement du fossé (E.W), de sens opposé, dirigés des bordures vers l'axe du fossé, (cf. pl. 14, p. 84).

La constance de ces épandages grossiers caractéristiques des bordures durant toute la sédimentation tertiaire nécessite l'entretien de ces reliefs de faille par une réactivation tectonique des accidents bordiers.

L'ensemble de toutes ces considérations permet de montrer de façon claire que le dépôt de la série tertiaire, datée localement du Stampien, est synchronie de la formation des fossés NS en extension.

Les failles normales qui les limitent assurent tout au long de la sédimentation la subsidence du bassin et entretiennent les reliefs de faille qui se démantèlent, engendrant sur les bordures les mégabrèches et les klippes sédimentaires. Le moteur principal de la mise en place de ces faciès grossiers est indiscutablement d'origine gravifique. Les klippes sédimentaires, localisées principalement au sein des mégabrèches, peuvent se déplacer plus loin vers le centre du bassin et s'interstratifier ainsi dans les sédiments plus fins et usés occupant l'axe du fossé. C'est le cas dans le fossé de Font-Trucelle où les différentes klippes sédimentaires de Crétacé supérieur se mêlent à des conglomérats et des sables d'origine plus lointaine. Le caractère synsédimentaire du jeu des failles normales NS étant clairement établi, il reste à définir l'âge de leur formation et leur durée d'activité. Certains secteurs permettent de cerner ce problème.

Dans le fossé de Brovès, la faille bordière occidentale soulignée par son cortège de mégabrèches et de klippes sédimentaires est scellée par les argiles à silex de Ste Pétronille d'âge Stampien.

L'activité de cet accident débute postérieurement au Lutétien dont les dépôts sont remaniés en masse à la base de la série syntectonique du fossé. Cette faille bordière cesse de fonctionner avant le dépôt des silex stampiens qui débordent légèrement sur le horst occidental.

En revanche, l'accident oriental, n'est pas scellé par le Stampien; son activité persiste pendant tout le dépôt du Tertiaire piégé dans le fossé. Elle cesse avant le dépôt de la "série grise", terme de base du synclinal de la Roque Esclapon, que je rapporte au Miocène (cf. chapitre V).

De la même façon, dans le fossé de Ripples, la faille bordière occidentale, qui fonctionne pendant le dépôt des mégabrèches, des klippes et des sables, est scellée par les calcaires stampiens de la Roque Esclapon. En revanche, l'intercalation de mégabrèches, dans ces mêmes calcaires stampiens, à Blacouas, près de la marge Est du fossé, montre que l'accident oriental fonctionnait encore pendant le dépôt du Stampien.

Ainsi, dans mon secteur d'étude, le jeu des failles synsédimentaires subméridiennes débute après le dépôt du Lutétien lacustre ; leur activité se poursuit pendant tout ou partie du Stampien qui scelle localement certains accidents.

3.2.2.2.- Evolution verticale de la formation.

Le remplissage tertiaire des fossés montre une évolution verticale particulièrement intéressante.

La base de la série remanie exclusivement les calcaires de l'éocène continental et en s'élevant dans la formation, les conglomérats et les mégabrèches s'enrichissent progressivement en éléments de Crétacé supérieur (Coniacien détritique, Turonien et Cénomaniens calcaire), les éléments de Crétacé inférieur (albien glauconieux et barrémien calcaire) sont en revanche plus rares. Ces séries "reconstituées inverses" (stratigraphie inverse) démontre l'érosion régressive des horsts séparant les fossés, s'attaquant à des niveaux de plus en plus anciens (cf. planche n°10 p.58) .

L'abondance de Lutétien lacustre remanié et ce phénomène de "reconstitution inverse" témoignent en faveur d'une structuration peu importante antérieurement à la formation des fossés. D'autre part, ces séries "reconstituées inverses", piégées dans les fossés, permettent à un moment quelconque de leur sédimentation de déterminer le niveau stratigraphique atteint par l'érosion dans l'environnement immédiat du bassin. Ainsi, dans le secteur

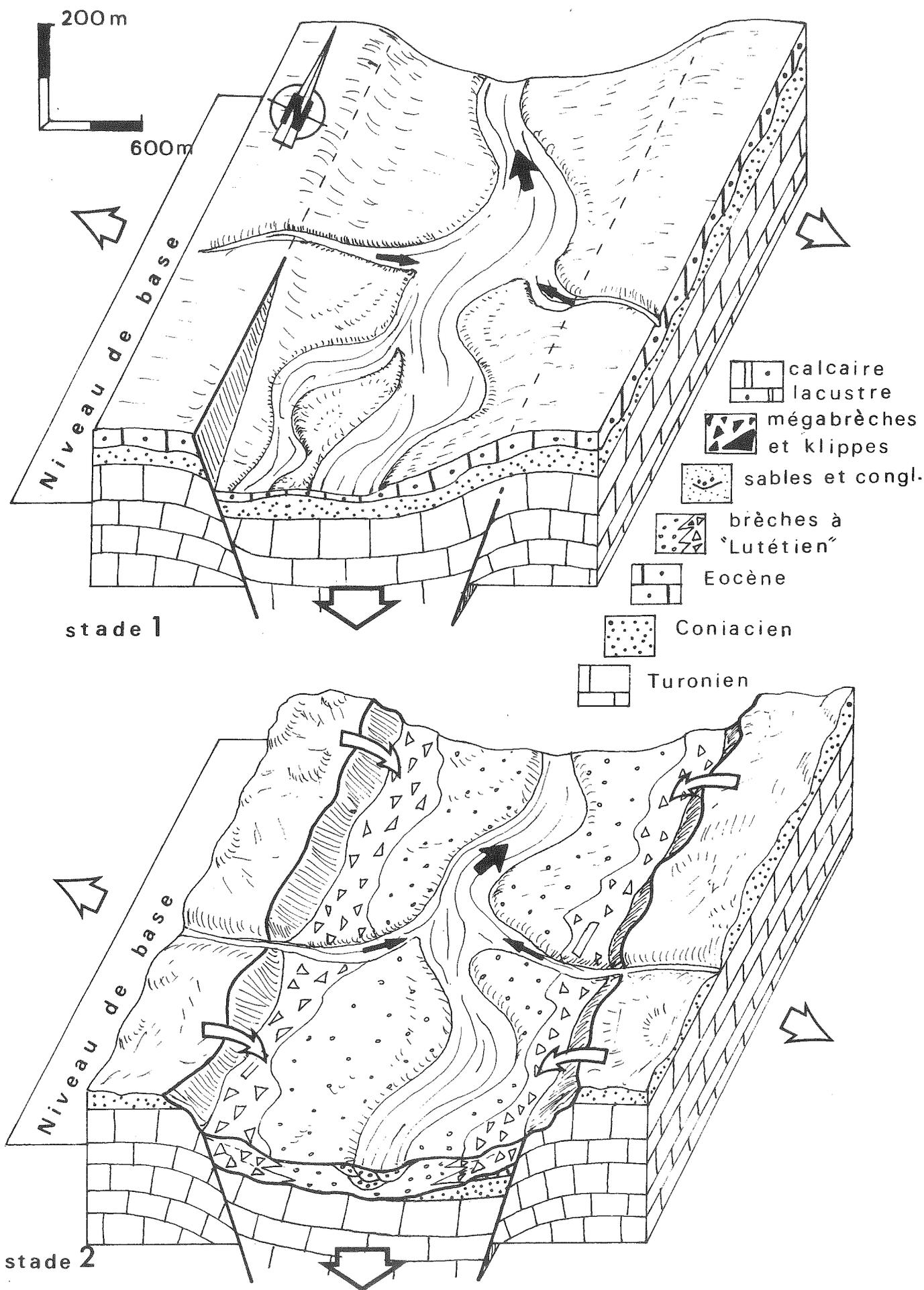
allant de la Roque Esclapon à Broyès, l'érosion avait atteint localement au Stampien des niveaux appartenant à l'Albien glauconieux (rare néanmoins). Pour les raisons invoquées à la page 88, les calcaires du Portlandien n'ont pas été portés à l'affleurement ni à cette époque, ni pendant le dépôt du Tertiaire plus récent du bassin de la Roque Esclapon. Il est donc difficile de concevoir que la surface d'aplanissement (900-1000 mètres d'altitude), constituée par les plateaux jurassiques du Bois Duou, Ourtiguët, Bois d'Aramon, St Marcellin, Sur-Villard, Bliauge, etc... soit une surface antestampienne, comme le pensait G. Mennessier (1970). A mon avis, ces surfaces sont l'aboutissement de phénomènes d'érosions successifs, qui ont débuté dès l'aube du Tertiaire et se sont poursuivis pendant la majeure partie de celui-ci, en relation avec les différentes déformations tectoniques. L'érosion principale était réalisée au cours du Miocène, avant les écaillages EW qui décalent les différents témoins de cette surface (hubac de Bliauge, Briasq, etc...).

3.3.- RECONSTITUTION DYNAMIQUE D'UN FOSSE SYNSEDIMENTAIRE.

L'ensemble des observations attestant d'une liaison génétique entre les failles normales bordières des fossés et le remplissage tertiaire, ainsi que les caractères sédimentaires particuliers de cette formation, permettent d'effectuer une reconstitution de l'environnement et du mécanisme de la formation des bassins oligocènes. Cette reconstitution schématique satisfait entièrement l'ensemble des données recueillies dans le périmètre étudié, mais constitue un modèle plus général. En effet, le mécanisme invoqué ne paraît valable pour la plupart des fossés du Nord-Varois. Ce schéma s'inspire en partie de celui qui est donné par P. Gigot (1975), pour le bassin de Manosque-Forcalquier. Les différentes étapes de la réalisation des fossés sont représentées sur les figures des pl. 16 et 17, pages 96 et 99).

1er stade : (fig. n° 1, planche n° 16 page 96) : il correspond au début de la déformation distensive affectant la région à l'éocène supérieur (cf. § 3.4).

La couverture crétacée supérieure est surmontée par des séries calcaréo-détritiques éocènes (calcaires lacustres, grès, quartzites, ferrugineux et sables) qui devaient être représentées partout (cf. chapitre III) avec des



Pl.16 Etapes de la genèse d'un fossé synsédimentaire NS.

épaisseurs variables. Cette couverture sédimentaire est soumise, dès l'Eocène terminal, à un régime distensif EW qui amène la formation de fossés d'effondrements NS. Ces dépressions subméridiennes, déterminées par des failles normales où des flexures, canalisent le réseau hydrographique qui coule depuis le Sud vers le Nord. La surélévation générale de la région par rapport au niveau de base amène une érosion rapide des compartiments effondrés ou déprimés.

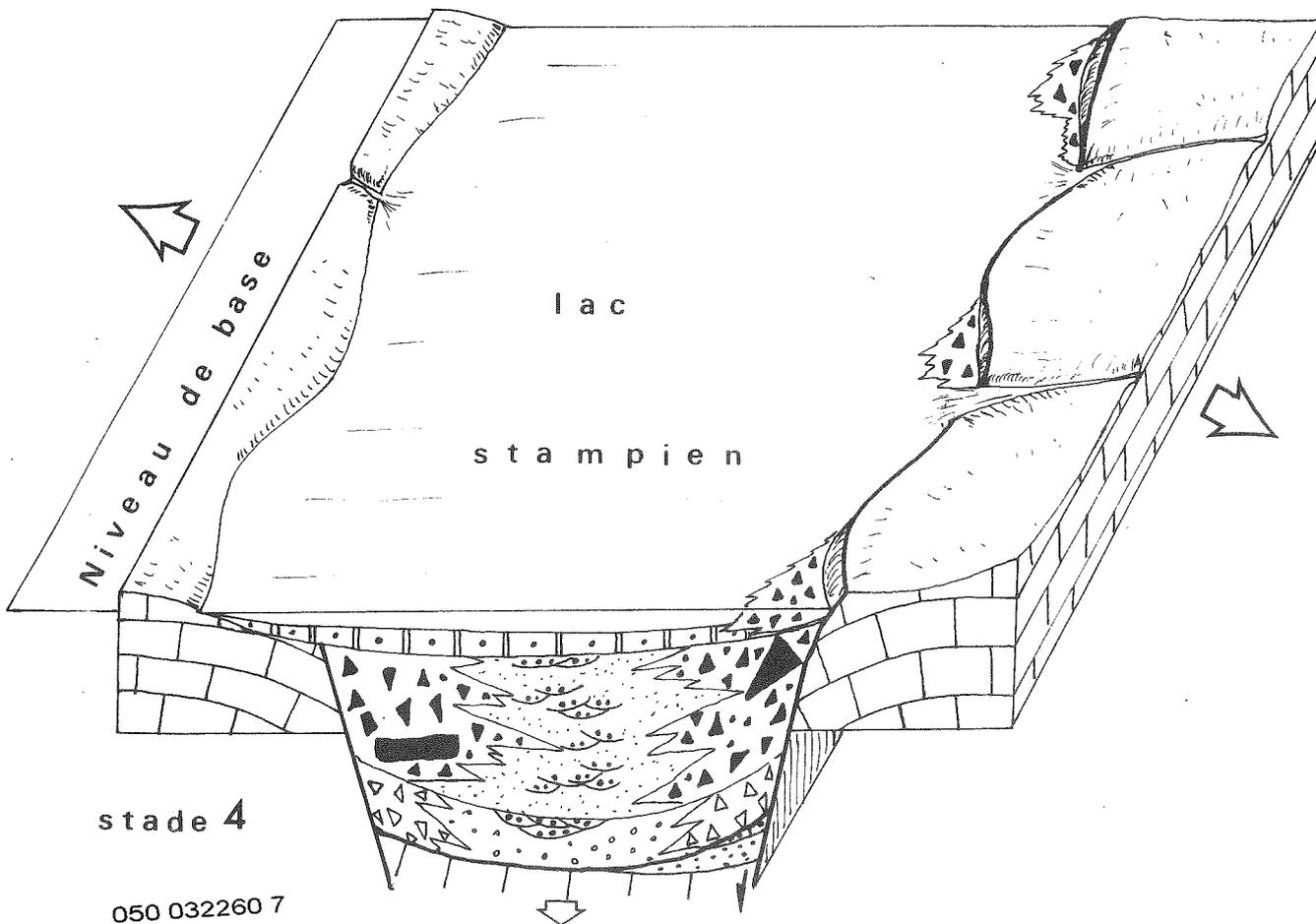
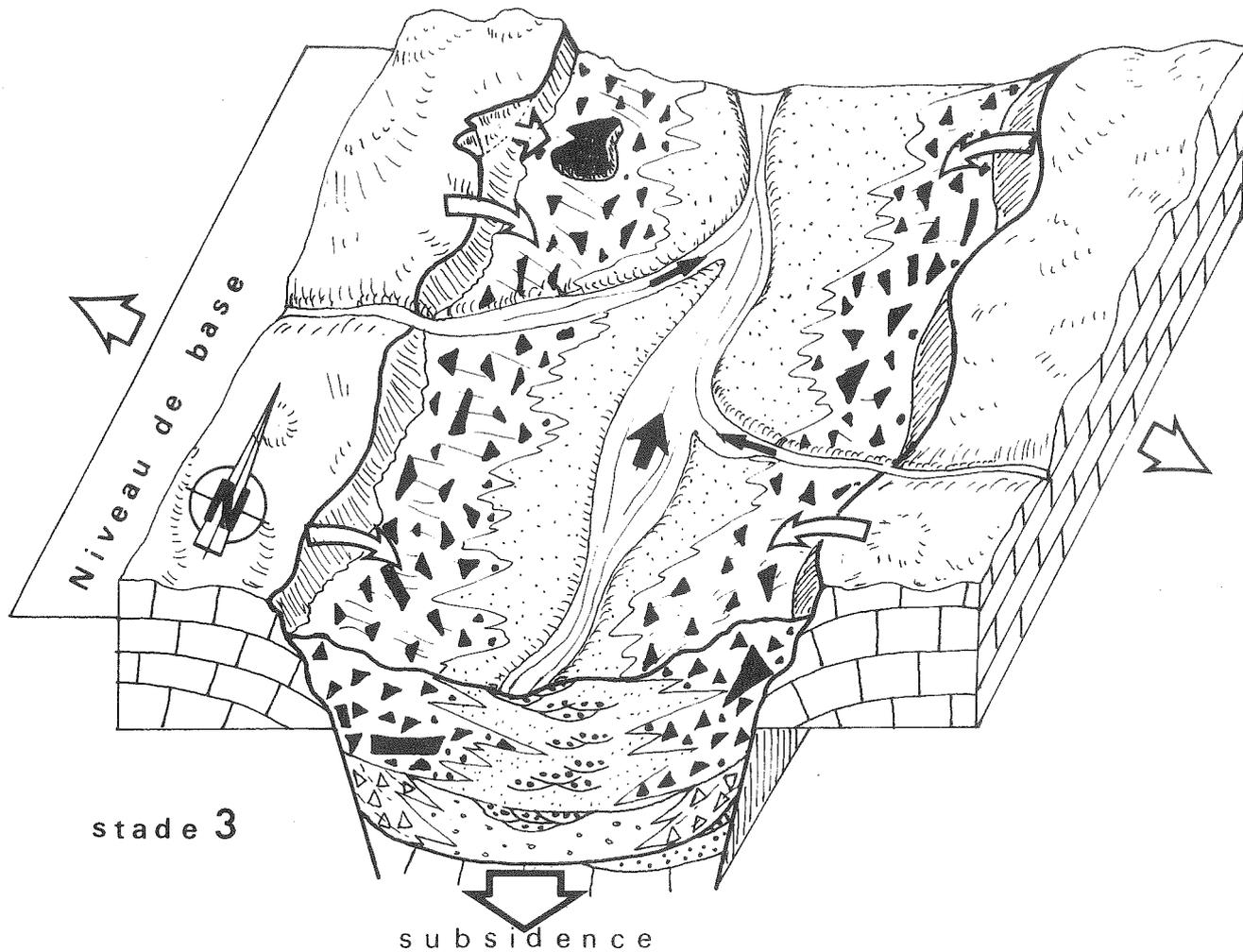
A cette érosion fluviale, s'ajoute une altération continentale avec localement une prolifération de colonies de Microcodium. Il en résulte un décapage pratiquement complet des formations lutétiennes dans les dépressions NS, quelques témoins ont cependant été préservés (La Bastide). Dans les secteurs à Crétacé supérieur réduit (Mons, Le Fil), l'érosion atteint les niveaux du Cénomaniens. Sur les horsts, la couverture éocène est altérée et érodée par place, mais la majeure partie des calcaires lutétiens semble résister à cette agression.

2ème stade : (fig. 2, pl. 16, p. 96) : l'effondrement du graben se poursuit et détermine par sa position inférieure au niveau de base un appel de sédiments dans la partie déprimée des structures NS. Dès cette époque, les failles normales sont bien individualisées et actives. L'érosion attaque très vigoureusement les horsts recouverts par les niveaux lutétiens altérés. L'Eocène est démantelé et resédimenté dans le graben sous forme de brèches remaniant exclusivement ces calcaires lutétiens et des sables versicolores correspondant aux anciennes série détritiques associées (cf. chapitre VI).

Ces brèches à Lutétien passent localement vers les bordures du fossé à des mégabrèches constituées d'éléments de calcaires éocènes (La Bastide), montrant ainsi dès cette époque l'activité synsédimentaire des accidents bordiers. Cet Eocène peut aussi s'effondrer en klippes sédimentaires, se propageant à des distances appréciables des bordures (La Bastide, Mons, Font-Trucelle).

3ème stade : (fig. 3, planche n°17, p.99) : L'effondrement se précise et se poursuit; les failles normales bordières déterminent la subsidence du bassin. Ces accidents actifs entretiennent aux bordures du fossé, une morphologie importante du relief de faille qui est soumise à une forte érosion et à des glissements en masse. Les éboulements successifs de ces falaises amènent la formation des mégabrèches et des klippes sédimentaires déposées au pied de ce talus. La pérennité de ce phénomène au cours de la sédimentation nécessite une activité synsédimentaire constante de ces accidents NS qui limitent les fossés. Les lèvres du fossé ainsi que les dépôts du piémont sont incisées par des cours d'eau EW emmenant le matériel arraché aux horsts vers le centre du bassin toujours drainé du Sud vers le Nord. Les klippes sédimentaires, par suite d'une énergie de départ plus importante, peuvent se propager sur les pentes plus faibles des dépôts de l'axe du fossé. Ce mouvement est certainement facilité par des facteurs complémentaires comme la nature argilo-sableuse des dépôts sous-jacents et leur saturation en eau. Ces dépôts chaotiques (mégabrèches et klippes) évoluent vers l'axe du fossé et passent à des sédiments plus fins, gréseux et conglomératiques dont les éléments peuvent être peu ou pas usés. Ces faciès détritiques se déposent dans une plaine d'inondation qui est drainée par des cours d'eau permanents du Sud vers le Nord soulignés par des épendages chenalisés emboîtés. Les niveaux atteints par l'érosion sur les horsts sont de plus en plus anciens, ce qui induit le dépôt dans le bassin d'"une série sédimentaire inverse reconstituée". Les intercalations de lentilles de calcaires lacustres (Fil, Mons, Font-Trucelle) correspondent à l'installation dans de petites dépressions de lacs temporaires dans lesquels précipitent des carbonates.

4ème stade : (fig. 4, planche n°17, page 99) : L'épisode distensif s'achève progressivement. La subsidence du bassin commence à se ralentir en raison d'un ralentissement de l'activité des accidents bordiers. Les reliefs de failles sont alors moins importants ou inexistantes comme à Brovès et à Ripples. L'ensemble du bassin est alors envahi par un lac où se déposent des séries carbonatées et des lignites, entrecoupées de brefs épisodes d'évolution pédogénétique (paléosols). Ce lac peut déborder l'ancien bassin des séries détritiques sous-jacents et les séries calcaires se déposent alors sur les bordures mésozoïques dans les secteurs où le relief de faille a été complètement démantelé et n'est plus rajeuni par la tectonique. Ainsi, sur la bordure occidentale des fossés de Brovès et de Ripples, le lac stampien



Pl. 17 Etapes de la genèse d'un fossé synsédimentaire NS (suite).

submerge les horsts occidentaux aplanis et les calcaires lacustres déposés scellent les failles bordières. En revanche, à la même époque, alors que la lèvre est inactive, la bordure orientale du fossé de Ripples encore active provoque des éboulements de mégabrèches dans le milieu de sédimentation des calcaires lacustres stampiens.

Cette reconstitution qui regroupe l'ensemble des observations effectuées montre très clairement le contrôle tectonique permanent de la sédimentation dans ces fossés oligocènes. Ce contrôle se manifeste depuis la création du piège sédimentaire (début de la subsidence) jusqu'à sa disparition qui coïncide avec la fin de la subsidence (arrêt de l'activité tectonique des accidents NS) et non avec le simple comblement du bassin. L'analyse de fossé tel que celui de Ripples, semble montrer que la vitesse de déformation est voisine de la vitesse de sédimentation.

3.4.- L'AGE DES SERIES TERTIAIRES SYNTECTONIQUES LIEFS AUX FOSSES SUBMERIDIENS.

Les séries tertiaires piégées dans les structures distensives subméridiennes sont constituées uniquement par des faciès continentaux variés (sables, conglomérats, brèches, lignites, silex et calcaires lacustres...). Dans l'ensemble des fossés, ces séries détritiques sont généralement azoïques et les lavages réalisés dans les niveaux fins et riches en matières organiques se sont avérés stériles. Seuls, les calcaires lacustres du secteur de la Roque Esclapon dans le fossé de Ripples et les niveaux calcaréo-siliceux de la chapelle Ste Pétronille dans le fossé de Brovès ont livré des fossiles significatifs. L'abondante faune de Gastéropodes continentaux de ces niveaux calcaires, surmontant la série détritique tertiaire des fossés, indiquent un âge stampien *

Les niveaux lenticulaires de calcaires lacustres décelés dans les fossés de Mons et du Fil nous ont livré des débris de fossiles indéterminables ou non caractéristiques. La rareté de la faune dans les niveaux continentaux des fossés de mon secteur d'étude ne permet pas de donner un âge à l'ensemble des séries et en particulier à leur base. En revanche, leur relation étroite avec la formation des fossés, ainsi que l'homogénéité de leurs caractéristiques sédimentaires impliquent le synchronisme de leur dépôt. Dans le Sud-Est de la France, d'autres fossés subméridiens montrent

* Je tiens tout particulièrement à remercier Monsieur F. TOURAINÉ qui m'a communiqué très aimablement la liste des fossiles qu'il a personnellement récoltés dans ces niveaux et qui a complété très abondamment mon inventaire personnel.

un remplissage tertiaire analogue qui a pu être daté paléontologiquement.

Ainsi, P. Gigot depuis 1970 a mis en évidence dans la région de Manosque-Forcalquier que la subsidence du bassin pendant tout l'Oligocène est déterminée par le jeu d'une tectonique en extension, matérialisée par un réseau de failles synsédimentaires subméridiennes. La série oligocène qui comble ce bassin montre des caractéristiques sédimentaires, comparables en tous points à celles que l'on observe dans les fossés de mon secteur d'étude (coulées de mégabrèches, klippes sédimentaires, etc...).

Ces caractères traduisent un mode de mise en place identique. La découverte de faunes de Mammifères et de Gastéropodes a permis à P. Gigot de montrer que les déformations distensives ont affecté le bassin de Manosque-Forcalquier depuis le Ludien (zone de Montmartre - Frohnoleffen) jusqu'au Chattien inclus (zone de Coderet). Dans le secteur de Volonne, ces mouvements distensifs ont pu débuter dès l'Eocène supérieur.

Dans le bassin d'Eoulx-Brenon, proche de mon secteur d'étude (5 kilomètres), P. Gigot a mis en évidence le même système de failles synsédimentaire NS (communication orale). Les mégabrèches liées aux fossés NS sont datées à Jabron (Var) par des Mammifères du Ludien supérieur (zone de Montmartre): P. Cotillon et al. 1973. Le système de fossés du bassin d'Eoulx-Brenon est scellé par des dépôts attribués au Burdigalien (zone de Laugnac).

En fonction des caractéristiques sédimentaires et structurales que l'on constate entre les fossés de mon secteur d'étude et les fossés de Manosque-Forcalquier, Eoulx-Brenon, Jabron, etc... ainsi que les quelques éléments de datation que j'ai pu moi-même apporter, je suis conduit à envisager une chronologie identique pour la formation des fossés du secteur compris entre les localités de Bargème et Mons. L'épisode distensif responsable de la formation des fossés NS aurait donc débuté au Ludien supérieur et se serait poursuivi pendant tout ou partie du Stampien (silex de Ste Pétronille et calcaires de la Roque Esclapon - Blacouas).

Cette tectonique en extension prend fin avant le dépôt de la "série grise" du synclinal de la Roque-Esclapon qui scelle les failles NS et que je rapporte au Miocène (cf. chapitre IV).

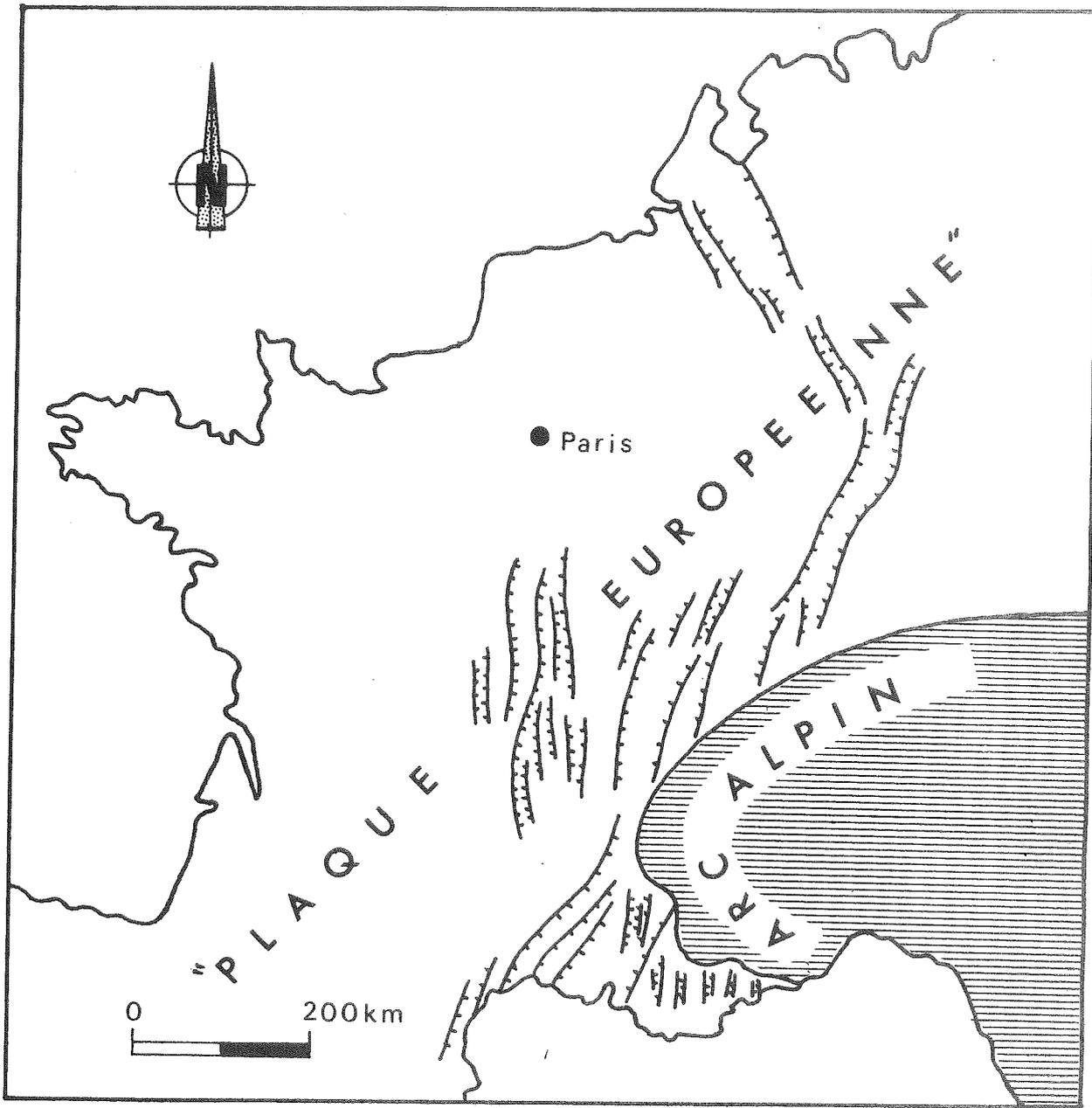
Dans tout le domaine externe, allant de la haute Provence à la région nord varoise, l'épisode de distension responsable de la formation des fossés d'effondrement subméridiens débute à l'Eocène supérieur et se poursuit pendant tout ou partie de l'Oligocène. Cette tectonique est dans tous les cas dans ce même domaine terminée avant le dépôt du Burdigalien qui correspond à un autre cycle tectono-sédimentaire.

3.5.- LES STRUCTURES DISTENSIVES OLIGOCENES DANS LE CADRE SUB-ALPIN.

A la lumière des récents travaux sur l'ensemble de la bordure externe des chaînes subalpines méridionales, il est possible de dresser un bilan des déformations qui affectent ce domaine au cours de la période Eocène terminal-Oligocène. L'ensemble de l'avant pays situé au front de l'arc de Castellane est structuré au cours de cette période par un épisode distensif, générateur de fossés subméridiens (P. Gigot et al., 1975; B. Beaudoin et al. 1977). Dans ces structures, en voie de déformation, se déposent des séries détritiques essentiellement continentales dans lesquelles s'intercalent parfois des niveaux sporadiques à influence marine. Ces fossés d'âge Eocène terminal-Oligocène se rattachent à l'ensemble des fossés Nord varois décrits par G. Mennessier (1964), F. Touraine (1967, 1976), J. Aubouin et J. Angelier (1976) et le bassin de Manosque-Forcalquier (P. Gigot et al., 1975, 1977).

Toutes ces structures distensives subméridiennes avec les fossés des régions languedocienne, rhénane, Bressane et de la Limagne sont les témoins du système des fossés d'effondrement oligocène de la plateforme européenne. (cf. pl. 18, p. 103).

L'attribution à un même épisode de déformation de la totalité de ces structures de même âge semble aujourd'hui logique et correspond à une distension affectant l'ensemble de la "plaque européenne" à la périphérie de l'arc alpin. Cette déformation a été mise en évidence au front de l'arc de Castellane et uniquement à l'extérieur du domaine des principaux écaillages de l'arc de Castellane dans lequel les fossés NS semblent absents. Ce domaine, intensément déformé, est affecté à la même époque par une déformation compressive synsédimentaire. En effet, P. Gigot, Y. Gubler et D. Haccard (1975) mettent en évidence, pendant l'Oligocène, l'existence de déformations différentes et simultanées.



Pl.18. Localisation des fossés oligocènes d'Europe occidentale.
(d'après M. Mattauer 1973, modifié.).

- La bordure externe de l'arc est affectée par un épisode distensif, générateur de fossés synsédimentaires auxquels il faut dès à présent rattacher ceux mis en évidence dans mon secteur d'étude.

- Simultanément, la future "Nappe de Digne" est déformée en compression. Il s'y individualise des bassins continentaux syntectoniques comme celui de Barrême-Taulanne. Ces déformations synchrones et distinctes selon les domaines constituent le trait majeur de l'histoire éocène-supérieure-oligocène dans cette partie de chaînes subalpines méridionales.

Si la déformation en distension a été largement observée, en revanche, dans la partie septentrionale de mon secteur d'étude et plus au Nord (où les fossés NS semblent faire défaut) l'absence de dépôts éocènes supérieurs-oligocènes ne permet pas de montrer l'existence d'éventuelles structures compressives de cet âge.

Il est en outre difficile de mettre en évidence cette déformation compressive, car la compression mio-pliocène, très vigoureuse dans ce domaine, a pu oblitérer complètement ces structures antérieures oligocènes.

CHAPITRE V

LES SERIES DETRITIQUES CONTINENTALES MIOCENES

ET LES

STRUCTURES COMPRESSIVES SYNSEDIMENTAIRES ASSOCIEES.

I.- INTRODUCTION

1.1.- GENERALITES

Dans le chapitre précédent, consacré à l'étude des fossés subméridiens et à leur remplissage oligocène syntectonique, nous avons montré que certaines failles normales NS étaient encore en activité pendant le dépôt des séries lacustres stampiennes. Ces formations (silex de la chapelle de Ste Pétronille et calcaires de Blacouas) piégées dans les fossés de Riples et de Brovès sont surmontées en discordance par une puissante série détritique totalement distincte de l'Oligocène des fossés. Cette formation tertiaire affleure dans le large synclinal EW de la Roque-Esclapon ; elle est complètement indépendante du système des fossés. Cette série scelle le réseau de failles normales NS, ayant fonctionné pendant l'Oligocène. Ainsi, dès les premiers dépôts de cette formation du bassin de la Roque Esclapon, l'épisode distensif avait pris fin. Avec la sédimentation de cette série détritique supérieure rapportée au Miocène débute un épisode tectonique en compression NS, générateur de plis synsédimentaires EW. Dans ces bassins compressifs se dépose une formation aux caractères spécifiques différente des séries oligocènes. Dans certains secteurs privilégiés comme celui du bassin de la Roque Esclapon, la superposition des déformations Oligocène et Miocène amène une superposition des bassins sédimentaires syntectoniques.

L'ébauche et la formation de ces plis synsédimentaires EW sont les premières manifestations d'un système compressif NS qui durera pendant tout le Miocène et ne prendra fin qu'au Pliocène. Ces bassins miocènes se comblent et disparaissent, tandis que les déformations s'accusent et que se développent les chevauchements et les décrochements qui achèvent de donner à la région sa structure actuelle.

Dans ce chapitre seront seulement étudiées les structures compressives synsédimentaires EW et leur remplissage tertiaire, dans le but de montrer le contrôle tectonique constant de la sédimentation, dans ces bassins en voie de déformation. L'analyse de la destruction de ces bassins et des déformations très vigoureuses réalisées lors de l'évolution ultime de l'épisode compressif

NS sera réalisée dans le chapitre suivant consacré à la structure actuelle.

1.2.- SITUATION GEOGRAPHIQUE DES BASSINS MIOCENES EW (cf planche n° 19 p.108)

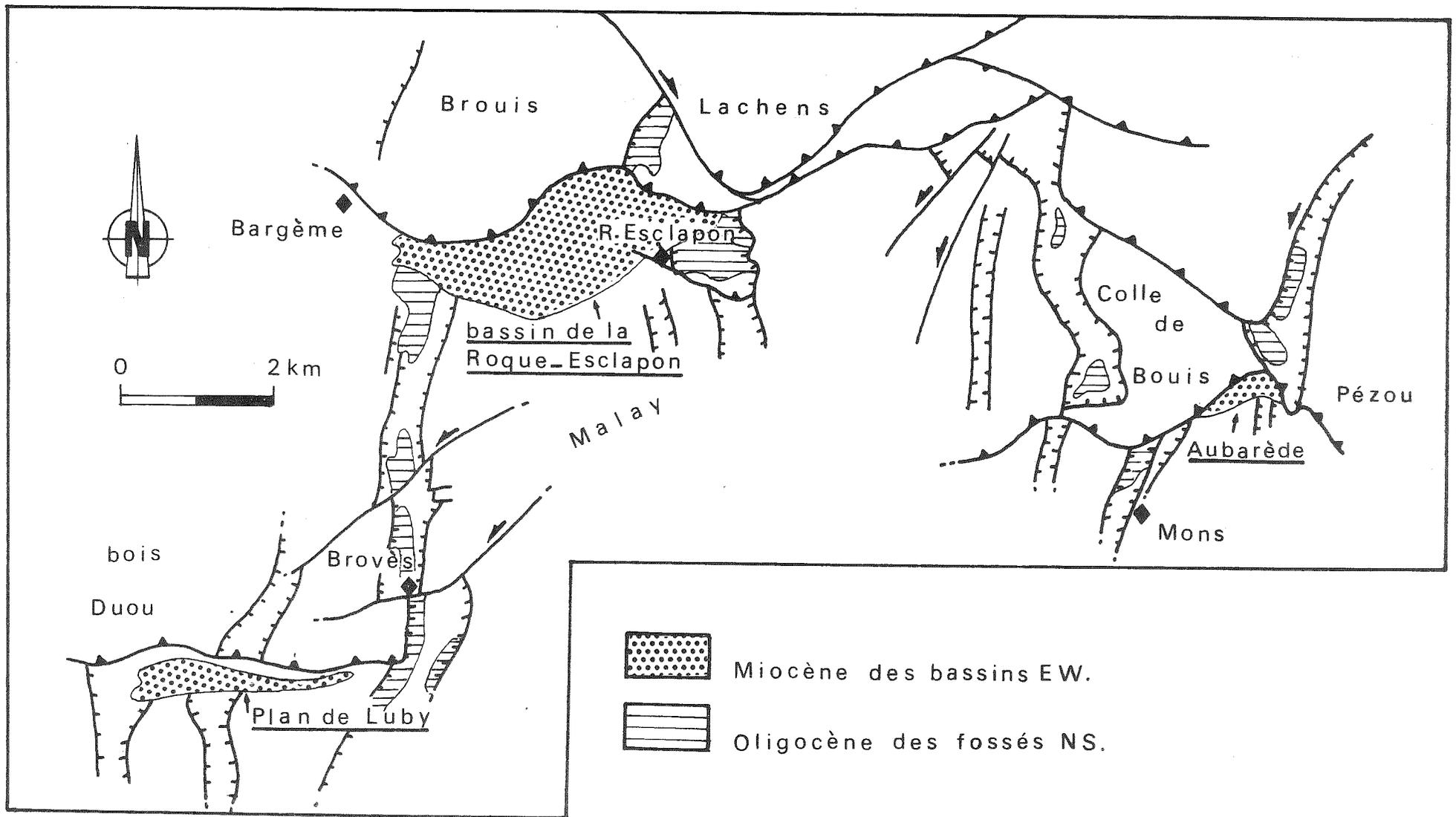
Dans mon secteur d'étude, j'ai pu individualiser trois bassins tertiaires EW dont les caractères structuraux et sédimentaires montrent clairement leur indépendance totale vis-à-vis du système des fossés NS. Il s'agit des bassins de La Roque-Esclapon, de l'Aubarède et du Plan de Luby.

Le bassin de La Roque-Esclapon est le plus étendu et le mieux conservé. Il s'allonge selon une direction EW, depuis le secteur Nord du village de La Roque Esclapon (X = 167,4; Y=945,6, Fayence 2) à l'Est, jusqu'aux abords de la localité de Bargème (X = 941 ; Y = 167,6, Fayence 2) à l'Ouest. Il se présente comme un large synclinal EW dont le coeur est occupé par les séries détritiques tertiaires. Le flanc septentrional de ce bassin est en majeure partie redressé et chevauché par l'anticlinal faillé de la Montagne de Brouis.

Le bassin de l'Aubarède, de dimension plus modeste, est situé à l'extrémité orientale du secteur d'étude. Les formations tertiaires, piégées dans un étroit synclinal EW affleurant dans le secteur de l'Aubarède (X = 954,4 ; Y=165,7, Fayence N° 3) au NE du village de Mons. Le flanc septentrional de la structure est oblitéré par le chevauchement des unités tectoniques de la Colle de Bouis et du Pezou. La série tertiaire de ce bassin montre de grosses affinités structurales et sédimentaires avec celles qui affleurent dans le synclinal de La Roque Esclapon.

Le bassin de Plan de Luby (X = 941,1 ; Y = 161,0 Fayence 2) est localisé à 1,500 kilomètres au SW du village de Brovès. Il est constitué d'un synclinal EW dont le coeur montre des affleurements discontinus de Tertiaire. Le flanc Nord du bassin est cisailé et recouvert vers le Sud par le Jurassique du Bois Duou.

Il faut remarquer que les synclinaux EW comblés de matériel détritique miocène ont sensiblement la même répartition que les bassins NS oligocènes. Ces deux types de bassins sont absents dans la zone septentrionale du secteur étudié.



Pl.19 Situation géographique et géologique des bassins miocènes EW.

II.- LE BASSIN DE LA ROQUE ESCLAPON ET SON REMPLISSAGE TERTIAIRE.

2.1.- CADRE STRUCTURAL. (cf. pl.20, p. 110)

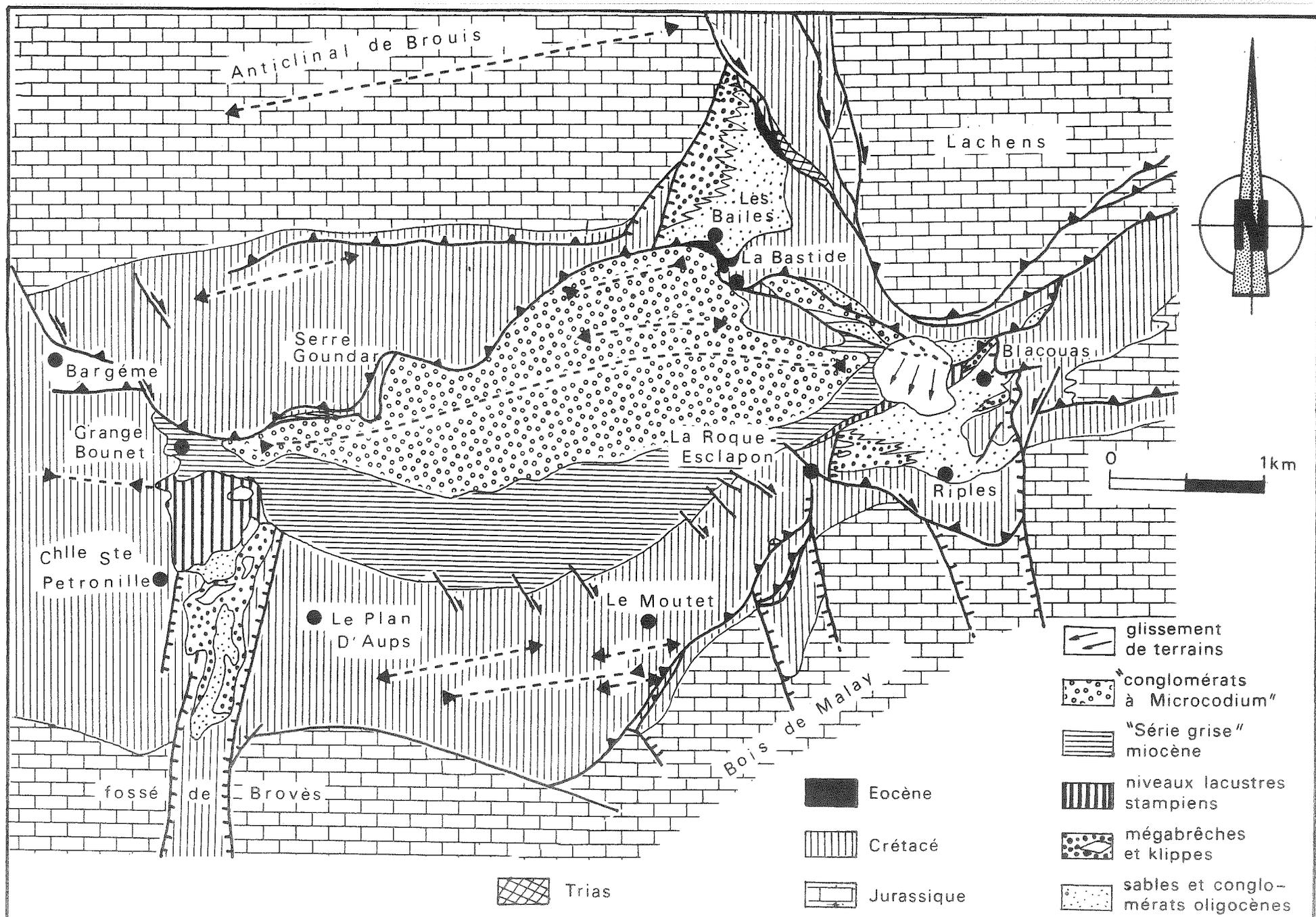
Le bassin de La Roque Esclapon s'étend depuis le village de la Roque Esclapon à l'Est jusqu'à celui de Bargème à l'Ouest sur une distance d'environ 5 kilomètres. Il constitue perpendiculairement aux fossés de Brovès, Bois de Malay et Riples, un large synclinal EW dont le coeur est occupé par les formations détritiques tertiaires qui affleurent de façon dissymétrique au flanc Nord et au flanc Sud.

Le flanc méridional du synclinal correspond au secteur complexe affecté par les fossés de Brovès, Bois de Malay et Riples. Le synclinal est limité par un contact anormal sur l'ensemble de son flanc septentrional. L'enveloppe crétacée de l'anticlinal de Brouis chevauche légèrement le flanc Nord (redressé ou renversé) du synclinal. A la faveur de ce même accident, le fossé de La Bastide, solidaire de l'unité de Brouis, est cisailé à sa base. Les conglomérats et mégabrèches oligocènes remplissant ce fossé viennent reposer directement sur les "conglomérats à Microcodium" qui constituent les termes supérieurs du bassin de la Roque-Esclapon. Ce contact anormal amène ainsi deux séries détritiques tertiaires distinctes en continuité apparente. A.F. de Laparent (1938) et G. Mennessier (1970), auxquels cette complication structurale avait échappé, voyaient là une série sédimentaire unique, la série oligocène du fossé de la Bastide venant compléter les formations miocènes du bassin de La Roque-Esclapon. Un dispositif absolument identique et ayant amené la même erreur a été mis en évidence dans le secteur de l'Aubarède, la série oligocène à klippes sédimentaires du fossé de Font-Trucelle venant en contact anormal sur le Miocène de l'Aubarède.

2.2.- LE REMPLISSAGE TERTIAIRE DU BASSIN DE LA ROQUE ESCLAPON : CARACTERES SYNTÉCTONIQUES DE LA SEDIMENTATION.

2.2.1.- Le substratum de la série tertiaire (cf. planche n°21 p.114)

La série détritique continentale tertiaire du bassin de la Roque-Esclapon repose en discordance sur un substratum constitué par des niveaux stratigraphiques variés. La valeur angulaire et la signification de cette discordance sont différentes selon que l'on se trouve sur le flanc septentrional ou le



Pl. 20 - Schéma structural du bassin de la Roque-Esclapon

flanc méridional de la structure EW.

- Sur le flanc sud, la série détritique continentale repose en discordance sur un substratum structuré préalablement par des failles NS d'âge oligocène (cf. chapitre IV). En effet, elle repose soit directement sur les calcaires du Crétacé supérieur à l'emplacement des anciens horsts oligocènes, soit en accordance sur les derniers niveaux du remplissage stampien des fossés (cf. planche n° 21 page 115). L'analyse d'Ouest en Est du contact de base de cette série permet d'effectuer les observations suivantes :

Près de la grange Bounet (X = 941,8; Y = 167,1 Fayerce 2) à la terminaison occidentale du synclinal de la Roque-Esclapon, la série tertiaire repose en discordance faible sur les argiles à silex stampiennes ravinées, constituant les derniers niveaux du remplissage oligocène du fossé de Brovès.

Plus à l'Ouest, entre le fossé de Brovès et de Ripples, elle repose en faible discordance sur les calcaires turoniens, carlés par les Microcodium, constituant structurellement le horst des Bois d'Aramon et de Malay, séparant ces deux fossés.

Au Nord du village de la Roque-Esclapon, les mêmes niveaux tertiaires surmontent les assises stampiennes qui comblent le fossé de Ripples.

La série miocène du bassin de la Roque Esclapon repose sur son substratum à la faveur d'une surface d'érosion approximativement plane (cf. planche n° 21 page 115) et carlée localement par des Microcodium. Ainsi, avant le dépôt de cette formation, les mouvements d'effondrement (générateurs des reliefs de failles) de l'épisode distensif oligocène avaient pris fin. La topographie était approximativement plane, les horsts étant au même niveau que les termes sommitaux du remplissage des fossés. Ceci est confirmé par l'analyse de la relation qui existe entre les failles NS et la série miocène qui scelle ces accidents et n'est pas associée aux remplissages des fossés. Ce dispositif est particulièrement remarquable à la bordure orientale du fossé de Brovès près de la départementale 21.

La faille normale NS met en contact les calcaires turoniens du horst oriental et ceux du compartiment effondré. La "série grise", terme de base du Tertiaire du bassin de La Roque-Esclapon, repose en discordance sur le Turonien de part et d'autre de cet accident et n'est pas affectée par celui-ci. La valeur angulaire de la discordance de base du Tertiaire est d'ailleurs différente de part et d'autre de l'accident confirmant ainsi l'antériorité de la déformation distensive par rapport au dépôt de cette série.

- Le flanc septentrional du synclinal de La Roque-Esclapon est recouvert sur sa majeure partie par les termes crétacés de l'anticlinal de Brouis qui chevauchent les formations tertiaires. En revanche, à proximité et au SE du village de La Bastide, le substratum crétacé supérieur du synclinal tertiaire apparaît à la faveur d'un repli anticlinal, déversé vers le Sud. Les calcaires turoniens, cariés par les Microcodium, sont surmontés en forte discordance angulaire par les brèches tertiaires.

2.2.2.- Les formations tertiaires du bassin de La Roque Esclapon.

Le synclinal de La Roque-Esclapon est comblé par une série détritique nettement différente du remplissage des fossés. Lithologiquement, on y reconnaît un terme inférieur à dominante marneuse ("série grise") et un terme supérieur conglomératique ("conglomérats à Microcodium").

Ces deux termes continentaux sont azoïques et seules les identités faciologiques et structurales qu'ils présentent avec d'autres bassins (où la série tertiaire est bien datée) permettent de proposer un âge Miocène (cf. § 4.4.).

Dans les secteurs où elle surmonte directement l'Oligocène des fossés, la formation miocène est soulignée à sa base par une surface de ravinement dont les chenaux sont comblés par des blocs de silex stampien (grange Bouynet), blocs que l'on peut retrouver latéralement (Nord du Moutet).

La "série grise" est une formation argilo-sableuse (150 mètres d'épaisseur), de couleur gris clair, montrant de nombreux niveaux à poupées calcaires, quelques passées d'argiles rubéfiées et des intercalations conglomératiques lenticulaires. Les poupées calcaires sont alignées perpendiculairement à la stratification de la série et correspondent à l'encroûtement pédogénétique de débris végétaux. Vers le haut de la série, les horizons congloméra-

tiques deviennent plus importants et l'on passe en continuité à la formation des "conglomérats à Microcodium". Cet ensemble épais de plus de 100 mètres est constitué d'une alternance de marnes, de conglomérats grossiers et de brèches organisées en chenaux, à rares intercalations de calcaires lacustres à Microcodium. Les éléments des conglomérats sont peu roulés et sont caractérisés par l'abondance à tous les niveaux de Microcodium in situ qui se développent en croûtes atteignant parfois un mètre d'épaisseur (vallon d'Enjardes, Serre Goundar...) ou qui carient tant les éléments que le ciment.

Les conglomérats remanient les formations détritiques oligocènes (éléments de Crétacé supérieur calcaire et détritique, Lutétien, cortège exotique, etc...) mais l'accentuation de l'érosion contemporaine du dépôt de la série miocène se manifeste par l'abondance d'autres éléments. Ainsi, les silex stampiens, le Cénomaniens inférieur à Orbitoline^s, l'Albien glauconieux et même le Barémien calcaire sont remaniés. Le Crétacé inférieur est surtout prépondérant à la partie septentrionale du bassin.

L'analyse de très nombreux chenaux dans la série miocène du bassin de la Roque-Esclapon (cf. planche n°22 page 117) montre deux directions de drainages. Une direction dominante dirigée de l'Est vers l'Ouest et une direction subméridienne du Nord vers le Sud,

L'interférence entre ces deux directions d'apports s'effectue dans l'axe de la cuvette synclinale.

2.2.3.- Les caractères syntectoniques de la sédimentation.

Le dépôt de la série miocène du bassin de la Roque-Esclapon se caractérise par le fait qu'il est clairement synchrone de la formation du synclinal EW.

Une coupe SN du synclinal tertiaire allant du village de la Roque-Esclapon au point coté 1041,5 (X = 945,5 ; Y = 168,4, Fayence 2) est à cet égard très significative (cf. pl. 21, fig. 2, p. 115).

Au flanc sud du synclinal, la série grise d'une épaisseur de plus de 100 mètres repose normalement, soit sur les calcaires turoniens, soit sur les calcaires et argiles stampiens de la Roque-Esclapon. En s'élevant dans la série, la formation argileuse est surmontée normalement et en continuité par les "conglomérats à Microcodium" du vallon d'Enjardes.

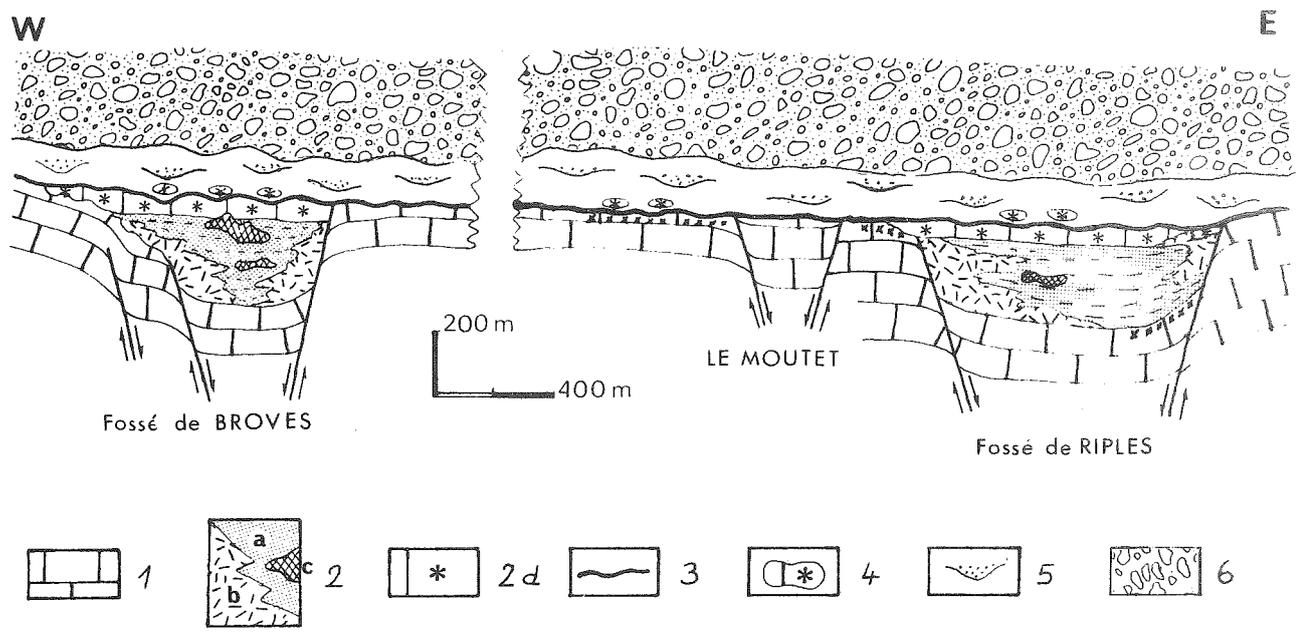
Au flanc nord du synclinal, ces conglomérats très grossiers (30 cm de diamètre) et brêchiques sont redressés et reposent en discordance, soit sur la "série grise" plissée et érodée, soit directement sur les calcaires turoniens, affectés par des plis EW et profondément cariés par les Microcodium. Ces calcaires qui constituent le flanc nord du synclinal de la Roque Esclapon montrent des plongements qui passent d'une série normale à une série renversée.

Au flanc sud du synclinal, la série grise d'une épaisseur de plus de 100 mètres repose normalement, soit sur les calcaires turoniens, soit sur les calcaires et argiles stampiens de La Roque-Esclapon. En s'élevant dans la série, la formation argileuse est surmontée normalement et en continuité par les "conglomérats à Microcodium" du vallon d'Enjardes. Au flanc nord du synclinal, ces conglomérats très grossiers (30 cm de diamètre) et brêchiques "série grise" plissée et érodée soit directement sur les calcaires turoniens, affectés par des plis EW et profondément cariés par les Microcodium. Ces calcaires qui constituent le flanc nord du synclinal de la Roque Esclapon montre des plongements qui passent d'une série normale à une série renversée.

Les brèches à Microcodium surmontent en discordance le Turonien et la valeur de la discordance augmente pour les niveaux tertiaires de plus en plus récents.

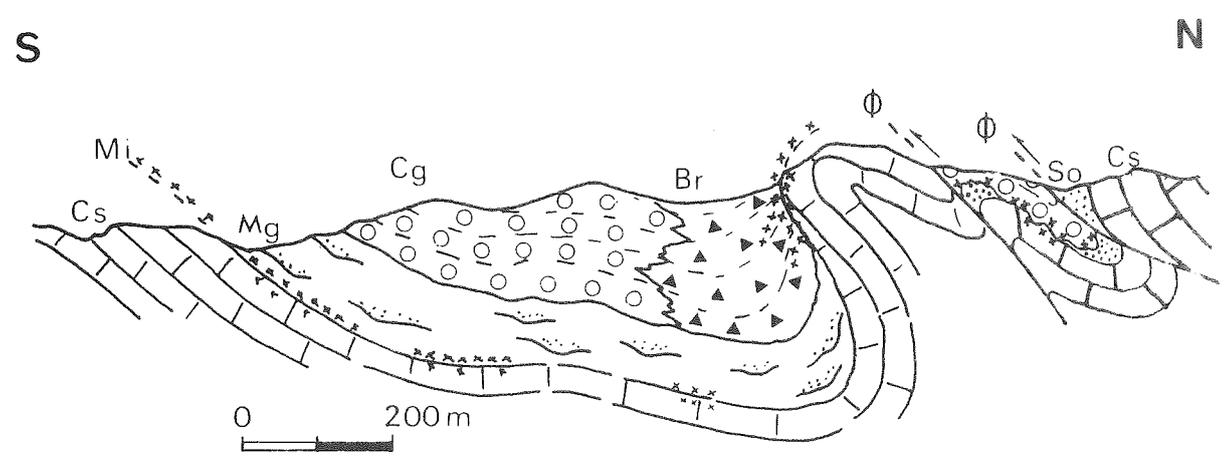
L'ensemble des observations réalisées dans cette terminaison orientale du synclinal de la Roque Esclapon nous conduit à refermer progressivement cette structure synclinale EW, dont le flanc N se couche légèrement vers le Sud, pendant la sédimentation des "conglomérats à Microcodium".

La sédimentation elle-même enregistre les effets de cette déformation compressive synsédimentaire. Le matériel constituant les "conglomérats à Microcodium" est plus grossier et brêchique dans la partie septentrionale de la structure. Ces brèches hétérométriques aux abords de cette bordure septentrionale soulignent la proximité de la marge du bassin en cours de surrection, vigoureusement attaquée par l'érosion.



Pl. 21. FIG. 1 - Coupe E-W interprétative des fossés oligocènes de Brovès et de Riples.

1. Crétacé supérieur - 2. Oligocène : 2a sables et conglomérats, 2b mégabrèches, 2c olistolithes, 2d niveaux lacustres de Blacouas et de Sainte-Pétronille - 3. surface infra-miocène - 4. calcaires lacustres oligocènes remaniés - 5. Miocène "marnes grises" et conglomérats - 6. "conglomérats à microcodium".
 Cette coupe ne tient évidemment pas compte des déformations synsédimentaires miopliocènes.



Pl. 21. FIG. 2 - Coupe N-S. mettant en évidence le caractère synsédimentaire des structures E-W. près de La Roque-Esclapon.

Br : brèches à microcodium ; Cg : conglomérats à microcodium ; Mg : marnes grises ; Mi : surface infra-miocène localement cariée par les microcodium ; So : série oligocène ; Cs : Crétacé supérieur.

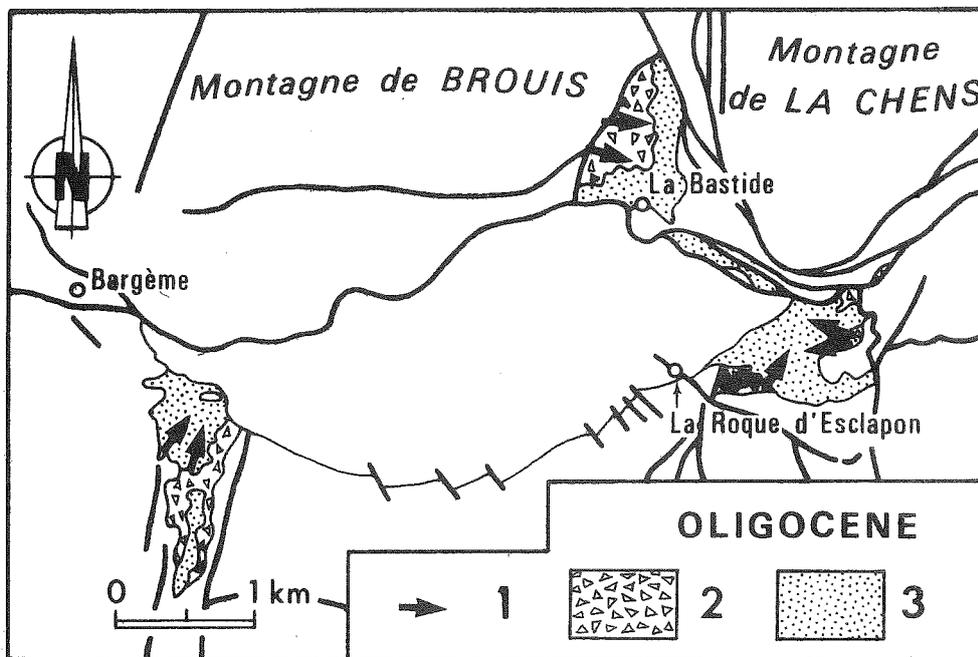
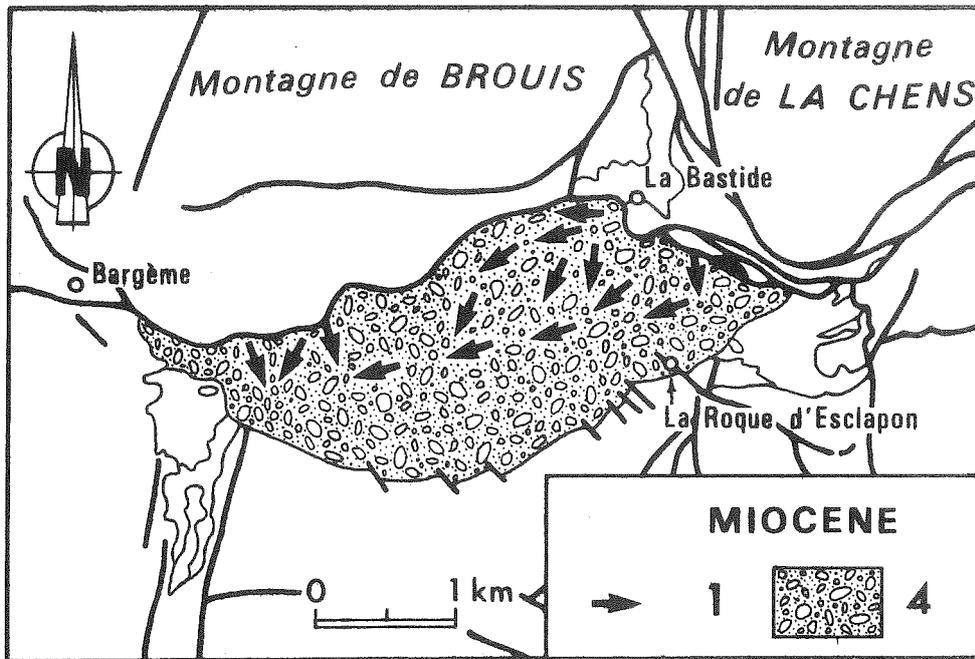
Le caractère synsédimentaire de la déformation compressive NS est dans d'autres secteurs enregistré par l'agencement sédimentaire des "brèches à Microcodium". Ainsi, au Sud de la colline de Goundar (X =167,4, Y=942,7, Fayence n° 2). Ces brèches qui alternent avec des passées de marnes rutilantes montrent des discordances progressives, localisées à cette bordure septentrionale du bassin qui atteignent des valeurs de 5 à 20°. Un dispositif analogue s'observe dans les brèches à Microcodium, près de la ferme de l'Estang, au flanc nord du synclinal. Par ailleurs, l'interférence des deux directions d'apports, reconstituées à partir de l'observation des chenaux (cf. planche n°22 page 117), est réalisée par la fusion de cours d'eau NS entaillant la marge septentrionale (en cours de surrection) à un drainage général EW parallèle à l'axe de la structure synclinale. Cette disposition constante, pendant le dépôt des "conglomérats à Microcodium", souligne bien la paléotopographie du bassin dont la marge anticlinale au Nord était en relief, continuellement entretenue par la tectonique compressive NS synsédimentaire.

En résumé, l'analyse sédimentaire des formations "miocènes" et leurs relations géométriques avec les bordures du bassin de La Roque Esclapon permettent de mettre en évidence le caractère synsédimentaire de la déformation compressive NS, génératrice du synclinal EW. Le secteur privilégié de la Roque Esclapon résulte de la superposition de 2 déformations synsédimentaires qui amènent la superposition locale de deux bassins syntectoniques.

3.- LE BASSIN DE L'AUBAREDE ET SON REMPLISSAGE TERTIAIRE.

3.1.- Cadre structural. (cf. pl. 29, p. 146)

Le bassin tertiaire de l'Aubarède, de dimensions plus modestes que celui de La Roque Esclapon, est situé à 2,5 km au NE du village de Mons, dans le secteur de l'Aubarède (X = 954,4; Y = 165,7, Fayence 3). Il se présente comme un synclinal EW, dont le cœur est occupé par des dépôts détritiques tertiaires que je rapporte au Miocène (cf. § 4.4.). Le secteur nord-oriental de cette structure synclinale est recouvert en superposition anormale par les unités chevauchantes de La Colle de Bouis, du Pézou qui sont accidentées par le fossé de la Colle de Mons - Font Trucelle. Le contact anormal de base (particulièrement visible au niveau des calcaires jurassiques) se poursuit dans les formations tertiaires et s'observe à proximité du point coté 878,4 (X = 954,5; Y = 166,1, Fayence 3).



- 1 _ direction et sens des paléocourants
- 2 _ mégabrèches et klippes oligocènes
- 3 _ sables et conglomérats oligocènes
- 4 _ séries détritiques miocènes

Pl. 22 _ Comparaison des directions de paléocourants à l'Oligocène et au Miocène, dans le secteur de la Roque-Esclapon

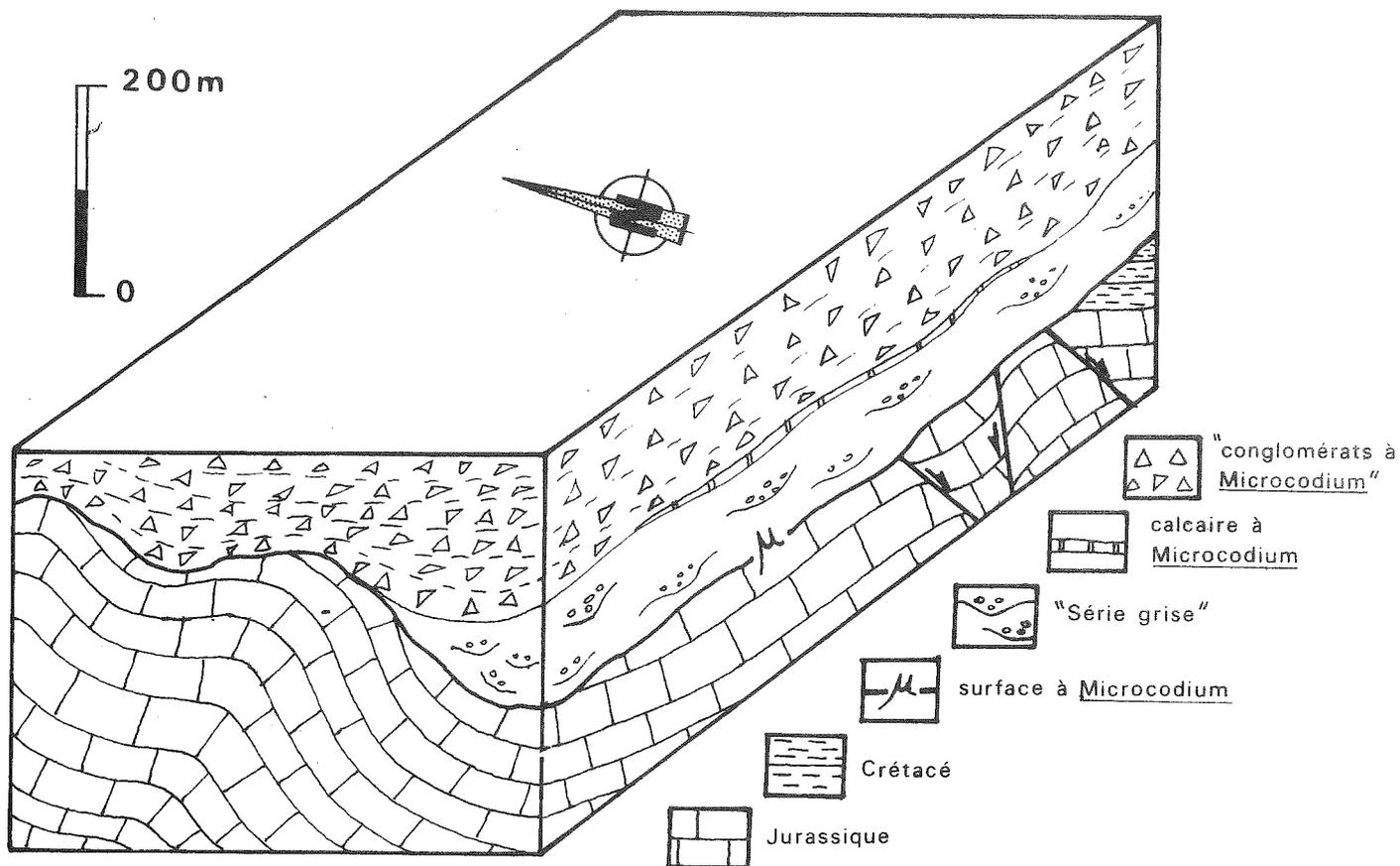
Dans ce secteur, le remplissage oligocène du fossé de Font Trucelle vient en contact anormal sur les termes supérieurs de la série de l'Aubarède (cf. planche n° 13, page 81). A la faveur de cette faille inverse à vergence sud, la série oligocène semble compléter la série miocène de l'Aubarède. La mise en évidence de cet accident ainsi que les différences sédimentaires et structurales entre ces deux séries permettent de rejeter formellement l'idée d'une formation sédimentaire unique (G. Mennessier, 1970). La simple analyse des éléments des conglomérats permet de différencier ces ensembles. La série de l'Aubarède est constituée en majeure partie par des éléments empruntés aux calcaires jurassiques supérieurs alors que la série sus-jacente n'en contient pas ; elle renferme principalement des éléments de calcaires crétacé supérieur ! (série du fossé de Font Trucelle). De plus, nous avons déjà vu (cf. chapitre III page 80) que la série de Font Trucelle repose en accordance sur le Turonien alors que la série de l'Aubarède repose en discordance sur les calcaires du Portlandien et du Néocomien (cf. planche n° 23 page 119). La série de l'Aubarède plus récente est donc distincte de celle de Font Trucelle, structuralement et sédimentairement.

Les dépôts miocènes du bassin présentent comme ceux du bassin de la Roque Esclapon un agencement dissymétrique, lié d'une part à la disposition géométrique des formations détritiques et, d'autre part, à l'oblitération de l'ensemble du flanc septentrional par les unités chevauchantes jurassiques.

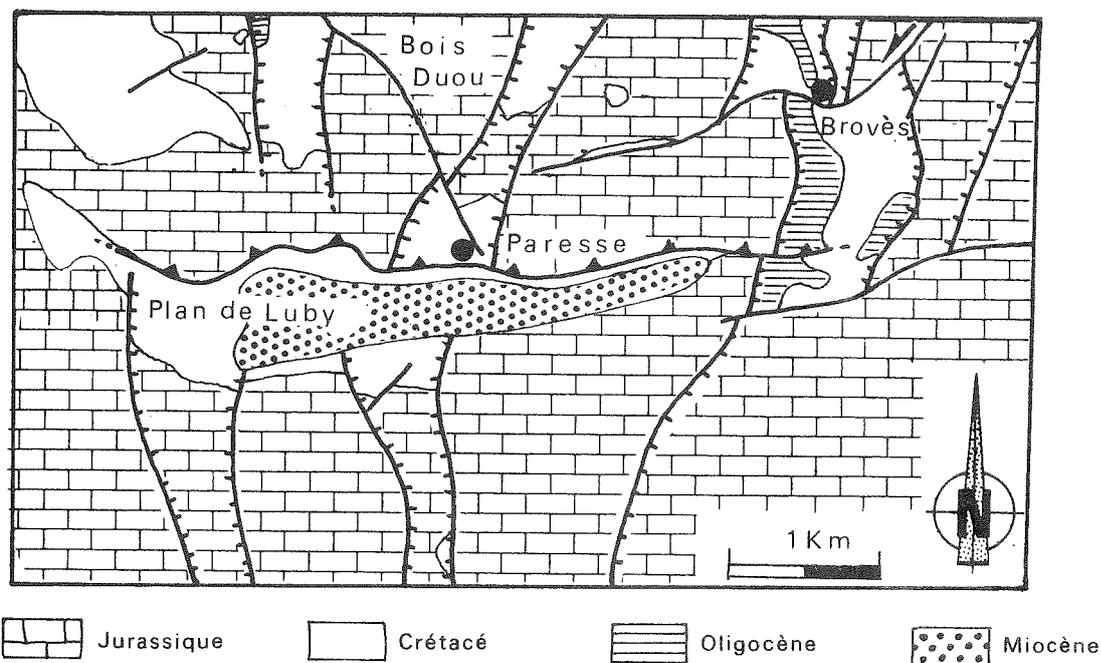
3.2.- Le remplissage tertiaire du bassin de l'Aubarède : Caractères syntectoniques de la sédimentation.

3.2.1.- Le substratum de la série tertiaire (cf. planche n° 23 fig. 1, p. 119).

La série détritique continentale "miocène" du bassin de l'Aubarède repose en discordance sur un substratum constitué par des niveaux lithostratigraphiques variés. Ce substratum mésozoïque profondément érodé est affecté par les failles normales subméridiennes responsables de la formation d'un système de horsts-grabens.



Pl. 23 - fig. 1 - Substratum de la série miocène de l'Aubarède



Pl. 23 - fig. 2 - Carte structurale du bassin de Plan de Luby.

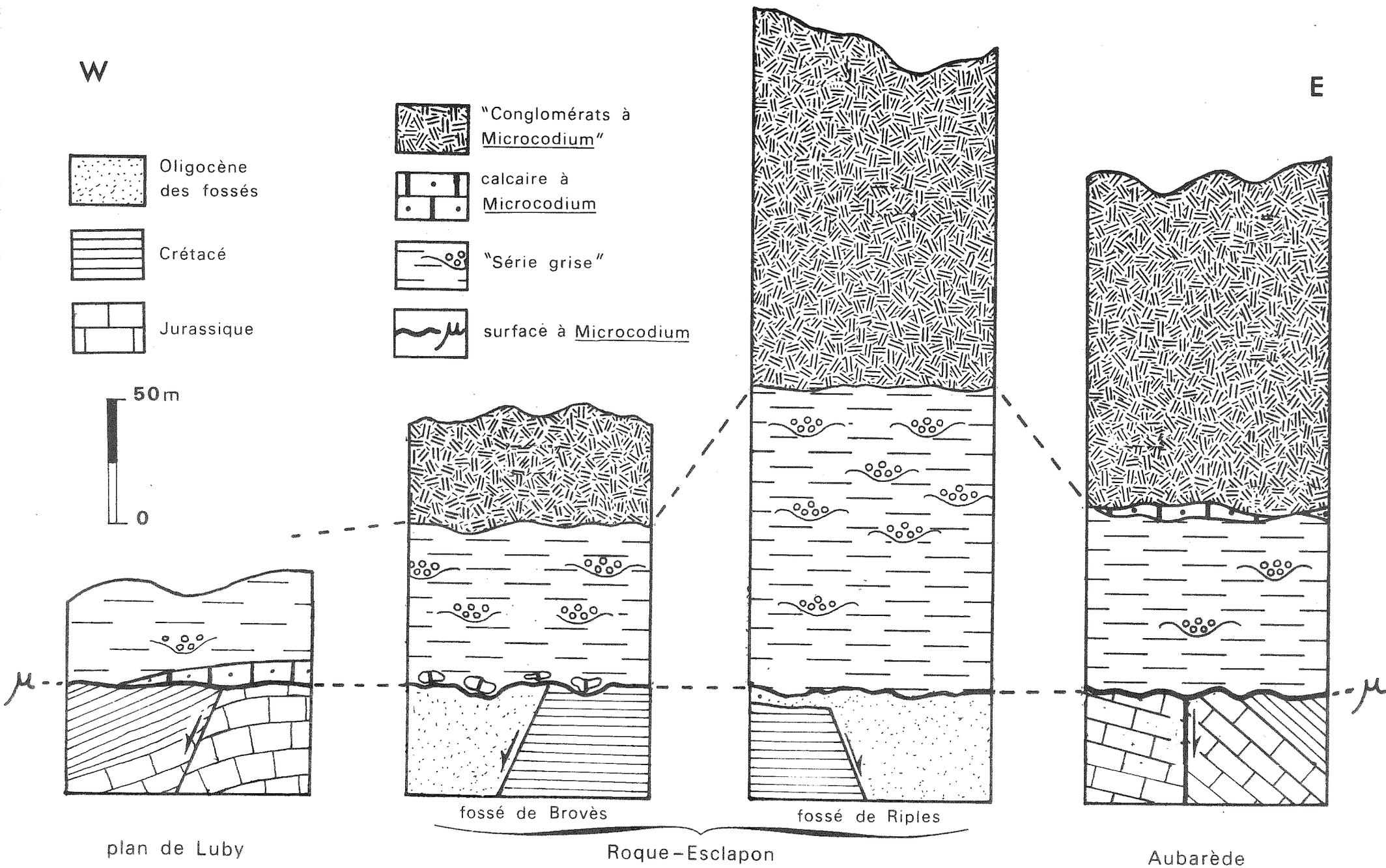
Ces accidents n'affectent pas la formation tertiaire. Les dépôts miocènes de l'Aubarède sont indépendants du système des fossés NS. En effet, tout comme la série tertiaire de la Roque Esclapon, ils reposent soit directement sur les calcaires portlandiens (à l'emplacement de l'ancien horst de Haut Rieu (X = 954,4; Y=165,2 Fayence 3), soit sur les termes crétacés inférieur et moyen, effondrés et conservés dans de petits grabens (cf. planche n° 23 page 119). La surface de base sur laquelle repose cette série est une surface d'érosion grossièrement plane, montrant localement le développement d'importantes colonies de Microcodium. Cette surface tronque et aplanit les structures distensives NE scellées par le terme de base de la formation de l'Aubarède : la "série grise". Ce dispositif est observable dans le secteur sud de l'Aubarède où le système de horsts-grabens NS, de faible ampleur, est surmonté en discordance par la "série grise" qui repose sur les différents compartiments NS arasés.

3.2.2.- Les formations tertiaires du bassin de l'Aubarède.

Le bassin de l'Aubarède est comblé lui aussi par une série détritique continentale, nettement distincte du remplissage des fossés NS.

On y reconnaît une terme inférieur à dominante marneuse ("série grise") et une partie supérieure conglomératique cariée par les Microcodium où les brèches dominent (conglomérats à Microcodium) (cf. planche n° 24 page 121).

Les assises de la "série grise" varient de 0 à 80 mètres, les conglomérats à Microcodium peuvent atteindre une puissance de 150 mètres. Ces faciès détritiques continentaux sont entièrement azoïques. Seules, leurs relations structurales avec les synclinaux EW et leurs analogies faciologiques avec les bassins aux séries tertiaires bien datées permettent de leur attribuer un âge miocène (cf. §5.4. page 135). Une coupe plus ou moins continue des formations tertiaires peut être levée depuis le lieu-dit Les Louquiers (X = 954,6; Y=165,6 Fayence 3) au Sud jusqu'au ruisseau de Miron. La "série grise" repose en forte discordance angulaire sur les calcaires du Crétacé inférieur et du Cénomaniens inférieur. Ces couches sont tronquées



Pl. 24 - Corrélations lithologiques des séries miocènes du secteur étudié

par une surface d'érosion et sont profondément cariées par des Microcodium. La "série grise" est constituée par des argiles sableuses de couleur gris-vert, présentant des bancs plus sableux et quartzeux et quelques lentilles conglomératiques. Ces conglomérats remanient des silex, des calcaires lacustres, des quartzites et du Crétacé. Elle montre de fréquents niveaux de poupées calcaires d'origine pédogénétique. La "série grise" est couronnée par un banc de 2 mètres d'épaisseur de calcaire lacustre à Microcodium. Elle est surmontée par la formation des "conglomérats à Microcodium" qui latéralement repose directement sur le substratum portlandien. A la base, sur plusieurs mètres, se développent des conglomérats grossiers qui alternent avec des passées plus sableuses. Les éléments de ces conglomérats ont des tailles variant depuis 1 cm à 50 cm. Ils sont empruntés essentiellement au Cénomaniens et au Néocomien; on observe plus rarement quelques éléments de Jurassique supérieur, de croûtes ferrugineuses des silex et des quartzites blancs (blocs anguleux de 1 mètre de diamètre). Ces éléments sont très souvent subanguleux et n'ont subi qu'un transport très faible. Les Microcodium présents dans toute la formation encroûtent les éléments et carient leur ciment. La série se poursuit par une formation très grossière de brèches cariées par les Microcodium. Ces brèches, hétérométriques, grossièrement organisées en bancs, sont constituées à 95% d'éléments anguleux de diamètre compris entre 10 et 50 cm empruntés au calcaires blancs du Portlandien. Il s'y intercalent des passées mieux roulées remaniant le Crétacé inférieur et moyen et des bancs sableux. De même, à la partie terminale s'intercalent des brèches très grossières à agencement chaotique. L'épaisseur de la formation des "conglomérats à Microcodium" est de 150 mètres environ. L'analyse des chenaux à la base de la formation montre un sens de drainage dirigé de l'Est vers l'Ouest. Il faut remarquer que cette formation tertiaire est la seule dans tout le domaine étudié à être constituée par des éléments de Jurassique supérieur. Ceci s'explique en partie par la position très méridionale du bassin de l'Aubarède où la série crétacée réduite a pu facilement être érodée.

3.2.3.- Caractères syntectoniques de la série tertiaire de l'Aubarède.

Le recouvrement du flanc septentrional du bassin par les unités chevauchantes de la Colle de Bouis et du Pézou ne permet pas de montrer aussi clairement que dans le bassin de la Roque Esclapon le synchronisme de la déformation

NS et de la sédimentation. En revanche, l'analyse de la géométrie des dépôts dans ce bassin de l'Aubarède est particulièrement significative.

La "série grise" se développe au flanc méridional du synclinal E¹ où elle repose sur un substratum préalablement structuré, tronqué par une surface à Microcodium. Au coeur du bassin, elle est surmontée normalement et en discordance angulaire faible ou nulle par les "conglomérats à Microcodium". Vers l'Ouest, la "série grise" se ferme en synclinal EW et disparaît sous les "conglomérats à Microcodium" discordants qui viennent alors reposer directement sur les calcaires portlandiens. Cette disposition, analogue à celle qui a été mise en évidence au flanc septentrional du bassin de La Roque Esclapon, nous conduit à accentuer le synclinal EW de l'Aubarède (comblé par la série grise) au cours de la sédimentation des "conglomérats à Microcodium".

Ainsi, l'accentuation de ce pli amène la surrection des flancs sur lesquels la série grise est érodée. Les "conglomérats à Microcodium" qui continuent de se déposer au coeur du bassin en accordance avec les argiles grises sous-jacentes "transgressent" et recouvrent directement le Jurassique des bordures du bassin.

La formation du synclinal EW de l'Aubarède est donc en partie synchrone de la sédimentation des "conglomérats à Microcodium".

La sédimentation elle-même enregistre les effets de cette déformation compressive synsédimentaire. Le matériel constituant les "conglomérats à Microcodium" est plus grossier et d'origine locale à proximité de la marge nord de la structure où les brèches d'écroulements sont fréquentes.

Enfin, le caractère syntectonique du dépôt des formations conglomératiques est attesté également par les discordances internes particulièrement nettes à la bordure septentrionale du bassin.

En résumé, comme dans le bassin de La Roque Esclapon, la série miocène du bassin de l'Aubarède montre une "série grise" argileuse surmontée par les "conglomérats à Microcodium", indépendante des fossés NS qu'elle cache. Elle est contrôlée par une déformation en compression NS génératrice du piège sédimentaire EW.

4.- LE BASSIN TERTIAIRE DU PLAN DE LUBY (SECTEUR SUD DE BROVES)

(cf. planche n° 23, fig. 2, p. 119).

Le bassin tertiaire du plan de Luby est situé en marge du secteur d'étude. Sa position au coeur du périmètre de tir du camp militaire de Canjuers rend actuellement impossible une cartographie détaillée. Néanmoins, les quelques observations que j'ai pu réaliser m'ont montré un dispositif structural et sédimentaire qui rappelle beaucoup les bassins EW décrits précédemment. Ces observations devraient, bien sûr, faire l'objet d'une étude plus détaillée.

Le bassin de plan de Luby est situé au Sud de Brovès sur le horst du Bois Duou, entre les fossés de Comps et de Brovès. Il occupe la dépression morphologique de Paresse.

Ce bassin apparaît comme un synclinal EW occupé par des formations du Crétacé inférieur, directement surmontés par des dépôts détritiques tertiaires. Le flanc septentrional du synclinal est écaillé et chevauché vers le Sud par l'unité du plateau du Duou. De part et d'autre des formations tertiaires qui occupent l'axe du bassin, on observe un fossile NS qui affecte uniquement les terrains mésozoïques.

Le bassin de Plan de Luby est comblé par des formations tertiaires, en majeure partie masquée à l'affleurement par des alluvions récentes. Cette série tertiaire, épaisse de quelques dizaines de mètres, repose en discordance sur les calcaires du Portlandien et les calcaires argileux du Valanginien-Hautérivien. Ces niveaux mésozoïques sont arasés par une surface d'érosion montrant comme à la Roque Esclapon et à l'Aubarède le développement d'importants cariages à Microcodium. Le tertiaire est constitué par des marnes grises légèrement sableuses où s'intercale un banc de calcaire lacustre à Microcodium. Les niveaux argileux montrent quelques passées lenticulaires de conglomérats et de nombreux horizons à poupées calcaires d'origine pédogénétique. Cette série tertiaire présente une analogie structurale et sédimentaire absolument certaine avec la "série grise" des bassins de La Roque Esclapon et de l'Aubarède. Elle est totalement indépendante des structures distensives NS et ne présente aucune affinité avec le remplissage oligocène du fossé de Brovès

(constitué dans sa partie méridionale par des niveaux conglomératiques et des sables verts remaniant en masse les glauconies albiennes).

Les analogies faciologiques et structurales de cette série du Plan de Luby avec la "série grise" de La Roque Esclapon et de l'Aubarède nous conduisent à admettre une mise en place identique et synchrone.

5 .- CONCLUSIONS

5.1.- Le caractère syntectonique des bassins EW miocènes.

L'analyse du contenu sédimentaire tertiaire piégé dans les synclinaux EW du secteur envisagé et l'étude de leurs relations géométriques avec le substratum du bassin permettent de mettre en évidence un certain nombre de faits nouveaux particulièrement importants.

Du point de vue stratigraphique, l'analyse des formations détritiques continentales des bassins de La Roque Esclapon, de l'Aubarède et accessoirement du Plan de Luby permet de subdiviser celles-ci en deux ensembles lithologiques distincts : (cf. planche n° 24 page 121).

- Un terme inférieur ou "série grise" constituée par une formation à dominante argilo-sableuse de couleur grise. Ces assises admettent des intercalations fréquentes de niveaux à pouppées calcaires d'origine pédogénétiques. Dans cette série marneuse, s'intercalent des passées de conglomérats et parfois des niveaux peu épais de calcaires lacustres à Microcodium . Cet ensemble marneux correspond à des dépôts de plaine d'inondation .
- Un terme supérieur ou "conglomérats à Microcodium" qui surmonte en continuité la "série grise". Cette formation conglomératique grossière le plus souvent franchement brèchique, est disposée en bancs alternant avec quelques passées marneuses et montrent très souvent des chenalisations. Ces conglomérats sont caractérisés par l'abondance à tous les niveaux de Microcodium in situ qui se développent en croûte ou en cariage affectant la matrice et les éléments.

L'ensemble détritique tertiaire, localisé dans les bassins EW, est nettement distinct du remplissage des fossés NS sur lesquels il est discordant. Cette série repose en effet dans le bassin de La Roque Esclapon, soit directement sur les termes mésozoïques érodés à l'emplacement des anciens horsts oligocènes, soit en discordance sur les derniers niveaux du remplissage des fossés.

Dans le bassin de l'Aubarède, le même dispositif a été mis en évidence : "la série grise" repose, soit directement sur le Portlandien au niveau des moles oligocènes, soit sur les termes crétacés effondrés et conservés dans les grabbens.

Dans tous les bassins EW, la "série grise" est clairement postérieure à l'épisode distensif oligocène, générateur des fossés NS. C'est ainsi que cette formation marneuse qui repose sur une surface d'érosion et de bioaltération à Microcodium scelle les failles normales NS. L'épisode distensif oligocène avait pris fin avant le dépôt de la "série grise" dont la datation précise permettrait de déterminer l'âge de sa dernière manifestation.

La série miocène est également caractérisée par le fait qu'elle est nettement synchrone de la genèse des synclinaux EW, dont elle occupe le coeur. En effet, l'analyse de la géométrie et la nature des dépôts ainsi que leurs relations avec les bordures du bassin permettent de mettre en évidence une déformation compressive NS synsédimentaire.

Dans le bassin de La Roque Esclapon, en effet, le flanc sud du synclinal EW permet d'observer une "série grise" développée et surmontée normalement par les "conglomérats à Microcodium". Au flanc septentrional de cette même structure, la formation des "brèches à Microcodium" repose en discordance, soit sur la série grise plissée et érodée, soit directement sur les calcaires du Crétacé supérieur ployés en anticlinal déjeté vers le Sud. Ces calcaires sont en outre profondément cariés par les Microcodium. Cet agencement implique une fermeture de cette structure synclinale contemporaine du dépôt des "conglomérats à Microcodium".

Un dispositif analogue conduisant à la même interprétation s'observe dans le bassin EW de l'Aubarède. Cette déformation synsédimentaire n'a pu être mise en évidence dans le bassin du Plan de Luby mais les analogies faciologiques et structurales de son remplissage tertiaire avec celle des autres bassins en font sans aucun doute un dispositif comparable.

La sédimentation miocène des bassins EW enregistre elle-même les effets de cette déformation compressive synsédimentaire. Ainsi, dans l'ensemble des bassins, la granulométrie plus grossière et l'hétérométrie des séries au flanc nord du synclinal souligne l'activité permanente de cette marge en cours de surrection et d'érosion. D'autre part, les discordances progressives observées dans les "brèches à Microcodium" du flanc septentrional du bassin confirment le caractère synsédimentaire de la déformation.

Avec le dépôt de la série miocène intervient un changement complet de la paléogéographie en relation avec la modification du type et de l'orientation de la déformation. A l'Oligocène, le drainage général de la région se faisait du Sud vers le Nord, les cours d'eau étant canalisés par les fossés NS en voie d'effondrement. Un écoulement secondaire, s'effectuant perpendiculairement à l'allongement du fossé, s'opérait des bordures vers l'axe de la dépression NS (cf. planche n° 14 page 84).

Dès le dépôt de la "série grise" et tout au long de l'activité des bassins EW miocènes, le drainage général de la région s'effectue depuis l'Est vers l'Ouest (cf. planche n° 14 page 84). Seules, les marges septentrionales des bassins en voie de surrection sont drainées du Nord vers le Sud. L'interférence de ces deux directions d'écoulement s'effectue dans l'axe de la structure synclinale EW en voie de déformation, ces dépressions EW canalisant les écoulements principaux.

Cette modification de la paléogéographie, en relation étroite avec le changement des styles de déformations, donne un exemple particulièrement clair du contrôle tectonique constant du réseau hydrographique et donc de la sédimentation en milieu continental au cours du tertiaire régional.

Il faut enfin souligner, et ceci est un fait fondamental, que la déformation des plis synsédimentaires EW miocènes déversés vers le Sud est une des premières manifestations d'un long épisode compressif NS qui affecte l'ensemble du secteur étudié et plus largement l'ensemble des chaînes subalpines méridionales. En effet, le faible raccourcissement NS qui conduit à la réalisation des bassins de la Roque Esclapon, de l'Aubarède et fort probablement à celui du

Plan de Luby, devient plus intense et se poursuit après le dépôt des "brèches à Microcodium". Ainsi, les plis EW s'accroissent et aboutissent à la formation d'écaillés à vergence sud qui donnent à la région la structure actuelle caractérisée par un fort raccourcissement NS. L'étude de cette structure sera réalisée dans le prochain chapitre.

5.2.- Remarque : Comparaison entre les remplissages sédimentaires des bassins compressifs et distensifs.

J'ai montré dans les paragraphes et chapitres précédents que les déformations tectoniques étaient directement responsables de la création de pièges sédimentaires dont elles conditionnaient largement la morphologie et l'évolution. Dans les différents bassins syntectoniques décrits, les dépôts continentaux se sont effectués sous très faible tranche d'eau. Il en résulte des conditions d'enregistrements des déformations remarquables. Dans l'ensemble du secteur étudié, il est possible de dégager des différences fondamentales entre les remplissages sédimentaires de bassins liés à la tectonique compressive miocène et des bassins sédimentaires liés à la tectonique distensive oligocène.

Dans les exemples étudiés, la nature et la répartition des sédiments dans ces deux types de bassins sont différentes et ces faits présentent un caractère général pour toute la région étudiée.

Le tableau ci-dessous présente les différents caractères principaux des deux types de séries sédimentaires liées à des bassins syntectoniques distincts.

	Bassin distensif NS Oligocène	Bassin compressif EW Miocène
Agencement des sédiments dans le bassin	Symétrique par rapport à l'axe du bassin du fait de l'existence de 2 bordures actives. Dépôts grossiers (méga-brèches et klippes) localisés près des bordures et granulométrie des éléments décroît vers l'axe du fossé.	Disposition dissymétrique car existence d'une seule bordure active généralement. Jamais de mégabrèches ou de klippes mais faciès hétérométriques et bréchiques à proximité de la marge active. Granulométrie décroissante vers l'axe et la marge passive du bassin.

Bassin distinsif NS
Oligocène

Bassin compressif EW
Miocène

<p>Substratum et discordance de base de la formation tertiaire.</p>	<p>Substratum peu ou pas structuré, constitué généralement par le Turonien ou le Cénomanién (accessoirement par le Coniacien ou le Lutétien). La discordance de base est nulle ou peu importante dans l'axe du bassin et passe à des discordances progressives de plus en plus fortes près des bordures.</p>	<p>Série tertiaire discordante sur substratum très varié (Oligocène à Portlandien) et structuré par des failles normales NS. Discordances progressives sur le flanc actif. Surface de base à <u>Microcodium</u>.</p>
<p>Lithologie</p>	<p>Brèches à éléments de Lutétien, sables et conglomérats, mégabrèches et klippes, Calcaires lacustres et lignites.</p>	<p>"Série grise" argilo-sableuse à niveau de poupées calcaires. Niveau de calcaires lacustres à <u>Microcodium</u>. "Brèches et conglomérats à <u>Microcodium</u>".</p>
<p>Direction et sens du drainage</p>	<p>Drainage principal dirigé du Sud vers le Nord et drainage secondaire (localisé aux bordures du fossé) perpendiculaire et centripète par rapport à l'axe du fossé.</p>	<p>Drainage principal dirigé de l'Est vers l'Ouest et drainage secondaire (localisé à la bordure nord active) du Nord vers le Sud.</p>
<p>Nature des éléments remaniés dans les formations détritiques.</p>	<p>Lutétien, Coniacien, Turonien, Cénomanién et terrigènes exotiques (quartz, rhyolites et minéraux endogènes) en proportions homogènes verticalement et horizontalement : "série détritique reconstituée inverse". Terrigènes exotiques matures à la base et populations moins usées au sommet (remaniement de Coniacien détritique).</p>	<p>A la base, Stampien remanié en masse, puis Crétacé supérieur et Eocène en proportions quelconques. Les niveaux sommitaux montrent une composition plus homogène : éléments prédominants de Crétacé inférieur ou de Portlandien. Les éléments de Crétacé supérieur et les terrigènes exotiques sont plus usés que dans les formations oligocènes</p>

5.3.- Essai de reconstitution dynamique d'un bassin sédimentaire syntectonique, type Roque-Esclapon (cf. planches n° 25 et 26, p. 131 et 133).

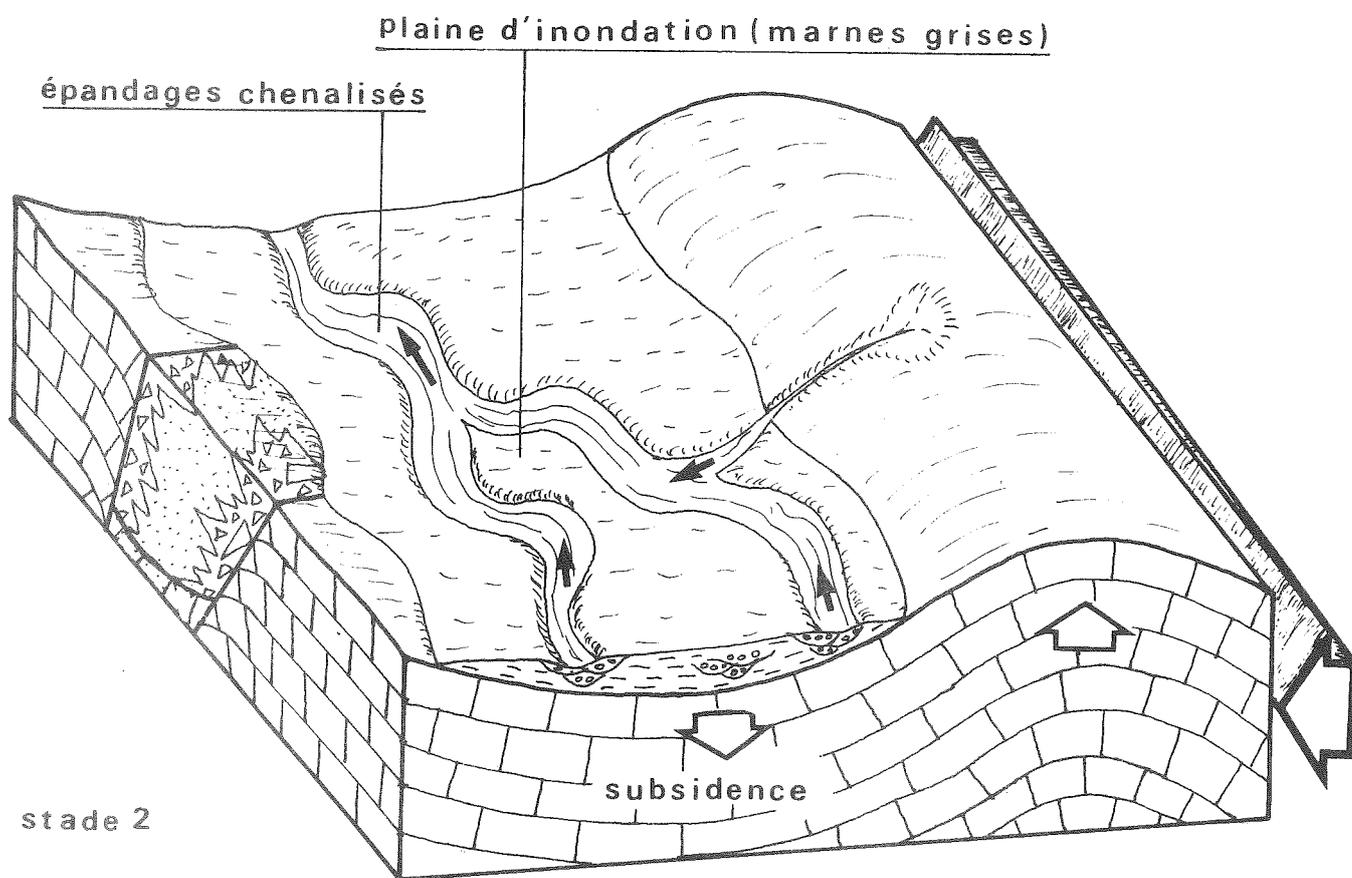
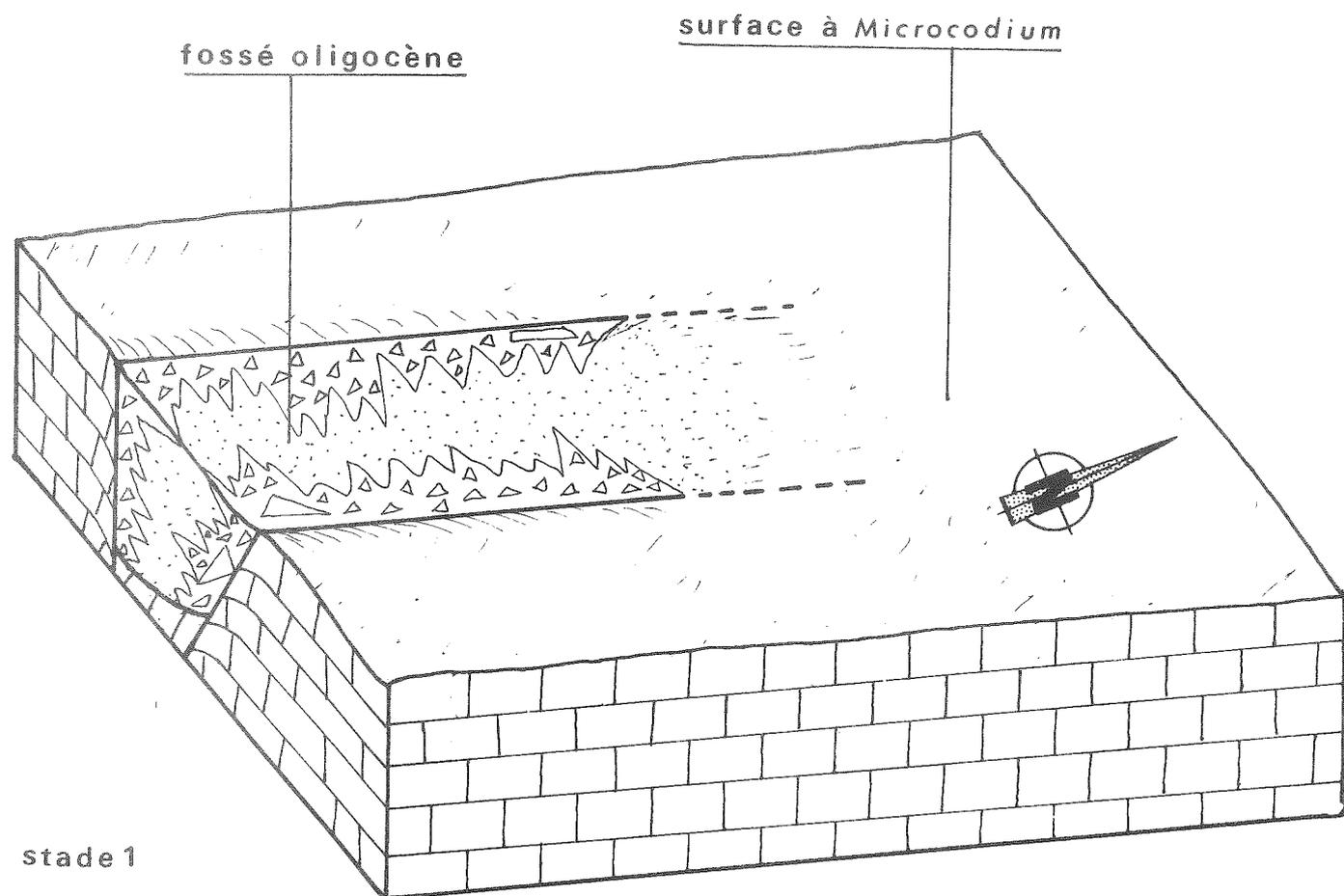
L'ensemble des observations effectuées dans les bassins EW "miocènes" du secteur envisagé et plus particulièrement celui de la Roque Esclapon permet de proposer une reconstitution dynamique de ce type de bassin syntectonique à l'aide de schémas. Ces schémas correspondent à une reconstitution de caractère local mais une évolution tectono-sédimentaire analogue est fréquente au Miocène dans les chaînes subalpines méridionales.

Stade 1 (cf. planche n°25 fig. n° 1 page 131)

L'épisode distensif oligocène, générateur des fossés NS, a pris fin. Les reliefs de failles subméridiens, peu importants, sont attaqués et arasés par les agents d'érosion et de bioaltération. La phase finale de cette période conduit à une immense surface d'aplanissement montrant le développement de colonies de Microcodium cariant profondément le substratum calcaire.

Stade 2 (cf. planche n° 25, fig. 2, page 131).

La première manifestation du système compressif NS détermine la formation d'une large ondulation EW. Cette déformation produit un changement complet de la paléogéographie régionale. Le drainage principal (dirigé du Sud vers le Nord à l'Oligocène) est canalisé par les dépressions allongées EW, le sens d'écoulement s'effectuant vers l'Ouest. Dans ces larges cuvettes, s'effectue la sédimentation de la "série grise" dont l'aire de dépôt est totalement indépendante des fossés NS. La "série grise" s'étale largement en discordance sur les structures subméridiennes préalablement réalisées et scelle les failles normales NS. Ces sédiments argileux ne se déposent pas dans un vaste lac, mais sur une étendue qui n'était que partiellement et temporairement inondée. Il s'agit de dépôts de plaine d'inondation étalés lors des crues qui balayent l'ensemble de la cuvette et qui sont périodiquement soumis à des phénomènes de pédogenèses. Les calcaires à Microcodium localisés dans l'espace représentent des dépôts de petits lacs éphémères installés dans la plaine d'inondation à l'abri des apports détritiques. Dans l'axe de la cuvette, les cours d'eau permanents déposent des faciès conglomératiques organisés en chenaux.



Pl. 25 - Reconstitution d'un bassin compressif miocène E. W.

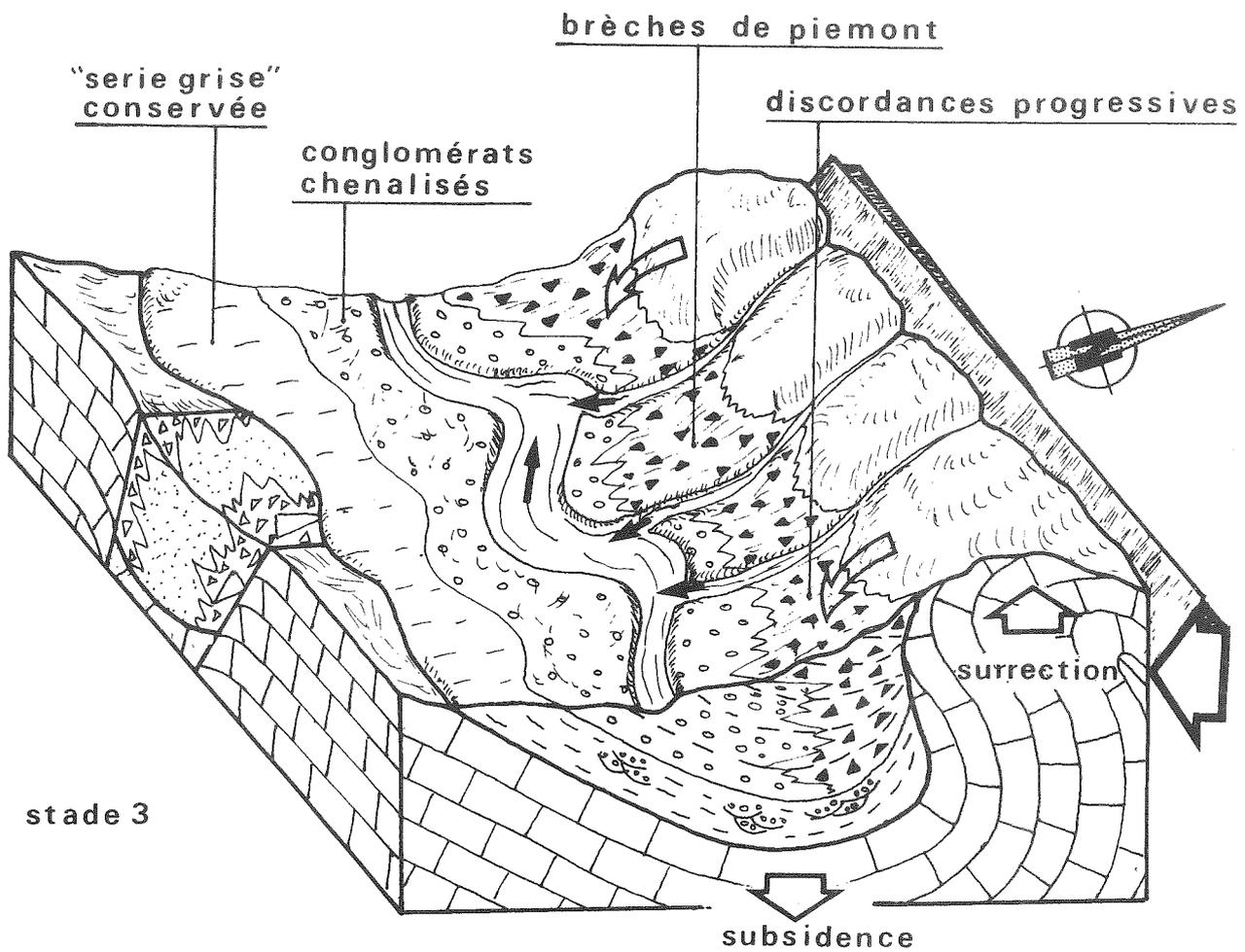
Stade 3 : (cf. planche n° 26 , p. 33)

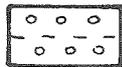
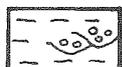
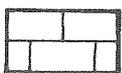
Le serrage NS se poursuit et les larges ondulations sont serrées en plis bien individualisés. Ce plissement s'accroît au cours de la sédimentation et contrôle ainsi la subsidence du bassin, alors que se forme à sa bordure septentrionale une voûte anticlinale. Cette bordure en voie de surrection est vigoureusement attaquée par les agents d'érosion. Cette agression mécanique et fluviale s'accompagne d'une apparition généralisée dans toute la bordure sud des chaînes subalpines méridionales d'un phénomène de bioaltération dû aux Microcodium (P. Gigot, 1974, 1975 et communications orales, G. Gianherini, P. Gigot et R. Campredon, 1977, J.F. Tapoul, 1978, F. Franco et H. Spini, 1978).

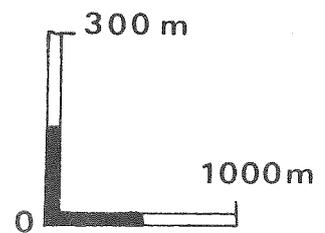
Cette biocorrosion se poursuit pendant tout le dépôt des séries détritiques supérieures qui surmontent la "série grise". C'est la période de sédimentation des "conglomérats à Microcodium", correspondant à d'importants épandages détritiques grossiers plus ou moins bien organisés. Dans la partie méridionale du bassin, la sédimentation se poursuit sans déformations notables alors que la bordure septentrionale, ployée en anticlinal, se déforme tout au long du dépôt des conglomérats à Microcodium.

Au pied de ce relief vigoureusement attaqué par l'érosion et la biocorrosion se déposent en discordance successives de nouveaux épandages conglomératiques cariés par les Microcodium.

Les discordances progressives de même polarité tectonique soulignent bien la surrection permanente de cette bordure. Ainsi, la "série grise" plissée et érodée peut être soit conservée sous les conglomérats discordants, soit complètement décapée au niveau de l'anticlinal et, dans ce cas, les conglomérats à Microcodium reposent directement sur le Turonien profondément altéré. L'activité de cette marge se traduit également au niveau de la sédimentation par une granulométrie grossière et l'abondance des brèches à sa proximité. La taille des éléments décroît vers le centre du bassin corrélativement à une usure plus accentuée. Pendant toute la sédimentation des



-  "brèches à Microcodium"
-  "conglomerats à Microcodium"
-  "serie grise"
-  Oligocène détritique
-  Turonien



PI-26. Reconstitution d'un bassin compressif EW miocène (suite).

"conglomérats à Microcodium", le drainage principal s'effectue toujours de l'Est vers l'Ouest selon l'axe du bassin, mais l'accentuation du relief anticlinal au Nord conduit à des drainages locaux subméridiens, du Nord vers le Sud.

Dans l'axe de la cuvette se réalise la coalescence des deux réseaux hydrographiques qui se manifestent pendant tout le dépôt des faciès conglomératiques, soulignant la persistance de la paléotopographie à la bordure nord du bassin.

Les talwegs NS, incisant ce relief positif, peuvent canaliser des épandages brèchiques de pente qui se raccordent en aval aux sédiments fluviaux chenalés. En fonction de la progression de l'érosion et de la structuration, se développent, sur le Turonien de bordure et l'ensemble du bassin, des surfaces de bioaltération successives.

Le stade ultime de la structuration compressive synsédimentaire correspond à la réalisation d'un bassin synclinal EW. Ce bassin présente une disposition dissymétrique, caractéristique, dans laquelle le flanc méridional et le cœur du bassin montrent une série normale et puissante, alors que vers la bordure septentrionale active, les discordances successives et les érosions concomitantes entraînent une réduction de l'épaisseur des corps sédimentaires.

Il est évident que la structuration plicative EW du bassin contrôle en permanence la subsidence de celui-ci. On est tenté de penser que la vitesse d'enfoncement était voisine de celle de la sédimentation. En effet, un équilibre devait exister entre la subsidence et le remplissage, ce qui expliquerait que les mêmes conditions de dépôts aient pu se maintenir tout au long d'une période avec des faciès et un agencement sédimentaire identiques dans un vaste domaine couvrant la bordure sud-orientale des chaînes subalpines méridionales. D'autre part, le changement brusque de sédimentation réalisé au passage "série grise" - "conglomérats à Microcodium" correspond bien à l'accentuation des structures anticlinales de bordures et simultanément à l'accentuation de la subsidence du bassin.

5.4.- Le problème de l'âge des séries détritiques liées aux bassins compressifs synsédimentaires EW.

Les formations détritiques continentales des bassins de La Roque Esclapon et de l'Aubarède n'ont pas livré de faunes caractéristiques permettant de les dater.

En revanche, la mise en évidence de la relation qui existe entre ces séries et la déformation synsédimentaire des bassins EW permet de les rattacher à un épisode post-oligocène. En effet, de tels dispositifs tectono-sédimentaires caractérisent l'ensemble des bassins miocènes du front de l'Arc de Castellane et bien connus désormais depuis les travaux de P. Gigot.

Dans le secteur envisagé, l'essentiel de mes observations permet de préciser les caractéristiques suivantes pour la série détritique des bassins EW :

- La série détritique supérieure est constituée à la base par la "série grise" argilo-sableuse surmontée de "conglomérats et brèches à Microcodium". Cette formation est postérieure aux dépôts lacustres stampiens de Blacouas et de la chapelle Ste Pétronille qu'elle surmonte stratigraphiquement et qu'elle remanie.

- Cette série détritique est totalement indépendante et postérieure à la déformation distensive éocène supérieur-oligocène, génératrice des fossés NS. Elle surmonte en discordance ce dispositif en horst-graben, préalablement réalisé, et scelle les failles normales NS.

- Cette formation repose sur une surface d'érosion et de bioaltération approximativement plane caractérisée par le développement de colonies de Microcodium.

- Le terme supérieur, grossier, de cette formation tertiaire des bassins EW est caractérisé par des épandages conglomératiques ou franchement bréchiques montrant à tous les niveaux des encroûtements et des cariages à Microcodium.

- Enfin, cette série détritique continentale est caractérisée par un dépôt synchrone de la formation des synclinaux EW.

Des faits analogues ont été mises en évidence par P. Gigot dans le bassin d'Eoulx-Brenon distant de quelques kilomètres seulement de mon secteur d'étude (communications orales). P. Gigot a noté, en effet, que la série tertiaire de ce bassin est constituée par 2 termes. Le premier à la base est une série marneuse grise rapportée au Burdigalien grâce à des faunes de Mammifères et des Gastéropodes (C. Kogbé 1968, M. Roux 1974). Le terme supérieur constitué de conglomérats et de brèches est caractérisé par des cariages et des encroûtements à Microcodium.

P. Gigot a également mis en évidence le caractère syntectonique de ces formations détritiques qui se déposent dans des synclinaux, en voie de formation.

D'autre part, dans l'ensemble de la bordure sud-occidentale de l'arc de Castellane, ce même auteur a démontré que les fossés NS étaient scellés par une surface d'érosion et d'altération à Microcodium. Les premiers dépôts reconnus au-dessus de cette surface sont partout attribuables au Burdigalien daté grâce à des faunes de Mammifères (zone de Laugnac) en de nombreux points : Majastres, Eoulx-Brenon, Chateaufort, Taulanne, etc... (P. Gigot et al. 1974, 1975, P. Gigot 1974 et communications orales de P. Gigot). Cette surface généralisée de biocorrosion est donc clairement infra-miocène.

Les identités faciologiques et structurales entre les dépôts des bassins tertiaires compressifs du front sud de l'arc de Castellane et ceux des bassins de la Roque Esclapon, Aubarède et Plan de Luby nous conduisent à rattacher ces derniers au système Miocène.

Cette série détritique continentale témoigne dans mon secteur d'étude comme dans l'ensemble des bassins miocènes de la bordure méridionale de l'arc de Castellane d'un épisode compressif synsédimentaire NS qui débuta dès l'aube du Miocène et se poursuivit jusqu'au Pliocène donnant à ce vaste domaine sa structure actuelle.

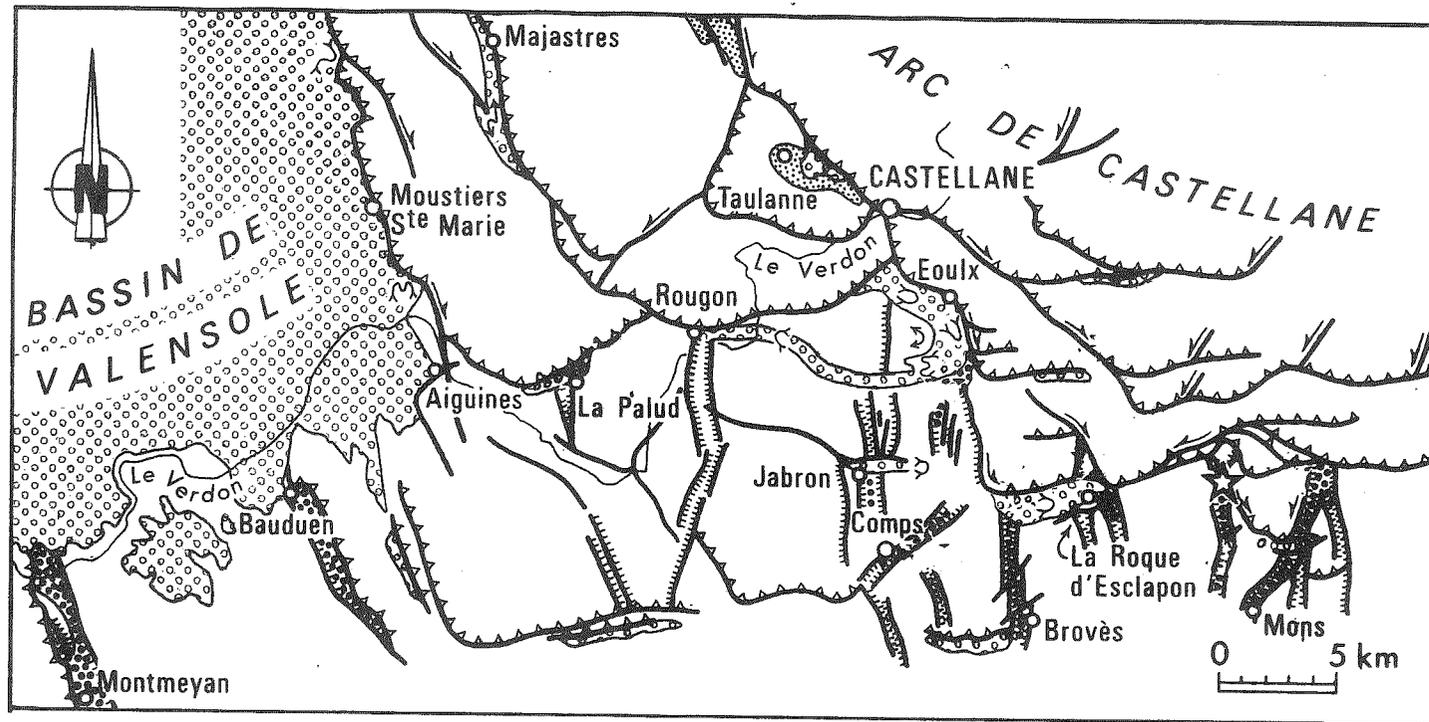
5.5.- Les structures compressives synsédimentaires d'âge miocène dans l'arc de Castellane (cf. planche n° 27 page 138)

Il est possible actuellement de dresser un bilan des déformations qui affectent le front de l'arc de Castellane durant le Miocène. Les principaux travaux récents mettant en évidence la tectonique syn-miocène sont ceux de P. Gigot pour la région de Digne-Valensole et la partie occidentale du nord varois (P. Gigot et al. 1974, 1975, P. Gigot 1974, etc... Tout récemment, mes camarades de laboratoire M. Franco, H. Spini et J.F. Tapoul ont abordé ces problèmes dans la région comprise entre Nice et Grasse. Mes propres recherches ont été réalisées à la jonction entre ces deux vastes domaines envahis en partie par la mer au Miocène. Nous avons essayé de synthétiser la totalité des données acquises sur l'ensemble de cette bordure (B. Beaudoin et al. 1977). Les différents bassins compressifs synsédimentaires miocènes reconnus actuellement dans l'arc de Castellane sont d'Ouest en Est ceux de Digne - Valensole, Majastres, Eoulx-Brenon, Jabron, La Roque Esclapon, Plan de Luby, Aubarède St Vallier et celui de Vence (cf. planche n°27 page 138). L'ensemble de ces bassins orientés EW (ou NW-SE dans la "nappe de Digne") résultent d'un même système de déformation synsédimentaire NS, opérant au cours du Miocène et qui se poursuit jusqu'à la fin du Pliocène. L'ensemble de cette bordure méridionale de l'arc de Castellane, en compression dès l'aube du Miocène, peut être subdivisée en 3 zones:

- Une zone occidentale qui correspond au golfe marin miocène de Digne. La subsidence de ce bassin est contrôlée par des déformations en compression qui durent pendant tout le Miocène (P. Gigot et al. 1975).

- Un secteur oriental qui correspond au bassin de Vence envahi par la mer dès l'aquitainien (F. Irr, 1977) et dont la subsidence est réglée par des flexures synsédimentaires (J.F. Tapoul, 1977).

- Ces deux zones sont séparées par un vaste domaine continental s'étendant depuis les environs de Chateaufort à l'Ouest jusqu'à Tourettes-sur-Loup à l'Est. Sur cette zone, se déposent des sédiments détritiques continentaux, caractérisés par une succession d'épisodes à Microcodium, piégés dans des structures compressives EW synsédimentaires (Roque Esclapon, Eoulx-Brenon, etc...).



Oligocène des fossés



bassins mio-pliocènes compressifs.

PI 27. Localisation des principaux bassins compressifs
 mio-pliocènes de la bordure sud-occidentale de
 l'arc de Castellane.

De part et d'autre de ce domaine, le passage des dépôts continentaux aux dépôts marins s'effectue par l'intermédiaire de zones mixtes dans lesquelles les faciès continentaux et les faciès marins sont intrigués (P. Gigot 1974, J.F. Tapoul 1977 et H. Spini, Thèse en cours).

On ne peut attribuer aux Microcodium une valeur stratigraphique. En effet, ces traces d'activités organiques s'observent dans tout mon secteur d'étude, également à la base des dépôts de l'Eocène terminal - Oligocène des fossés, mais ne sont jamais présents au sein même de la série.

Ailleurs, ils ont été décrits dans d'autres niveaux de la série stratigraphique (J. BODELLE, R. CAMPREDON, 1968, M. BODERGAT, 1976). Cependant, le développement constant et la prolifération de cette activité organique dans la totalité des séries continentales miocènes, au front de l'arc de Castellane, en font une caractéristique essentielle de ces dépôts.

La dynamique tectono-sédimentaire miocène est indépendante de la dynamique éocène sup-oligocène, leur succession aboutit dans un même domaine à des paléogéographies superposées liées à des tectoniques superposées. Ces plis synsédimentaires sont les premières manifestations d'un système compressif NS qui durera pendant la majeure partie du Mio-Pliocène. Ainsi, le fort raccourcissement NS de la couverture sédimentaire observable aujourd'hui dans l'arc de Castellane est dû en majeure partie à la poursuite de cette déformation synsédimentaire.

Après le dépôt des séries continentales et marines syntectoniques, les plis s'accusent et se manifestent alors des chevauchements et des décrochements conjugués qui donneront à cette partie des Alpes sa configuration actuelle.

Il faut enfin souligner que cet épisode compressif syn-Miocène affecte un domaine plus étendu que celui qui a été soumis à l'épisode compressif syn-oligocène (cf. chapitre III) . La déformation syn-miocène atteint au Sud le domaine distensif oligocène, alors qu'elle s'ajoute dans la partie septentrionale aux effets de la compression syn-oligocène. On peut alors se demander si la configuration de l'arc de Castellane, qui montre des chaînons intensément écaillés dans sa "partie interne" (nappe de Digne et branche EW) et une bordure méridionale moins raccourcie dans laquelle se développent les fossés NS, ne résulterait pas du fait que dans cette "partie interne" s'additionnent deux tectoniques en compression (syn-oligocène et syn-mio-

pliocène) alors que dans le domaine plus externe la déformation compressive mio-pliocène est seule enregistrée (en faisant abstraction de la "tectogenèse provençale" dont les effets sont peu sensibles dans ce domaine).

CHAPITRE VI

LA STRUCTURE ACTUELLE : LES DEFORMATIONS

COMPRESSIVES MIO-PLIOCENES

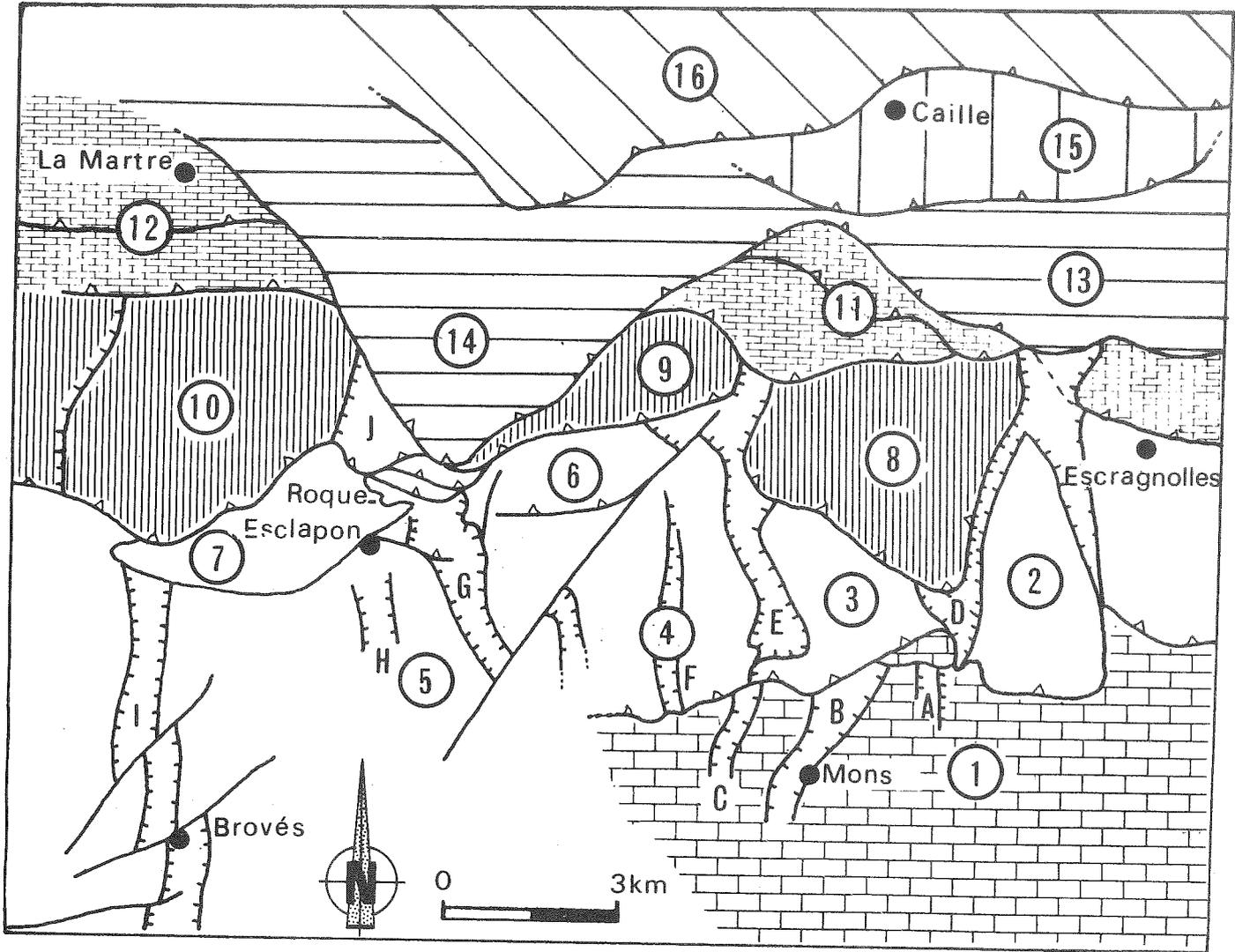
1.- INTRODUCTION

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que postérieurement à l'épisode distensif oligocène générateur des fossés NS, et indépendamment des structures qui lui sont liées, s'individualisaient des bassins EW. Dans ces synclinaux se sédimentent des séries détritiques fondamentalement distinctes du remplissage stampien des fossés et que j'ai attribué au Miocène. Ces formations scellent les fossés NS et se déposent dans les formes en creux d'un système de plis EW synsédimentaires. Le caractère syntectonique de ce miocène détritique est particulièrement évident dans les bassins de La Roque Esclapon et de l'Aubarède. Ces plis synsédimentaires EW constituent une des premières manifestations d'un épisode compressif NS, qui durera pendant tout le Miocène, et prendra fin au Pliocène terminal ou moyen. Les bassins miocènes de La Roque Esclapon et de l'Aubarède se comblent ("brèches à Microcodium") et disparaissent, tandis que les déformations en compression NS se poursuivent et s'intensifient. Les plis EW s'accusent et conduisent au développement d'écaillages, de chevauchements et de décrochements conjugués qui finissent de donner à l'arc de Castellane sa structure actuelle.

L'analyse des déformations permet de subdiviser ce secteur en deux zones distinctes, caractérisées par deux styles tectoniques différents :

- une zone méridionale ou "zone des fossés NS"
- une zone septentrionale ou "domaine des écailles EW".

Ces deux domaines géologiques sont séparés par un linéament morphostructural souligné par l'accident chevauchant et coulissant bordant au Sud et à l'Ouest les chaînons de l'Audoubert et du Lachens (cf. planche n° 28 page 143).



- A - Champ de fractures de l'Aubarède
 - B - Fossé de Mons
 - C - Fossé des Comtes
 - D - Fossé de La Colle de Mons-Font Trucelle
 - E - Fossé du Fil (tronçon médian et fossé de Mabile)
 - F - Fossé de Sur Villard
 - G - Fossé de Riples
 - H - Fossé de la montagne de Malay
 - I - Fossé de Brovès
 - J - Fossé de la Bastide
-
- 1 - Ensemble structural Mons-l'Aubarède
 - 2 - Unité du Pézou
 - 3 - U. de la Colle de Bouis
 - 4 - U. de Sur Villard
 - 5 - U. de Malay
 - 6 - U. de Grapereau
 - 7 - Bassin de la Roque Esclapon
 - 8 - U. de l'Hubac de Bliauge
 - 9 - U. de l'Adrech-Esclapon
 - 10 - U. de Brouis
 - 11 - U. de Cornay et Frantignac
 - 12 - U. de Marripey et de la Martre
 - 13 - U. de l'Audibergue
 - 14 - U. du Lachens
 - 15 - U. de Caille-Andon
 - 16 - U. de Valderoure

"Zone des fossés NS"

"Zone des écaillés EW"

R1, 28 : Localisation des différentes unités structurales

La "zone des fossés NS", située au Sud et à l'Ouest de cet accident, est caractérisée par la présence d'un système de fossés d'effondrements NS à remplissage oligocène (cf. chapitre IV). Dans ce secteur sont aussi localisés les bassins tertiaires EW comblés par les formations détritiques syntectoniques, attribuées au Miocène (cf. chapitre V). Du point de vue structural, l'originalité principale, outre la présence des fossés est le dispositif donné par l'intersection de ces derniers avec les structures compressives mio-mio-pliocènes.

L'obliquité de ces différents accidents et structures conduit à la réalisation d'un découpage tectonique en mosaïque. Les accidents tangentiels qui déforment les fossés sont toujours peu importants et engendrent des recouvrements tectoniques de faible ampleur.

Le "domaine des écailles EW", situé au Nord et à l'Est du domaine des fossés, vient en recouvrement plus ou moins important sur celui-ci. Les structures distensives NS oligocènes paraissent absentes (cf. chapitre IV, page 85) et les plis EW ne présentent pas de remplissage tertiaire. Ce secteur est caractérisé par un fort raccourcissement de la couverture sédimentaire mésozoïque qui s'exprime par des écaillages et chevauchements EW réguliers et un réseau de décrochements conjugués.

La séparation entre les deux domaines géologiques est de nature tectonique; l'accident frontal du chaînon Audibergue-Lachens semble s'amortir et s'enraciner près du village de Chateauvieux. L'épisode de déformation compressive NS est la dernière manifestation tectonique importante enregistrée dans le secteur étudié. Il est responsable de la structure actuelle de la région, et, plus largement, des chaînes subalpines méridionales. On n'assiste au Quaternaire qu'à de simples réajustements engendrant une reprise d'érosion et une surimposition du réseau hydrographique.

2.- LES DEFORMATIONS COMPRESSIVES DANS LA "ZONE DES FOSSES NS".

(cf. schéma structural : planche hors texte).

2.1.- Généralités.

La zone des fossés qui constitue la partie méridionale de mon secteur d'étude est bordée au Nord et à l'Est par les unités tectoniques des Montagnes du Lachens et de l'Audibergue venant en recouvrement vers le Sud. La déformation compressive NS, qui l'affecte postérieurement à l'individualisation des fossés, conduit à un découpage en unités structurales grossièrement EW chevauchantes vers le Sud. L'ampleur du recouvrement, toujours faible, augmente du Sud vers le Nord. La déformation des fossés devient plus accusée d'Ouest en Est depuis la zone peu écaillée du "Losange de Comps" vers les grandes unités EW de l'arc de Castellane. Ainsi, le fossé de Font Trucelle - Colle de Mons, du Fil et leurs unités de bordures sont nettement plus redéformés que les fossés du secteur de la Roque Esclapon et de Comps.

Dans la zone des fossés, la superposition des différents ensembles structuraux est la suivante (cf. planche n°28 p. 143):

- l'ensemble structural Mons-Aubarède;
- l'ensemble structural du Pézou-Colle de Bouis-Sur Villard et la montagne de Malay-Bassin de la Roque Esclapon;
- les unités structurales de l'Hubac de Bliauge-Adrech d'Esclapon-Brouis;
- les unités structurales des montagnes de Cornay et de Frantignac et leurs équivalents à l'Ouest de la montagne du Lachens : les écaillés de Marripey et de la Martre.

Au-dessus de cet ensemble écaillé vient en contact anormal généralisé "le domaine des écaillés EW" avec ses deux unités:

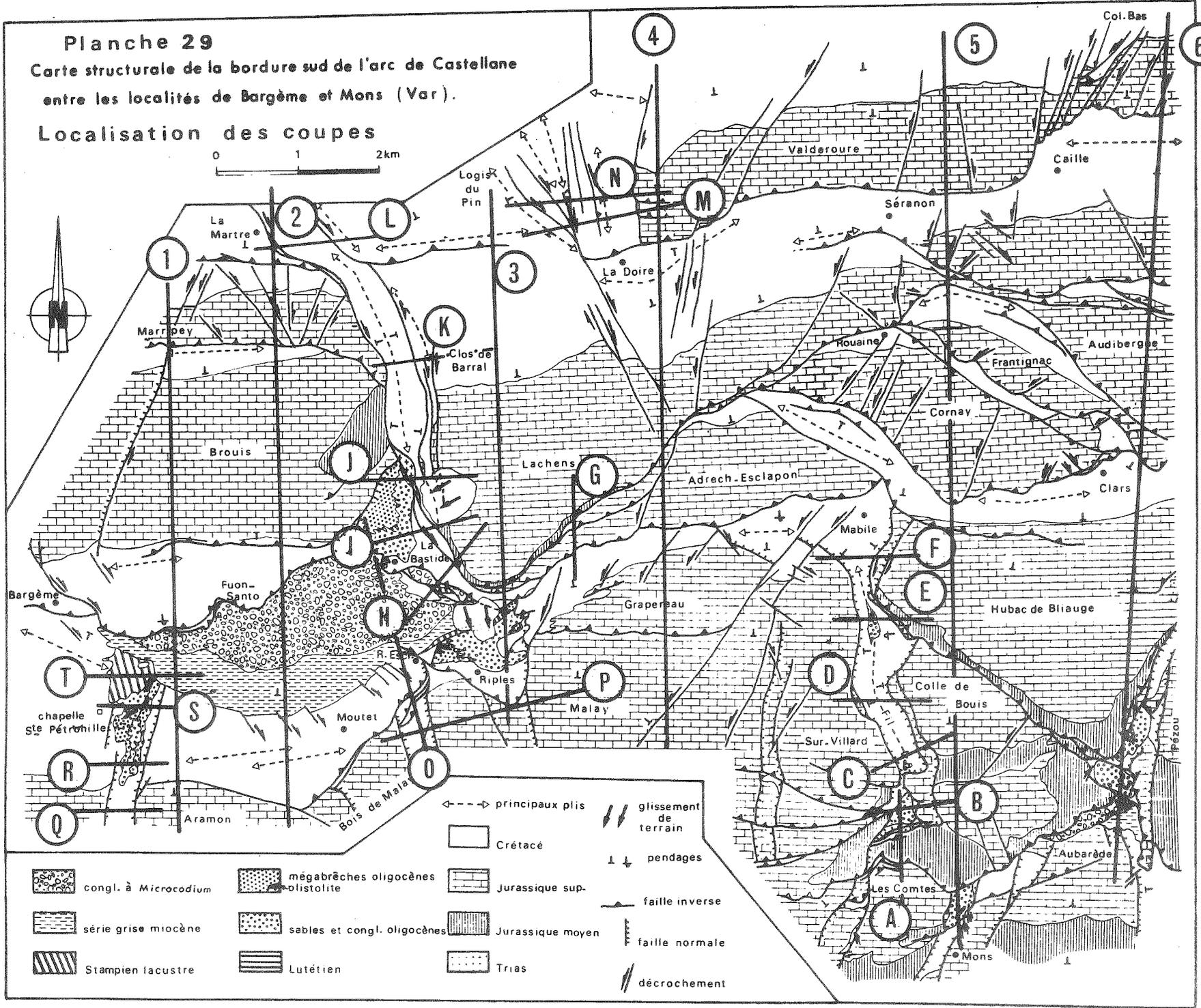
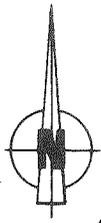
- le chaînon du Lachens-Audibergue et l'écaillé annexe d'Andon-Séranon;
- l'unité du bois de Valderoure.

Dans un premier temps, je décrirai ces groupements tectoniques du Sud vers le Nord, c'est-à-dire dans leur ordre de superposition et de l'Est vers l'Ouest.(cf. planches 29, 30 et 31, pages 146, 147 et 148).

Planche 29

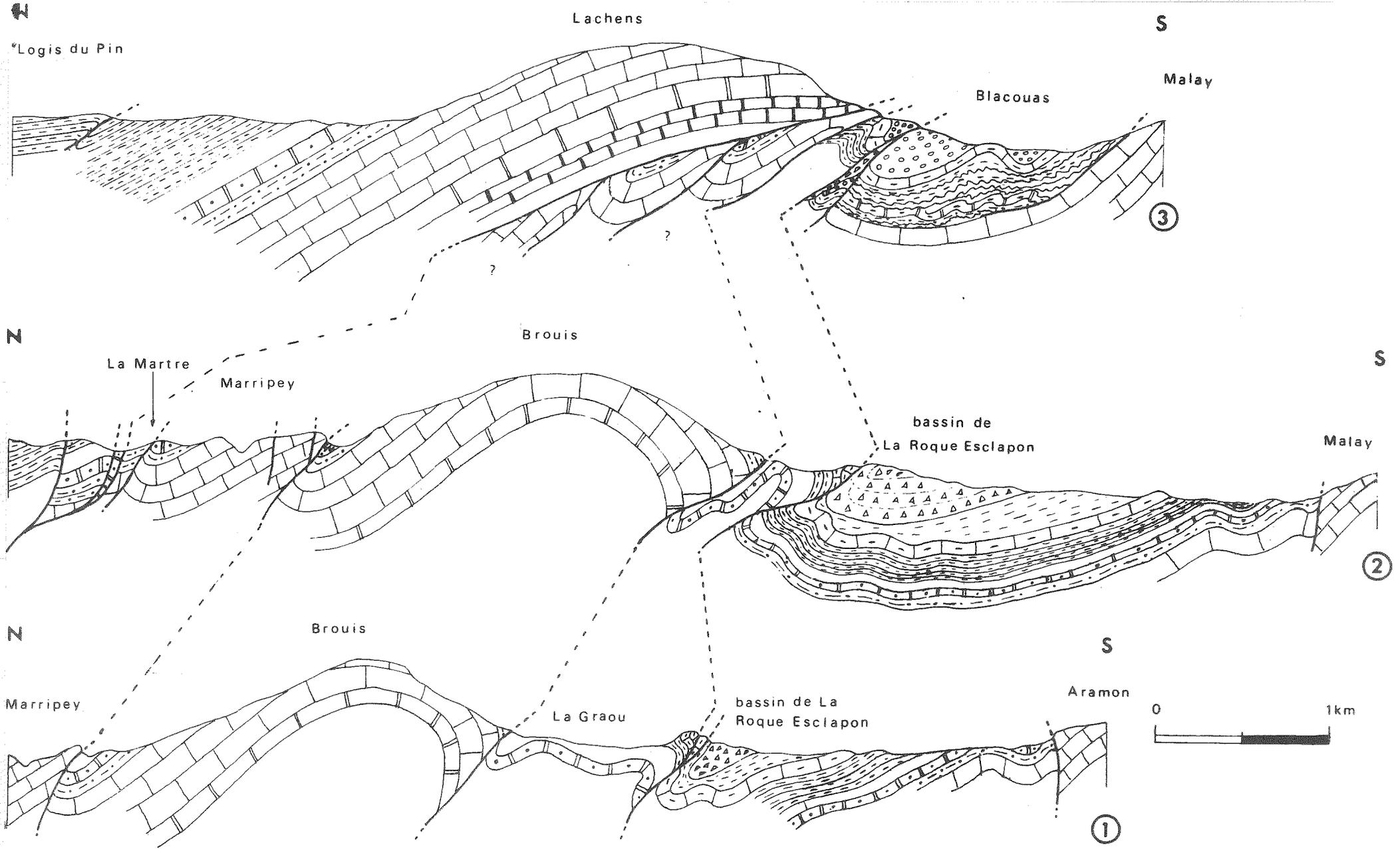
Carte structurale de la bordure sud de l'arc de Castellane
entre les localités de Bargème et Mons (Var).

Localisation des coupes

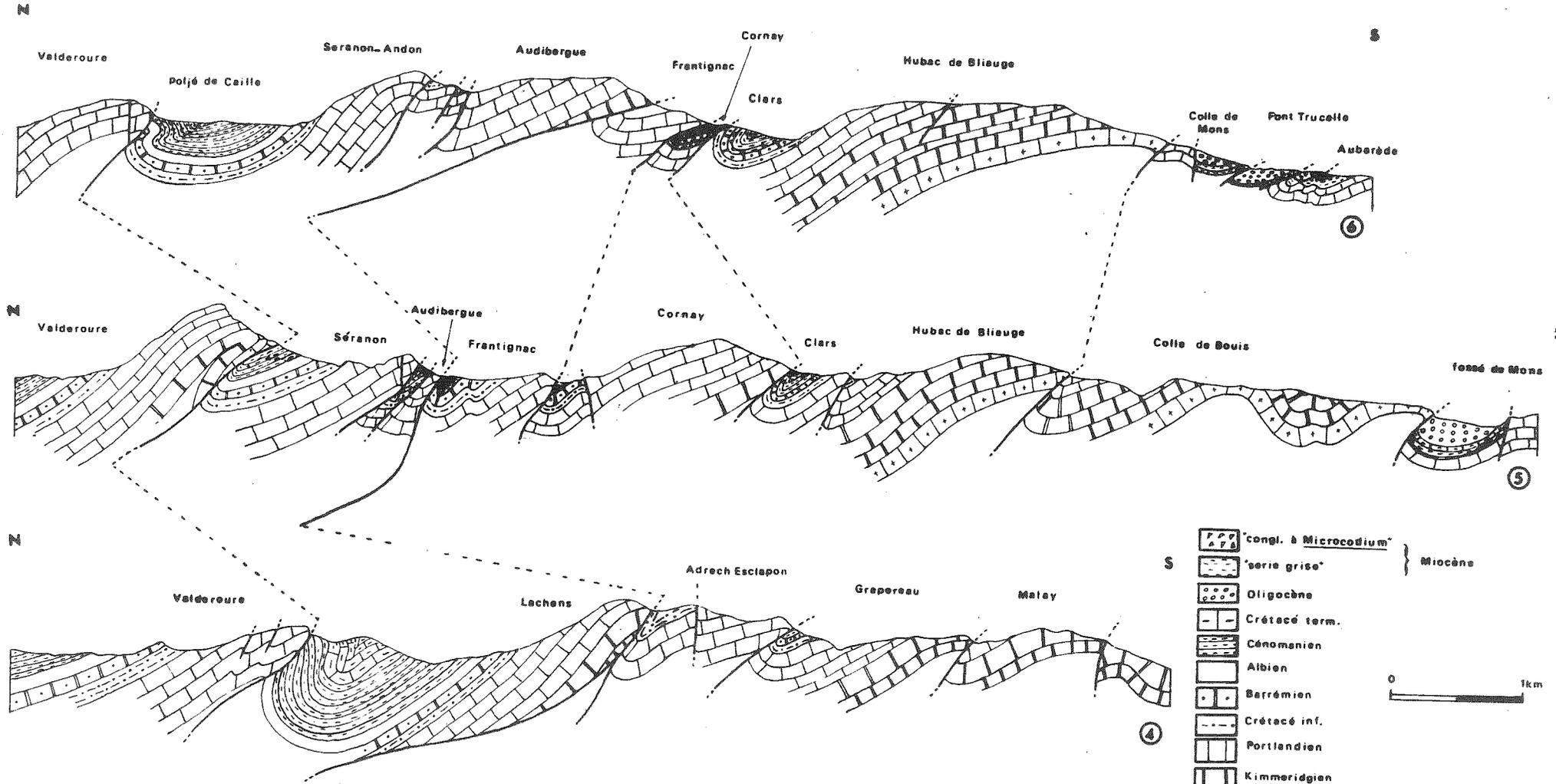


- | | | | | | |
|--|-----------------------------|--|------------------------------------|--|------------------|
| | congl. à <i>Microcodium</i> | | mégabèches oligocènes - olistolite | | Jurassique sup. |
| | série grise miocène | | sables et congl. oligocènes | | Jurassique moyen |
| | Stampien lacustre | | Lutétien | | Trias |

- | | | | |
|--|-----------------|--|-----------------------|
| | principaux plis | | glissement de terrain |
| | Crétacé | | pendages |
| | | | faille inverse |
| | | | faille normale |
| | | | décrochement |



Pl.30. Coupes géologiques NS. (même légende que la planche 31 p.148)



Pl. 31 Coupes géologiques NS (suite).

- | | | |
|--|--------------------------------|-----------|
| | 'congl. à <i>Microcodium</i> ' | } Miocène |
| | 'serie grise' | |
| | Oligocène | |
| | Crétacé term. | |
| | Cénomanién | |
| | Albien | |
| | Sarrémien | |
| | Crétacé inf. | |
| | Portlandien | |
| | Kimmeridgien | |
| | Callovo-Oxfordien | |
| | Jurassique moyen | |



La complexité extrême de la "zone des fossés" (qui résulte de la superposition de deux épisodes de déformation) permet d'effectuer une multitude d'observations de nature tectonique à toutes les échelles, et il ne me paraît pas utile de vouloir toutes les décrire ; seules les caractéristiques tectoniques principales de chaque unité seront retenues.

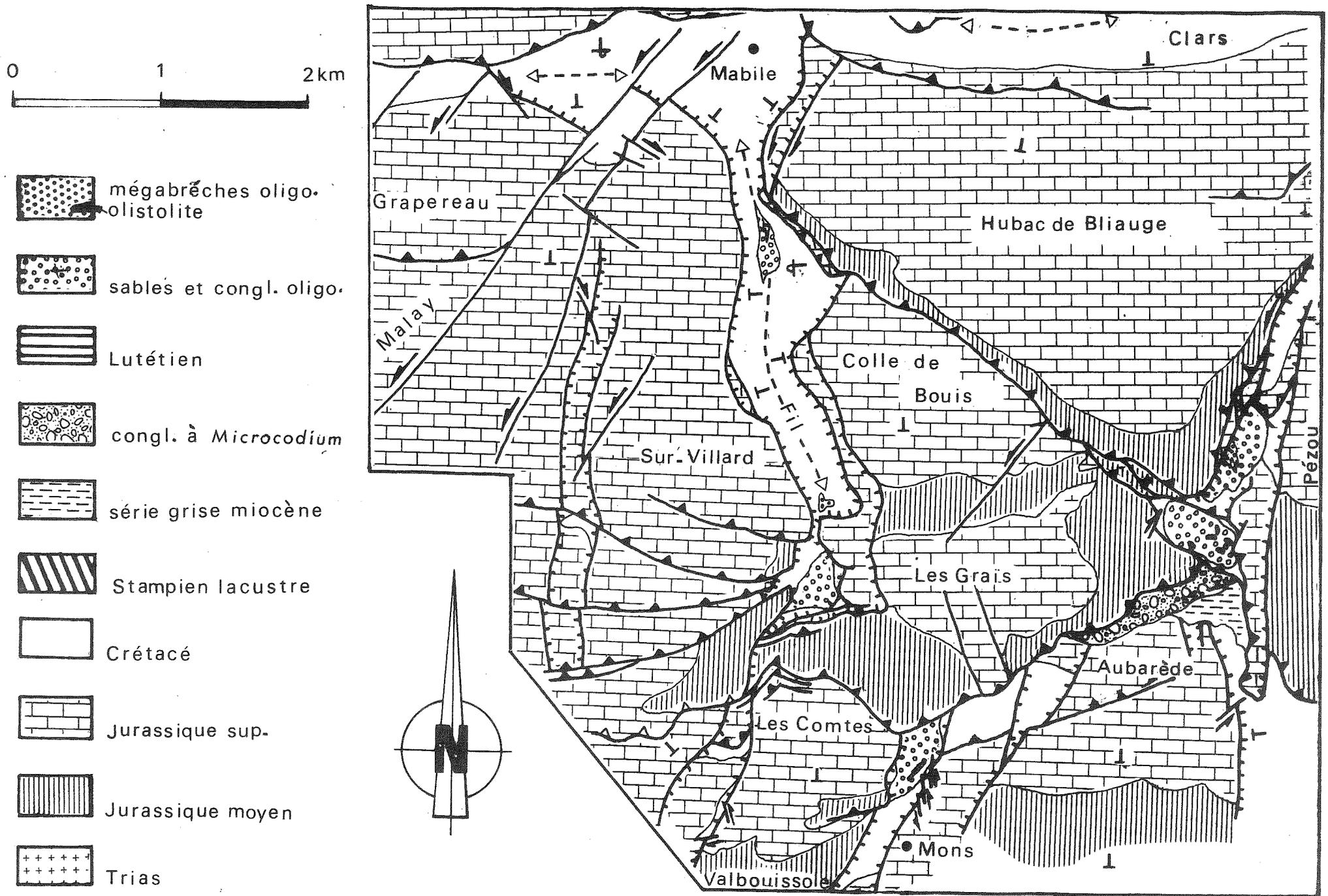
2.2.- L'ensemble tectonique Mons-Aubarède.

(cf. pl. 32, p. 150)

Il est localisé à l'extrémité SE de la zone étudiée. Il s'étend depuis le bassin miocène de l'Aubarède à l'Est jusqu'au fossé des Comtes à l'Ouest. Le fossé de Mons occupe dans cet ensemble une position centrale. L'unité Mons-Aubarède est limitée et chevauchée au Nord par le complexe structural du Pézou-Colle de Bouis-Sur-Villard.

La structure de ce secteur correspond schématiquement à une bande EW, en majeure partie constituée de calcaires jurassiques inclinés régulièrement vers le Nord. Cette bande est découpée par les fossés NS du secteur de l'Aubarède, de Mons et des Comtes, délimitant ainsi des petites unités polyédriques. Le secteur de l'Aubarède montre un système de failles normales NS, scellées par les formations détritiques miocènes remplissant le bassin EW. Ces accidents subméridiens près du lieu dit Les Louquiers sont découpés par des décrochements N 40°-50°E senestres. Les formations tertiaires du bassin de l'Aubarède sont ployées en un synclinal EW. Les conglomérats montrent des plissements N90°E, déjetés vers le Sud et sont affectés de petits écaillages de même vergence.

Vers l'Ouest, jusqu'au fossé de Mons, les déformations compressives sont peu importantes au niveau des calcaires jurassiques. Près de la chapelle St Pierre, un accident vertical NS délimite avec la faille bordière orientale N20° un coin effondré de Cénomaniens à Orbitolines. La faille normale disparaît plus au Nord, sous l'unité chevauchante de la Colle de Bouis. En revanche, le fossé de Mons montre de remarquables déformations compressives, postérieures à son individualisation. Une des failles normales orientales du fossé, près du village de Mons, est découpée par un réseau de petits décrochements verticaux N10°E senestres, de faible rejet. La faille normale montre elle-même des stries horizontales, postérieures aux stries verticales traduisant son rejeu en décrochement senestre. Cet accident, masqué par les éboulis disparaît au Nord du



Pl. 32. Carte structurale du secteur Sud-Oriental de la région étudiée.

village alors que le Jurassique du gradin effondré annexe apparaît en contact anormal avec le Crétacé supérieur.

La faille occidentale du fossé de Mons, quant à elle, montre aussi un rejeu en compression : elle est cisailée et décalée par un pli-faille EW qui affecte le horst occidental (horst du Bois de Valbouissole). Plus au Nord, la faille normale disparaît sous l'unité de La Colle de Bouis qui chevauche vers le Sud cette structure d'effondrement antérieure. A l'ouest

A l'Ouest du Bois de Valbouissole, le fossé des Comtes montre, lui aussi, une déformation compressive postérieure très nette. La faille bordière orientale d'une direction N10°E, est découpée dans sa partie sud par un réseau de décrochements N60°E dextres et d'écaillements N90°E à vergence sud. Les décrochements montrent des stries inclinées de 45° vers le SW et leurs rejets ne dépassent pas 10 mètres.

La faille qui limite la marge occidentale est elle aussi affectée dans sa partie nord par un système de décrochements verticaux N160°E dextres. La terminaison septentrionale de ce fossé, ainsi que les unités de bordures, montrent une déformation plus importante à proximité de l'accident chevauchant de La Colle de Bouis. Ainsi, le fossé des Comtes est écaillé; la faille inverse N90°E amène les calcaires du Jurassique supérieur sur le Crétacé, et les calcaires kimméridgiens du horst oriental montrent un plissement intense N90°E associés à de nombreuses failles inverses de même direction, pentées 50°N. Les miroirs montrant des stries verticales, découpent localement la faille orientale du fossé des Comtes. Les deux failles normales qui limitent le fossé disparaissent au Nord, sous l'unité chevauchante de la Colle de Bouis.

2.3.- L'ensemble structural du Pézou-Colle de Bouis-Sur-Villard.

(cf. pl. 32, p. 150).

Cet ensemble chevauche vers le Sud la zone de Mons-Aubarède. Le complexe structural du Pézou-Colle de Bouis-Sur-Villard est séparé par le décrochement N20°E de Malay du secteur de la montagne de Malay - Bassin de la Roque Esclapon, qui en constitue le prolongement vers l'Ouest.

Dans cet ensemble structural, les fossés NS de la Colle de Mons - Font Trucelle et du Fil déterminent et séparent les trois horsts jurassiques du Pézou, Colle de Bouis et Sur-Villard. Cette dernière unité est elle-même, dans sa partie médiane, accidentée par le fossé NS de Sur-Villard. Cet ensemble structural est écaillé sur tout son front méridional et vient recouvrir vers le Sud le secteur de Mons-L'Aubarède, où se développe le fossé des Comtes, prolongation vers le sud du fossé du Fil. Ces deux fossés, parties complémentaires d'une même structure d'effondrement, sont aujourd'hui séparés par une faille inverse EW, amenant le tronçon septentrional (fossé du Fil) sur le fossé des Comtes.

Le contact de base du complexe structural Pézou-Colle de Pouis-Sur-Villard, de direction approximative EW, présente un tracé cartographique variable. Il se suit depuis le secteur des Louquiers (X = 954,6; Y = 165,1, Fayence 3) à l'Est, jusqu'au fossé des Comtes à l'Ouest.

Au Louquiers, les calcaires du Callovo-Oxfordien viennent recouvrir en contact anormal les "argiles grises" miocènes de l'Aubarède selon un accident faiblement penté vers le Nord. Au-delà, il met en contact, près du point coté 878,4 (X = 954,5; Y = 166,1, Fay. 3), le Turonien et l'Oligocène du fossé de Font Trucelle avec les brèches à Microcodium de l'Aubarède (cf. planche n° 13, fig. 1, page 81). L'accident EW, légèrement penté vers le Nord, se manifeste à la base des calcaires turoniens chevauchants par l'apparition d'un débit schisteux N90° penté de 30° vers le Nord.

Les figures sigmoïdes, affectant cette fracturation, attestent du jeu en faille inverse vers le sud de l'accident qui se poursuit vers le SSW en direction de Mons. Ce dernier segment semble procéder d'une ancienne faille normale NS qui constituerait le prolongement septentrional de la faille bordière ouest du fossé de Mons, déformée et poussée vers le Sud par l'unité de la Colle de Bouis. Son pendage est d'environ 30° vers le Nord. Au point 925,8 (X = 952,3; Y = 164,8 Fay. 3), au contact avec la faille occidentale du fossé de Mons qu'il recouvre, le chevauchement s'accompagne d'une importante bréchification du Kimméridgien. A l'ouest de ce secteur, l'accident

descend vers le Fil où il amène les calcaires oolitiques du Bathonien de la Colle de Bouis, sur le fossé des Comtes. Cette faille inverse permet donc à l'ensemble tectonique Pézou - Colle de Bouis-Sur-Villard d'amorcer un chevauchement de faible ampleur, vers le Sud, sur le secteur Mons-Aubarède.

A l'extrémité est du secteur étudié, l'unité du Pézou n'est représentée que par sa partie sud-occidentale. Elle est constituée par les calcaires de Jurassique moyen et supérieur, venant chevaucher vers le Sud le Miocène de l'Aubarède et son substratum crétacé. L'unité chevauchante du Pézou se poursuit vers l'Ouest, par l'unité de la Colle de Bouis dont elle est séparée par le fossé de la Colle de Mont Font Trucelle. Ce fossé, très redéformé postérieurement à son individualisation, est limité par deux accidents. La marge orientale montre une faille sub-rectiligne NS passant au Sud par le point coté 905,5 (X = 954,8 ; Y = 165,4 Fayence 3) et près de la bergerie de la Colle de Mons, (X = 955 ; Y = 167,1 Fayence 3) au Nord. Cet accident, déformé en compression, est faiblement décalé par des failles inverses N90°E à pendage Nord. La faille bordière occidentale, très déformée et cisailée par des décrochements N10°E senestres, prend une direction N140°E dans le secteur de Font Trucelle, et disparaît au Nord sous l'unité chevauchante de l'Hubac de Bliauge.

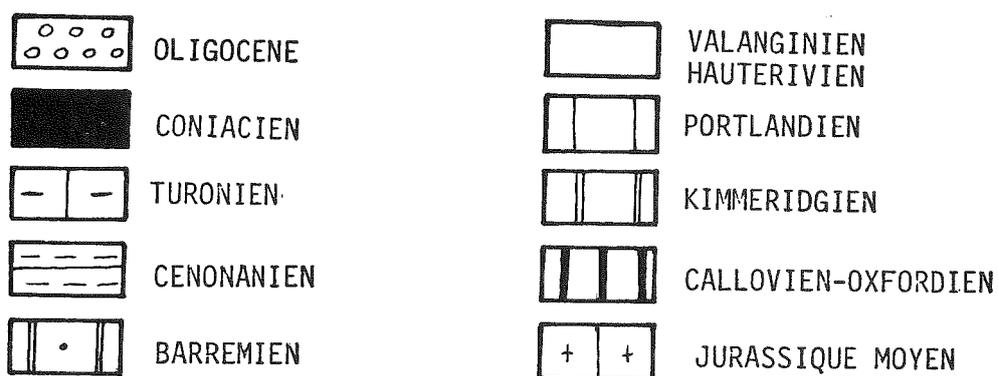
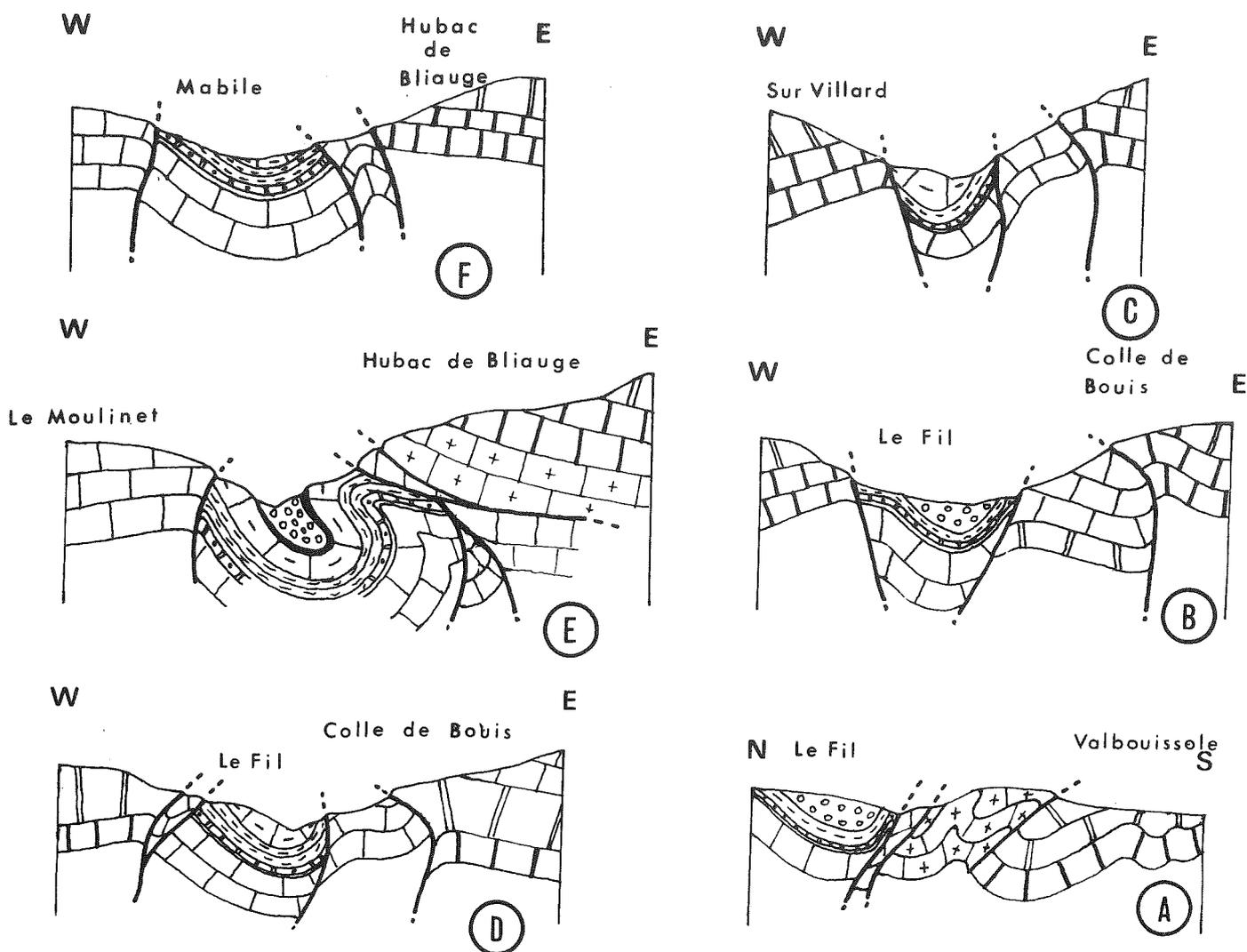
Cette dernière est limitée à l'Est, par le prolongement de la faille occidentale du fossé de la Colle de Mons - Font Trucelle qui rejoue en décrochement senestre à ce niveau. Ce fossé est découpé en deux segments par un écaillage qui amène le tronçon nord (fossé de la Colle de Mons) sur le segment méridional (fossé de Font Trucelle). Dans la partie septentrionale du fossé de la Colle de Mons, le substratum jurassique réapparaît à la faveur d'un écaillage qui conduit à la superposition de Portlandien sur le Cénomaniens et l'Oligocène détritique. L'ensemble, constitué par le fossé de La Colle de Mons-Font Trucelle et ses horsts latéraux, vient chevaucher le bassin miocène de l'Aubarède, en donnant à ce secteur un dispositif cruciforme. La complexité de ce secteur est en plus accentuée par le chevauchement de l'unité triangulaire de l'Hubac de Bliauge, qui vient recouvrir vers le Sud l'unité de la Colle de Bouis et le fossé de la Colle de Mons-Font Trucelle.

Dans la zone de contact, on observe un réseau de décrochements conjugués N140°-160°E dextres et N20°-40° senestres, associés à des plissements et des failles inverses N90°E à vergence sud. L'unité de la Colle de Bouis est constituée essentiellement par une série de calcaires jurassiques moyen et supérieur. Ecrasée entre les unités de l'Hubac de Bliauge au Nord et de Mons-L'Aubarède au Sud, elle a une forme lancéolée, dont la pointe est dirigée vers l'Est. Ce horst sépare les fossés du Fil et de Font Trucelle qui montrent une torsion analogue. Les calcaires jurassiques moyens et supérieurs sont impliqués dans un ensemble de plis EW, parfois déjetés vers le Sud, accompagnés de décrochements N20°-30° senestres et N150° dextres.

Le tronçon médian du fossé du Fil (fossé du Fil s.s.), qui borde à l'Ouest l'unité de la Colle de Bouis, est redéformé vigoureusement en compression. La faille normale Est du fossé est particulièrement déformée : au Camp de Lèbre, elle prend une direction N20°E puis disparaît sous l'unité de l'Hubac de Bliauge. On la retrouve décalée vers le NW par l'accident de base de l'Hubac de Bliauge limitant l'effondrement de Mabile-Bas Esclapon correspondant à l'équivalent septentrional du fossé du Fil s.s. Au sud du Camp de Lèbre, la faille normale NS passe à une faille-pli en se couchant vers l'Ouest : la bordure du horst de la Colle de Bouis vient recouvrir localement le compartiment effondré. A l'Ouest des Graïis, cet accident prend une direction EW et montre alors un jeu en faille inverse à vergence sud. Il disparaît en rive droite du Fil recouvert, par la bordure ouest du fossé oblitérant ainsi le fossé et le horst occidental.

Ce serrage transverse local (effet secondaire du raccourcissement NS régional) détermine, dans le fossé NS un synclinal NS écrasé par le déplacement des horsts latéraux. Le cœur du synclinal est occupé par les formations oligocènes. (cf. pl. 33, p. 155).

Le flanc oriental, verticalisé depuis le bois de Lauvière, se couche vers l'Ouest au camp de Lèbre. Au bois de Lauvière, près du point coté 833,8 (X = 951,6 ; Y = 166,2, Fayence 3), le synclinal NS est oblitéré par un écaillage, à la faveur duquel réapparaît le Portlandien. Ces calcaires constituent un compartiment effondré annexe, qui, localement sous l'effet du serrage transverse, recouvre le Crétacé et le Tertiaire. Au sud de l'étranglement, l'Oligocène est impliqué dans une structure synclinale dissymétrique en contact anormal avec les terrains avoisinants. Aproximité du contact anormal EW, limitant vers le Sud le fossé du Fil, le Crétacé est verticalisé et intensé-



Pl.33 Coupes du fossé du Fil.

(voir localisation des coupes page 146)

ment fracturé contre le Portlandien laminé. La faille bordière occidentale quant à elle, intensément redéformée, prend dans sa partie médiane une direction subméridienne et présente une torsion identique à celle de l'autre bordure du fossé.; son pendage est subvertical.

Vers le Nord, dans le secteur du Moulinet (X = 951 ; Y = 168,8 Fayence 3), l'accident occidental, affecté par les décrochements N20°E senestres de la montagne de Malay et de Bas Esclapon, prend une direction N 150°E. Il se retrouve ainsi décalé de plus de 500 mètres vers le SW et limite selon cette direction l'écaillage du Grapereau. Cette faille disparaît peu après au Nord, sous le chevauchement de l'unité de l'Adrech-Esclapon.

La faille bordière occidentale du fossé du Fil, dans sa partie méridionale, montre un pendage vers l'Ouest et passe localement à une faille-*pli*, amenant un léger recouvrement de la partie effondrée. A la terminaison sud du fossé du Fil s.s., la faille normale est cisailée et décalée au niveau du bois de Lauvière; elle est découpée orthogonalement par un réseau de failles inverses, décrochantes N70°-N90°E, pentées de 50° vers le Nord. Leur composante horizontale est de l'ordre de 100 mètres. L'intersection de ces deux types d'accidents, orthogonaux, détermine des coins de Jurassique poussés vers le SE dans le Crétacé et le Tertiaire du fossé. Plus au Sud, la faille normale se couche vers l'Est, par suite d'un serrage transverse local EW, et amène en recouvrement le Bathonien du horst de Sur-Villard, à la fois sur la partie effondrée et sur le horst de la Colle de Bouis.

La faille inverse qui conduit à l'écaillage du fossé du Fil et de ses horsts latéraux interrompt cette faille-*pli*.

L'unité de Sur-Villard, plateau déterminé par les calcaires jurassiques faiblement ondulés, borde à l'Ouest le fossé du Fil. Elle est accidentée dans sa partie médiane par le fossé NS de Sur-Villard. Ce fossé, limité par deux failles normales NS, a été ultérieurement déformé par des accidents inverses EW, à vergence sud, légèrement coulissants qui cisailent le fossé en trois tronçons, se chevauchant mutuellement. Il est limité au Sud également par un écaillage EW à la faveur duquel réapparaît un copeau de calcaires bathoniens; à sa partie septentrionale, ses bordures sont découpées par des décrochements N20°E senestres et N120° dextres.

Dans tout l'ensemble tectonique du Pézou - Colle de Bouis - Sur Villard, j'ai mis en évidence, à différentes échelles, un réseau de décrochements conjugués N140 - 160°E dextres et N20 - 40°E senestres, associés à des failles inverses N90°E à vergence sud et à un système de pics stylolitiques horizontaux de direction axiale approximativement NS.

2.4.- Le secteur de la montagne de Malay - bassin de la Roque Esclapon.

(cf. schéma structural : planche hors texte)

Cet ensemble s'étend depuis la montagne de Malay jusqu'au village de Bargème, à l'extrémité occidentale du secteur étudié. Ces unités structurales prolongent au-delà de l'accident de Malay, vers l'Ouest, les structures du complexe tectonique Pézou - Colle de Bouis - Sur Villard.

On peut y définir deux zones principales :

- La montagne de Malay et l'écaille du Grapereau, limités vers l'Est par le décrochement N20°E de Malay.
- Le bassin miocène de La Roque Esclapon et le système de fossés NS affectant sa bordure méridionale.

2.4.1.- La montagne de Malay et l'écaille du Grapereau.

(cf. planche 31, page 148)

La montagne de Malay constitue une unité morfo-structurale arquée, limitée à l'Ouest par le fossé de Brovès, à l'Est et au Sud par le décrochement de Malay et au Nord par le bassin de La Roque Esclapon et l'écaille du Grapereau. Je n'ai analysé que sa partie septentrionale qui affleure dans mon secteur d'étude.

La partie nord-orientale de la montagne de Malay est constituée par un ensemble de calcaires jurassiques faiblement inclinés vers le Nord, venant en contact anormal avec le plateau de Sur-Villard, à la faveur du décrochement de Malay. Cet accident s'observe depuis le secteur du château d'Esclapon au Nord, jusqu'au secteur de Mieraute, en dehors du secteur d'étude.

L'accident N20°E est souligné par un miroir à stries horizontales et microstructures qui attestent un jeu en décrochement senestre. Sur ce coulissage, viennent se greffer les failles inverses EW de l'écaille du Grapereau et celle qui limite au Sud l'unité de la montagne de Malay. La forme arquée de cette dernière est due à l'intersection de ces deux types d'accidents compressifs: décrochement et faille inverse. Le décrochement de Malay interrompt au Sud le fossé de Riples (Col de l'Ourtiguet, X = 947,6 ; Y = 165,6, Fayence 2) et le décale de plus d'un kilomètre vers le Nord; il correspond alors au fossé de Saint Marcellin (G. MENNESSIER, 1970).

L'extrémité nord-orientale de l'unité du bois du Malay est chevauchée par une écaille EW : l'unité du Grapereau. Cette écaille est limitée à l'Ouest par la faille bordière orientale du fossé de Riples intensément redéformée en compression, à l'Est par le décrochement de Malay et la faille normale du Château d'Esclapon. Au Sud, l'écaille du Grapereau est limitée par une faille inverse EW, pentée de 45° vers le Nord à la faveur de laquelle elle chevauche la terminaison Nord de la montagne de Malay plissée en synclinal EW et affectée par des décrochements N20° senestres et N 140°E dextres.

A la terminaison occidentale de l'unité du Grapereau, le Portlandien et le Néocomien sont affectés de plis d'allure conique, d'axe N90°, échelonnés le long d'un décrochement N20° senestre, affectant la bordure orientale du fossé de Riples. A sa partie septentrionale, l'écaille du Grapereau, chevauchée par l'unité de l'Adrech Esclapon, est affectée par des décrochements N 20° senestres.

2.4.2.- Le bassin de La Roque Esclapon et ses bordures.

(cf. pl. 20, p. 110 et pl. 30, p. 147).

Le bassin de La Roque Esclapon constitue un large synclinal EW, occupé par des sédiments détritiques, syntectoniques, que j'ai rapporté au Miocène (cf. chapitre V). Il est affecté à sa bordure méridionale par un système de fossés NS plus ou moins intensément déformés en compression et occupés par des sédiments syntectoniques d'âge oligocène (cf. chapitre IV). L'ensemble du flanc N du synclinal de La Roque Esclapon est recouvert en superposition anormale par les unités de la montagne de Brouis et la montagne du Lachens. Les déformations de cette bordure septentrionale s'accroissent

vers l'Est; il en résulte un écaillage intense au front du Lachens.

2.4.2.1.- La bordure méridionale du synclinal de La Roque Esclapon.
(cf. coupe pl. 30, p. 147).

Elle montre le développement des fossés subméridiens de Ripples, bois de Malay et Brovès, qui s'ouvrent au flanc nord de l'unité de la montagne de Malay, séparés par des moles jurassiques (Bois de Malay et d'Aramon). Ces fossés NS montrent les traces d'une déformation en compression postérieure à leur individualisation, dont les effets sont de plus en plus marqués d'Ouest en Est.

- Le fossé de Ripples est le plus déformé dans ce système. La compression NS se manifeste par la déformation de la faille marginale Est et par le développement de plis EW d'allure conique, dans le Crétacé supérieur et l'Oligocène, en bordure de cet accident. Ces plis naissent à la faveur d'une zone décrochante N20°E senestre qui permet également le déplacement vers le Sud de la couverture crétacée, décollée au niveau des marnes néocomiennes, qui vient en contact direct sur le Jurassique supérieur dans le fossé. La zone coulissante se localise plus ou moins à l'aplomb de la faille normale Est du fossé de Ripples.

Près du camping de Blacouas (X = 946,6; Y = 167,8, Fayence 2), cette faille fortement gauchie est décalée par une faille inverse N90° qui amène le Crétacé supérieur du horst oriental sur l'Oligocène du fossé.

La faille bordière occidentale, quant à elle, est cisailée et décalée vers l'Ouest par un décrochement inverse senestre N90° - 110°E passant par le village de La Roque Esclapon. Cet accident amène l'Oligocène du fossé de Ripples et sa bordure crétacée en débordement vers le SW, sur le horst occidental. Le tracé de cet accident est déterminé par la morphologie en horst-graben sur laquelle il vient se mouler (cf. planche n° 39 et 40, p. 193-194).

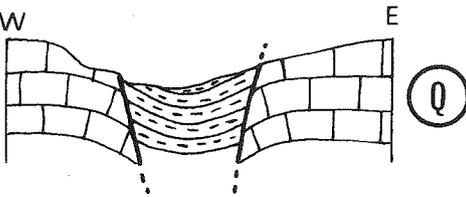
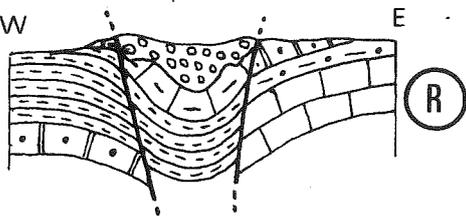
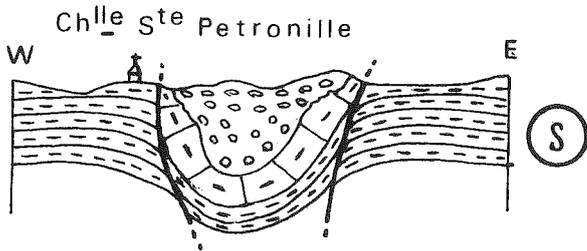
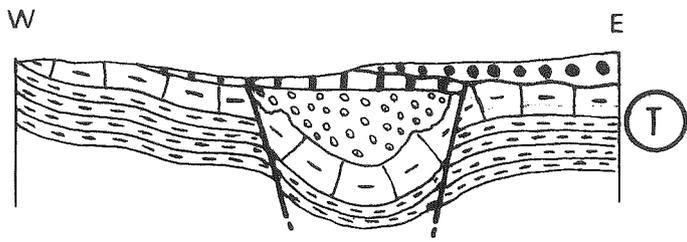
- Le fossé de Malay, (cf. pl. 34, p. 161) situé à l'ouest du précédent, montre un dispositif analogue. Dans l'ensemble de ce secteur, la couverture crétacée est décollée au niveau du Crétacé inférieur marneux. Ce décollement se traduit par des replis serrés et des écailles superposées de Barrémien orientées $N90^{\circ}$ - $N70^{\circ}$ E. Les failles bordières sont gauchies et découpées par de petits accidents décrochants. Dans ce fossé, le substratum portlandien et le Crétacé inférieur sont affectés par trois écailles superposées. La première, limitée par un accident inverse $N70^{\circ}$ E, est constituée par des calcaires et des marnes néocomiennes qui reposent anormalement sur l'Albien glauconieux. Elle est à son tour surmontée par une autre écaille de calcaires hautériviens et barrémiens fortement plissés et écaillés (plis $N90^{\circ}$ - 70° E) et décrochements conjugués $N10^{\circ}$ senestres et $N 120$ - 140° E dextres).

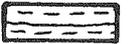
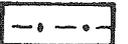
Ces deux écailles, chevauchantes vers le Sud, sont limitées au compartiment effondré à la faveur duquel elles ont pu se développer par le jeu en décrochement postérieur des failles bordières du fossé du bois de Malay.

La troisième écaille, débordant largement vers l'Ouest le fossé, se greffe à l'Est sur la faille bordière orientale rejoignant en décrochement senestre. L'accident de base de cette unité chevauchante vers le Sud, de direction $N 70^{\circ}$ E, est inclinée de 45° vers le Nord. A la faveur de cette faille inverse, le Portlandien affleure dans le ruisseau (X=945,4; Y = 166,8 ; Fayence n° 2) , au SE de Valentin. Ce jurassique, penté de 45° vers le Nord, est surmonté par l'ensemble crétacé et tertiaire du synclinal de La Roque Esclapon. Cette écaille oblitère la terminaison nord du fossé de bois de Malay.

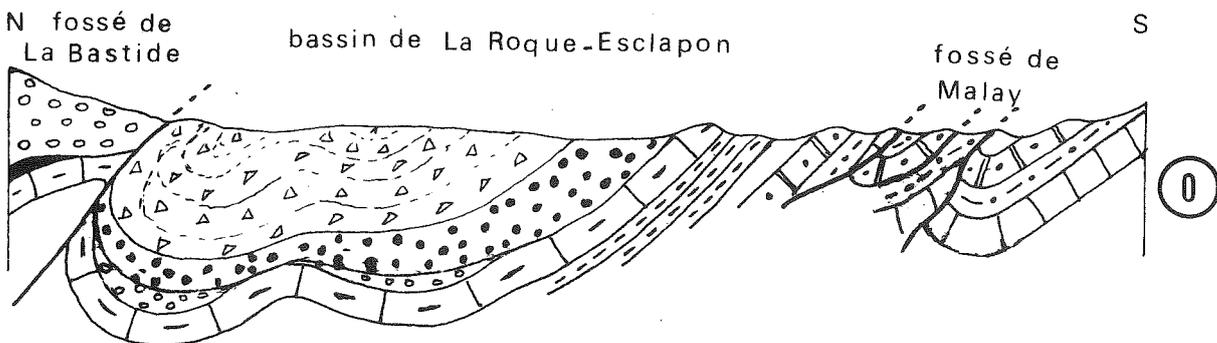
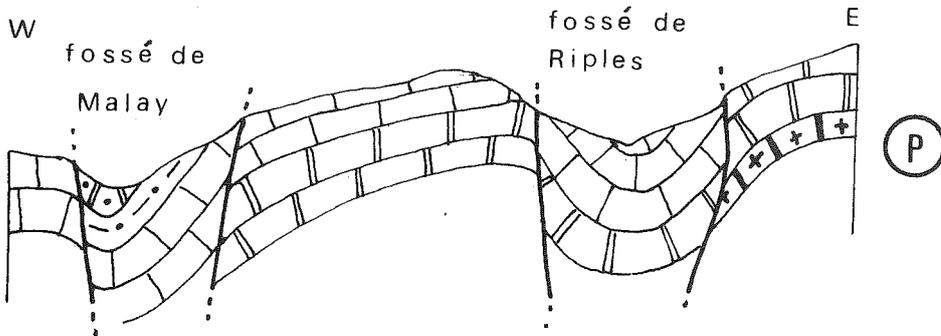
Latéralement, vers le SW, l'écaille se poursuit en se dédoublant et vient buter contre une faille normale $N140^{\circ}$ - 170° E au sud du Moutet, fortement gauchie ayant joué en décrochement dextre.

- La terminaison nord du horst des Bois de Malay et d'Aramon (qui sépare les fossés du bois de Malay et de Brovès) montre des déformations compressives. Dans cette zone qui s'étend depuis la Roque Esclapon jusqu'à la Bastide Neuve (X = 942,4 ; Y = 166, Fayence 2), les calcaires turoniens



-  Conglomerat à Microcodium
 -  Série grise
 -  OLIGOCENE
 -  EOCENE
 -  TURONIEN-SENONIEN
 -  CENONANIEN
 -  ALBIEN
 -  BARREMIEN
 -  VALANGINIEN HAUTERIVIEN
 -  PORTLANDIEN
 -  KIMMERIDGIEN
 -  CALLOVIEN-OXFORDIEN
- } MIOCENE

Coupes du fossé de Brovès.



Pl.34 Coupes du fossé de Malay.

(voir localisation des coupes page 146)

sont affectés par un réseau de décrochements N140°E dextres. Ces coulissages, bien exprimés au niveau de la barre calcaire, disparaissent dans les assises argileuses du Crétacé inférieur et du Cénomaniens. Dans ces terrains, les décrochements se manifestent par des systèmes de plis en échelons. Ces plis N90°E, très serrés, d'allure conique, sont alignés dans le prolongement des accidents cassants.

- Le fossé de Brovès : il est situé à l'ouest du fossé du bois de Malay dont il est séparé par le horst des bois de Malay-Aramon, écaillé par une faille inverse N100°E qui se relaie à l'Est au décrochement senestre N10°E de Malay.

Le fossé de Brovès, moins redéformé que les autres, montre cependant très clairement les indices d'une déformation compressive postérieure. Ce fossé NS est découpé en trois tronçons par deux décrochements N20°-40°E senestres. Les failles normales NS, gauchies et affectées par un réseau de petits décrochements de faible ampleur, montrent un rejeu coulissant.

La terminaison septentrionale du fossé présente un compartiment effondré, ployé en synclinal NS. Le Turonien y dessine une terminaison périsinglinale, enveloppant les mégabrèches et les conglomérats oligocènes. Ce compartiment effondré, comprimé entre les horsts jurassiques s'est plissé en synclinal, selon la direction héritée du fossé, malgré un raccourcissement général de direction NS (cf. pl. 34, p. 161). Ce même dispositif a été observé dans l'ensemble des fossés situés plus à l'Est.

2.4.2.2.- Le synclinal tertiaire de la Roque Esclapon et les déformations compressives de sa bordure septentrionale. (cf. pl. 20, p. 110)

Le flanc nord du synclinal de la Roque Esclapon est affecté par un contact anormal. L'enveloppe crétacée de l'anticlinal de Brouis chevauche légèrement le synclinal miocène, alors que le débordement de l'unité du Lachens est plus important. (cf. pl. 30, p. 147).

- Le synclinal s'étend depuis le secteur nord de la Roque Esclapon jusqu'à proximité de Bargème à l'Ouest. Il constitue une large cuvette dissymétrique, d'axe EW, dont le coeur est occupé par une série détritique miocène (cf. chapitre V). Cette série repose sur le flanc méridional du synclinal en discordance sur le système des fossés NS qu'elle scelle. Elle est affectée comme son substratum turonien par des plis $N90^{\circ}$ - 100° E. Dans les conglomérats, on observe des stylolites horizontaux subméridiens (cf. planche n° 35 page 175), et un réseau de décrochement $N20^{\circ}$ senestre et $N140^{\circ}$ E dextre, caractérisant le raccourcissement NS de cet ensemble.

Au Sud de la montagne de Brouis, les "conglomérats à Microcodium" (verticalisés ou renversés vers le Sud) sont chevauchés légèrement par le Crétacé supérieur, renversé vers le Sud de l'anticlinal de Brouis. A proximité de ce contact, les brèches sont plissées intensément à $N90^{\circ}$ - 80° E, certains plis montrent une schistosité frustrée de plan axial.

Le recouvrement vers le Sud de la montagne de Brouis s'accroît progressivement vers l'Est. Près des Bailes, le fossé de La Bastide solidaire de l'unité de Brouis est cisailé à sa base. Les brèches et mégabrèches oligocènes remplissant le fossé viennent reposer directement sur les "conglomérats à Microcodium" miocènes redressés ou renversés vers le Sud. (cf. pl. 34, p. 161).

Plus à l'Est, près de la Bastide, les déformations compressives deviennent encore plus accusées. Plusieurs écaillés dilacérées s'intercalent entre le synclinal de la Roque Esclapon et l'unité de Lachens. Ainsi, sur le Turonien replissé du flanc nord du synclinal vient reposer une première écaille. Ce lambeau, de direction approximative $N100^{\circ}$ E, chevauchant vers le Sud est constitué par le Cénomaniens affleurant près de la Bastide, les calcaires lacustres stampiens et les sables versicolores surmontés en discordance par "les brèches à Microcodium". Cette écaille représente un témoin dilacéré du fossé de Ripples. Elle est à son tour chevauchée par une deuxième unité d'orientation $N90^{\circ}$ - 100° E, constituée par une série complètement renversée vers le Sud, comportant du Turonien et des brèches oligocènes. Cette série renversée, coïncée entre les unités du Lachens et d'Adrech Esclapon au Nord et le fossé de Ripples au Sud, se poursuit vers le NW et constitue alors le graben de la Bastide. Le contact de base de cette écaille prolongeant l'accident de la montagne de Brouis, montre sur le chemin

de l'Aco d'Aubert une direction N90°E et s'incline de 30° vers le Nord. Un grand glissement quaternaire près de la ferme d'Aco d'Aubert affecte localement cette écaïlle et le Jurassique du Lachens.

Un lambeau de Jurassique et de Crétacé, témoins laminés de l'unité d'Adrech Esclapon qui se développe vers l'Est, vient se superposer à cette écaïlle. L'unité du Lachens chevauche vers le Sud tout ce complexe.

2.5.- L'ensemble structural Hubac de Bliauge-Adrech Esclapon.

Cet ensemble tectonique de forme sigmoïde s'étend depuis le fossé de La Colle de Mons, à la limite orientale de mon secteur d'étude, jusqu'à la montagne du Lachens à l'Ouest. Cet ensemble est constitué par les unités morphostructurales jurassiques de l'Hubac de Bliauge et de l'Adrech Esclapon, séparées par la dépression de Mabile-Bas Esclapon, prolongation vers le Nord du fossé du Fil. A l'Est, le fossé de La Colle de Mons, le sépare de l'unité du Pézou. L'ensemble tectonique chevauchant vers le Sud et le SW disparaît vers l'Ouest sous l'unité du Lachens, au-delà de laquelle la montagne de Brouis en est l'équivalent structural.

2.5.1.- L'unité de l'Hubac de Bliauge et la terminaison septentrionale du fossé du Fil (secteur de Mabile-Bas Esclapon) (cf. pT. 32 et 33, p. 150 et 155)

L'unité tectonique de l'Hubac de Bliauge présente une forme triangulaire dont l'un des sommets est dirigé vers le Sud. Elle est constituée par des formations jurassiques moyen et supérieur calcaires, inclinées généralement vers le Nord et surmontées, dans leur partie septentrionale, par les termes argileux du Crétacé. Ce Crétacé, ployé en synclinal EW, présentant le flanc nord renversé vers le Sud, est chevauché par les écaïlles des montagnes de Cornay et de Frantignac. L'unité de l'Hubac de Bliauge est limitée de toutes parts par des accidents tectoniques de significations différentes :

- A l'Est, il s'agit de la faille bordière occidentale du fossé de la Colle de Mons.

- A l'Ouest, c'est la faille bordière orientale du fossé du Fil.

- Au SW, l'accident compressif N140°E qui l'amène en recouvrement sur l'unité de la Colle de Bouis et le fossé du Fil.

La faille bordière occidentale du fossé de La Colle de Mons, N10°E pendage 80°E, montre des stries de décrochements senestres postérieures au jeu vertical en faille normale; plus au Nord, il joue en faille-pli. Sur la bordure orientale de l'Hubac de Bliage, se développe un gradin annexe de Jurassique localement chevauché par le Bathonien. Le Crétacé du fossé, redressé au contact de cet accident bordier, montre une fracturation sigmoïde soulignant son jeu en décrochement senestre. Ce Crétacé est également affecté par un réseau de décrochements conjugués N40° senestres et N140° dextres.

Sur sa bordure sud-occidentale, l'Hubac de Bliage est limité par un accident tangentiel qui débute au niveau de Font Trucelle à l'Est et s'arrête au NW, près du torrent Le Fil où il cisaille et décale vers le NW la faille bordière orientale du fossé du Fil. Cet accident compressif de direction N140°E présente un miroir penté de 60° vers le NE et montre des stries verticales ou inclinées de 70° vers le SE de faille décrochante inverse senestre. Il met en contact anormal l'Hubac de Bliage avec la Colle de Bouis, le fossé de Font Trucelle et le fossé du Fil. Cet accident se traduit à la base de l'Hubac de Bliage par un plissement intense N90°E des calcaires bathoniens et un écaillage N140° à vergence Sud. Plus à l'Ouest, au niveau du camp de Lébre, le contact anormal de l'Hubac de Bliage interrompt et décale la faille orientale du Fil. Cette intersection détermine un coin tectonique resserrant la vallée du Fil. Ce dispositif structural complexe observé dans ce secteur du Fil (faille normale NS découpée et décalée par des failles inverses, déformations compressives différentes de part et d'autre d'un fossé NS...) souligne bien l'antériorité de la genèse des fossés NS par rapport aux structures compressives.

Dans le secteur de Bas Esclapon, l'unité de l'Adrech Esclapon vient chevaucher le Turonien renversé et décroché par les accidents N20°E senestres de Malay et de Bas Esclapon.

2.5.2.- L'unité de l'Adrech Esclapon. (cf. pl. 31, p. 148)

Elle représente l'équivalent tectonique occidental de l'unité de l'Hubac de Bliange et de la partie septentrionale du fossé du Fil (dépression de Mabile-Bas Esclapon). Cette unité jurassique constitue, avec l'écaille du Grapereau et l'unité de Sur Villard, la troisième écaille EW issue du découpage par des accidents tangentiels EW de l'ancien horst occidental du Fil s.l. (pl. 41 et 42, p. 196 et 197). Cette unité morpho-structurale débute à l'Est au niveau de la route D 563, et se prolonge vers l'Ouest jusqu'au flanc sud-oriental de la montagne du Lachens qui la chevauche.

L'unité de l'Adrech Esclapon est constituée principalement par des calcaires et des dolomies du Jurassique supérieur surmonté localement par les termes crétacés. D'Est en Ouest, elle vient se superposer à la terminaison septentrionale du fossé du Fil (secteur de Mabile-Bas Esclapon) aux écailles du Grapereau et de la Bastide, selon **une faille inverse N90°-80°E**. Sur son flanc nord, l'écaille de l'Adrech Esclapon montre des déformations intenses, en bordure des unités tectoniques superposées, et particulièrement à proximité du Lachens. Le Crétacé de ce flanc, ployé en synclinal N 140°E, forme la dépression du château de Lubi (X = 950,4 ; Y = 170,6, Castellane 7), écaillée au NE à proximité du chevauchement de l'unité de Cornay. Le Crétacé du flanc SW du synclinal de Lubi vient en contact anormal avec le Jurassique supérieur de l'Adrech Esclapon selon un accident subvertical localement renversé au NE. Il s'agit du prolongement occidental du pli-faille qui affectait le flanc septentrional de l'Hubac de Bliange, renversé localement vers le NE en bordure du Lachens à la faveur d'un serrage plus intense.

A l'Ouest du château de Lubi, l'unité de l'Adrech Esclapon est affectée par un accident coulissant senestre N10°E décalant de 500 mètres environ le Jurassique et le Crétacé.

Le Crétacé ployé en synclinal N80°E enregistre un système de décrochements conjugués N130° dextres et N30° senestres. Il est écaillé et vient chevaucher localement vers le Sud, la partie frontale de l'Adrech Esclapon elle-même affectée d'un synclinal de même direction.

Le Jurassique de cette écaille, intensément broyé, montre une fracturation verticale N120°E associée à des décrochements N40°E senestres, satellites du mouvement coulissant de même sens qui affecte cette bordure du Lachens.

L'ensemble tectonique de l'Hubac de Bliauge - Adrech Esclapon est chevauché au Nord par les unités des montagnes de Cornay-Frantignac et l'unité du Lachens.

2.6.- Les unités structurales de Cornay et de Frantignac.(cf. pl.31,p.148).

Il s'agit d'un groupement de deux petites unités chevauchantes (de l'ordre de 4 km de long et 1 km de large) recouvertes par l'ensemble chevauchant du Lachens - Audibergue, première unité du "domaine des écailles EW".

Vers l'Est, les écailles de Cornay - Frantignac se prolongent par l'unité chevauchante d'Escragnolles.

2.6.1.- L'unité structurale de la montagne de Cornay.

Elle constitue une écaille de forme sigmoïde. En effet, l'orientation N90°E de l'extrémité orientale passe dans la partie centrale à N 140°E pour redevenir EW à proximité de la montagne du Lachens. Cette allure sigmoïde, qui affecte aussi les unités de l'Hubac de Bliauge - Adrech Esclapon et de Frantignac, souligne le mouvement décrochant senestre de l'ensemble de la bordure orientale du Lachens. L'unité de Cornay est formée essentiellement par les calcaires du Jurassique supérieur, inclinés vers le Nord et surmontés par les assises argileuses du Crétacé. Cette écaille est bordée au Sud par une faille inverse.

- Près de Clars (X = 954 ; Y = 170 Castellane 7) cet accident de direction N 90°E et de pendage 20° N amène le Jurassique supérieur sur le Crétacé supérieur renversé du synclinal de l'Hubac de Bliauge. Les microstructures, au contact de cet accident, attestent de son jeu en faille inverse à vergence sud. A l'Est, au niveau de la N 85, cet accident montre un jeu en décrochement senestre orienté à N30°E se traduisant par une fracturation sub-parallèle, verticale, présentant des formes sigmoïdes.

- Près de la Bastide de Briauge (X = 952,9; Y = 170, Castellane 7), la faille inverse prend une direction EW et se redresse (pendage 60° vers le Nord). Le Portlandien, intensément fracturé par un système de décrochements conjugués N 140° dextres et N 30-40° senestres, vient chevaucher le Cénomaniens de l'Hubac de Bliauge.

- Plus à l'Ouest, l'accident de Cornay amorce son tracé sigmoïde et réapparaît au château de Lubi avec une direction N90°-100°E. Son miroir montre des stries et des cannelures verticales de faille inverse. A cet accident tangentiel viennent se raccorder des décrochements N110°E dextres subverticaux s'infléchissant graduellement vers le Sud. Ces décrochements inverses, montrant des stries inclinées de 40° vers l'Ouest, amènent le Jurassique supérieur sur le Cénomaniens schistosé et écaillé de l'Adrech Esclapon.

L'accident frontal de Cornay disparaît vers l'Ouest sous l'unité du Lachens

La terminaison périanticlinale orientale de l'unité de Cornay s'ennoie rapidement sous l'unité de Frantignac. Le Jurassique montre alors un réseau de décrochements N130-140°E dextres et N20°-40° senestres identique à celui que l'on observe également à la partie occidentale de l'unité.

Le Crétacé et le Jurassique de la retombée septentrionale de l'anticlinal de Cornay sont en contact tectonique par le jeu d'un accident tangentiel N110°E, particulièrement net au carrefour D563 et N85. Cet accident incliné de 45° vers le Sud, accompagné de failles inverses de même direction et de pendage opposé, disparaît près de Rouaine au contact du Lachens. L'unité de Frantignac chevauche vers le Sud l'unité de Cornay.

2.6.2.- L'unité structurale de la montagne de Frantignac.

Elle se développe au Nord de la N85 qui emprunte la dépression crétacée de Val Ferrière la séparant morphologiquement de la montagne de Cornay. Cette écaille est constituée d'un flanc normal de calcaires jurassiques supérieurs à pendage nord surmontés par le Crétacé argilo-calcaire. Elle est orientée à N140°E et recouverte au Nord, à l'Est et à l'Ouest par l'ensemble chevauchant du Lachens-Audibergue.

Au Sud, cette écaïlle est limitée par un accident tangentiel qui l'amène en recouvrement sur l'unité de Cornay et localement sur l'unité de l'Hubac de Bliauge.

A sa terminaison orientale, les calcaires jurassiques supérieurs viennent sur la série crétacée renversée de l'Hubac de Bliauge, à la faveur de cet accident N 140°E penté de 40° vers le NE. A l'Ouest, c'est la terminaison périsynclinale de Cornay qui est chevauchée.

Cette faille inverse N 120°E est décalée par des accidents coulissants N 40° senestres (Val Ferrière et environs), ce qui implique un jeu synchrone des deux types d'accidents. En effet, le jeu en décrochement n'est possible que si les deux compartiments chevauchants se déplacent vers le SW, avec des flèches différentes, de part et d'autre du décrochement.

A proximité du Lachens, la faille inverse N 140°E se redresse et prend alors un pendage de 80° vers le SW. Le miroir montre des stries horizontales de décrochement dextre.

Le Crétacé se développe au flanc nord de Frantignac, près de l'Adrech de Rouaine (X = 952 ; Y = 172, Castellane 7) et présente des plis N90° prenant une allure sigmoïde au contact du Jurassique du Lachens (crochons senestres).

Vers l'Est, ces plis s'accroissent et s'écaillent près de l'Hubac de Monegon, conduisant à un redoublement de la série crétacée en bordure du chevauchement de l'Audibergue.

L'unité de Frantignac, tout comme celle de Cornay et d'Adrech Esclapon, disparaît au contact du Lachens.

2.7.- L'unité de la montagne de Brouis. (cf. 30, p. 147)

Faisant suite vers le Nord au synclinal EW de la Roque Esclapon, l'unité de la montagne de Brouis apparaît comme l'équivalent tectonique de l'ensemble Hubac de Bliauge - Adrech Esclapon dont il est séparé par le dièdre jurassique de la montagne du Lachens. Vers l'Ouest, l'unité de la montagne de Brouis se poursuit par plusieurs segments jurassiques (montagne de Mauvasque, Clare,

Rouissas) séparés par des fossés NS, jouant légèrement en décrochement (fossés du plan d'Anelle, de Brenon et de l'Evescat-Jabron).

A l'Est, la montagne de Brouis et le fossé de la Bastide sont interrompus par la zone coulissante dextre de la montagne du Lachens. Au Nord, elle est limitée par les petites écaillés du Marni et de la Martre.

La montagne de Brouis forme un anticlinal EW à coeur de Jurassique moyen, tronçonné à l'Est par le fossé de la Bastide. Le flanc méridional de cet ensemble chevauche légèrement le bassin de la Roque Esclapon, selon un accident qui se développe depuis la localité de Bargème jusqu'au front sud du Lachens, sous lequel il disparaît.

Près de Bargème, cet accident est décroché par la faille bordière orientale du fossé de Plan d'Anelle N160°E, qui joue en décrochement dextre. Vers l'Est, il s'observe particulièrement entre la grange Bounet (X = 941,8 ; Y = 167, Fayence 2) et Fuon Santo (X = 942,2 ; Y = 167,6, Fayence 2). Cet accident, incliné d'une trentaine de degrés vers le Nord, fait chevaucher vers le sud l'enveloppe crétacée renversée de l'anticlinal de Brouis, sur les brèches à Microcodium miocènes du synclinal de la Roque Esclapon. Une faille inverse, annexe de l'accident principal, isole dans ce secteur un copeau de Turonien, surmonté par des terrains de la "série grise" miocène, l'ensemble étant affecté par des replis N90°E.

Plus à l'Est, près des Bailes, l'accident se redresse et se poursuit au-delà de La Bastide, au front de l'unité du Lachens. Il fait chevaucher vers le Sud le fossé de La Bastide et son remplissage oligocène directement sur les brèches à Microcodium miocènes du bassin de La Roque Esclapon.

A l'Est de La Bastide, l'accident de direction EW se couche (pendage 30° vers le Nord) et le fossé de La Bastide, écaillé, vient chevaucher le Stampien du fossé de Riples.

Le coeur de l'anticlinal de Brouis est formé de Jurassique moyen dolomitique alors que les flancs sont constitués par le Portlandien et le Crétacé. Au flanc sud, la série crétacée est complète depuis le Valanginien jusqu'au Coniacien détritique. Ce Crétacé, écaillé à N 90°E, montre des replis anticlinaux de même direction à noyau de Barrémien. Le Turono-Cénomaniens de ce flanc se renverse vers le Sud et vient en contact anormal avec le Miocène

de La Roque Esclapon.

Au flanc nord de l'anticlinal de Brouis, la série crétacée qui surmonte les "calcaires blancs" est ployée en synclinal EW, chevauché par l'écaille jurassique de Marripey.

La faille normale N10°E qui affecte l'unité de Brouis à la bordure occidentale du secteur étudié a rejoué postérieurement en décrochement dextre de faible rejet.

Le fossé de la Bastide et son remplissage, qui bordent à l'Est l'anticlinal de Brouis (ancien horst), ont été très redéformés postérieurement. Ce fossé subméridien, solidaire de l'unité de Brouis, cisailé à sa base, chevauche le miocène de Roque Esclapon, suivant le contact anormal de l'unité de Brouis. La faille bordière occidentale déformée est interrompue au Sud comme au Nord par des accidents tangentiels postérieurs. Le compartiment effondré du fossé est ployé en synclinal subméridien très dissymétrique dont le flanc oriental est rebroussé et renversé vers l'Ouest et le Sud, au contact de l'unité du Lachens. Cette série renversée se prolonge vers l'Est, au front du Lachens, pour constituer la deuxième écaille chevauchante sur le remplissage stampien du fossé de Riples.

Au Nord, le fossé de La Bastide est interrompu par les décrochements N160°E dextres du Lachens; ces accidents sont injectés, près du Col de Clave, par le Trias gypseux, dont l'origine tectonique avait déjà été suggérée par A. Guebhard dès 1899.

2.8.- Les unités de Marripey et de La Martre. (cf. pl. 30, p. 147)

Il s'agit de deux unités EW reposant au Nord sur la structure de Brouis. Ces écailles de faibles dimensions occupent à l'ouest du Lachens la même position tectonique que les écailles de Cornay et de Frantignac situées à l'Est. Elles sont cisailées à l'Est tout comme l'unité de Brouis par la zone décrochante dextre N160°E du Lachens. Vers l'Ouest, les deux écailles se suivent sur quelques kilomètres et s'amortissent, semble-t-il, dans le Crétacé du Plan d'Anelle.

Au Nord de la Martre, se développe la zone plissée et écaillée de Chateaufieux où viennent s'amortir les décrochements bordant, à l'Ouest, la montagne du Lachens.

2.8.1.- L'écaille de Marripey.

Elle est située au nord de la montagne de Brouis qu'elle chevauche. Il s'agit d'un flanc normal de calcaires jurassiques inclinés vers le Nord, surmontés par une série crétacée inférieure développée. Elle chevauche vers le Sud, à la faveur d'un accident EW fortement redressé, la retombée nord du Brouis. Cet accident est particulièrement remarquable hors de la limite occidentale du secteur étudié, près du Moulin de St Blaise (X = 942 ; Y = 169,8, Castellane n° 6) en bordure de l'Artuby. Son miroir, bien conservé au niveau du Jurassique chevauchant, orienté N90°E, présente un plongement de 70° vers le Sud et montre des stries verticales de faille inverse rejoignant secondairement en décrochement dextres (stries horizontales). Cet accident amène les calcaires du Portlandien sur les marnes cénomaniennes schistosées à N 90°E. Il est accompagné par un système de failles inverses de même direction isolant de petits copeaux de Jurassique et de Crétacé intensément broyés et schistosés.

Vers l'Est, la faille bascule vers le N à proximité du décrochement du Lachens et prend ainsi une inclinaison de 60° S, en amorçant au crochon dextre. Ce pendage vers le Sud est lié au serrage local très important dans ce secteur de la bordure coulissante du Lachens, déterminant aussi le rejeu secondaire décrochant dextre de l'accident EW de Marripey.

L'unité de Marripey montre un réseau bien individualisé de décrochements conjugués N150°E dextres et N20°E senestres. Le jeu de certains coulissages peut s'inverser à proximité de la zone décrochante N160°E du Lachens, soulignant également le serrage local transverse.

Au Nord, les terrains crétacés inférieurs sont plissés à N90°E et écaillés à proximité du village de La Martre : écaille de la Martre.

2.8.2.- L'unité de la Martre.

Elle correspond à un écaillage du flanc nord de l'unité de Marripey tout comme son homologue à l'Est du Lachens (écaille de Frantignac) correspondait à un écaillage de l'unité de Cornay. Les terrains crétacés inférieurs sont ployés en anticlinal EW dont le flanc sud se rompt, donnant naissance

à plusieurs failles inverses N90°-100°E. Ces accidents se rejoignent à proximité de La Martre, isolant un copeau de Portlandien; ce faisceau vient buter contre le décrochement du Lachens. L'unité de La Martre disparaît ainsi vers l'Est contre la zone décrochante N160°E dextre du Lachens, soulignée par des amygdales de Barrémien fracturé. Plus au Nord, les décrochements s'amortissent apparemment dans les terrains argileux du Crétacé du secteur de Chateaufieux.

2.9.- Les déformations compressives dans les conglomérats oligocènes et miocènes de la "zone des fossés NS".

Dans les descriptions structurales précédentes, j'ai indiqué, quand elles étaient visibles, les déformations d'ensemble des conglomérats tertiaires. D'autres indices de déformations à l'échelle de l'échantillon apportent des confirmations et des renseignements nouveaux sur la nature et la direction de la déformation.

Nous avons employé pour la première fois dans le delta pliocène du Var (R. Campredon et al., 1977) l'analyse des tectoglyphes des galets.

Dans un conglomérat tectonisé en compression, la déformation se traduit à l'échelle du galet par deux types principaux d'objets structuraux :

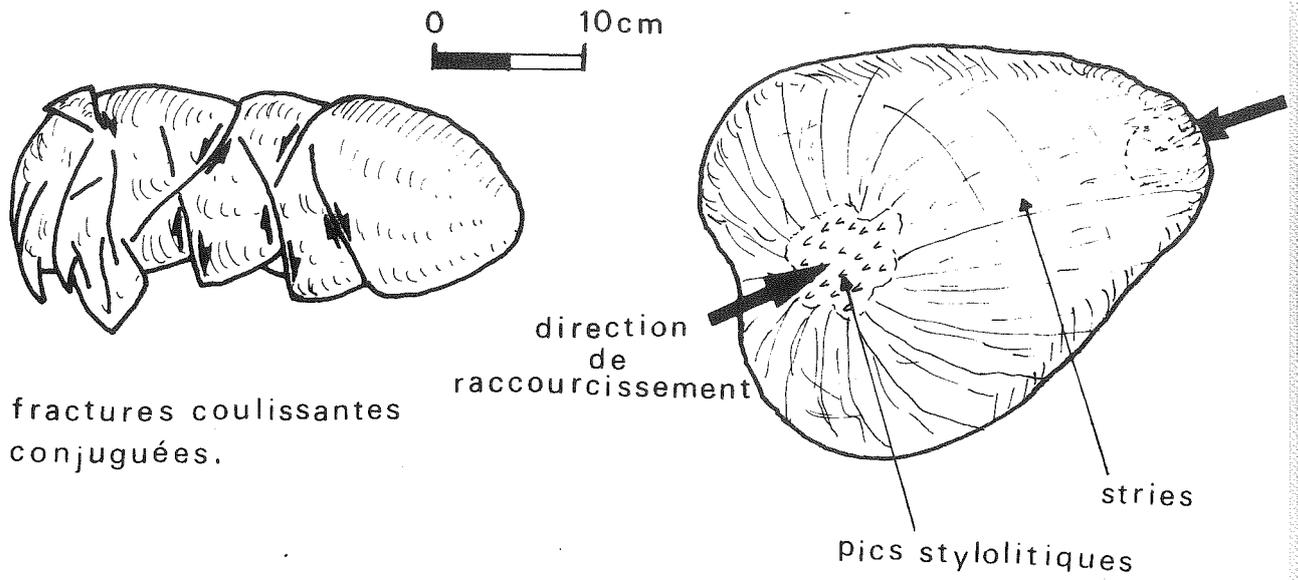
- Les cisaillements résultant du jeu de fractures coulissantes affectent l'ensemble du galet (cf. planche n°35 fig. 1, page 175). Dans certains cas favorables, le réseau de fractures conjuguées permet de donner la direction du raccourcissement.

- Des stries stylolitiques, dues à la présence d'éléments striateurs (en général des grains de quartz), qui impriment leurs traces sur les faces du galet lors de la compression. Ces stries, plus ou moins parallèles, apparaissent sur les différentes faces et viennent converger dans des zones légèrement déprimées du galet. Ces poles (correspondant aux impacts des "galets choqués" de la littérature) montrent des phénomènes de dissolution sous contraintes, et les stries des facettes du galet passent progressivement en ces points à des pics stylolitiques horizontaux. La mesure statistique

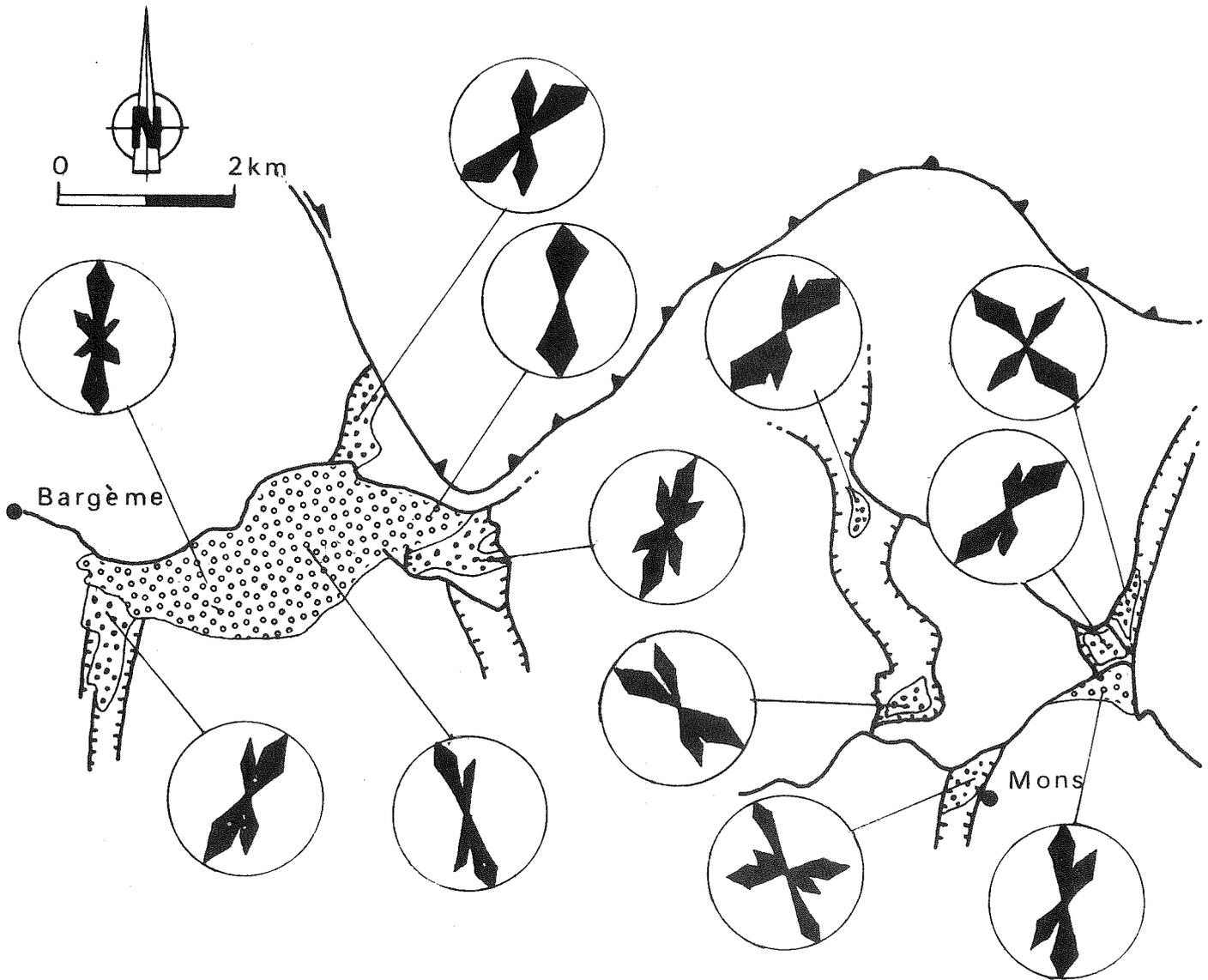
de l'orientation de ces pics dans les "poles de compression" montre qu'ils font un angle très faible (10° maximum) avec la direction de raccourcissement, déterminée avec les macrostructures (plis, décrochements, failles inverses etc...) et les stylolites dans les séries calcaires.

Ainsi, la mesure directe d'un nombre suffisant de "poles de compression", dans différents secteurs, permet de déterminer facilement la direction de raccourcissement, affectant les galets et donc la formation. Cela permet en outre de voir le changement local de la direction de raccourcissement, à proximité d'un accident préexistant ou généralement aux abords d'une zone décrochante. Cette méthode s'avère très fiable, mais son application ne reste rigoureuse que pour des couches à pendage maximum de 45° environ. Pour des pendages plus forts, et cela se conçoit fort bien, la rotation des galets par rapport au champ de contraintes se traduit par des stries dans tous les sens, rendant toute interprétation impossible. A l'aide de cette méthode, j'ai systématiquement relevé les directions des "poles de compression" dans l'ensemble des conglomérats oligocènes et miocènes du secteur étudié. Les résultats obtenus sont résumés dans la planche n° 35 de la page 175. Leur représentation sur diagramme statistique, donne directement l'orientation de raccourcissement du conglomérat en un point donné.

Ces résultats appellent quelques commentaires. Une lecture rapide des mesures montre que dans le bassin EW de La Roque Esclapon la direction de raccourcissement locale est comprise entre les valeurs $N170^\circ-10^\circ E$. En revanche, dans les fossés NS, et principalement dans les structures intensément redéformées en compression situées à l'Est (fossé du Fil, Mons, Colle de Mons Font Trucelle), les directions se dispersent quelque peu en prenant souvent des orientations transverses par rapport à l'allongement du fossé (et ainsi par rapport à la direction de raccourcissement régionale NS). Ces anomalies traduisent le serrage transversal local affectant ces fossés NS, écrasés entre les horsts jurassiques lors de leur déplacement d'ensemble par le Sud. Ce serrage transverse se traduit par le plissement du compartiment effondré en synclinal parallèle à l'allongement du fossé. L'analyse des pics stylolitiques montre qu'il s'agit bien d'un serrage en compression, postérieur à l'individualisation des fossés, qui les restructurent en synclinaux. Cela s'oppose à l'idée de G. Mennessier (1970) selon laquelle la structuration



Pl.35 fig1. Déformations des galets.



Pl.35 fig2. Carte des directions de raccourcissement dans les conglomérats Oligocène et Miocène.

en synclinal aurait été réalisée par le rebroussement du compartiment effondré contre les failles bordières, au cours de la formation du fossé.

Les modifications des directions du raccourcissement qui apparaissent en bordure des accidents limitant les fossés, se manifestent, comme nous le verrons ultérieurement, de la même façon au niveau des zones coulissantes.

3.- LES DEFORMATIONS COMPRESSIVES DANS "LE DOMAINE DES ÉCAILLES EW".

(cf. pl. hors texte : schéma structural et pl. 29,30 et 31, p. 146,147, 148).

3.1.- Généralités.

"Le domaine des écailles EW" s'étend au Nord et à l'Est du "secteur des fossés NS", qu'il recouvre plus ou moins en position anormale. Il se développe au Nord de l'accident chevauchant et décrochant qui borde l'ensemble tectonique de l'Audibergue-Lachens. La "zone des écailles" est constituée schématiquement par une superposition bien réglée d'écailles EW, nettement soulignée dans le modelé par leur ossature jurassique. Les recouvrements de ces différentes unités sont nettement plus importants que ceux que l'on observe dans le secteur des fossés et correspondent à un raccourcissement NS plus important de la couverture sédimentaire.

Dans la partie étudiée de ce vaste secteur, qui constitue l'armature de l'arc de Castellane, les formations détritiques tertiaires n'affleurent pas. Dans ce même domaine, les fossés NS paraissent être absents ou mal individualisés (cf. chapitre IV).

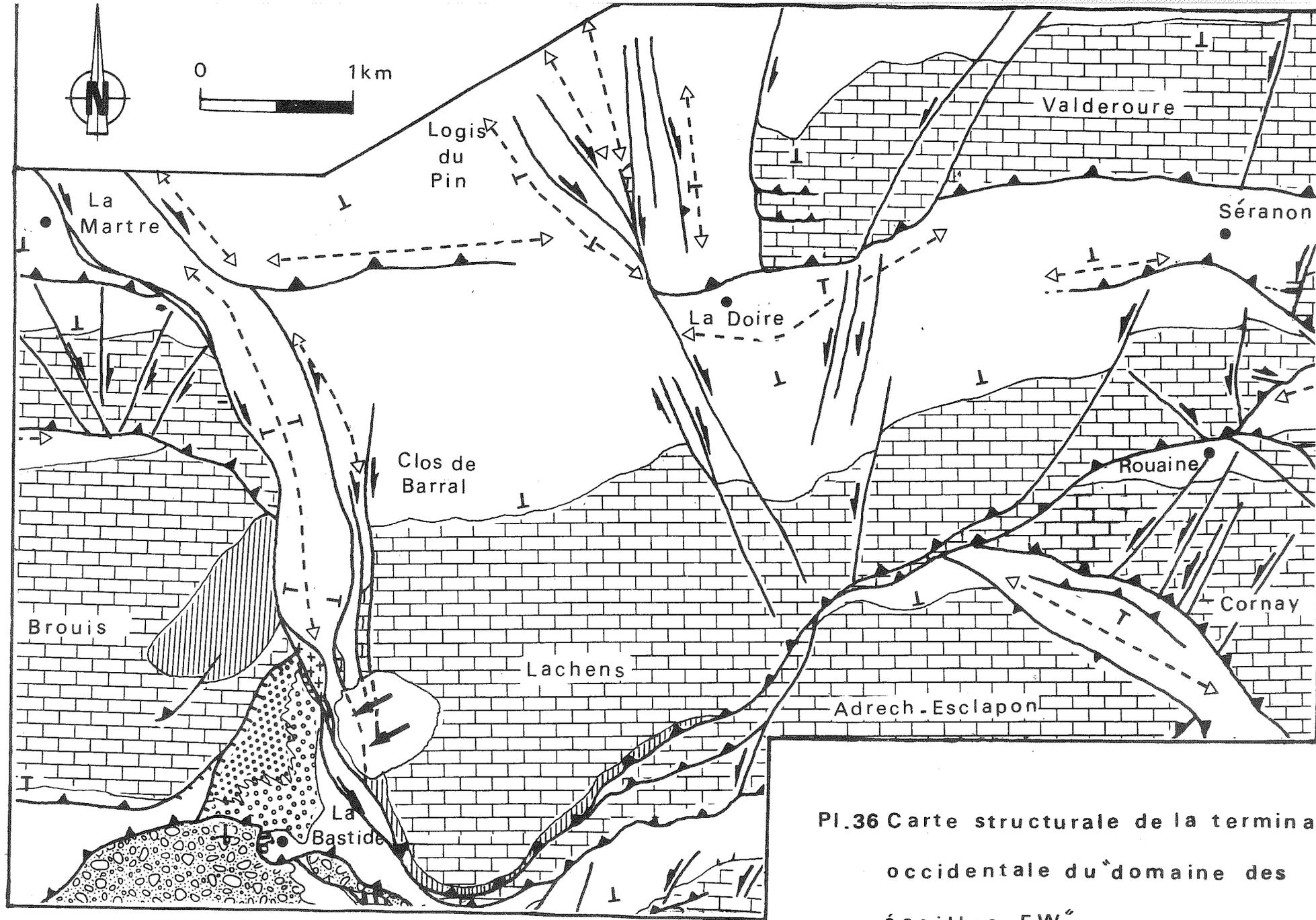
Le train d'écailles EW est limité, à sa terminaison occidentale, par un système de décrochements N140°-160° dextres, permettant ainsi de passer selon une transversale EW d'une zone très écaillée à un domaine qui l'est moins; c'est le "losange de Comps" de J. Goguel (1936) auquel se rattache la "zone des fossés NS".

On peut définir du Sud au Nord les unités superposées suivantes :
(cf. pl. 28, p. 143).

- L'ensemble tectonique de l'Audibergue-Lachens
- L'unité de Seranon-Andon
- L'unité du bois de Valderoure.

3.2.- L'ensemble tectonique Audibergue-Lachens. (cf. pl. 29,30,31, p. 146,147, et 148).

Ce chaînon appartient à un vaste ensemble tectonique chevauchant vers le Sud qui se suit depuis la région niçoise (J.F. Tapoul, 1977, M. Franco et H. Spini, Thèses en cours), et vient disparaître près du village de La Martre (cf. pl. 36, p. 178).



Pl.36 Carte structurale de la terminaison occidentale du "domaine des écaillés EW".

(même légende que la planche 29 page 146).

C'est à partir des écaillages de La Clue (RN 85, X = 952,8; Y = 172,2, Cast. n° 7) que ce chaînon se divise en montagne de Lachens à l'Ouest et montagne de l'Audibergue à l'Est. A ce niveau, l'unité Audibergue-Lachens est considérablement réduite et laminée par suite du développement de l'unité chevauchante de Seranon-Andon.

L'ensemble tectonique de l'Audibergue-Lachens, à ossature jurassique, est limitée au Sud par un accident tangentiel à la faveur duquel il vient se superposer aux unités polyédriques du "secteur des fossés NS".

A l'Est et en dehors du secteur étudié, cet accident présente une direction EW et il est incliné de 10° vers le Nord. Sur son miroir, des stries et des cannelures verticales attestent le jeu en faille chevauchante vers le Sud. A la faveur de cet accident, la montagne de l'Audibergue chevauche l'unité d'Escragnolles - plateau de Causols et vient recouvrir le fossé NS du Château qui passe "en tunnel" sous le chevauchement.

Le chevauchement de l'Audibergue dans mon secteur d'étude a, au contact avec l'unité de Frantignac, une direction N 140°E. Au niveau de La Clue, l'Audibergue est écaillée et laminée (écaille de Seranon-Andon), le contact chevauchant se redresse et prend alors une direction N50°-60°E jusqu'au front du Lachens. Sur ce tronçon, la montagne du Lachens interrompt et recouvre les terminaisons occidentales des unités de Frantignac, Cornay et Adrech-Esclapon. L'accident de base du Lachens, en bordure de la RN 85, a une direction N60°E et un pendage de 70° vers le NW. Les stries, sur le miroir, inclinées de 45° vers le NE ou subverticales, attestent du jeu en décrochement inverse senestre.

Ainsi, le Jurassique supérieur, laminé et broyé, chevauche vers le Sud le Crétacé de Frantignac intensément plissé, verticalisé ou renversé au contact avec l'unité chevauchante. Ces plis du Crétacé, au contact de l'accident, amorcent un crochon vers le Sud, soulignant le mouvement coulissant senestre. Le Jurassique du Lachens montre dans ce secteur des décrochements conjugués N 130°E dextres et N20°E senestres:

Vers le SW, l'accident se poursuit à proximité du village de Rouaine (X = 951,5; Y = 171,8, Cast. 7) et réapparaît au Nord du Château de Lubi où le Lachens chevauche l'unité de Cornay qui dessine un crochon lui donnant son allure sigmoïde. Ce rebroussement contre l'accident tangentiel (direction N45°E, pendage 50°W) s'accompagne dans la montagne de Cornay d'un réseau de décroche-

ment N 20°E senestres accentuant sa forme sigmoïde. Dans ce secteur, l'unité de Lachens est affectée par un décrochement N20°E senestre subvertical qui se couche vers le Sud à proximité du chevauchement, puis se raccorde à celui-ci déterminant le lambeau jurassique du Col 1369,8 (X = 949,1; Y = 170,4, Castellane 7). Ce type d'accident est fréquent dans tout le secteur étudié où ils correspondent à l'évolution de décrochements verticaux en failles inverses, déterminant des écailles chevauchantes à leur front et coulissantes sur leurs ailes.

Près du Col 1369,8, le synclinal crétacé de l'Adrech Esclapon, intensément fracturé par des décrochements N20°-30°E senestres et N 140° dextres, est chevauché par le Jurassique du Lachens. Ce synclinal, décroché de façon senestre par un coulissage N20°E, est plus au Sud recouvert par le Lachens. L'accident de base de ce dernier tangente le décrochement dans le secteur d'Adrech Esclapon puis se couche vers le Sud en prenant une direction N80°E et un pendage de 20°N.

Légèrement au Sud, l'accident se redresse à nouveau en prenant une direction N40°E au contact du Jurassique de l'écaille qui affecte le flanc nord de l'Adrech Esclapon. Il est incliné de 55° à 35° vers le NW, les stries et les décrochements associés N40°-60°E senestres attestent son jeu en coulissage-chevauchant. Le Lachens recouvre et interrompt vers l'Est l'Adrech Esclapon, réduit au front de l'unité chevauchante à une lanière de Portlandien. Dans ce secteur, le Lachens chevauche aussi les deux écailles dilacérées affectant la partie nord du fossé de Riples et du bassin de La Roque Esclapon.

L'écaille la plus septentrionale, prolongement oriental du fossé de La Bastide, se renverse vers le Sud au contact du Lachens. Le flanc inverse se poursuit vers le Nord et épouse étroitement le tracé du contact anormal du Lachens présentant alors une direction N 160°E.

Ce dispositif montre que l'unité du Lachens s'est mise en place et s'est imprimée dans la dépression préexistante de La Bastide comblée par les séries détritiques oligocènes.

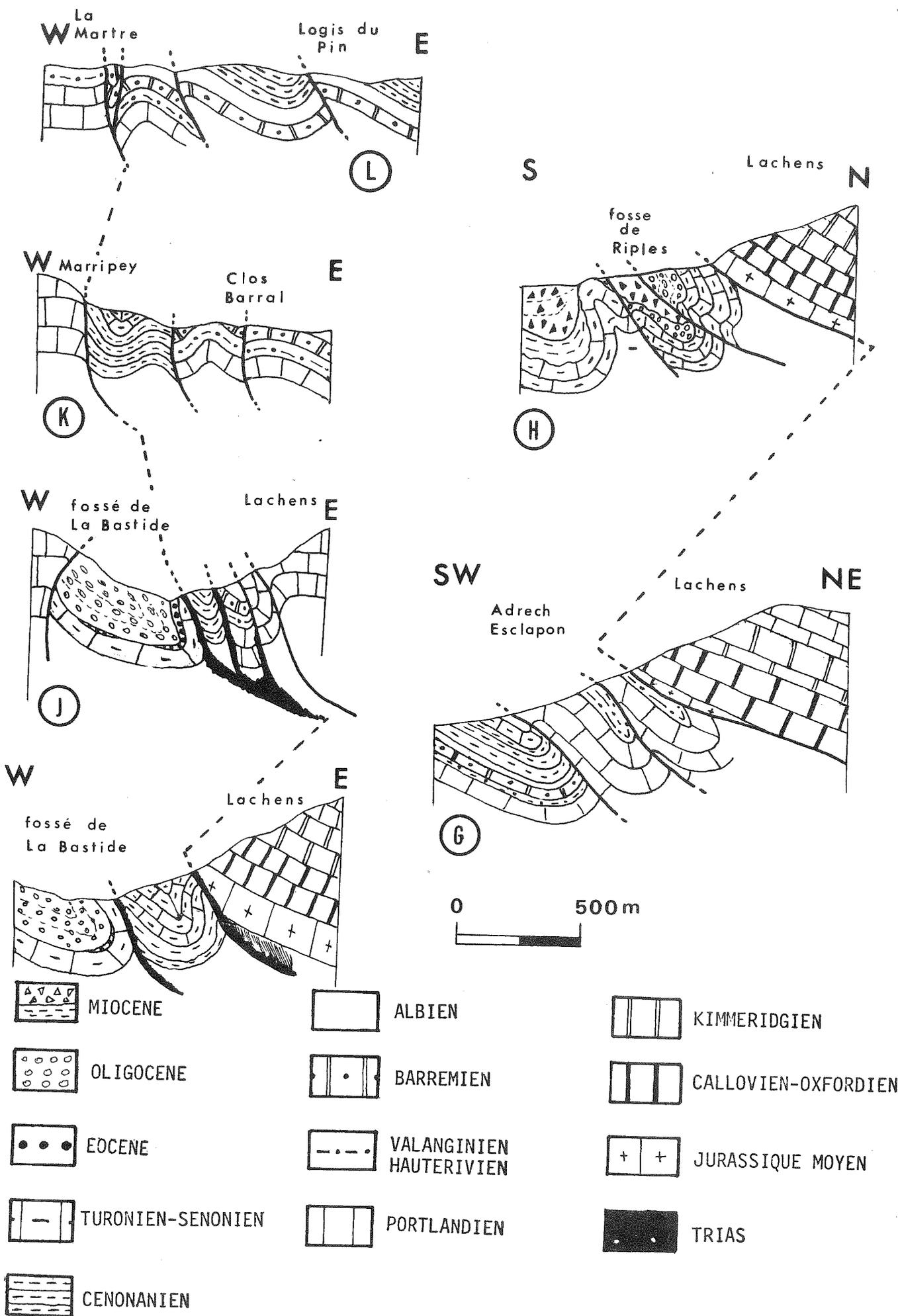
Au contact avec le fossé de La Bastide, l'accident frontal EW du Lachens se redresse fortement et prend une direction N160°E jusqu'au village de La

Martre. Cette faille s'accompagne d'un accident secondaire, parallèle, qui détermine un synclinal crétacé bordant à l'Ouest l'unité du Lachens et la dépression crétacée du Logis du Pin et venant en contact avec les unités de Brouis, Marripey et la Martre.

Au droit de la Bastide, l'accident du Lachens, limite les calcaires jurassiques et réapparaît après une zone d'éboulis sur la route D 26 où il met en contact les marnes cénomaniennes, injectées de Trias gypseux, avec la série oligocène du fossé de La Bastide, renversée vers le SW. Il détermine l'apparition de décrochements satellites dextres N160°E, engendrant dans le Crétacé supérieur des amygdales de même direction *.

Vers le Nord, l'accident du Lachens, injecté de Trias gypseux, met en contact le Cénomaniens avec le Lutétien verticalisé du fossé de La Bastide, puis interrompt l'anticlinal de Brouis et les écaïlles qui lui sont superposées. Ces dernières amorcent alors un crochon vers le Sud. Le miroir de l'accident visible dans le Jurassique de l'unité de Marripey présente des stries et des canélures horizontales qui attestent le jeu coulissant dextre de l'accident. Il se poursuit en direction de la Martre où apparaissent, au contact de cette unité, deux copeaux barrémiens limités par des décrochements dextres induisant une fracturation verticale sigmoïde très intense.

* Dans ce même secteur, sur le flanc oriental de la montagne du Lachens, les calcaires jurassiques de cette unité, ainsi qu'un copeau de Portlandien (sur lequel se trouve le château en ruines de Ste Magdeleine) sont affectés ensemble par un glissement quaternaire. L'accident qui les met en contact est subvertical et présente une direction N160°E. Son miroir montre un système de stries verticales reprises par des stries horizontales de décrochement dextre. Ce coulissage, qui s'intègre dans le réseau limitant à l'ouest le Lachens, correspond peut-être à une ancienne faille normale NS oligocène, jouant lors de l'épisode compressif mio-pliocène en cisaillement dextre. Il est toutefois difficile, pour les raisons déjà invoquées, de le préciser.



Pl.37. Coupes de la bordure sud-occidentale

du Lachens. (voir localisation des coupes page 146)

Dans les deux compartiments, le Crétacé a un débit en "frites" verticales, engendré par l'intersection d'un réseau de décrochements N 10° senestres et N 140°-160°E dextres.

Au-delà de La Martre, le décrochement semble disparaître et s'amortir dans les terrains cénomaniens très développés et écaillés du secteur de Chateaufieux, où débute la bande chevauchante et décrochante dextre N150°E Chateaufieux-Destourbes limitant le train d'écaillés EW de Bleine, Faye Teillon etc...

Un accident, parallèle au décrochement du Lachens, apparaît à partir de la terminaison nord du fossé de la Bastide, et se suit jusqu'aux environs de La Martre. Entre ces deux accidents, une bande de terrains crétacés supérieurs est ployée en synclinal N 160°E, les microstructures qui l'affectent indiquent un jeu décrochant dextre. Son tracé souligné par des copeaux de Jurassique broyés et de cargneules triasiques détermine le Col de Clave. C'est par le jeu de cet accident que le Cénomaniens de la bande Col de Clave- La Martre vient en contact avec le Crétacé inférieur plissé et broyé de la retombée nord du Lachens. Ce Crétacé est affecté par un pli N 160° E à allure conique, dans lequel s'amortissent les fractures NS dextres, satellites du coulissage du Lachens.

Le Jurassique supérieur de la bordure occidentale du Lachens est affecté, sur une largeur de près de 2 kilomètres, par une fracturation verticale très intense parallèle aux accidents coulissants dextres N 160°E. Cette fracturation est le résultat de l'intersection de 2 familles de fractures coulissantes, l'une prédominante à N160°E (dextre), l'autre subordonnée N10°-20°E (senestre).

Il convient de souligner que ces décrochements ont des effets différents suivant la lithologie de formations affectées. En effet, au niveau des assises argileuses du Crétacé, ils se manifestent par l'apparition de cisaillement et d'une schistosité sigmoïde classique des couloirs de décrochement. Le plissement parallèle au décrochement, que l'on observe sur toute cette terminaison occidentale du Lachens, est liée à un serrage local transverse comparable à celui qui affecte les fossés NS.

L'unité de Valderoure chevauche la retombée nord du Lachens constituée par le Crétacé moyen et supérieur, ployés en synclinal EW. Le synclinal de La

Doire, dont le flanc septentrional est vertical ou renversé vers le Sud, est cisailé par des accidents décrochants conjugués N 140° dextres et N 10° senestres.

Le chevauchement de cette unité provoque sur le flanc nord de l'Audibergue dans la vallée de la Moulière plusieurs écaillages EW. (coupe 5, pl. 31, p. 148).

Il est fondamental de souligner enfin que l'ensemble tectonique de l'Audibergue-Lachens présente nettement les caractères d'un chevauchement important vers le Sud. Il recouvre en effet les écaillages de Frontignac, Cornay, Adrech Esclapon et les petites écaillages du secteur nord du fossé de Ripples. Ce dispositif en écaillages nous conduit à envisager que l'unité du Lachens a subi un déplacement du Nord vers le Sud plus important que l'unité de Brouis et ces deux unités n'appartiennent donc pas à une même structure anticlinale tronçonnée (hypothèse de J. Goguel 1936). La différence de faciès entre les deux séries crétacées qui leur sont liées (P. Cotillon 1971 et communication orale) vient à l'appui de cette interprétation. Ce déplacement plus important vers le Sud de l'unité du Lachens est rendu possible par le mouvement coulissant dextre le long de la bordure occidentale du Lachens, l'accident chevauchant passant à une zone décrochante N160°E dextre, subverticale. (cf. pl. 37, p. 182).

3.3.- L'unité de Seranon-Andon.

Il s'agit d'une écaille jurassique qui s'intercale entre l'unité de l'Audibergue au Sud et l'unité du bois de Valderoure au Nord. Cette écaille d'environ 8 kilomètres de longueur s'étend depuis la localité de Seranon à l'Ouest jusqu'au village d'Andon à l'Est. Seule sa terminaison occidentale affleure dans le secteur d'étude.

L'écaille est limitée au Sud par une faille inverse N90°E inclinée fortement vers le Nord qui la fait chevaucher le synclinal crétacé, développé à la retombée septentrionale de l'Audibergue. Cet accident se poursuit vers l'Ouest, son miroir à proximité de la route de Caille montre des stries horizontales indiquant un jeu secondaire décrochant et plus à l'ouest des stries et cannelures verticales de faille inverse. L'unité de Seranon-Andon chevauche alors le Cénomaniens du flanc nord du Lachens.

Vers l'Ouest, le Jurassique est interrompu par un accident coulissant vertical N 10°E, le chevauchement se poursuit en direction de la chapelle de N.D. de Seranon où il semble s'enraciner au niveau du pli EW affectant le Barrémo-Bédoulien.

L'ensemble de l'écaille de Seranon-Andon se présente comme un monocliné de calcaires jurassiques inclinés vers le Nord et surmontés par une épaisse série crétacée marneuse. Le Jurassique est découpé par des décrochements conjugués N160°E dextres et N20° senestres, déterminant dans certains secteurs (Col de Cornille...) une intense fracturation verticale (débit en "frites" et "poissons").

A l'Est, l'ensemble du flanc jurassique de l'écaille est affectée par un décrochement N 150°E dextre, de faible rejet.

Au flanc nord de la structure, le pli de Caille est établi dans les terrains argileux du Crétacé. Ces assises sont ployées en synclinal EW dont le flanc septentrional se verticalise et se renverse localement, au contact du chevauchement de l'unité de Valderoure.

3.4.- L'unité du bois de Valderoure. (cf. pl. 31, p. 148)

Elle constitue la terminaison occidentale de la montagne du Cheiron : vaste unité EW chevauchante qui se suit depuis la basse vallée du Var. Dans mon secteur d'étude, cette unité apparaît à partir des environs de Caille jusqu'au Logis du Pin à l'Ouest. Elle est constituée par une série de calcaires jurassiques et de puissantes marnes crétacées, inclinés vers le Nord et chevauchés à leur terminaison septentrionale par l'unité de la montagne de Bleine.

Au Sud, elle est limitée par un accident tangentiel EW à la faveur duquel l'unité de Valderoure chevauche l'ensemble de l'Audibergue-Lachens.

A l'Ouest, l'accident de base se "transforme" dans la zone coulissante dextre du Logis du Pin, déterminant ainsi un plongement axial de la structure dont l'ossature jurassique s'ennoie sous les vastes affleurements crétacés.

La faille inverse de l'unité du bois de Valderoure est particulièrement visible au Nord du poljé de Caille, à l'extrémité Est du secteur d'étude. Les stries verticales sur ce miroir de faille de direction $N90^{\circ}E$ incliné de 50° vers le Nord et les fracturations sigmoïdes qui affectent le Crétacé au contact de l'accident, attestent du jeu en faille chevauchante à vergence sud.

Plus à l'Ouest, cet accident est décalé par des décrochements $N20^{\circ}E$ senestres, montrant des stries inclinées de 20° vers le Nord. La densité de ces accidents augmente vers l'Ouest et détermine au Col-Bas ($X = 954$; $Y = 174,8$; Cast. n° 7), au Nord de Caille, une zone de coulissage senestre affectant l'ensemble de l'unité chevauchante. Ce réseau senestre dominant est conjugué d'un réseau $N 130^{\circ}E$ dextre et de failles inverses $N90^{\circ}E$ pentées de 45° vers le Nord (et plus rarement vers le Sud).

Les accidents $N20^{\circ}E$ et $N90^{\circ}E$ principalement déterminent une fracturation verticale très intense des calcaires jurassiques, ayant facilité leur exploitation en carrière. Les décrochements $N20^{\circ}E$ senestres, d'ordre kilométrique, découpent le Jurassique en panneaux chevauchants vers le Sud. Ce chevauchement deviennent de plus en plus importants dans les compartiments occidentaux : décalage senestre des compartiments avec accentuation corrélative du chevauchement. Ce dispositif montre clairement que le jeu coulissant senestre $N20^{\circ}E$ s'accompagne obligatoirement d'une accentuation du chevauchement $N90^{\circ}E$. Le synchronisme des décrochements $N20^{\circ}E$ senestres et du chevauchement EW est remarquablement illustré par toute la zone de Col bas qui décale de 1500 mètres vers le Sud le compartiment ouest de l'unité de Valderoure, par rapport au compartiment Est. D'un point de vue mécanique, il est indéniable que ce décalage senestre s'est traduit, au niveau du compartiment ouest, par une accentuation de son chevauchement vers le Sud, d'une valeur au moins égale au rejet horizontal des décrochements.

Le fait que le coulissage $N20^{\circ}E$ et $N140^{\circ}E$, dans tout le secteur d'étude, n'affectent que rarement le synclinal chevauché par l'écaille, démontre bien que ce réseau de décrochements conjugués est synchrone des écaillages et non postérieur à ceux-ci.

L'unité du Bois de Valderoure se poursuit à l'ouest de la zone coulissante du Col-bas et chevauche vers le Sud, selon un contact EW incliné de 70° vers le Nord, le synclinal crétacé de la Doire-Seranon.

Le Jurassique de l'unité chevauchante disparaît au Nord de la Doire à la faveur d'un accident vertical NS dont le miroir, souligné par une fracturation sigmoïde, présente des stries horizontales de décrochements dextres. Dans le Crétacé, ce décrochement est accompagné de petits accidents satellites NO-10°E senestres et de petites failles inverses de même direction inclinées vers l'Est.

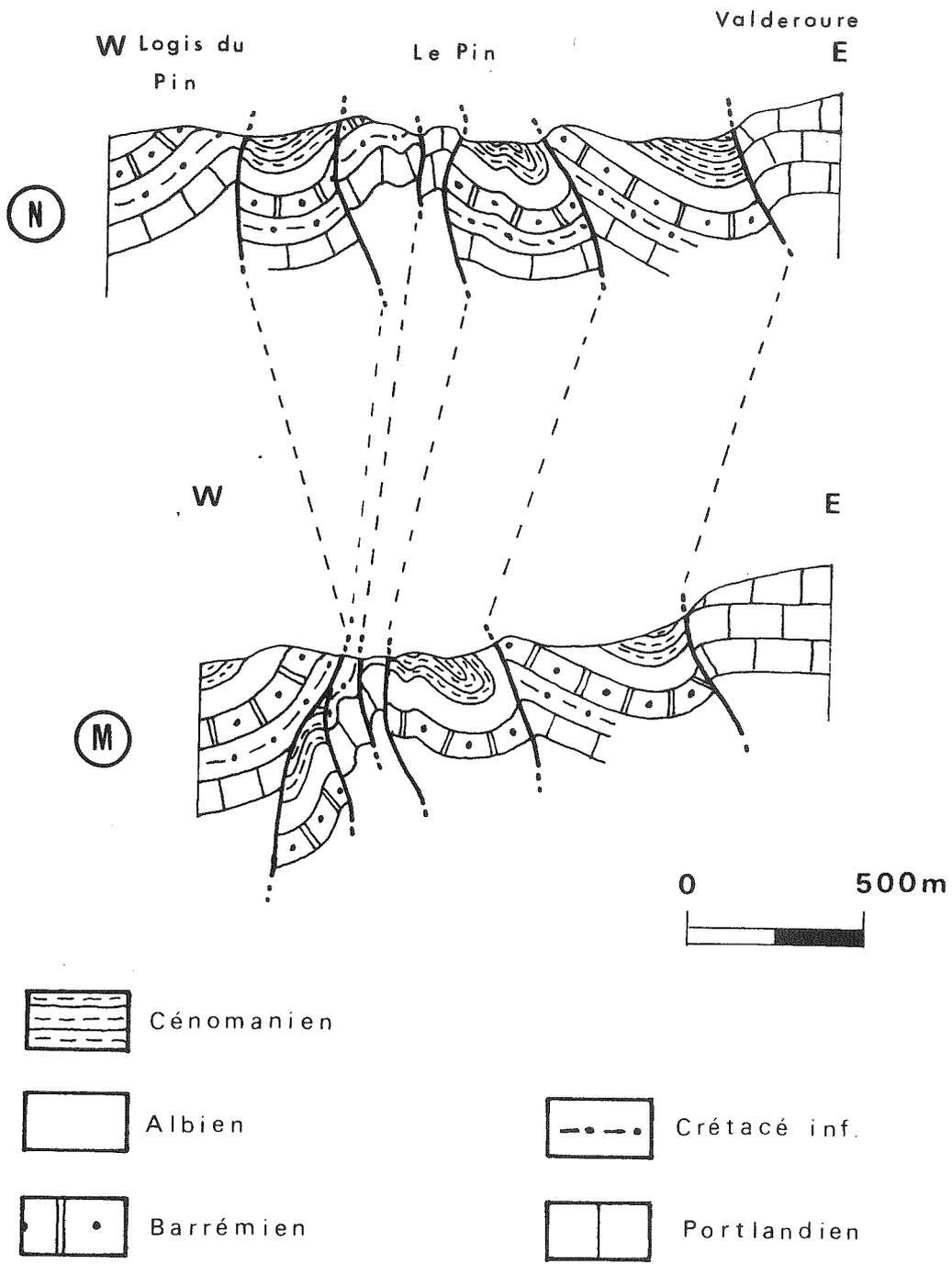
Au-delà de cet accident, la faille inverse de Valderoure met en contact le Cénomaniens et le Turonien du synclinal de la Doire et vient buter sur un décrochement N160°E dextre.

La structure méridienne du Pin fait suite vers l'Ouest à l'écaillage jurassique du Valderoure (cf. pl. 33, p. 188). Elle est constituée par une série crétacée, plissée à N170°E, dans laquelle le Barrémien affleure à la faveur d'une écaillage de même direction à vergence ouest. Une zone décrochante N140°-160°E dextre fait réapparaître une extrusion de jurassique constituant le cœur d'un doublé-pli, d'allure conique, d'axe N150°E, dont les flancs plongent rapidement au Nord. Ils sont laminés par les décrochements N170°E et N150°E dextres qui déterminent un dièdre orienté vers le Sud et se relayent à l'accident coulissant dextre limitant à l'Ouest l'unité de Valderoure.

L'analyse de l'accident qui limite à l'Est le Jurassique du Pin permet de montrer qu'il s'agit d'un décrochement subvertical dextre évoluant localement en chevauchement vers l'Est. Cet accident décrochant-chevauchant N150°E est découpé par un système de décrochements N50°E dextres synchrones.

A l'Ouest de la zone coulissante du Pin, l'unité de Valderoure s'ennoie dans la puissante série crétacée du Logis du Pin, plissée et légèrement écaillée à la faveur d'une faille inverse EW qui se raccorde à l'un des décrochements N160°E dextres de la lanière du Lachens.

Le Crétacé du flanc nord du bois de Valderoure est chevauché par l'unité de Bléine, elle-même chevauchée par la montagne de La Faye-Teillon. Ces deux unités, comme celle du Lachens et de Valderoure, sont limitées vers



Pl.38. Coupes de la structure NS du Pin.

(Voir localisation page 146).

l'Ouest par la zone décrochante N140°E dextre de la Garde-la-Batie, prolongement vers le NW de la lanière coulissante du Lachens.

Il faut souligner que les unités EW du Lachens et du bois de Valderoure se raccordent à des zones coulissantes N140°-160°E dextres. Dans ces secteurs, la plupart des structures observées (écaillages, lanières synclinales et anticlinales à flancs laminés par des décrochements, décrochements à jeu inverses, plis N150°-160°E à flancs décrochés et coeur extrudé, etc...) conduit à envisager une direction de raccourcissement transverse orientée à N50-70°E environ. Le passage de l'écaillage EW au décrochement N160-140°E dextre s'accompagne donc d'un changement local de la direction de raccourcissement (cf. page 199).

D'autre part, il convient de signaler que le passage d'accidents EW à composante verticale (chevauchements) à des accidents subverticaux à composante horizontale (décrochements N140-160°E dextres) se traduit dans ces zones par l'affleurement de niveaux stratigraphiques différents. En effet, le Jurassique, porté en surface par les moments sub-verticaux au niveau des failles inverses EW, disparaît vers l'Ouest au profit du Crétacé supérieur, affleurant largement dans les zones où les déplacements sont horizontaux (décrochements).

C'est la raison pour laquelle les écailles jurassiques de la branche EW de l'arc de Castellane font place à des terrains crétacés à l'approche du "losange de Comps".

D'autre part, dans le domaine subalpin, on a pour habitude de considérer comme importants les accidents qui font apparaître le Jurassique ou le Trias (ce sont les plus fréquents et les plus remarquables), alors qu'en fait, les décrochements dextres ont une importance comparable bien qu'à cette bordure occidentale ils n'affectent généralement que les assises crétacées.

4.- CONCLUSIONS

4.1.- La structure de la zone des fossés NS : superposition de deux déformations (distensive et compressive) oligocène et miocène.

4.1.1.- Les déformations compressives mio-pliocènes.

L'analyse des structures de la zone des fossés permet de montrer clairement que sa complexité résulte de la superposition de deux épisodes de déformations tectoniques distinctes : un épisode distensif EW générateur de fossés NS, suivi d'une déformation compressive NS s'accompagnant de plis, d'écaillages de faible ampleur, et de décrochements conjugués.

L'obliquité de ces différents accidents et structures conduit à la réalisation d'un découpage tectonique en mosaïque : petites unités structurales polyédriques, limitées à l'Est et à l'Ouest par des fossés et au Sud par des écaillages EW ou NW-SE.

- Les fossés NS sont limités par des failles normales subverticales, généralement d'orientation subméridienne. Dans le chapitre IV, j'ai montré que la genèse de ce système horsts-grabens était synchrone de la sédimentation détritique qui s'effectuait dans les fossés depuis la fin de l'Eocène et pendant tout ou partie de l'Oligocène.

- Les fossés NS sont redéformés postérieurement par une structuration compressive conduisant à un raccourcissement régional NS qui débute au Miocène par l'individualisation de pièges sédimentaires EW dans lesquels se déposent des formations détritiques syntectoniques. La compression NS se poursuit postérieurement au dépôt des derniers niveaux de brèches à Microcodium et se traduit par des écaillages, des plis et des décrochements au niveau des fossés, les failles bordières sont gauchies ou franchement plissées (fossés de Riples, La Bastide, Fil, etc...) et peuvent être découpées et décalées par des décrochements postérieurs (fossé de Brovès découpé par deux décrochements N40°E senestres, etc...). Elles sont aussi, et de façon spectaculaire, affectées par des failles inverses découpant les fossés et les horsts périphériques en plusieurs tronçons qui se chevauchent (fossés du Fil-Contes, Colle de Mons-Font Trucelle, etc...).

Les fossés sont le plus souvent ployés en synclinaux selon un axe parallèle à leur allongement. Ce serrage local transverse $N80^{\circ}-70^{\circ}E$ est dirigé de l'Est vers l'Ouest et s'accompagne d'un rejeu en décrochement ou en faille-pli des accidents bordiers du fossé (hubac de Bliauge chevauchant le "fossé synclinal" du Fil...). Ce dispositif rappelle beaucoup celui qui a été mis en évidence dans la "zone à écailles EW", à la bordure occidentale du Lachens et l'unité du bois de Valderoure : zone décrochante bordant les unités qui se déplacent vers le Sud et qui provoquent à leur bordure un serrage transversal $N70^{\circ}E$.

Il apparaît ainsi une relation étroite entre la déformation postérieure des fossés et le développement des écailles EW de l'arc de Castellane. Les fossés les moins déformés (fossé de Brovès) se situent dans la zone où les écailles EW disparaissent, déterminant le "losange de Comps" alors qu'inversement les plus déformés (Fil, Colle de Mons-Font Trucelle) se situent dans la zone où les écailles EW sont bien représentées.

La déformation compressive, postérieure à la genèse des fossés NS oligocènes, se traduit par un raccourcissement NS de la couverture sédimentaire conduisant à des structures diverses. Les plis et les failles inverses sont orientées généralement à $N90^{\circ}E$, mais peuvent changer de direction en bordure de l'unité chevauchante du Lachens. L'analyse statistique des stylolites dans les séries calcaires et dans les conglomérats tertiaires confirme que ce raccourcissement s'est réalisé selon une direction subméridienne.

La déformation compressive conditionne, à toutes les échelles, l'apparition d'un réseau de décrochements conjugués $N20-40^{\circ}E$ senestres et $N150-130^{\circ}E$ dextres. Seuls, certains coulissages, à proximité des fossés NS et des zones décrochantes plus importantes, changent de sens par suite du serrage transversal qui les affecte. L'analyse des relations existant entre décrochements et écaillages met en évidence leur synchronisme et leur interdépendance.

En effet, un décrochement subvertical ($N20^{\circ}E$ ou $N140^{\circ}E$), en changeant de direction ($N90^{\circ}E$), peut se coucher vers le Sud et se comporter alors comme une faille inverse et l'on observera tous les intermédiaires entre ces deux extrêmes. Ce dispositif est particulièrement réalisé à la bordure occidentale du "domaine des écailles EW".

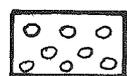
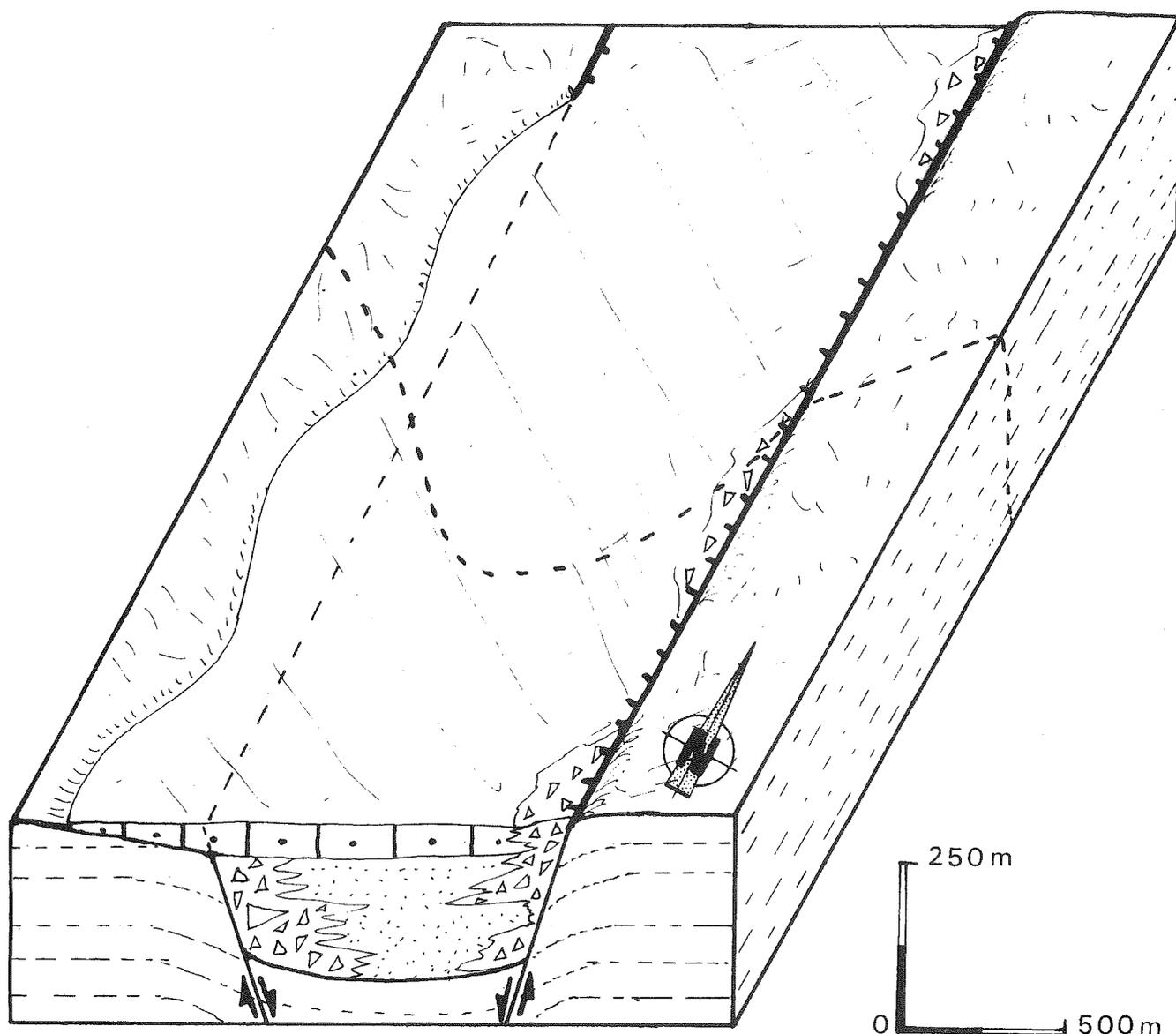
4.1.2.- Reconstitution dynamique de la déformation en compression de structures distensives NS préalablement réalisées.

L'analyse d'ensemble du "domaine des fossés NS" permet de reconstituer les modalités de la superposition d'une déformation compressive à des structures en distension préalablement réalisées. Le fossé de Riples et celui du Fil sont les représentatifs des différents stades de la dynamique de cette déformation.

4.1.2.1.- Le fossé de Riples (cf. planches 39 et 40, p. 193 et 194).

La planche 39 représente une esquisse du fossé de Riples à la fin du dépôt des calcaires stampiens de Blacouas. Cette structure NS, limitée par deux failles normales NS, est comblée par une série détritique syntectonique (sables, conglomérats, mégabrèches, olistolites et calcaires lacustres). La bordure occidentale, complètement arasée, est recouverte localement par les calcaires stampiens. En revanche, à la bordure orientale, quelques reliefs actifs se démantèlent toujours et donnent des mégabrèches qui se sédimentent dans le lac stampien. La région est ensuite soumise à un régime en compression NS conduisant à la formation du bassin EW de la Roque Esclapon et à son comblement par les sédiments détritiques miocènes. Les structures compressives s'accroissent et déforment le fossé de Riples.

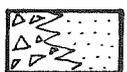
La fig.40 représente le résultat du raccourcissement NS qui a affecté ce secteur (schéma représentant l'allure actuelle du fossé). L'arrivée de l'unité chevauchante du Lachens, dans le fossé de La Bastide, a pour effet un écaillage très intense de la terminaison septentrionale du fossé de Riples. Le compartiment effondré, comme ses bordures plissées et poussées vers le Sud, emprunte le couloir morphotectonique que constitue la partie méridionale du fossé. La série crétacée et oligocène effondrée, décollée au niveau des marnes du Crétacé inférieur, se déplace à la faveur des décrochements plus ou moins localisés à l'aplomb des anciennes failles normales. La faille bordière orientale, bien conservée au niveau du Jurassique, est déformée au niveau du Crétacé par des plis serrés EW d'allure conique, échelonnés le long de l'accident coulissant senestre. La bordure occidentale, quant à elle, légèrement poussée vers le SW, vient recouvrir légèrement le horst occidental à la faveur d'un décrochement inverse senestre.



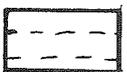
Miocène du bassin de La Roque Esclapon.



calcaire stampien.

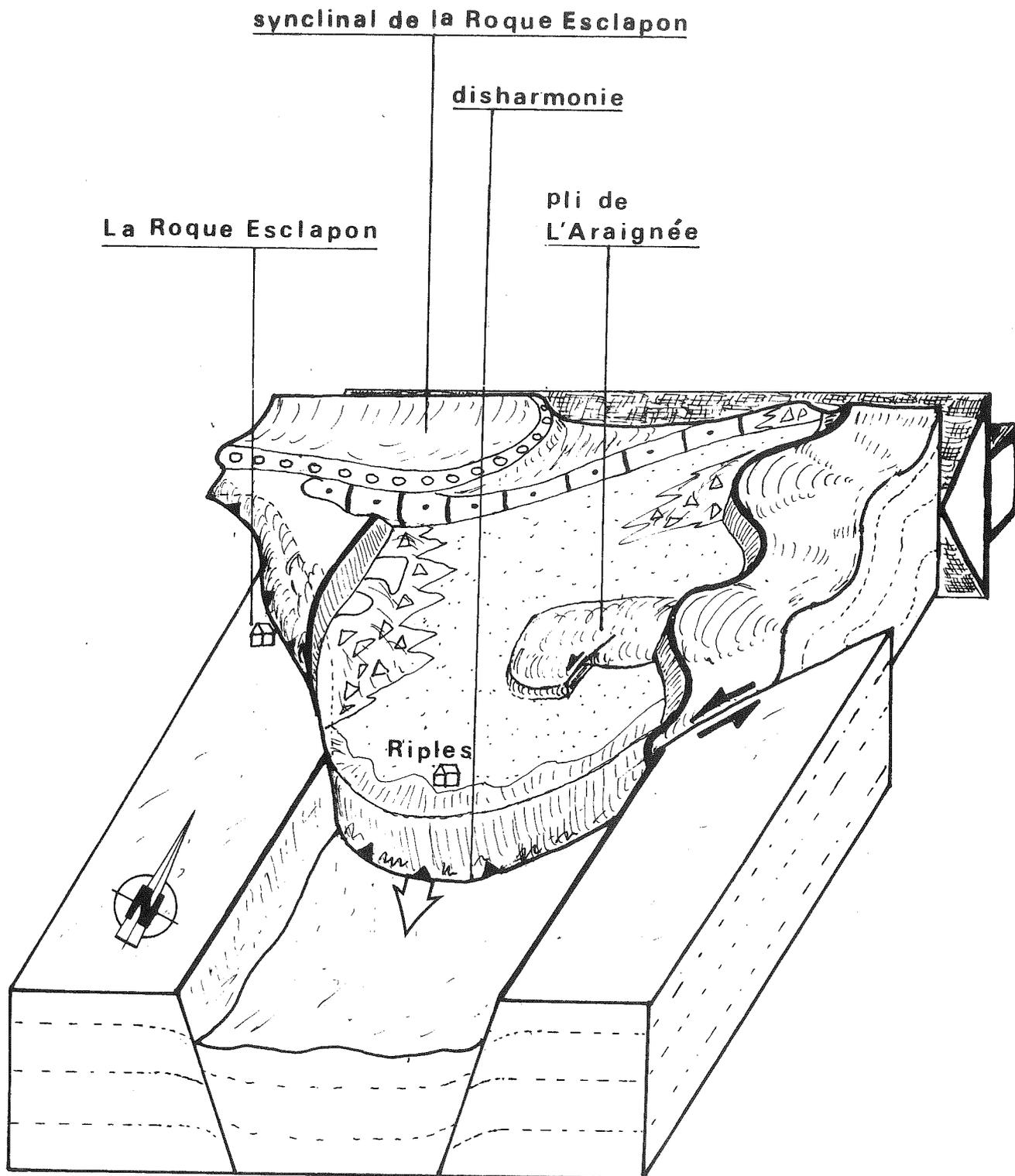


mégabreches, sables et conglomérats oligocènes.



Mesozoïque.

PI.39 Reconstitution de la déformation en compression
du fossé de Riples.



Pl.40 Reconstitution de la deformation en compression
du fossé de Ripples (suite).

4.1.2.2.- Le secteur Mons-Le Fil (cf. pl. 41 et 42, p. 196 et 197).

La planche n° 41 représente une reconstitution schématique de ce secteur à l'Oligocène. Le fossé du Fil, limité par un système de failles normales NS, est le siège, dans sa partie déprimée, d'une sédimentation détritique. Il est bordé à l'Ouest par le horst du Grapereau-Sur Villard - Les Comtes. A l'Est du fossé et de son gradin annexe, s'étend le horst de l'Hubac de Bliauge - Colle de Bouis - Bois de Valbouissole qui le sépare du fossé de Mons dans lequel s'effectue également une sédimentation détritique syntectonique. La trace des futurs accidents compressifs EW et NW-SE a été matérialisée par des pointillés.

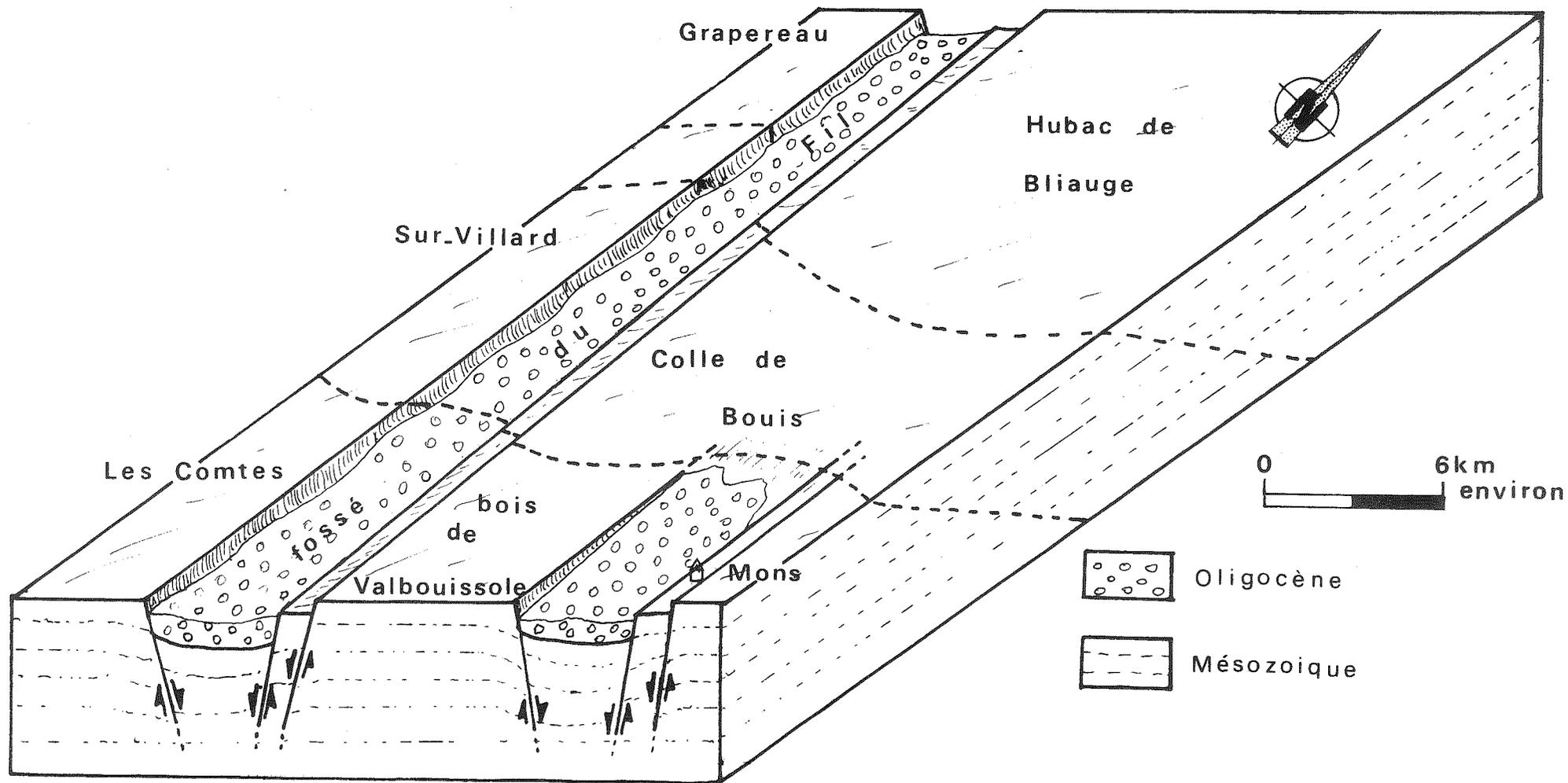
La planche 42 correspond à un stade précoce de la déformation. L'ensemble de la région est soumise dès le Miocène à un champ de contraintes compressives NS. Le secteur du Fil-Mons se plisse et s'écaille vers le Sud à la faveur de failles inverses légèrement décrochantes parfois. Le horst occidental est découpé en 3 unités : les unités de l'Hubac de Bliauge, de la Colle de Bouis et du bois de Valbouissole. Ces différentes unités et les tronçons des fossés qui les séparent viennent se chevaucher mutuellement vers le Sud. Le déplacement, vers le Sud et le SW, de ces ensembles polyédriques s'accompagne d'un serrage transverse des compartiments effondrés, écrasés par les tronçons du horst oriental. Les déformations compressives s'accroissent, les structures s'accroissent pour donner finalement la structure actuelle : torsions des structures, chevauchements plus importants, etc...

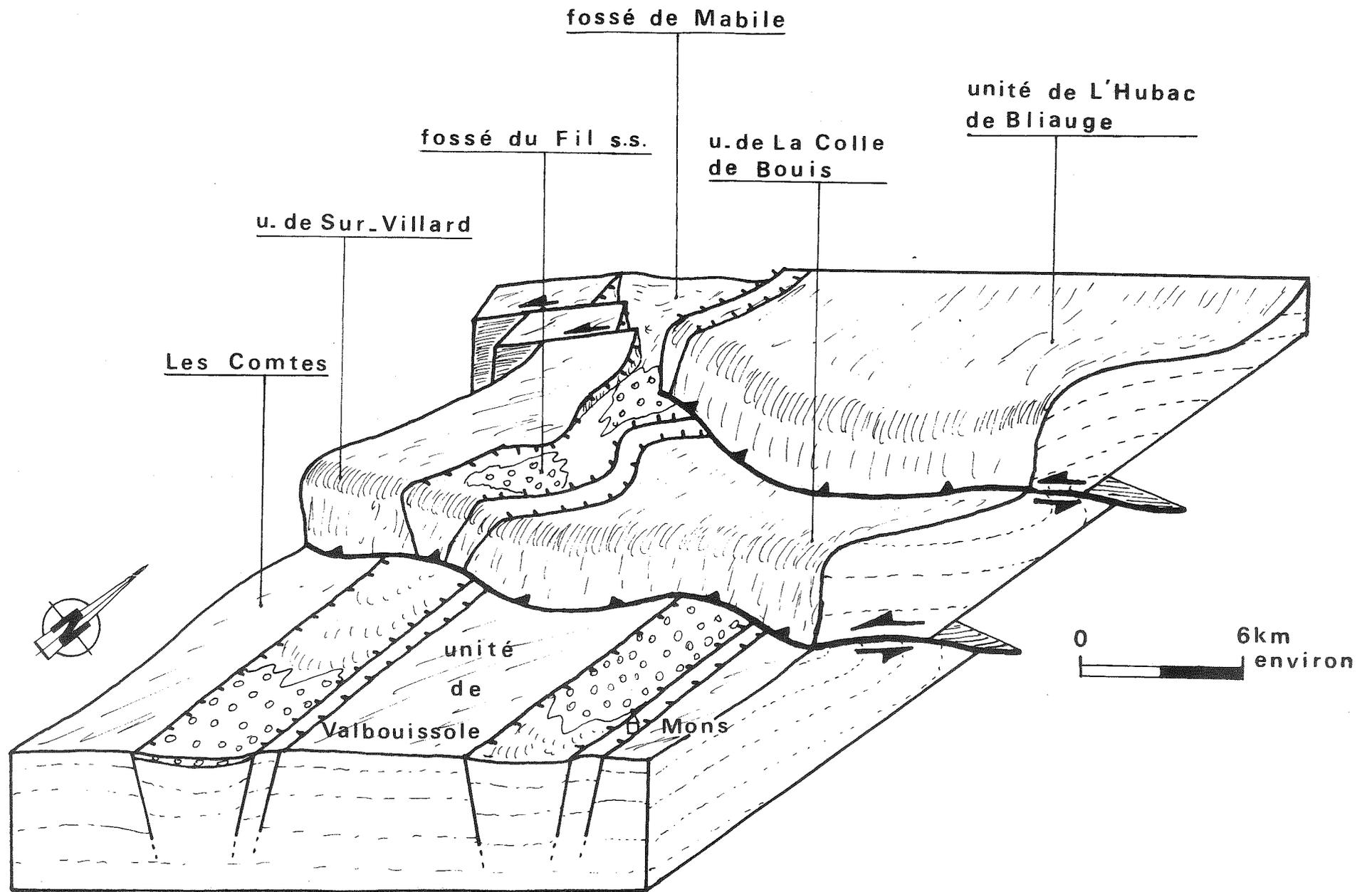
4.2.- Le "domaine des écailles EW".

4.2.1.- Les déformations.

Le domaine des écailles EW vient en contact anormal, au Nord et à l'Est de la zone des fossés NS, à la faveur de l'accident chevauchant et coulissant de l'Audibergue-Lachens. Son style tectonique, différent de celui de l'ensemble méridional, est commandé par 3 facteurs principaux dont les effets se superposent :

Pl. 41 - Reconstitution des écaillages dans le secteur Mons - Le Fil





Pl. 42 - Reconstitution des écaillages dans le secteur Mons - Le Fil (suite)

a) Les déformations compressives NS sont beaucoup plus intenses et déterminent des recouvrements vers le Sud plus importants.

b) Les fossés NS semblent absents dans ce secteur et les accidents NS sont très peu représentés. Cela se traduit par une déformation plus homogène et très régulière : train d'écailles EW.

c) La série crétacée à faciès marneux développé enregistre les déformations de manière plus souple et moins ordonnée.

Le "domaine des écailles" fait partie d'une vaste zone correspondant à la branche orientale de l'arc de Castellane représentée dans le secteur étudié par les unités de l'Audibergue-Lachens, de Seranon-Andon et du bois de Valderoure. Les unités de Seranon Andon et du bois de Valderoure chevauchent régulièrement vers le Sud l'ensemble Audibergue-Lachens qui prend, dans le secteur analysé, des directions très différentes en relation étroite avec les unités qu'elle chevauche.

Les structures compressives traduisent un fort raccourcissement NS de la couverture sédimentaire matérialisé essentiellement par des plis, des failles inverses à vergence sud et des décrochements. Les plis sont, le plus souvent, orientés à N90°E et prennent à proximité des zones décrochantes des directions voisines ou identiques à celles des accidents coulissants, induisant alors un raccourcissement transversal local (comme au niveau des fossés NS du domaine méridional).

Les plis EW se rompent à leur flanc méridional selon des failles inverses à vergence sud généralement de même direction et à pendages variables vers le Nord.

A la faveur de ces accidents, les flancs normaux des plis ou de l'écaille viennent chevaucher vers le Sud le flanc inverse ployé en synclinal. Ces écaillages EW sont accompagnés par un système synchrone de décrochements conjugués N140°-160°E dextres et N20°-40°E senestres.

J'ai montré précédemment que le jeu de ces décrochements obliques par rapport aux failles inverses implique nécessairement une accentuation corrélative du chevauchement.

Les failles inverses des écailles EW sont relayées à l'Ouest par des zones coulissantes subverticales dextres, orientées à N140°-160°E. Ces décrochements limitent des lanières de Crétacé dans lesquels un serrage transverse détermine des plis, parallèles à ces accidents, le long desquels leurs flancs sont laminés et étirés. Ces couloirs de décrochements jouent le rôle de zone de transformation du déplacement et permettent de passer d'un déplacement horizontal à un mouvement tangentiel du Nord vers le Sud. C'est suivant ces modalités que l'importante unité chevauchante EW de l'Audibergue-Lachens, se développant depuis la région niçoise, vient se relayer dans le secteur étudié à l'un de ces couloirs coulissants dextres. Elle est fortement écaillée et laminée par le chevauchement de l'unité de Seranon-Andon. La montagne de Lachens s'est plus déplacée à la faveur de la dépression que constituent les fossés de La Bastide et de Riples, avancée s'accompagnant d'un changement de direction. L'unité du Lachens oblitère ainsi les unités structurales d'Adrech Esclapon, Cornay et Frantignac, crochonnées par le mouvement coulissant senestre de sa bordure orientale. Ces 3 unités prennent alors une allure sigmoïde, caractéristique des zones de décrochement. A la bordure occidentale du Lachens, la faille inverse EW du front de l'unité se redresse et prend une direction N140-160°E en passant au couloir décrochant dextre qui emprunte une partie de la bordure occidentale du fossé de la Bastide. Le déplacement dextre de toute cette bordure est favorisé et accompagné par un développement très important sur les écaillages EW d'une famille conjuguée N20°-40°E senestre qui devient prédominante dans ce secteur. A la faveur du jeu des zones coulissantes, la couverture montre un déplacement global vers le Sud qui s'accompagne nécessairement d'un accroissement latéral (EW) responsable des plis transverses, du jeu en chevauchement de certains décrochements, et, vraisemblablement des grands débordements sur les bassins tertiaires marginaux : Var et Valensole.

4.2.2.- Les relations entre les failles inverses et les décrochements : faits d'observation et faits expérimentaux ou théoriques.

Dans le domaine étudié, l'épisode compressif NS se manifeste principalement par l'apparition de plis, de failles inverses et de décrochements.

L'interaction de ces différentes structures réalise un agencement géométrique homogène et bien ordonné qui conduit à un fort raccourcissement NS de la couverture sédimentaire.

L'analyse microtectonique des miroirs des accidents compressifs et de leurs structures associées (fentes en extension, figures sigmoïdes, fracturations, etc...) permet de montrer que le passage d'un type d'accident à un autre se manifeste par la rotation des axes géométriques de ces structures. Cette rotation s'effectue autour de la direction principale de raccourcissement régional NS.

Il existe des analogies étroites entre les faits de terrains et certains faits expérimentaux ou théoriques. Cela nous permet d'essayer de comprendre la genèse de certaines structures apparues obliquement par rapport à la direction de raccourcissement régional, essentiellement dans les zones de décrochements.

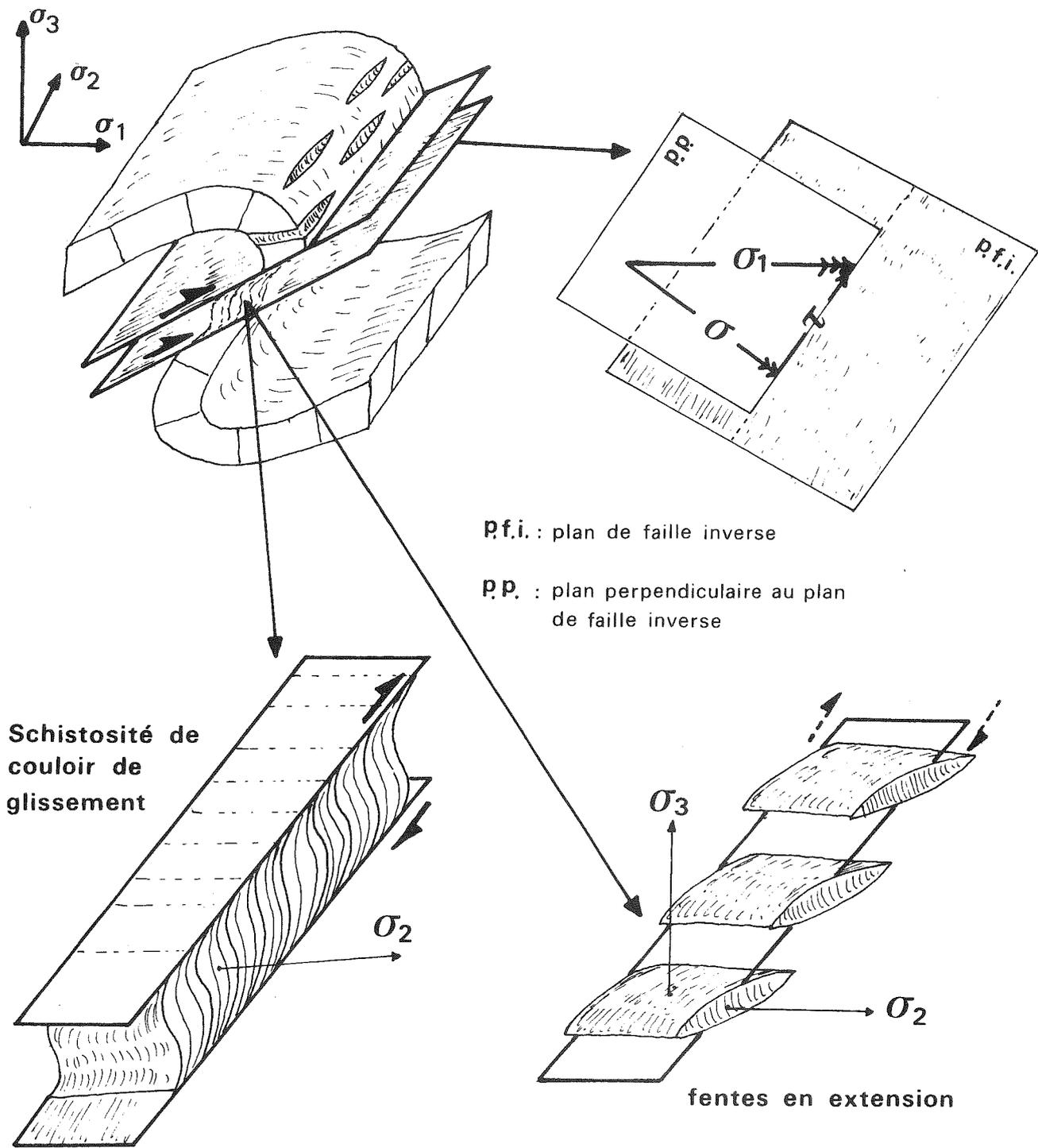
- Les failles inverses (cf. planche n° 43, p. 201)

Dans une zone affectée par une ou tout un système de failles inverses les discontinuités principales qui apparaissent aux abords des accidents sont des fentes en extension et une fracturation très intense : schistosité de failles (J. Aubouin, 1968).

Dans les matériaux à comportement fragile (calcaires massifs du Jurassique supérieur), les fentes sont prédominantes du moins à un stade précoce de la déformation (début du cisaillement) alors que dans les matériaux moins compétents (calcaires argileux du Crétacé), on observera surtout une "schistosité".

Les fentes en extension remplies de calcite (généralement perpendiculaires aux épontes, sauf dans le cas de mouvements coulissants affectant celles-ci) apparaissent horizontales et s'alignent en échelon matérialisant des cisaillements potentiels.

Ces fentes indiquent une extension selon la contrainte minimale σ_3 , verticale et s'orientent selon la direction de la contrainte maximale σ_1



Pl. 43 - Orientations des microstructures et du champ de contraintes, à proximité d'une faille inverse.

qui est horizontal. Ces fentes correspondent au premier stade du cisaillement. Lorsqu'il apparaît un plan de faiblesse, selon lequel va s'effectuer le mouvement, les fentes prennent une allure sigmoïde par déformation continue (torsion) puis apparaissent des discontinuités qui les tronçonnent et les décalent.

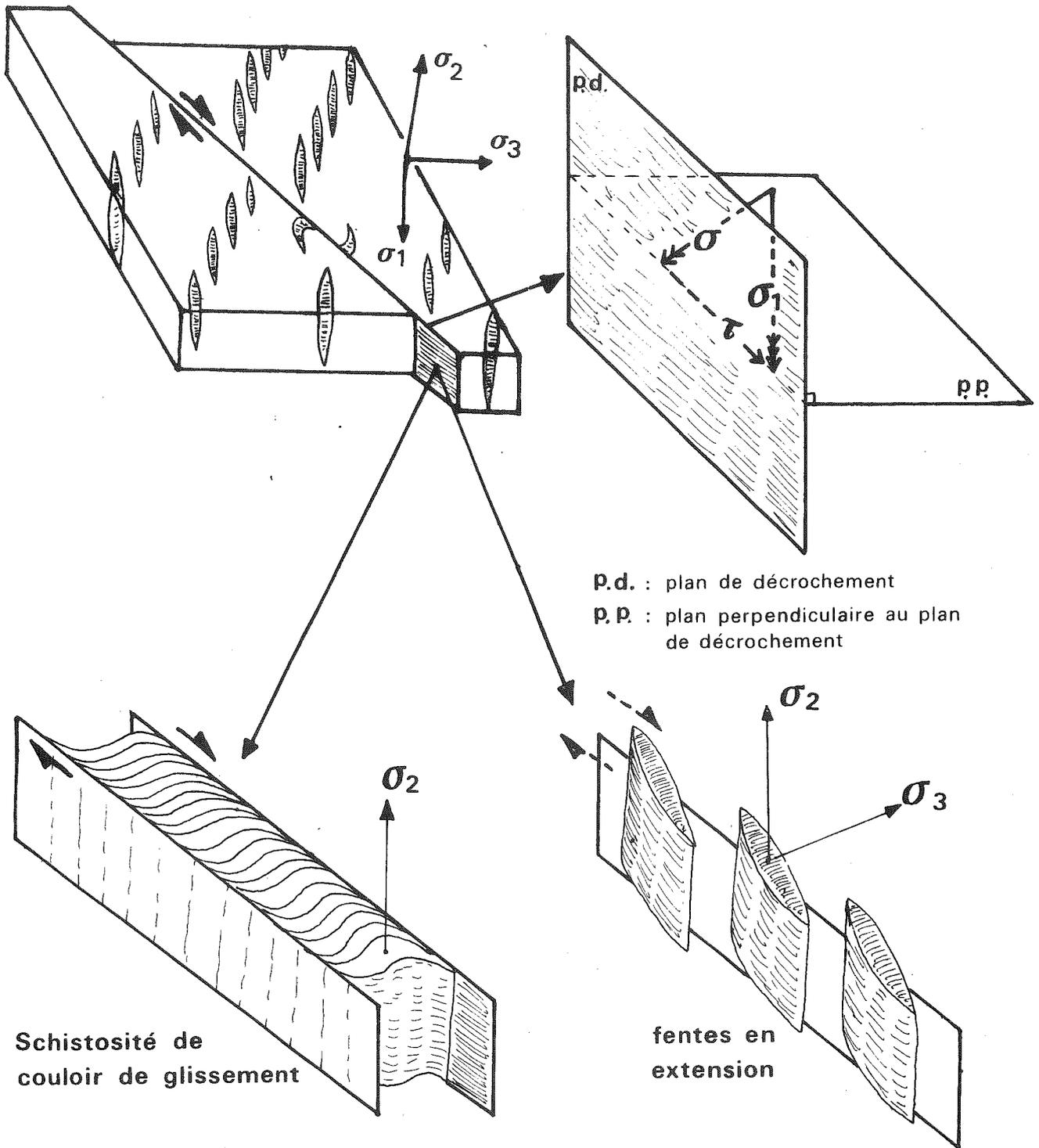
La "schistosité" de faille" est confinée à une bande de matériau dans laquelle se produira le cisaillement. Dans cette bande, faisant un angle voisin de 45° avec la contrainte principale σ_1 , la roche argileuse se débite sous forme de feuillets verticaux et perpendiculaires à σ_1 . A un stade plus avancé de la déformation apparaissent des cisaillements qui découpent et tordent la "schistosité". Les tronçons de cette fracturation, limités par des accidents cisailants, prennent une allure sigmoïde, les figures présentant un axe horizontal : schistosité de couloir de glissement (G. Giannerini 1975, J.P. Robert 1976). L'axe de ces figures sigmoïdes matérialise la direction de la contrainte moyenne σ_2 qui est horizontale.

- Les décrochements (cf. planche n° 44, p. 203).

Dans une zone de décrochement, la déformation en bordure des accidents donne des microstructures identiques mais la direction de leurs axes atteste une rotation du champ de contraintes autour de σ_1 .

Ainsi, lorsque le mouvement coulissant s'amorce, en fonction du comportement du matériau, apparaissent des fentes en extension et "une schistosité". Les fentes en extension sont verticales et sont orientées suivant la direction de σ_1 qui reste horizontal. Elles correspondent à une ouverture selon la contrainte minimale σ_3 qui se retrouve dans ce cas horizontale. Comme dans le cas d'une faille inverse, ces fentes prennent des formes sigmoïdes puis, sont décalées par les fractures coulissantes.

Dans la bande coulissante, la "schistosité" apparaît toujours verticale et perpendiculaire à σ_1 . Elle fait alors un angle d'environ 45° avec la zone décrochante verticale. Lorsque les déplacements en coulissages apparaissent, la "schistosité" découpée et tordue donne, là aussi, des figures sigmoïdes dont l'axe vertical matérialise la direction de σ_2 .



PI.44 - Orientations des microstructures et du champ de contraintes, à proximité d'un décrochement.

Le passage d'une faille inverse à un décrochement s'effectue donc avec une rotation des σ_2 et σ_3 autour de σ_1 horizontal. On peut montrer que σ_1 tourne autour de son axe d'un angle de 90° . En effet, dans le cas d'une faille inverse (pentée de 45° par exemple), la contrainte principale σ_1 se décompose au niveau du plan de rupture en une contrainte normale σ et une contrainte cisailante τ , σ_1 , σ et τ étant comprises dans un même plan vertical (cf. planche n° 44, p. 203).

Dans le cas d'un décrochement, la même décomposition des contraintes a lieu mais la position géométrique du plan de rupture par rapport à σ_1 implique que σ_1 , σ et τ sont comprises dans un plan horizontal (cf. pl. 44, p. 203).

Sur le terrain, au niveau d'une faille inverse, la contrainte cisailante τ apparaît parallèle au plan de rupture et détermine la formation de cette discontinuité et le mouvement sur celle-ci. La contrainte σ est perpendiculaire au plan de faille et c'est elle qui détermine principalement au niveau de la faille les plissements très intenses, les laminages, les crochons, etc... Dans ce cas de faille inverse, σ_1 régional et σ sont dans un même plan vertical et déterminent des déformations respectives de même direction. C'est ainsi que l'on aura des plis, des écaillages et des fracturations, des crochons de failles, des figures sigmoïdes, etc... de même direction à proximité ou dans des secteurs éloignés des failles inverses.

En revanche, dans le cas d'un décrochement, il n'en est pas de même du fait de la rotation du champ de contraintes. σ_1 se décompose en σ et τ , les trois vecteurs sont alors contenus dans un même plan horizontal. La contrainte cisailante τ , parallèle au décrochement, contrôlera sa rupture et son jeu, La contrainte normale σ sera, elle, perpendiculaire au décrochement et déterminera en bordure de celui-ci un serrage horizontal induisant des plis dont les axes seront parallèles aux décrochements. Cela se traduit par un serrage transversal local au niveau des coulissages déterminant la formation de plis obliques par rapport aux plis régionaux qui, dans les zones éloignées des couloirs de décrochements, apparaissent lors du même épisode compressif perpendiculairement à σ_1 . Un tel dispositif permettrait de comprendre facilement

la genèse des structures obliques que l'on observe aux bordures décrochantes du Lachens et du bois de Valderoure dans mon secteur d'étude.

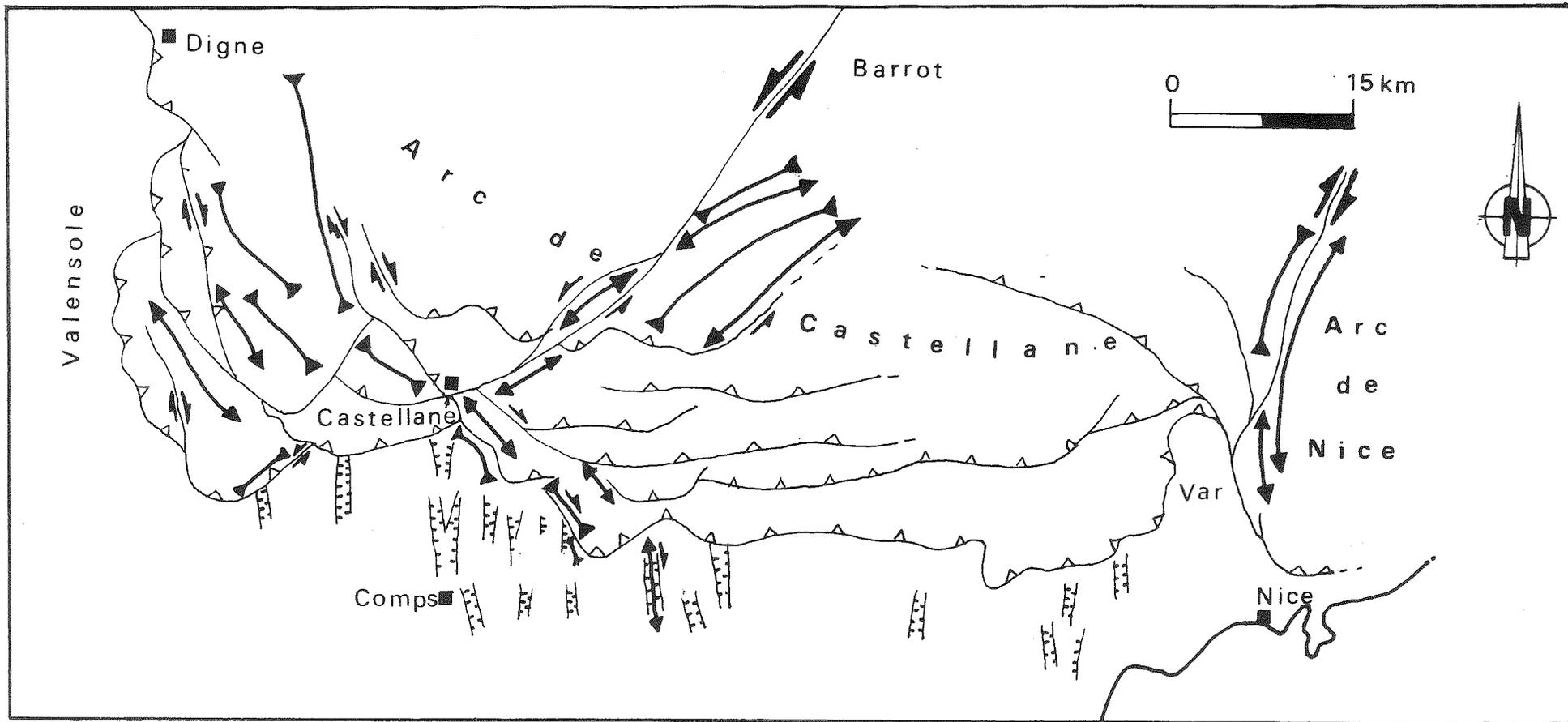
En effet, les unités chevauchantes E¹ sont relayées à l'Ouest par une zone de décrochements N140°-160°E dextres. Au niveau de ces couloirs coulissants, la série crétacée est affectée par des plis d'intensité variable, d'orientation parallèle à celle des décrochements. Ces structures, localisées le long des plans de glissement, se comportent comme si elles se trouvaient sous contrainte maximale, approximativement N60°E. Si au début de la déformation la roche peut être considérée comme homogène, ce n'est plus le cas lorsque apparaissent des discontinuités telles que des plans de fractures et le matériau devient alors composite. La contrainte maximale est décomposée au niveau de ces plans de rupture et il s'en suit un serrage local, perpendiculaire à ceux-ci. Ce serrage transverse est attesté par des plis orientés parallèlement aux accidents mais aussi par un réseau de décrochements, dont les rejets sont inverses de ceux que l'on observe loin des zones décrochantes (Le Pin...).

Ces plis, d'intensité moyenne, sont étirés selon leur axe, et leurs flancs sont le plus souvent laminés par les décrochements. Il faut souligner que ces plis affectent surtout les terrains argileux du Crétacé. Au niveau de calcaires plus compétents comme ceux du Jurassique, la même zone décrochante se traduit uniquement par une fracturation verticale très intense, parallèle aux accidents coulissants et qui peut affecter la roche sur une largeur de plusieurs centaines de mètres (Lachens). C'est ce serrage transverse qui est évidemment responsable du jeu chevauchant de certains décrochements (Le Pin, Hubac de Bliatage).

L'interprétation que je viens de proposer repose en partie sur des données expérimentales et théoriques valables pour des matériaux homogènes; elle peut, me semble-t-il, être appliquée à certaines structures transverses de l'arc de Castellane et Nice.

Dans les chaînes subalpines méridionales, des exemples de telles structures plissées, localisées aux zones de décrochement et allongées comme celles-ci sont fréquentes (cf. pl. 45, p. 206) :

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 78 09 54 27 - Fax 04 78 51 46 50
Mail : platour@ujf-grenoble.fr



Pl.45 - Principaux plis parallèles aux zones coulissantes, dans les chaînes subalpines méridionales

- A la bordure occidentale de l'arc de Nice, nous avons montré (M. FRANCO, G. GIANNERINI, J.F. TAPOUL et H. SPINI, 1975 ; R. CAMPREDON, M. FRANCO et al. 1977) que les structures type Férion se plissaient parallèlement à des zones décrochantes N20° dextre, malgré un raccourcissement régional d'orientation N30°E environ.

- En bordure de la zone décrochante senestre N40°E du Barrot, le synclinal EW de Puget Théniers (et les structures voisines) se tordent et viennent s'orienter parallèlement au décrochement.

- En bordure de ce même décrochement, la structure anticlinale de la Bernarde apparaît comme une amygdale étirée et plissée contre l'accident coulissant.

- La bordure occidentale des écaillés EW de l'arc de Castellane (bord NE du "losange de Comp^s"), orientée à N 140°E environ, est déterminée par des décrochements dextres de même direction. A proximité de ces accidents, les plis ont des axes de même orientation. C'est ainsi que sous la montagne de Destourbes, les plis synsédimentaires affectant le Miocène présentent des directions N 140°E (P. Gigot, communication orale).

L'ensemble de ces structures est donc étroitement lié à des zones de décrochements. Ces zones décrochantes, obliques par rapport à la direction du raccourcissement régional, déterminent une hétérogénéité importante de la couverture sédimentaire. En bordure de ces discontinuités qui apparaîtront au cours du temps, un champ de contraintes, appliqué de façon constante sur un vaste domaine, se modifiera. Ainsi, dans les chaînes subalpines méridionales, des structures synchrones et de direction très différentes pourraient, en partie, s'expliquer par de tels phénomènes et il faut remarquer que les changements de direction des chaînons des arcs de Castellane et de Nice se réalisent à la faveur de grands décrochements (Barrot, Var-Vésubie et Sospel-Monaco).

Dans le "domaine des fossés NS" du secteur étudié, la compression mio-pliocène conduit également à un serrage transverse au niveau des fossés. Dans ce cas particulier, les discontinuités que sont les failles normales (rejouant en décrochements) sont héritées d'une évolution antérieure, mais conduisent à un agencement analogue. On pourrait alors envisager que l'appa-

rition et le développement de la zone décrochante N160°-140°E dextre de la bordure Ouest du Lachens et de Valderoure a été, en partie, régie par les discontinuités, engendrées par la densité des fossés NS oligocènes dans ce secteur du "Losange de Comps".

4.2.3.- Age des mouvements compressifs NS.

Dans l'ensemble des chaînes subalpines méridionales, l'analyse de l'évolution tectono-sédimentaire permet d'envisager pour les arcs de Digne, Castellane et Nice, une évolution chronologique identique, régie par les mêmes déformations (P. Gigot et al. 1974, 1975; B. Beaudoin et al. 1975, 1977; R. Campredon, M. Franco et al. 1977; G. Giannerini et al. 1977 ; J.F. Tapoul 1977 etc...).

Ces travaux ont montré notamment que l'épisode compressif majeur, qui a affecté ce vaste domaine, a débuté au Miocène et s'est poursuivi pendant tout ou partie du Néogène.*

A la bordure externe de la branche occidentale de l'arc de Castellane, les molasses marines (Burdigalien - Tortonien) surmontées par les conglomérats de Valensole (Miocène terminal - Pliocène terminal), ont enregistré pendant tout leur dépôt les déformations compressives de la bordure septentrionale du bassin (P. Gigot et al. 1974). Les derniers sédiments déposés permettent de montrer que les ultimes mouvements de mise en place sont d'âge pliocène terminal villafranchien (J. Goguel 1936, P. Gigot et al. 1974, G. Clauzon 1975).

* Il convient de rappeler que dans la branche occidentale de l'arc de Castellane (et très probablement au coeur de la branche orientale et dans l'arc de Nice) des déformations compressives se manifestent après le dépôt des derniers termes nummulitiques (Eocène supérieur) et se poursuit pendant toute la sédimentation détritique oligocène (J.C. Chauveau et M. Lemoine 1961, P.C. de Graciansky 1972, P. Gigot et al. 1975). Cette compression synoligocène qui dure du Sannoisien au Chattien (8 MA) est synchrone de l'épisode en extension qui affecte la bordure externe des arcs subalpins méridionaux, générateur des fossés NS (P. Gigot et al. 1975). Les premiers effets de cette compression NS se manifestent par la création de bassins syntectoniques, dans lesquels se déposent des sédiments marins ou continentaux, datés à leur base du Burdigalien ou de l'Aquitainien.

A la bordure occidentale de l'arc de Nice, les progrès réalisés dans la datation de Néogène du Var (F. Irr, 1975) permettent de mettre en évidence une série d'âge pliocène inférieur à Villafranchien. L'analyse structurale de ces séries conglomératiques (R. Campredon, M. Franco et al. 1977) permet de mettre en évidence les indices d'une compression qui se manifeste au moins jusqu'au Pliocène moyen (zone à Globorotalia punctulata). Cette déformation compressive subméridienne a débuté dès le dépôt de l'Aquitaniens de la région de Vence (J.F. Tapoul 1977). Dans l'arc de Nice, comme à la bordure de la branche occidentale de l'arc de Castellane, un épisode compressif majeur débute à l'aube du Miocène et s'achève un peu plus tôt au Pliocène moyen.

Dans le secteur étudié, situé entre ces deux domaines où les datations sont particulièrement précises grâce aux séries marines, les termes pliocènes font défaut. J'ai montré, dans le chapitre V, que l'épisode compressif débutait au Miocène par l'ébauche de plis synsédimentaires EW (Roque Esclapon, Aubarède et plan de Luby) et se poursuivait pendant une longue période pour donner la structuration actuelle. Si l'absence de séries du Néogène terminal ne permet pas de donner un âge supérieur à l'épisode tectonique, en revanche, la proximité et la relation très étroite qui existe entre les structures du secteur étudié et la branche occidentale de l'arc de Castellane suppose une mise en place synchrone.

L'épisode compressif majeur NS se serait donc manifesté dans la région étudiée depuis le Miocène basal jusqu'au Pliocène terminal.

L'époque quaternaire serait caractérisée, quant à elle, par des réajustements verticaux, qui rajeunissent les reliefs et permettent la surimposition à la structure du réseau hydrographique.

CHAPITRE VII

ORIGINE DU MATERIEL DETRITIQUE

CONSTITUANT LES FORMATIONS TERTIAIRES.

1.- INTRODUCTION

Les formations continentales oligocènes et miocènes dans mon secteur d'étude montrent deux types de matériaux bien distincts :

- des éléments calcaires d'âge Jurassique supérieur, Crétacé et Eocène, très hétérométriques, présentant un degré d'usure varié. Ils forment l'essentiel des conglomérats, des klippes sédimentaires et des mégabrèches. Leur origine est locale, directement liée à la nature lithologique des bordures des bassins ;

- des éléments exotiques de granulométrie réduite : galets de rhyolites, dragées de quartz, minéraux des roches endogènes tels le quartz, les feldspaths, les ferromagnésiens, les zircons... Ces différents minéraux constituent la fraction clastique des sables et argiles sableuses qui s'intercalent entre les venues de matériel plus grossier. Ils se rencontrent également dans la matrice des conglomérats et des mégabrèches.

Des hypothèses ont été avancées depuis longtemps sur l'origine d'une partie de ce matériel exotique. C.A. Kogbe (1968), puis G. Mennessier (1970) ont rapproché les rhyolites des roches effusives équivalentes de l'Estérel. Mais l'important volume de matériel quartzeux, accumulé dans les fossés et les bassins compressifs, témoigne de venues répétées de nappes détritiques dont l'âge, le nombre et le mode de transport sont autant de points d'interrogations. L'analyse par thermoluminescence (TL) du stock quartzeux permet d'apporter des solutions à certains de ces problèmes. Cette étude a été menée en collaboration avec mon camarade de laboratoire J.P. Ivaldi (G. Giannerini et J.P. Ivaldi, 1978) qui, dans le cadre de sa thèse de 3ème cycle, a mis au point une méthode d'analyse TL appliquée aux populations de Quartz des séries détritiques sédimentaires. (J.P. Ivaldi, 1971, 1973, 1974), liées à l'orogène alpin. Nous avons examiné les caractères thermoluminescents du Quartz des épendages tertiaires puis, nous avons analysé le matériel de leurs provinces distributives présumées. Une étude comparée des différents résultats, suivie d'une analyse détaillée de l'évolution des paramètres de TL nous a permis de préciser l'origine des terrigènes exotiques et la dynamique de chaque bassin tertiaire.

1.1.- CONDITIONS DE PRELEVEMENTS ET PREPARATION DES ECHANTILLONS.

Les prélèvements ont été effectués suivant une maille assez serrée permettant de déterminer les variations aussi bien spatiales que temporelles de la thermoluminescence. Les analyses ont porté sur le Quartz en "grains" de granulométrie comprise entre 1 et 2 mm. Les grains de Quartz ont été isolés par broyage, tamisage et tri manuel, puis attaqués par une solution d'acide chlorhydrique dilué pendant une heure. Après rinçage prolongé, ils ont été séchés à une température inférieure à 50°C afin de ne pas altérer leur thermoluminescence naturelle. Les mesures ont été réalisées sur 150 mg de poudre, de granulométrie comprise entre 200 et 315 microns.

1.2.- CONDITIONS EXPERIMENTALES.

L'appareil de mesure utilisé est celui du Laboratoire de Géologie Dynamique et Appliquée de Nice. La description de cet appareil a fait l'objet d'une publication en 1971 de la part de MM. P. Keller, D. Lapraz et P. Iacconi. Les caractéristiques principales de cet instrument sont les suivantes :

- mesures faites de la température ambiante à 450°C
- vitesse de chauffe : 1°C/seconde
- four en argent de 14 mm de diamètre
- thermocouple placé à l'intérieur du four
- présence d'un filtre Athervex
- haute tension au photomultiplicateur stabilisée à 1450 volts
- sensibilité du picoampèremètre : 1.10.7. Ampère
- erreur absolue sur la mesure : $\pm 5^\circ\text{C}$.

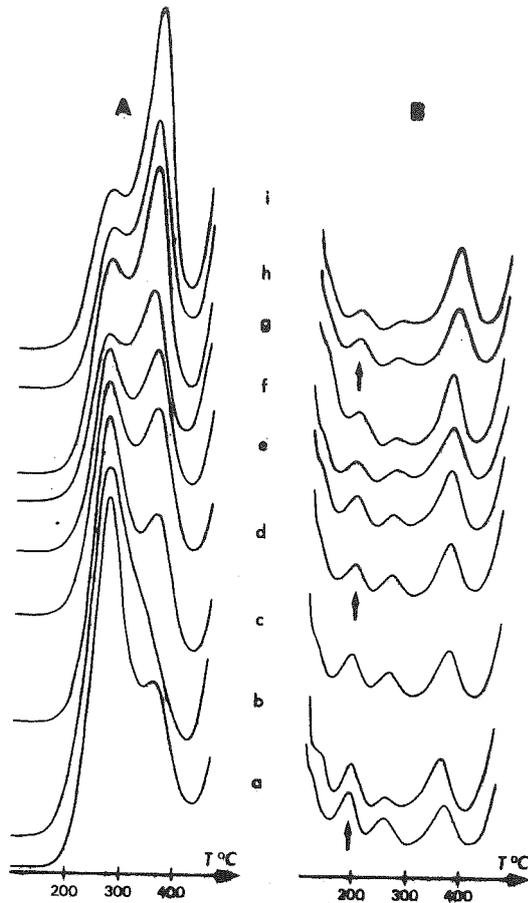
Chaque échantillon (plus de 100) a fait l'objet d'une analyse de sa thermoluminescence naturelle (TLN) puis, de sa thermoluminescence artificielle (TLA). La TLA a été obtenue par neutralisation thermique à 500°C pendant 15 minutes, puis par irradiation à l'aide d'un générateur de Rayon X (équivalent 7000 rads).

2 .- CARACTERES GENERAUX DE LA THERMOLUMINESCENCE NATURELLE
ET ARTIFICIELLE DES QUARTZ DETRITIQUES TERTIAIRES.

(cf. pl. 46 p. 214)

L'analyse des fractions fines (granulométrie comprise entre 1 et 2 mm) des sédiments tertiaires fournit des courbes de thermoluminescence naturelle (TLN) classiques, constituées par deux pics. Les températures apparentes des émissions sont comprises entre 265°C et 290°C pour la première, 350°C et 365°C pour la seconde. Le pic de basse température a une position nettement plus instable que le pic de haute température. L'intensité globale de TLN et l'intensité relative des deux pics sont affectées par d'importantes variations. La valeur du premier paramètre évolue entre 45 et 120 (unités arbitraires), celle du second de 32,0 à 66,5. De telles différences sont liées à l'existence de graphes de formes variées que l'on ne peut cependant classer en types distincts, tous les intermédiaires existant entre les formes extrêmes (pl. 46 A). Les variations des paramètres de TLN traduisent la présence de plusieurs populations de quartz dans le stock tertiaire. Il est intéressant de remarquer que toutes les formes de courbes de TLN se rencontrent indifféremment dans l'Oligocène et dans le Miocène.

La thermoluminescence artificielle (TLA) du quartz "en grains" présente des caractères nettement plus stables que la TLN. La totalité des prélèvements effectués dans l'Oligocène et le Miocène fournit des courbes composées de six émissions lumineuses centrées à 90, 130, 190, 260, 315, 365°C ($\pm 10^\circ\text{C}$). L'intensité de TLA mesurée entre 115°C et 450°C varie de 24 à 46. Elle atteint son maximum avec le premier pic, puis décroît jusqu'à 295°C. Le cinquième pic, peu intense, est situé dans la montée du pic de haute température qui marque une reprise assez nette de l'émission lumineuse (pl. 46B). Quelques différences apparaissent au niveau de l'intensité relative des pics. Dans l'Oligocène des fossés de Brovès et du Fil, la hauteur du second et du troisième pic est supérieure à la moyenne alors que celle du quatrième pic est inférieure, ce qui entraîne une légère modification de la forme des courbes. La grande stabilité de la TLA implique que les populations de quartz décelées par les variations des paramètres de TLN appartiennent toutes à une même province paléogéographique.



a, c, sables oligocènes du fossé de Ripples (Blacouas) ; b, marnes sableuses ("série grise") miocènes du synclinal de la Roque d'Esclapon ; d, mégabrèches oligocènes du fossé de Brovès ; e, marnes sableuses ("série grise") du Miocène basal du fossé de Brovès ; f, mégabrèches oligocènes du fossé de La Bastide ; g, grès et conglomérats de l'Oligocène basal du fossé de Mons ; h, conglomérats oligocènes du fossé de Mons ; i, brèches oligocènes à éléments de calcaires lacustres éocènes du fossé de La Bastide.

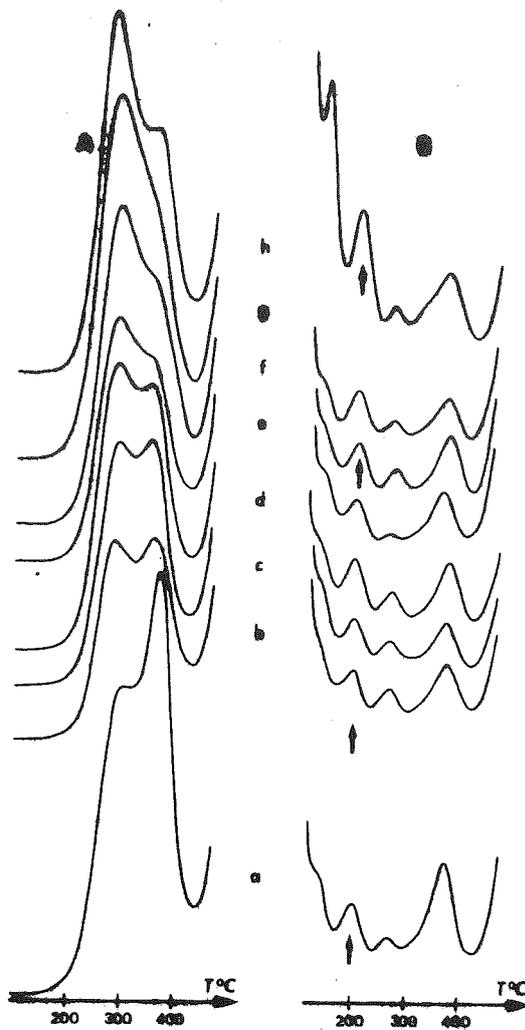
Le premier pic de TLA (90°C) n'a pas été représenté sur les figures. La sensibilité du picoampèremètre est de $1 \cdot 10^{-7}$ A.

3 .- ORIGINE DES TERRIGENES EXOTIQUES

Les zones d'alimentation présumées du matériel oligocène et miocène sont les suivantes :

- les affleurements de calcaires détritiques et de sables du Crétacé supérieur situés dans l'environnement immédiat des bassins sédimentaires tertiaires;
- l'ensemble cristallin Maures-Tanneron-Estérel et sa bordure grésos-conglomératique permienne et triasique ;
- la chaîne alpine embryonnaire en pleine tectogenèse depuis la limite Eocène-Oligocène.

L'analyse par thermoluminescence de ces différentes zones révèle des liens de parenté étroits entre les terrigènes tertiaires, le Crétacé supérieur, la Provence cristalline et son tégument permo-triasique. Aucun matériel alpin n'a pu être décelé tant dans l'Oligocène que dans le Miocène. Les puissantes séries détritiques de type "Grès d'Annot" ne paraissent pas avoir contribué au comblement de nos bassins continentaux. L'absence d'influences septentrionale est spécifique des fossés et structures compressives étudiées. Des apports en provenance des zones alpines sont, en effet, connus dans des formations stampiennes équivalentes de synclinal de Barrême (P. Ternier, 1895; J.C. Chauveau, M. Lemoine, 1961) ; ils apparaissent au cours du Priabonien dans le Paléogène marin péri-alpin (J.P. Ivaldi, 1973, 1974). Le Crétacé supérieur a été prélevé sur le bord méridional de l'arc de Castellane dans la fossé du Fil (Nord de Mons, Camp de Lèbre), dans les régions de la Bastide, Comps, Brenon, enfin aux Pinatelles et au nord des Chalanettes près de la Palud-sur-Verdon. Il fournit des graphes de TLN en tous points comparables aux graphes tertiaires caractérisés par un pic de basse température d'intensité voisine ou supérieure au pic de haute température (pl. 47 A). De même, la position du premier pic est commune aux deux matériaux ; dans le Crétacé supérieur, sa température apparente est élevée, comprise entre 270°C et 290°C. La TLA confirme ces analogies (cf. pl. 47 B, p. 216).



a, d, sables grésifiés et calcaires gréseux des environs de la Palud-sur-Verdon (Nord des Chalanettes) ; b, f, calcaires gréseux des Pinatelles (la Palud-sur-Verdon) ; c, calcaires gréseux de La Bastide ; e, g, sables à niveaux ligniteux de La Bastide ; h, sables coniaciens de Brenon.
Sensibilité du picoampèremètre : $1 \cdot 10^{-7}$ A.

PL. 47 - THERMOLUMINESCENCE NATURELLE (A) ET ARTIFICIELLE (B) DU QUARTZ "EN GRAINS" DU CRETACE SUPERIEUR DETRITIQUE DE LA BORDURE MERIDIONALE DE L'ARC DE CASTELLANE

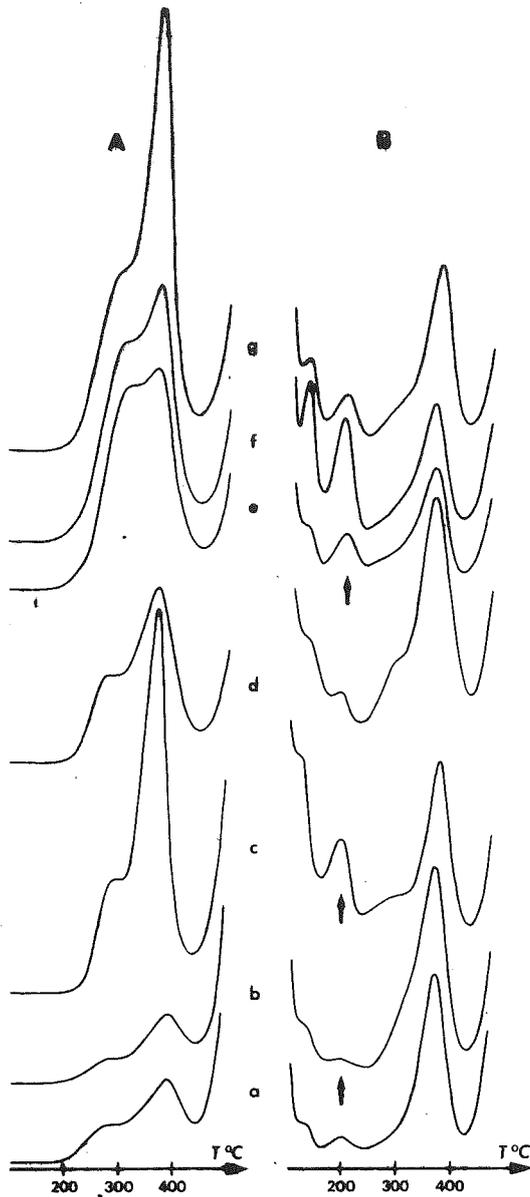
Des formations cristallophylliennes de la Provence cristalline (gneiss migmatitiques du massif de Tanneron), des granites (Plan de la Tour, Rouet), ainsi que les grès bigarrés triasiques qui limitent vers le Nord le Cristallin montrent également certains caractères thermoluminescents (J.P. Ivaldi, 1973) mis en évidence dans les terrigènes tertiaires. L'ensemble de ce matériel que l'on peut qualifier de méridional présente des graphes de TLN semblables aux graphes tertiaires à pic de haute température dominant (rapport d'intensité R des pics inférieur à 50).

On retrouve en TLA, dans le domaine des basses températures, des pics assez intenses à 90, 130 et 200°C (cf. pl. 48, p. 218).

L'analyse comparée démontre que les terrigènes exotiques tertiaires de notre secteur d'étude, comme les sédiments détritiques du Crétacé supérieur, ont des affinités méridionales incontestables. Leur origine est à rechercher dans l'ensemble Maures-Tanneron-Estérel et/ou son tégument permo-triasique. Les prolongements actuellement immergés de ce massif doivent également être rangés au nombre des provinces distributives *. Une étude des dragées de quartz et des galets de rhyolites (rhyolites ignimbrtiques, pyromérides et rhyolites fluidales) prélevés dans le Crétacé supérieur de Brenon et dans l'Oligocène de fossés de Mons, de Ripples et de Brovès confirme ces résultats.

*

Les graphes de TLN à pic de basse température prédominant sont peu fréquents dans le massif actuel. On ne les rencontre que dans les rhyolites de l'Estérel où l'intensité globale de l'émission est cependant assez peu élevée. Or, les terrigènes fini-mésozoïques et tertiaires caractérisés par ce type de courbe présentent, par leur TLA, des affinités méridionales certaines. Une hypothèse est de considérer que ce matériel provient de l'érosion de parties du massif aujourd'hui effondrées en Méditerranée. Rappelons que le même problème se pose en ce qui concerne les terrigènes des affleurements méridionaux de grès d'Annot.



a, gneiss migmatitiques

du massif de Tanneron (Bois de la Maure) ; b, mobilisats quartzo-feldspathiques des migmatites d'Auribeau ; c, granite du Rouet ; d, granite de Plan de la Tour ; e, f, g, grès bigarrés triasiques de la bordure septentrionale du Tanneron. Noter la prédominance du pic de haute température de TLN et la présence constante d'une émission à 200°C sur les graphes de TLA.

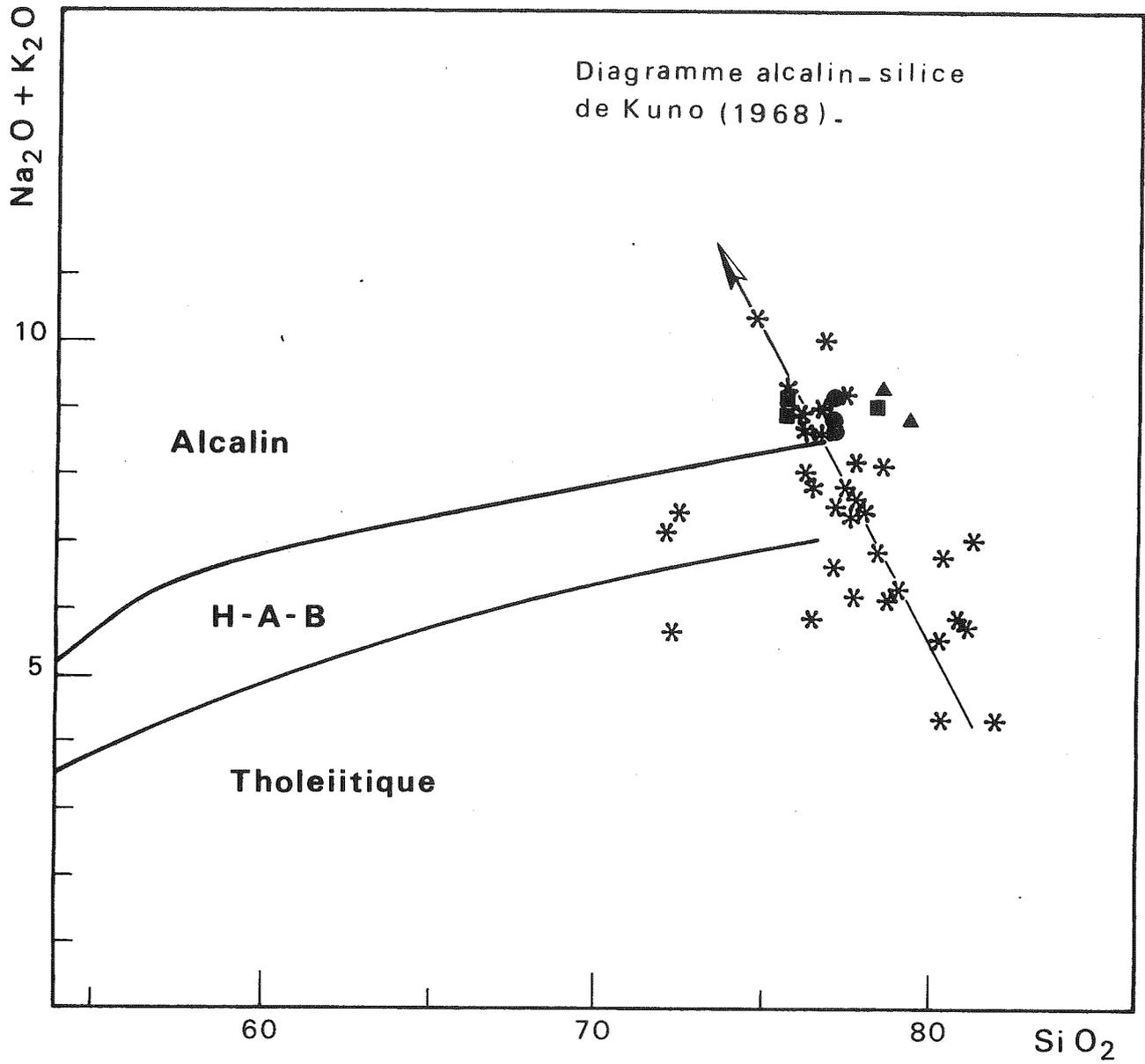
Sensibilité du picoampèremètre : $3 \cdot 10^{-7}$ A.

L'analyse TL des dragées de quartz permet de les rapprocher des exsudats et filons de quartz des formations cristallophylliennes des Maures et du Tanneron. Les analyses chimiques * des rhyolites reportées sur un diagramme alcalin-silice de Kuno (1968) situent les galets de roches effusives dans le champ d'extension des rhyolites de l'Estérel (M. Boucarut, 1971). Les résultats tombent tous dans le domaine de la série alcaline non loin de la limite alcalin-alumineux (cf. pl. 49, p. 220).

L'étude de la distribution typologique des populations de zircons (méthode mise au point par J.P. Pupin, 1976) des galets rhyolites récoltées montre qu'elles doivent être rattachées aux épanchements rhyolitiques du Massif de l'Estérel (cf. pl. 50, p. 221).

Le caractère méridional des terrigènes exotiques établi, il reste à expliquer les fortes variations des paramètres de TLN dans le Tertiaire. Un examen attentif du matériel étudié montre que les courbes à pic de basse température prédominant (pl. 46 A) se rencontrent systématiquement dans des affleurements riches en quartz pyramidés. La séparation manuelle de ce type de quartz, puis son analyse par thermoluminescence, confirment cette relation : les quartz pyramidés sont responsables des fortes valeurs supérieures à 50 du rapport d'intensité R des pics de TLN; leur intensité globale de TLN est également forte (110 - 150, en unités arbitraires), le premier pic a une température apparente anormalement élevée (290 - 295°C). Les courbes de TLA possèdent des maximums intenses à 135°C et 200°C; le pic centré à 260°C est, au contraire, très peu marqué. Un contrôle effectué sur les quartz pyramidés du Crétacé supérieur et du Trias gréseux aboutit aux mêmes résultats. Les courbes de TLN à pic de haute température dominant (R 50) caractérisent quant à elles des populations où les quartz sont très usés, les formes pyramidées mal conservées et rares.

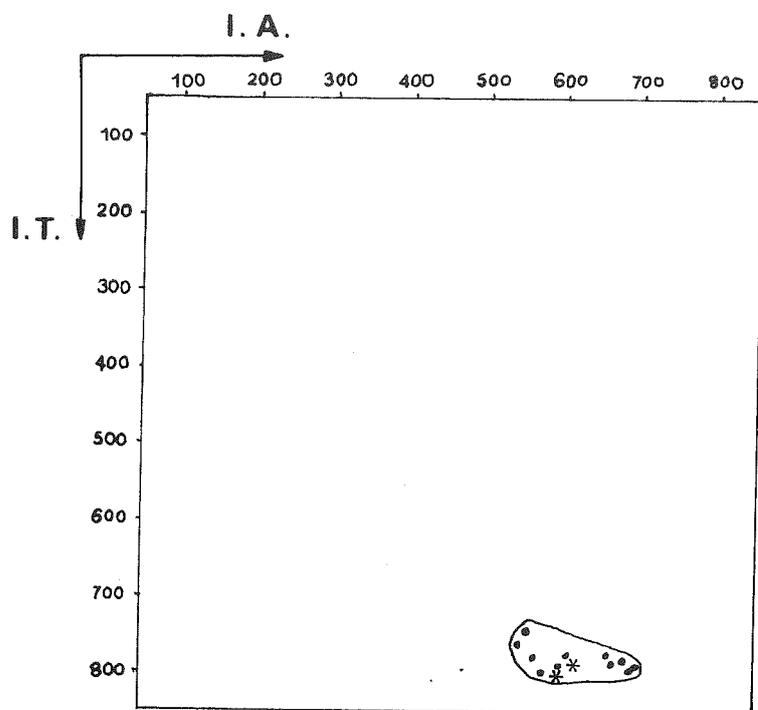
* Les analyses chimiques des rhyolites et l'étude de la distribution typologique de leurs zircons ont été effectuées au Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie de Nice par H. Gimenez et d'autre part J.P. Pupin et M. Tessier.



série rhyolitique de l'Estérel (M. Boucarut; 1971).

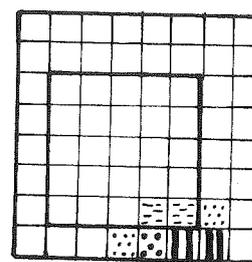
- rhyolite du sable coniacien de Brenon.
- rhyolite du conglomérat oligocène de Blacouas.
- ▲ rhyolite du conglomérat oligocène de Mons.

49 Comparaison des rhyolites permienes de l'Estérel avec celles remaniées dans les formations détritiques cretacées et oligocènes.

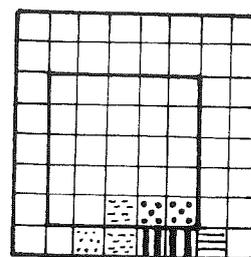


Répartition des populations de zircons de la série rhyolitique de l'Estérel (J. P. Pupin, 1976)

- rhyolites, tufs et pyromérides
- * rhyolites de Mons et Blacouas

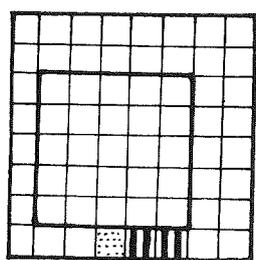


Rhyolite A5 (ES. 468)

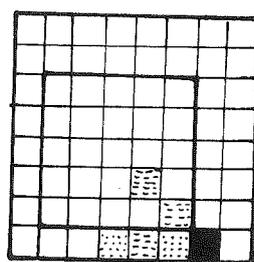


Rhyolite A7 (ES. 452)

Distribution typologique des populations de zircons des rhyolites A5 et A7 de l'Estérel (J. P. Pupin, 1976)



Mons 10



Blacouas 10

Distribution typologique des populations de zircons des rhyolites, remaniées dans les conglomérats oligocènes de Mons et Blacouas

PI.50 - Comparaison des populations de zircons des rhyolites permienes de l'Estérel et celles remaniées dans l'Oligocène, à l'aide de la méthode typologique de J. P. Pupin (1976)

En TLA, ce matériel diffère du précédent par des émissions à 130°C et 200°C atténuées alors que le pic centré à 260°C est bien développé. Les variations des paramètres de TLN sont donc à rattacher à des modifications du stock quartzeux liées essentiellement à la proportion de quartz pyramidés présente dans la fraction clastique. L'abondance de quartz pyramidés peu usés constitue l'un des traits sédimentologiques du Crétacé supérieur détritique * ; il est donc logique de paralléliser l'augmentation de la valeur du rapport d'intensité des pics de TLN avec une reprise d'érosion de ses affleurements.

La diminution du paramètre est d'interprétation plus délicate. Elle est à mettre en relation avec un matériel mature dont l'évolution a pu s'effectuer soit pendant son transport depuis la Provence cristalline s.l., soit sur place au cours de l'Eocène à partir de remaniements successifs du stock crétacé. Les deux processus concourent à l'élimination progressive de la fraction de quartz pyramidés au profit d'autres populations de quartz de granulométrie plus importante (quartz filonien par exemple). Suivant que l'on choisisse l'une ou l'autre de ces interprétations, on aboutit à deux schémas paléogéographiques quelque peu différents. La première interprétation implique, après l'émersion fini-crétacée de la région, l'installation d'un réseau hydrographique assez important, bien hiérarchisé, drainant directement au cours de l'Oligocène et du Miocène le matériel démantelé du socle provençal. Le second processus nécessite des reprises répétées de l'érosion en liaison étroite avec les événements tectoniques déterminant dans une aire de sédimentation à évolution endoréique une accumulation de matériel d'origine locale. Le stock quartzeux est présent dans la région depuis le Crétacé supérieur. Il a été arraché au socle méridional lors des premiers mouvements provençaux et sédimenté dans la zone néritique de la mer turono-sénonienne.

* La bonne conservation des formes pyramidées ne peut être expliquée que par une désagrégation sur place de la roche mère, un transport subaérien réduit, un dépôt en milieu marin rapide. A titre d'hypothèse, on peut lier la libération des terrigènes à une période de forte arénisation du massif cristallin (Provence cristalline et ses prolongements actuellement immergés), contemporaine de l'émersion de l'Isthme durancien. Le matériel accumulé sur place sera repris massivement lors des mouvements provençaux du Crétacé supérieur et sédimenté en milieu marin néritique. L'extension des faciès détritiques crétacés vers le Nord suggèrent des remaniements sous-marins permettant aux quartz d'atteindre progressivement des zones plus éloignées de l'aire de sédimentation fini-mésozoïque.

Plusieurs arguments viennent à l'appui de la seconde hypothèse :

- dans les fossés oligocènes, les populations de quartz matures sont systématiquement associées à des éléments de calcaires lacustres éocènes (brèches à éléments de Lutétien cf. chapitre III). Or, les marnes verdâtres et calcaires lacustres de même âge du bassin d'Eoulx * renferment un stock quartzueux évolué, caractérisé par une thermoluminescence identique à celle que fournissent les populations de quartz pauvres en formes pyramidées de l'Oligocène et du Miocène;
- les klippes sédimentaires, mégabrèches et brèches polygéniques soulignent, par leur présence, l'origine locale des apports et le caractère syntectonique de la sédimentation;
- les paléocourants indiquent dans le Miocène des apports en provenance des bordures orientales et septentrionales des bassins. Dans les mégabrèches oligocènes, les directions sont EW. Seuls, les objets sédimentaires (chenaux, intrications des galets) mesurés dans les sables et conglomérats qui occupent l'axe des fossés témoignent de l'existence de paléopentes dirigées du Sud vers le Nord.

La prise en compte de la première hypothèse soulève, d'autre part, quelques difficultés d'interprétation. Elle implique qu'à chaque modification des graphes de TLN intervenant au sein d'un même bassin, sur une même verticale, corresponde un changement notable de la paléogéographie avec, tantôt une reprise des affleurements crétacés, tantôt un drainage direct à partir du massif cristallin méridional.

* En ce qui concerne l'Eocène, on ne peut rejeter totalement la possibilité du transport direct d'une partie des terrigènes depuis la Provence cristalline, celle-ci venant s'ajouter au matériel remanié du Crétacé supérieur. Certains graphes de l'Eocène d'Eoulx sont, en effet, très voisins du Trias gréseux. On sait, d'autre part, que sur la bordure NE du massif de Tanneron, la sédimentation sableuse éocène des environs de Biot et de la Colle-sur-Loup a été alimentée à partir des affleurements de grès bigarrés triasiques (J.P. Ivaldi, 1973 ; J.F. Tapoul, 1977).

4.- RECONSTITUTION DE LA DYNAMIQUE DES BASSINS TERTIAIRES PAR L'ANALYSE TL DETAILLEE DES POPULATIONS DE QUARTZ.

(cf. pl. 51 p. 225)

Les différents arguments développés ci-dessus nous conduisent à interpréter la dynamique des bassins sédimentaires en fonction de deux éléments :

- les populations de quartz caractérisées par un rapport d'intensité de TLN fort, supérieur à 50, témoignent d'un rajeunissement des reliefs lié étroitement à la tectogenèse permettant une reprise d'érosion des affleurements de Crétacé supérieur et par là, un renouvellement du stock quartzeux;
- les valeurs faibles du rapport R indiquent une évolution sur place de ce stock traduisant le remaniement successif des formations sous-jacentes; remaniement de l'Eocène dans l'Oligocène, de celui-ci dans le Miocène.

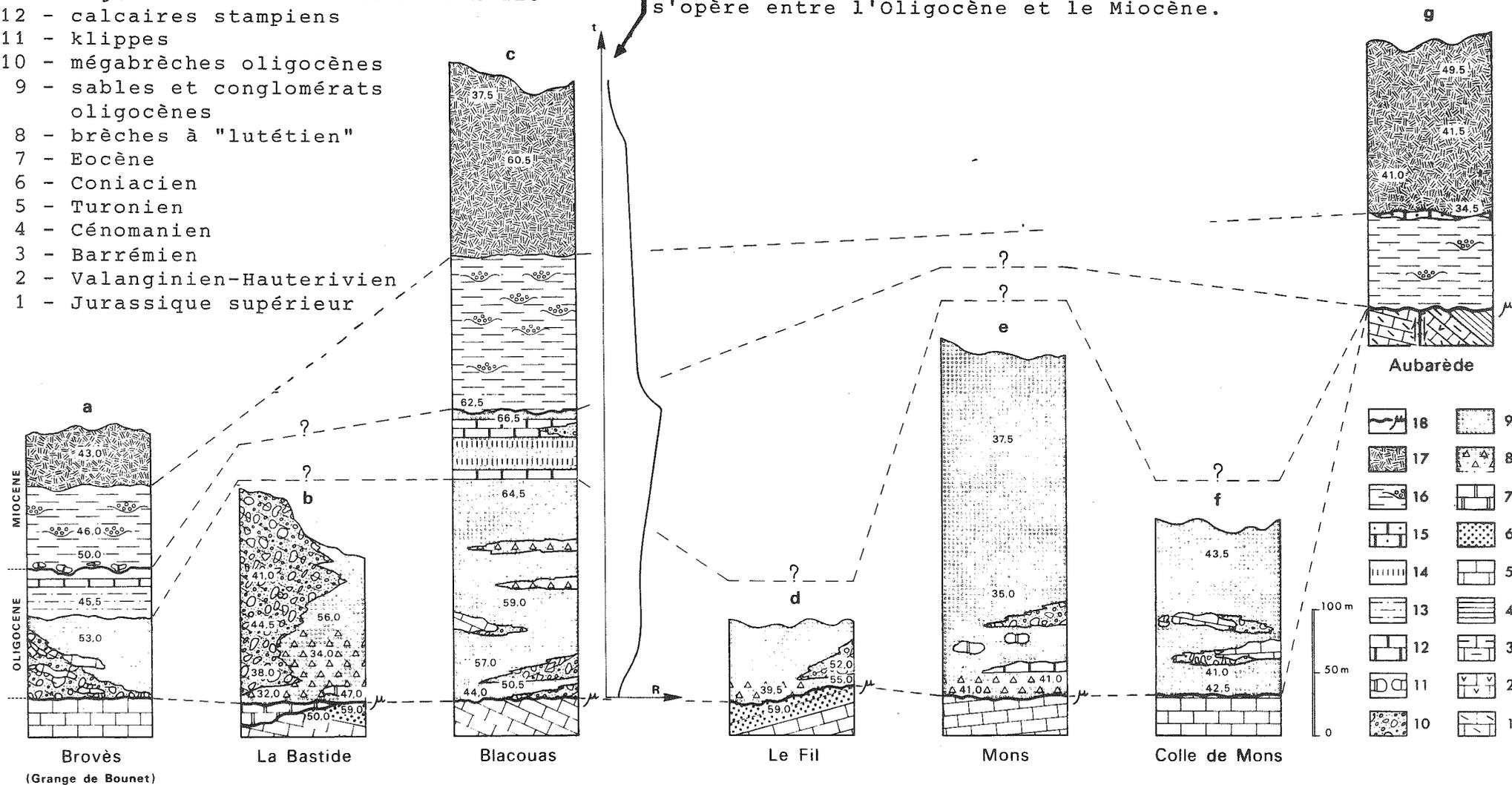
Les caractères stratigraphiques et thermoluminescents des principales séries tertiaires de la région s'étendant entre Mons et Bargème sont résumés dans la pl. 51 p. 225. A titre d'exemple, nous analyserons leurs variations dans trois secteurs bien différents de notre domaine d'étude : Blacouas, La Bastide et Mons.

Blacouas (pl. 51 C) : il s'agit du secteur où la série tertiaire est la plus développée. L'Oligocène piégé dans le fossé de Ripples se compose d'une épaisse série de sables versicolores dans lesquels s'intercalent des mégabrèches et de véritables klippes sédimentaires et d'un ensemble de calcaires lacustres stampiens et de niveaux ligniteux admettant par places des récurrences sablo-argileuses à sableuses. Le Miocène est représenté par des marnes grises à nodules pédogénétiques ("série grise"), des brèches et des conglomérats cariés par des Microcodium. A Blacouas, les termes les plus anciens de la série mésozoïque remaniés par le Tertiaire ont un âge Crétacé inférieur; ils ne se rencontrent que dans le Miocène.

En thermoluminescence, l'extrême base de l'Oligocène présente un rapport d'intensité R des pics de TLN voisin de 44, ce qui, dans notre interprétation, est l'indice d'un stock quartzeux relativement évolué. Puis, dès les cinq premiers mètres, la valeur de R augmente et devient rapidement supérieure à 50 : la fraction clastique est enrichie en quartz pyramidés provenant du démantèlement des affleurements de Crétacé supérieur.

- 17 - "brèches à Microcodium"
- 16 - "série grise"
- 15 - calcaires à Microcodium
- 14 - paléosols
- 13 - argiles à silex de Ste Pétronille
- 12 - calcaires stampiens
- 11 - klippes
- 10 - mégabrèches oligocènes
- 9 - sables et conglomérats oligocènes
- 8 - brèches à "lutétien"
- 7 - Eocène
- 6 - Coniacien
- 5 - Turonien
- 4 - Cénonanien
- 3 - Barrémien
- 2 - Valanginien-Hauterivien
- 1 - Jurassique supérieur

L'évolution du rapport d'intensité R des pics de TLN a été précisée pour chaque colonne stratigraphique (ex : R = 64,5). La représentation graphique de cette évolution dans la série de Blacouas montre l'inversion de polarité de ce paramètre qui s'opère entre l'Oligocène et le Miocène.



PL. 51 - CARACTERES STRATIGRAPHIQUES ET THERMOLUMINESCENTS DES SERIES TERTIAIRES DE LA BORDURE MERIDIONALE DE L'ARC DE CASTELLANE

L'augmentation de R se poursuit régulièrement jusqu'au sommet de l'Oligocène où le paramètre atteint une valeur de 66,5; les sables et les calcaires gréseux sont soumis à une érosion toujours plus forte; le rajeunissement des reliefs est important. La base du Miocène se marque par une stabilisation, puis par une légère baisse du rapport d'intensité. Vers le haut de la série, la diminution s'accroît, les valeurs redeviennent inférieures à 50. Dans les conglomérats sommitaux, elles oscillent autour de 37,5. Cette seconde partie du Tertiaire enregistre donc un ralentissement, puis un arrêt des apports terrigènes "frais", le stock quartzueux évoluant par reprises successives du matériel oligocène. L'inversion de polarité qui s'opère avec le Miocène permet de supposer que le Crétacé supérieur détritique a été totalement décapé au cours de l'Oligocène dans l'environnement immédiat du fossé de Ripples. Le dépôt de la série grise miocène directement sur le Crétacé supérieur calcaire au niveau des horsts et l'apparition d'éléments de Crétacé inférieur dans ce Miocène sont autant d'arguments en faveur de cette interprétation.

La Bastide (pl. 51 B) : La série tertiaire débute par des niveaux de calcaires lacustres à Planorbis et Limnées éocènes. Ces calcaires sont représentés par deux petits affleurements près de La Bastide et au Sud du Col de Clave. L'Oligocène comprend des argiles sableuses rouges et vertes admettant vers leur base des passées de brèches à éléments d'Eocène calcaire, des sables et des conglomérats. La formation passe latéralement vers la bordure occidentale du bassin à des mégabrèches. Elle repose par l'intermédiaire d'une surface à Microcodium, soit sur les calcaires lacustres éocènes, soit sur des sables et lignites rapportés au Crétacé supérieur.

Les premiers niveaux oligocènes montrent des variations latérales de thermoluminescence qui traduisent l'influence directe du substratum sur les apports détritiques. Le rapport d'intensité de TLN est très faible (R = 32,0) dans le matériel déposé sur les calcaires lacustres éocènes; il est à peine inférieur à 50 (R = 47,0) au-dessus des sables et lignites du Crétacé supérieur.

L'Eocène fournit des populations de quartz matures enrichies localement par le matériel fini-crétacé. Le stock quartzeux évolue ensuite globalement. Les valeurs de R restent faibles dans la première moitié de la série, puis augmentent et deviennent supérieures à 50 vers le sommet ($R \approx 56,0$). On remarque parallèlement la grande abondance d'éléments remaniés de calcaires lacustres éocènes dans un cas, la venue massive de blocs de Crétacé supérieur détritique, de galets de rhyolites et de dragées de quartz dans l'autre. La seconde moitié de l'Oligocène enregistre donc une reprise importante des affleurements crétacés. Dans les mégabrèches, les variations des caractères TL sont assez semblables, mais plus atténuées. Le rapport d'intensité, d'abord faible à la base de la formation, augmente progressivement sans pour autant dépasser la valeur de 50. L'analyse des éléments remaniés dans les mégabrèches rend au premier abord ces valeurs anormales : des blocs pluridécimétriques de Crétacé supérieur détritique constituent une partie non négligeable du matériel. L'explication est à rechercher dans le degré d'usure de ces éléments dont la fragmentation n'est pas assez avancée pour amener un renouvellement important du stock quartzeux de la matrice. Le phénomène ne se produit qu'au centre du fossé où la désagrégation est à peu près totale. L'extrême sommet des mégabrèches montre une légère diminution de R ainsi qu'un changement notable de la fraction grossière dans laquelle apparaissent parmi le matériel carbonaté devenu prépondérant les premiers blocs de Cénomaniens.

L'étude du Tertiaire de la Bastide appelle quelques remarques.

Le stock quartzeux de départ se compose de populations de quartz plus pauvres en formes pyramidées que celles de Blacouas. Son renouvellement ne s'effectue que lentement; il n'est important que dans les termes sommitaux de l'Oligocène, ce qui traduit une érosion assez tardive des affleurements de Crétacé supérieur détritique. Celui-ci est encore partiellement conservé avec quelques lambeaux d'Eocène à la Bastide alors qu'il n'existe plus dans le fossé de Ripples. Ces différents arguments liés à la grande abondance d'éléments remaniés de calcaires lacustres à la base de la série oligocène laissent penser qu'il existait dans la région de La Bastide une série éocène carbonatée et détritique assez bien développée

que l'érosion a dû déblayer avant d'attaquer les terrigènes fini-crétacés.

A Blacouas, par contre, l'Eocène devait être assez peu représenté.

Le remplissage du fossé oligocène de La Bastide fournit un exemple particulièrement remarquable de série reconstituée "inverse", montrant le remaniement successif d'un matériel d'origine locale emprunté à des niveaux de plus en plus anciens de la série lithologique.

Mons (pl. 51 e) : L'Oligocène de ce fossé est faiblement discordant sur le Turonien calcaire. Il se compose de brèches à blocs calcaires lacustres éocènes cariées par les Microcodium, de sables plus ou moins grésifiés et de conglomérats. Dans cet ensemble détritique s'intercalent quelques rares passées de mégabrèches monogéniques.

La fraction fine du matériel quartzeux oligocène montre sur toute l'épaisseur de la série des caractères thermoluminescents homogènes avec des courbes de TLN à pic de haute température dominant. Le rapport d'intensité des émissions lumineuses reste toujours inférieur à 50. Les valeurs voisines de 41,0 dans les termes de base de l'Oligocène passent à 35,0 dans le premier tiers de la formation. L'arrivée des mégabrèches ne provoque pas de renouvellement du stock quartzeux au centre du bassin, ce qui est en accord avec la nature du matériel remanié constitué uniquement de Crétacé supérieur calcaire. Dans les sables et les conglomérats de la partie supérieure de l'Oligocène, la légère augmentation de R (37,5) est peut-être l'indice d'une reprise très faible de terrigènes crétacés n'appartenant pas aux bordures mêmes du bassin. La permanence de populations de quartz pauvres en formes pyramidées dans toute la formation est un caractère spécifique des fossés orientaux : on le retrouve également plus à l'Est, dans la structure d'effondrement de La Colle de Mons. Comme à La Bastide, nous pensons qu'un tel stock quartzeux reflète l'existence d'une importante série éocène dans l'environnement immédiat des bassins. Celle-ci a fourni, par son démantèlement, l'essentiel des terrigènes tertiaires. La présence de très nombreux blocs métriques de calcaires siliceux éocènes dans les sables et conglomérats de la base de l'Oligocène de Mons renforce cette hypothèse.

5. - CONCLUSIONS

Le comblement des bassins continentaux oligocènes et miocènes de la bordure méridionale de l'arc de Castellane a été réalisé par un matériel provenant du démantèlement de reliefs locaux. Les détritiques très grossiers à dominante carbonatée et les terrigènes exotiques ont été empruntés aux bordures des fossés NS et des structures compressives EW, l'érosion attaquant successivement des termes de plus en plus anciens de la série lithologique. L'Eocène, le Crétacé et le Jurassique supérieur seront ainsi totalement ou partiellement décapés, l'accumulation de leurs produits amenant la formation au cours de l'Oligocène de véritables séries reconstituées "inverses". La nature locale des apports, influencée étroitement par le lithotope, traduit le caractère syntectonique de la sédimentation liée à un épisode distensif oligocène suivi d'un épisode compressif miocène. L'interaction entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation a pour corollaire une évolution spécifique de chaque bassin tertiaire.

Les terrigènes exotiques ont une origine méridionale. Ils proviennent du massif cristallin provençal et/ou de ses prolongements actuellement immergés. La couverture permienne et triasique de ce massif constituait également une source d'apports. Le matériel a été sédimenté au cours du Crétacé supérieur dans la zone néritique de la mer qui bordait vers le Nord cette province paléogéographique *. Son dépôt a pu se poursuivre après la continentalisation de la région dans les lacs éocènes qui occupaient les dépressions topographiques. Il a ensuite été repris en milieu subaérien au cours de l'Oligocène et du Miocène et déposé dans les bassins tertiaires. Le remaniement successif des terrigènes exotiques méridionaux conduit à la constitution d'un stock quartzeux de plus en plus évolué, qu'il est possible de différencier du stock crétacé initial par l'analyse de thermoluminescence. L'étude des populations de quartz de l'Eocène d'Eoulx montre que l'évolution du matériel a pu débuter au cours de cette époque. On explique alors la présence de populations de quartz matures dès la base de l'Oligocène par la remobilisation de séries éocènes préexistantes et l'apport massif de terrigènes "frais"

*

L'analyse TL des grès glauconieux gargaso-albiens des arcs de Castellane et de Nice révèle, dès cette époque, une érosion du massif méridional.

par l'érosion des affleurements de Crétacé supérieur détritique. Le caractère généralement plus évolué du stock quartzeux miocène (faibles valeurs de R, rareté des formes pyramidées bien conservées) indique que le Crétacé supérieur gréseux et sableux était décapé et remanié dans sa presque totalité dès la fin de l'Oligocène. L'analyse stratigraphique confirme cette interprétation.

Le volume de matériel piégé dans les structures distensives et compressives reflète l'importance des formations éocènes et crétacées. L'Eocène lacustre carbonaté et détritique conservé en bassins épars a été attaqué le premier par l'érosion qui l'a presque entièrement décapé. Il ne subsiste aujourd'hui que dans le synclinal d'Eoulx où la série atteint encore quelques 400 mètres d'épaisseur et en petits îlots tels ceux de La Bastide et du Sebet. L'extension régionale du Crétacé supérieur détritique est encore attestée par la présence d'affleurements réduits en surface mais fort nombreux sur toute la bordure méridionale de l'arc de Castellane.

Les manifestations terrigènes fini-crétacées constituent à notre sens un trait important de l'histoire de l'avant-pays alpin. On les rencontre dans notre région mais aussi dans le bassin rhodanien (Tricastin, massif d'Uchaux, régions d'Orange, Nyons, Dieulefit...), dans le Diois, le Dévoluy. Elles annoncent dans tous les cas la fin du régime marin mésozoïque. Les apports, épisodiques pendant le Crétacé inférieur, s'intensifient au cours du Turonien supérieur et du Coniacien. Ils proviennent du démantèlement de massifs cristallins (Tanneron, Maures, Massif Central) que l'on peut rattacher suivant la terminologie actuelle, à la plaque européenne. Au niveau de la couverture, des plis EW accompagnent et suivent la sédimentation des terrigènes. Le remaniement de ces dépôts dans le Tertiaire est également un phénomène général à l'avant-pays. Une telle dynamique mise en évidence dans les structures nord-varoises se retrouve dans les secteurs plus septentrionaux (J.P. Ivaldi, étude en cours). Dans le synclinal de Lus La Croix Haute par exemple, le quartz des "sables réfractaires" attribués au Sparnacien (Torrent du Grand Buëch, Rioufroid), montre en thermoluminescence de grandes affinités avec le matériel correspondant des passées gréseuses maëstrichtiennes et campaniennes du Dévoluy. Il se retrouve dans les différents termes continentaux sus-jacents : marnes rouges et blanches plus ou moins sableuses, calcaires détritiques, marnes grises sableuses à intercalations de calcaires

lacustres et de niveaux conglomératiques qui assurent le remplissage du bassin tertiaire. Dans le Dévoluy, de telles reprises ne sont pas limitées aux bassins continentaux. Elles ont été décelées dans l'Eocène marin affleurant entre St Disdier et le Villard de Montmaur, soit dans un secteur légèrement plus interne que le précédent. Sur le plan des corrélations à grande échelle, remarquons enfin que l'avant-pays alpin, envahi par la sédimentation terrigène fini-crétacée, voit la mise en place au cours de l'Oligocène d'un système de fossés subméridiens, dont le remplissage est assuré par l'avant-pays lui-même. Outre les structures distensives nord-varoises, on peut citer les fossés de la région de Manosque-Forcalquier, de Sault de Vaucluse, de la Montagne Chauvet - Terre Rouge dans le Diois. Il est remarquable de constater que des structures de même âge (Stampien), relativement peu éloignées l'une de l'autre, mais évoluant en liaison avec des tectorogènes différents montrent un remplissage distinct. La comparaison entre les fossés nord-varois et la structure compressive de Barrême comblée par un matériel alpin illustre parfaitement cette logique des bassins sédimentaires.

L'avant-pays possède, au cours du Paléogène, comme à la fin du Mésozoïque, une dynamique qui lui est propre, commandée directement par le jeu de son bâti hercynien. Les événements compressifs alpins n'influenceront ce domaine qu'au Miocène, créant progressivement sur son bord interne une zone de transition où des structures plicatives EW synsédimentaires viendront se superposer aux fossés NS.

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS GENERALES

1.- RECONSTITUTION TECTOGENETIQUE ET SEDIMENTAIRE DE LA BORDURE MERIDIONALE DE L'ARC DE CASTELLANE ENTRE MONS ET BARGEME, DEPUIS LE TRIAS JUSQU'A L'EPOQUE ACTUELLE.

L'histoire géologique de la région étudiée se décompose en une succession d'épisodes tectono-sédimentaires distincts et complexes qui s'échelonnent depuis l'aube du mésozoïque jusqu'à l'époque actuelle. Elle débute par l'installation d'un bassin marin où se sédimentent durant tout le secondaire de puissantes séries argileuses et carbonatées, entrecoupées de périodes de non-dépôts.

Au Crétacé terminal, les répercussions de la tectogenèse "provençale" amènent une émergence définitive de la région étudiée et l'installation d'un régime continental permanent jusqu'à nos jours.

La région étudiée est affectée par différents épisodes de déformations tectoniques synsédimentaires de plus en plus intenses dont la superposition conduit à la structure actuelle.

Ainsi, depuis la fin du mésozoïque, l'apparition des mouvements tectoniques, puis leur accentuation au cours du tertiaire, permet de passer au cours du temps d'un domaine marin où prédominent les phénomènes sédimentaires, à un domaine continental caractérisé par des manifestations tectogénétiques très accusées.

Nous allons essayer de reconstituer cette histoire, étape par étape, tel que le permet la présente étude.

En ce qui concerne la période sédimentaire mésozoïque, il est intéressant, à plusieurs titres, de resituer la région étudiée dans le contexte plus vaste du paléo-océan alpino-provençal, en s'aidant des travaux antérieurs (principalement ceux de P. Cotillon 1971, C. Tempier 1972, B. Beaudoin, R. Campredon, P. Cotillon et P. Gigot, 1975 et A.F. Beaudrimont et P. Dubois 1977).

En effet, les différents épisodes sédimentaires enregistrés dans cette partie du bassin ne prennent toute leur signification que dans ce cadre plus vaste.

En revanche, pour ce qui concerne l'histoire tertiaire, la reconstitution tectono-sédimentaire d'un secteur privilégié comme celui de la Roque-Escalpon-Bargême, permet de donner une excellente idée des modalités de superposition des différentes déformations, valable pour une grande partie de la bordure méridionale de l'arc de Castellane.

1.1.- L'évolution mésozoïque : la région étudiée dans le bassin alpino-provençal.

L'analyse de l'évolution verticale des dépôts sédimentaires mésozoïques de la région étudiée, comparée à celle des régions périphériques d'après les données bibliographiques, permet de replacer la région dans le cadre général du bassin alpino-provençal.

Cette analyse permet de montrer que dès le début de l'ouverture du paléo-océan mésozoïque et pendant toute sa durée, la région étudiée se situe au sein d'une zone de transition, allongée EW, entre un bassin provençal au Sud et un bassin alpin au Nord : le haut fond du Moyen-Verdon (Ph. Zurcher 1895, G. Mennessier 1970 et C. Tempier 1972). Cette zone haute quasi-permanente est individualisée très probablement à partir de discontinuité du socle hercynien. La fig. n° 52 page 236 donne la localisation de cette zone séparant les deux bassins.

1.1.1.- Trias

Après une période d'érosion des reliefs paléozoïques aboutissant à une surface d'aplanissement, le Trias marque la phase d'installation du bassin mésozoïque.

1.1.2.- Jurassique inférieur.

Dès cette époque, le bassin provençal s.s. est séparé pendant tout le Lias et une partie du Dogger par le seuil du moyen Verdon, résultant du jeu

positif du socle du Tanneron. Au Sud, le socle des Maures s'affaisse doucement et il s'individualise un bassin recevant une sédimentation carbonatée. Au Nord du seuil, le bassin dauphinois qui s'approfondit reçoit des dépôts calcaréo-argileux sombres qui s'épaississent rapidement vers le Nord. Le bassin présente une structuration méridienne qui influence fortement l'aire des dépôts jusqu'au Crétacé. Le haut-fond médian du moyen-Verdon ne reçoit, lui, aucune sédimentation, et ses bordures sont caractérisées par des dépôts réduits, entrecoupés de discontinuités sédimentaires, soulignées par des hardgrounds.

Les travaux récents (A. Coadou et B. Beaudoin 1972 et S. Assenat 1972) ont montré dans le Lias de la région de Digne et de Castellane des manifestations spectaculaires d'activités tectoniques synsédimentaires. Celles-ci se matérialisent par des discordances angulaires accusées, des failles avec ablation corrélative importante, et sont localisées près des zones hautes du bassin, montrant la réalité du contrôle structural de celui-ci.

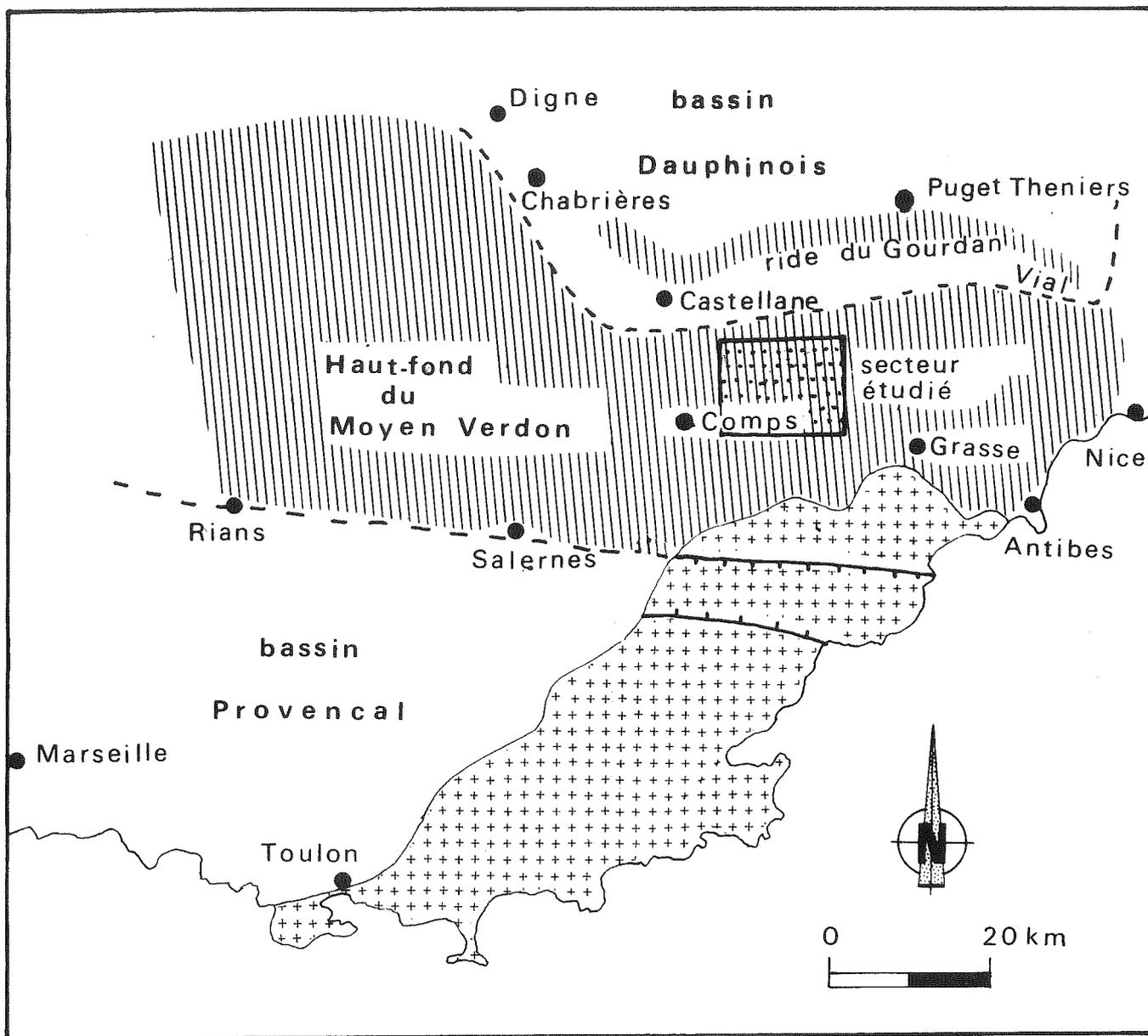
1.1.3.- Dogger - Malm

Pendant le bathonien supérieur, le haut fond médian du moyen Verdon cesse progressivement de se comporter comme une zone haute. Le bassin provençal reçoit une sédimentation essentiellement argilo-calcaire. Les grandes lignes de la paléographie, constantes depuis le début du Jurassique tendent à s'uniformiser au callovien. Le bassin provençal constitue une vaste plate-forme inclinée vers le Nord pouvant être assimilée à un précontinent. Celle-ci est limitée par une ligne de flexures (Vial-Chabrières) où les fonds marins descendent très rapidement vers les zones profondes du bassin dauphinois.

Dans ce bassin, la subsidence reste importante, et les dépôts, parfois turbidiques, présentent une remobilisation dynamique sous l'action de glissements synsédimentaires attestant de fortes pentes.

1.1.4.- Portlandien.

Une activité du tréfonds amène le jeu positif du seuil du moyen-Verdon pendant le Jurassique terminal. Il en résulte une "régression" des faciès



PI.52 Grandes unités paléogéographiques du bassin mesozoïque Alpino-Provençal.

de plate-forme et leur passage graduel, au niveau du seuil, à une barrière récifale construite à madreporaires. Le récif barrière isole partiellement de la mer ouverte dauphinoise (où se déposent des formations pélagiques) un bassin provençal très peu profond de type lagon.

Il est important de remarquer qu'au Jurassique supérieur apparaît la mise en place d'une nouvelle géométrie du bassin, traduite par la nature et l'agencement des dépôts. La bordure méridionale du bassin dauphinois est maintenant bien affirmée avec une bande récifale EW continue, étendue sur le haut-fond du moyen Verdon qui protège au Sud un domaine lagon provençal.

D'autre part, avec le Jurassique supérieur, cesse l'influence prédominante des discontinuités subméridiennes dans la sédimentation du bassin dauphinois. Dès le Crétacé inférieur se met alors en place le dispositif à polarité isopique EW.

Il faut remarquer en dernier lieu que le Crétacé dans son ensemble va être conditionné par une série de venues détritiques dans le bassin, conséquences de mouvements orogénétiques plus ou moins éloignés.

1.1.5.- Néocomien.

Le socle subit des mouvements verticaux importants, modifiant sensiblement la topographie du fond marin. Ceci a pour conséquence l'individualisation dans le bassin de plusieurs zones de rides et de sillons.

Le haut-fond du moyen-verdon continue son ascension et après des conditions de sédimentation analogues à celles de la fin des temps jurassiques ('calcaires blancs de Provence" jusqu'au Berriasien Valanginien inférieur) émerge probablement dans sa partie médiane comme l'attestent les séries très réduites et lacunaires de la région de Mons. La sédimentation hautérivienne et barrémienne est commandée, dans notre région, par des accidents subméridiens (P. Cotillon 1971).

Dans le bassin septentrional s'individualisent deux cuvettes subsidentes, séparées par un relief sous-marin EW : la ride du Gourdan et son équivalent occidental.

Au Sud de cette "cuesta" à regard nord (P. Cotillon 1968) se déposent des sédiments hémipélagiques devenant, au Sud du linéament Roquesteron-Moustiers Ste Marie, néritiques, coupés de nombreuses discontinuités sédimentaires et avec des faciès particuliers ; oolites ferrugineuses, glauconies et phosphates.

Au Nord de la ride se développe un bassin subsident aux faciès vaseux essentiellement pélagiques, très rarement affectées par des discontinuités sédimentaires. A la fin du Bédoulien, toute distinction cesse entre le bassin néritique et hémipélagique. Cette période est marquée par un immense fond durci, occupant la totalité de l'arc de Castellane (P. Cotillon 1971). Il faut remarquer la localisation de slumps, à proximité des zones contrôlant la subsidence du bassin.

Au Sud du seuil médian, le bassin provençal s.s. reçoit une sédimentation néritique qui s'achève dès l'Hautérivien inférieur par des dépôts à faciès urgonien.

1.1.6.- Aptien - Albien.

Les confins alpino-provençaux sont le théâtre, dès le gargasien supérieur, d'une activité épéirogénique et tectonique accrue, correspondant à la mise en place de "l'isthme durancien" dont les répercussions sont ressenties dans tout le bassin de sédimentation. Celles-ci se manifestent par une extrême mobilité des zones de subsidence, en relation avec les mouvements du substratum. Dès le gargasien, le quartz détritique se mêle en quantité appréciable aux apports argileux dans les bassins. Ces apports terrigènes se font de plus en plus abondants.

La bordure du bassin alpin, jusqu'à la ride du Gourdan au nord, se comporte comme une zone haute, ne recevant qu'épisodiquement de faibles dépôts détritiques lacunaires.

Au Nord, une importante sédimentation marneuse pélagique se poursuit surtout pendant l'Aptien et l'Albien inférieur et moyen. A l'Albien supérieur un jeu positif du haut-fond du Gourdan empêche toute sédimentation sur celui-ci.

Au Sud se sédimentent des dépôts sableux, alors qu'au Nord de la ride, les dépôts sont peu épais, glauconieux et détritiques.

Le seuil du moyen Verdon se comporte pendant toute cette époque comme une zone haute, émergée dans sa majeure partie, seule sa bordure septentrionale reçoit quelques dépôts détritiques. La partie méridionale de ce seuil est commandée par les mouvements tectoniques, dont l'aboutissement final est la surrection de "l'isthme durancien" à l'Albien supérieur - Cénomanién inférieur. La ride du Gourdan et son prolongement occidental, ainsi que les mouvements positifs et négatifs du fond marin alpin semblent être liés à cette tectogenèse. Au Sud de cet "isthme" la sédimentation marine se poursuit dans le bassin sud-provençal.

1.1.7.- Cénomanién - Turonien.

Désormais, les bassins alpin et provençal sont séparés par une zone émergée. Seules quelques relations épisodiques ont lieu entre les deux bassins.

Dans le "domaine alpin", la série réduite et très littorale des environs de Mons, montre la proximité au Sud de la ligne de rivage de la mer cénomaniénne et turonienne. Le bassin s'approfondit brusquement au Nord, à l'aplomb de la bordure septentrionale du haut fond du moyen verdon (Audibergue-Lachens), avec des faciès néritiques et mixtes épais.

La subsidence est très forte depuis cette zone jusqu'à la ride du Gourdan. Au Nord de celle-ci, le fond subit un relèvement vers le Nord et il s'y déposent des séries silto-détritiques et des faciès pélagiques. Dès le Turonien supérieur se manifestent dans la région des tendances à l'émer-sion (figures de dessiccation, ripples marks).

La zone émergée médiane subit des rajeunissements et des érosions corrélatives.

Dans le bassin sud provençal, la sédimentation se poursuit et montre, dès le Turonien, les indices d'une importante activité tectonique.

1.1.8.- Coniacien.

Dans toute la région étudiée, correspondant depuis le Crétacé inférieur à la bordure méridionale du bassin alpin s.s., des produits détritiques grossiers en provenance de l'Estérel et du socle des Maures (quartz et rhyolites), ainsi que des lignites marquent une régression et l'émersion définitive de ce domaine au Coniacien : sables de Brenon.

Dans le bassin sud-provençal, les dépôts marins se poursuivent jusqu'au Santonien avec des sédiments argilo-gréseux et des calcaires à rudistes.

1.1.9.- Crétacé terminal.

L'accentuation des mouvements compressifs NS "pyrenéo-provençaux" conduit à une émersion généralisée du bassin provençal. Dès lors, la sédimentation sur l'ensemble du domaine émergé, en voie de déformation, se limite à des dépôts fluviolacustres dans des bassins EW (Rians - Salernes, Aix en Provence, etc...).

La zone étudiée émergée n'est que très peu affectée par cette tectogenèse, du fait de son éloignement de la zone paroxysmale provençale. Seuls au Nord, dans le bassin de l'Estéron en particulier, les dépôts marins se poursuivent au moins jusqu'au Campanien, sous forme de marnes et de calcaires chargés de quartz et de glauconies détritiques.

1.2.- La tectogenèse tertiaire.

1.2.1.- Eocène

L'Eocène, au même titre que les séries détritiques grossières du Crétacé terminal, correspond à un changement radical de la paléogéographie en relation avec les premiers bouleversements tectoniques, d'importance

régionale. Après le départ de la mer mésozoïque et le dépôt des séries détritiques, type sables de Brenon, s'instaure dans toute la région un régime continental. Dans les lacs se déposent des séries argilo détritiques et des calcaires à Gastéropodes. Les séries détritiques remanient essentiellement les sables du Crétacé terminal, mais il n'est pas exclu qu'à cette époque ait existé une relation directe entre ces bassins continentaux et les zones d'apports détritiques que constituent, depuis le Crétacé, les massifs cristallins méridionaux (Maures-Estérel et prolongements orientaux). Dans notre région, l'absence de dépôts caractérisés entraîne une imprécision entre le dépôt des sables coniaciens et les calcaires lutétiens. On peut cependant envisager que les effets de la tectogenèse dite "provençale", qui prend place à cette époque, est mineure dans le secteur d'étude. La région devait être seulement affectée par de larges ondulations, conduisant à une érosion des zones hautes (La Bastide par exemple) et une sédimentation dans des zones déprimées où ces sédiments pouvaient atteindre localement plusieurs centaines de mètres (Bassin d'Eoulx).

1.2.2.- Eocène supérieur - Oligocène : Episode distensif EW syn-sédimentaire.

Dès l'Eocène terminal, la zone méridionale du secteur d'étude (zone des fossés NS) est soumise à un régime distensif EW générateur des fossés d'effondrements NS synsédimentaires.

La sédimentation est sous contrôle tectonique depuis le moment de la formation du piège jusqu'à sa disparition, qui correspond à la fin de la subsidence. Les dépressions subméridiennes, déterminées par des failles normales ou des flexures, canalisent le réseau hydrographique qui coule depuis le Sud vers le Nord. La surélévation générale de la région par rapport au niveau de base amène le creusement du grabben par les cours d'eau. Il en résulte une érosion intense dans ces compartiments effondrés où le niveau d'érosion atteint est parfois le Cénomaniens. Cette érosion fluviale est accompagnée par une bioaltération continentale à Microcodium qui atteint l'ensemble de la région.

L'effondrement des fossés amène un relèvement relatif du niveau de base, qui détermine un appel de sédiments dans les grabens.

Dès cette époque, les failles normales sont bien individualisées

et actives. L'érosion attaque très vigoureusement les horsts recouverts dans tout le secteur par des séries calcaréo-détritiques éocènes. Ces niveaux sont les premiers à être démantelés et resédimentés dans les fossés sous forme de brèches à éléments de Lutétien associés à des sables à population de quartz matures. Près des reliefs de failles actives, le Lutétien se démantèle en gros blocs et se resédimente sous forme de mégabrèches. Les failles normales bordières déterminent, par leur jeu, la subsidence du bassin. Elles entretiennent, aux bordures du fossé, une morphologie importante qui est soumise à une forte érosion et des glissements en masse. Les éboulements successifs de ces falaises amènent la formation de mégabrèches et de klippes sédimentaires déposées au pied du talus. Les klippes, douées d'une énergie cinétique plus importante, peuvent se propager au centre du bassin .

Dans l'axe du fossé, loin des bordures actives, les cours d'eau occupant la vallée, coulent vers le Nord. Ils drainent et organisent en chenaux des sédiments plus fins, d'origine locale, arrachés au horst par de petits affluents orthogonaux à la structure d'effondrement.

L'érosion de ces horsts atteint des niveaux sédimentaires de plus en plus anciens, ce qui détermine le dépôt dans le fossé d'une série détritique reconstituée à l'inverse de la série originelle : la base de la série est constituée uniquement d'Eocène puis s'enrichit progressivement en Coniacien, Turonien et le Cénomaniien apparaît au sommet. Cette disposition constante, dans l'ensemble des fossés, atteste d'une structuration anté-fossés peu importante, l'érosion s'attaquant à un niveau particulier , affleurant sur de grandes distances. Il n'y a plus à cette époque d'apports détritiques notables venant directement des massifs cristallins méridionaux. Le matériel détritique exotique (quartz, minéraux endogènes, rhyolites, etc...) provient exclusivement du remaniement des séries éocènes et crétacées terminales.

Au Stampien (époque des calcaires et silex de Ste Pétronille et Blacouas) l'épisode distensif s'achève progressivement. La subsidence des bassins NS se ralentit en raison d'une moindre activité des accidents bordiers. Certains grabbens sont alors envahis par un lac où se déposent des séries carbonatées, des argiles à silex et des lignites entrecoupées par de brefs épisodes pédogénétiques. Les reliefs de failles peuvent être complètement arasés et le

lac peut déborder sur le horst. Ainsi, les calcaires lacustres pourront sceller une seule des deux failles bordières, l'autre bordure pouvant être le siège d'une faible activité.

Les fossés NS sont entièrement comblés par le remplissage tertiaire et, dès la fin de l'épisode distensif, se met en place une surface d'érosion qui achève d'arasés les quelques reliefs qui subsistent. Cette érosion, caractérisée par le développement de colonies de Microcodium, inaugure le cycle tectono-sédimentaire mio-pliocène.

Alors que le domaine méridional est soumis à une extension EW, simultanément une déformation en compression affecte le domaine septentrional de l'arc de Castellane (P. Gigot et al. 1975). La vigueur des déformations compressives mio-pliocènes dans le "domaine des écaillés EW", et l'absence de dépôts oligocènes ne permettent pas de rattacher de façon certaine ce secteur au domaine en compression ou en distension.

1.2.3.- Mio-Pliocène : Episode compressif NS synsédimentaire.

Dès la fin des mouvements distensifs synoligocènes, les reliefs de failles NS résiduels, peu importants, sont immédiatement attaqués et arasés par des agents d'érosion et de bioaltération. Il en résulte une immense surface d'aplanissement sur laquelle se développent des colonies de Microcodium cariant profondément les formations calcaires. Cette surface d'érosion et de biocorrosion se développe depuis le Var jusqu'à la Durance (P. Gigot 1974, 1975 et communication orale, G. Giannerini et al. 1977, J.F. Tapoul 1977...) tronque le système des fossés NS. Les premiers dépôts reconnus au-dessus de cette surface sont partout attribuables au Burdigalien (P. Gigot et P. Mein 1973, P. Gigot et al. 1976 et communication orale de P. Gigot).

La surface de cariage est donc clairement infra-miocène *. Elle marque le début d'un autre système de déformations, dû à un épisode compressif NS. La première manifestation de cette compression est la formation de larges ondulations EW dans lesquelles se sédimentent des séries argilo-détritiques. Cette déformation conduit à un changement radical de la paléogéographie régionale. Le drainage principal, canalisé par les dépressions EW, s'effectue vers l'Ouest. Les aires anticlinales en voie de formation sont drainées par des affluents subméridiens, coulant vers le Sud et venant se raccorder aux cours d'eau principaux EW. Dans ces larges cuvettes EW (Roque-Esclapon, Aubarède, Plan de Luby, etc...) se dépose la "série grise", formation argilo-détritique qui s'étale largement en discordance sur les fossés NS préalablement réalisés et scelle leurs accidents bordiers. C'est ainsi que cette série reposera, par l'intermédiaire de la surface à Microcodium, à la fois sur le Crétacé des anciens horsts oligocènes et sur les derniers niveaux stampiens du remplissage des fossés. Ces sédiments argileux se déposent sur une vaste étendue, partiellement et temporairement inondée : c'est une plaine d'inondation, balayée lors des crues et soumise périodiquement à des phénomènes de pédogenèse (poupées calcaires, paléosols...).

Dans l'axe de la cuvette, les cours d'eau permanents se soulignent par des épendages conglomératiques chenalisés.

* Pour M. Roux (1968), cette surface serait stampienne. Cette interprétation ne repose que sur la présence de l'horizon à Microcodium entre deux séries continentales du synclinal de Taulanne, jusqu'alors azoïques et rapportées toutes deux arbitrairement à l'Oligocène. Or, la série supérieure du synclinal de Taulanne, immédiatement au-dessus de l'horizon à Microcodium, a livré récemment à P. Gigot (G. Giannerini, P. Gigot et R. Campredon 1977) plusieurs exemplaires de Gastéropodes que G. Truc a déterminés comme Megalotachea caractérisant le Miocène.

Les plis s'accroissent au cours de la sédimentation et contrôlent ainsi la subsidence du bassin, en même temps que se forme à sa bordure septentrionale une voûte anticlinale.

Cette bordure, en voie de surrection, est vigoureusement attaquée par l'érosion accompagnée par l'apparition d'un phénomène de biocorrosion dû aux Microcodium, généralisé à cette époque à toute la bordure sud des chaînes subalpines méridionales (P. GIGOT, 1974 et communications orales, G. GIANNERINI et al. 1977, J.F. TAPOUL 1977, M. FRANCO et H. SPINI, thèses en cours).

La bioaltération se poursuit pendant tout le dépôt des séries détritiques qui surmontent la "série grise" : les "conglomérats à Microcodium". La bordure septentrionale des bassins est ployée en anticlinal, en surrection permanente tout au long du dépôt des "conglomérats à Microcodium". Le caractère actif de cette marge septentrionale se traduit par des discordances progressives et par des épendages détritiques, plus grossiers et bréchiques, qui se déposent au pied du talus de l'anticlinal, en voie de formation. Ces faciès bréchiques sont drainés du Nord vers le Sud par des affluents qui viennent se raccorder dans l'axe du bassin au cours d'eau principal.

La structure compressive synsédimentaire aboutit finalement à la réalisation d'un bassin synclinal EW dissymétrique, dans lequel le flanc méridional et le centre du bassin présentent une série développée et normale. En revanche, l'activité permanente de la bordure anticlinale septentrionale est responsable d'une série réduite où s'observent des érosions et des discordances internes.

Les bassins EW miocènes se comblent par l'arrivée massive de brèches à Microcodium et disparaissent, tandis que les déformations compressives NS se poursuivent et s'intensifient. Les plis s'accroissent et la rupture de leur flanc méridional conduit à des écaillages et des chevauchements à vergence sud. Ces accidents tangentiels sont accompagnés par un réseau synchrone de décrochements conjugués N20°-40°E senestres et N130°-150°E dextres.

En fonction des structurations antérieures et de l'intensité des déformations compressives mio-pliocènes, s'individualisent deux domaines structuraux différents, ayant chacun leur style tectonique propre.

- Dans le "domaine des fossés NS", le système des horsts-grabbens NS est découpé en petites unités polyédriques par les failles inverses EW et les décrochements conjugués synchrones. Les différents tronçons viennent se recouvrir les uns les autres vers le Sud. Ces accidents tangentiels déterminent dans tout ce secteur des recouvrements tectoniques de faible ampleur.

Au niveau des fossés, les failles bordières sont gauchies ou franchement plissées. Elles sont généralement découpées et décalées par tout un réseau de décrochements ou par des failles inverses. Le grabben est le plus souvent ployé en synclinal, au flanc oriental renversé ou verticalisé, et dont l'axe est parallèle à l'allongement du fossé. Ce serrage local transverse est déterminé au cours du déplacement vers le Sud des horsts orientaux qui, en s'écaillant, s'accompagnent du rejeu des failles bordières du fossé en décrochement ou en faille-pli. Au cours du déplacement, la bordure occidentale du horst vient écraser le fossé contre le horst occidental. De cette façon, les fossés les plus orientaux sont fortement écrasés et écaillés car ils se trouvent à proximité des écailles EW qui se développent à l'Est sur le même parallèle.

- Dans la "zone des écailles EW", les déformations compressives sont plus intenses et déterminent un raccourcissement NS de la couverture beaucoup plus important qu'au Sud. L'absence (ou la rareté) des structures NS se traduit par une déformation homogène et plus régulière, facilitée par la présence d'un Crétacé à faciès marneux développé, qui amortit les déformations cassantes du Jurassique plus compétent.

Les plis EW, ébauchés au cours du dépôt des "conglomérats à Microcodium" s'accusent et se rompent pour donner des unités EW chevauchantes vers le Sud. Ces écailles, disposées très régulièrement, sont contemporaines de tout un réseau de décrochements conjugués, identiques à celui du secteur méridional.

Ce train d'écailles EW, qui se développe depuis la région niçoise (branche orientale de l'arc de Castellane), s'interrompt à l'Ouest dans le secteur d'étude, au niveau d'une zone coulissante complexe. Les failles inverses EW des différentes unités à leur terminaison occidentale, passent ou se relayent à des décrochements dextres N140-160°E.

Ces couloirs de décrochements jouent le rôle de zone de transformation du déplacement et rendent ainsi possible la migration des unités vers le Sud, en coulissant sur leur bordure occidentale. Cette modification du mouvement est responsable au niveau de la zone coulissante d'un serrage transverse, déterminant des plis qui s'orientent contre les accidents décrochants.

Ce "domaine des écailles EW" chevauche vers le Sud le "secteur des fossés NS" par l'intermédiaire d'une de ses plus importantes unités : l'ensemble structural Audibergue-Lachens. Ce chaînon EW, développé depuis la région niçoise, change brutalement de direction à sa terminaison occidentale, et s'avance largement dans la dépression morphotectonique que constitue les fossés de La Bastide et de Riples.

A la faveur de cette avancée, le Lachens oblitère et recouvre les unités de Frantignac, Cornay et Adrech Esclapon qui prennent une allure sigmoïde, au contact de l'unité chevauchante. A l'Ouest du Lachens, ces différentes unités réapparaissent et se développent avec les unités de Brouis et les écaillages affectant son flanc septentrional. Le contact de base du "domaine des écailles EW", (que l'on suit sur plus de 60 kilomètres depuis la basse vallée du Var), se transforme près de La Bastide en zone coulissante dextre et semble disparaître en s'amortissant dans le Crétacé du secteur de Chateauvieux. Cet accident est immédiatement relayé par le faisceau N 140°E de Chateauvieux-Destourbes qui joue un rôle identique de zone décrochante dextre, limitant à l'Ouest les autres unités chevauchantes EW de l'arc de Castellane.

1.3.- Quaternaire.

Il correspond apparemment à une période de calme tectonique, du moins en ce qui concerne les déformations tangentielles. Il est caractérisé, en outre, par une surélévation de la région amenant une érosion très forte avec surimposition du réseau hydrographique, parfaitement adapté à la structure?

2.- Tableau de l'évolution tectogénétique et sédimentaire au cours du Tertiaire dans la bordure méridionale de l'arc de Castellane
(cf Planche n° 53 page 249).

	"zone des fossés N.S."	"zone des écailles E.W."
Quatern.	Rajeunissement des reliefs	
Mio-Pliocène	<p style="text-align: center;"><u>COMPRESSION NS</u> écaillages EW et décrochements N 140°E dextres et N 20°E senestres</p> <p style="text-align: center;">plis synsédimentaires EW</p>	
Oligocène	<p style="text-align: center;"><u>DISTENSION EW</u> fossés NS synsédimentaires</p> <p style="text-align: right;">?</p>	
Eocène	Série continentale calcaire et détritique	
Crétacé term.	<p style="text-align: center;">EMERSION et EROSION</p> <p style="text-align: center;">"Sables de Brenon"</p>	

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANGELIER J. (1971).- La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var). 2ème partie. Thèse du 3ème cycle, Paris, 23 pages, 6 pl.
- ANGELIER J., AUBOUIN J. (1976).- Contribution à l'étude géologique des bandes triasiques provençales : de Barjols (Var) au bas Verdon.
Bul. B.R.G.M., 2ème sér., sect. I n° 3.
- ANGLADA R., FOLLACCI J.P., MENEROUD J.P. (1967).- Sur la présence du Miocène marin en bordure sud de l'arc de Nice, dans la région de Roquebrune Cap Martin (Alpes-Maritimes).
Bul. Soc. Géol. Fr., t. IX, n° 4, pp. 526-529.
- ARCHIAC (d') (1851).- Histoire des progrès de la Géologie.
t. III-V.
- ASSENAT S. (1972).- Stratigraphie et variations de faciès du Jurassique inférieur de la région de Castellane.
Thèse 3ème cycle, Lyon, 84 pages.
- AUBOUIN J., MENESSIER G. (1963).- Essai sur la structure de la Provence.
Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. II, pp. 45-98
- AUBOUIN J., BROUSSE R., LEHMAN J.P. (1968).- Précis de Géologie.
3 tomes, Dunod Université.
- BARBIER R., DEBELMAS J., BLOCH J.P. (1963).- Sur les problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre la Savoie et la Méditerranée.
Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. II, p. 331.

- BARFETY J.C., GIDON M., KERCKOVE C. (1968).- Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 267, p. 394.
- BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977).- Un bassin mésogéen du domaine peri-alpin: le SE de la France.
Bul. Centre de Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine, vol. 1, n° 1, p. 261-308
- BEAUDOIN B., HACCARD D., CAVELIER C., LANTEAUME M., PERRIN (1966).- A propos de l'âge des molasses de Tannaron. La redécouverte du gisement de Cérithes et les conséquences structurales.
Bul. Soc. Géol. Fr., t. VIII, p. 458
- BEAUDOIN B. et GIGOT P. (1971).- Figures de courants et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse miocène de Digne (B.A.).
Sedimentology, 17, p. 241-256
- BEAUDOIN B. (1975).- Le bassin sub-alpin au Jurassique. Evolution sédimentaire d'une zone mobile diversifiée.
IX Congrès International de Sédimentologie à Nice, Thème 5, t. 1, pp. 51-60.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P., GIGOT P. (1975).- Sur les Alpes méridionales françaises : reconstitution du bassin de sédimentation.
IX Congrès International de Sédimentologie à Nice. Excursion 7.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., FRANCO M. GIANNERINI G., GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D., LANTEAUME M., SPINI H., TAPOUL J.F. (1977).- Age et modalité de plissement des chaînes subalpines méridionales.
5ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre (Rennes), p. 49.

- BELLAIR P. (1933).- Les duplicatures provençales dans le NE du département du Var.
Dipl. Et. Sup., Paris, 14 pages, 2 fig.
- BELLAIR P., BERTRAND L., LANQUINE A., MAURY E. et RIVIERE A. (1939).- Carte géologique de la France au 80.000e, feuille n° 225, Nice 2ème éd.
- BERTRAND L. (1896).- Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes.
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXIII, n° 136, p. 190.
- BERTRAND L., HAUG E. (1912).- Sur l'existence d'une grande nappe de charriage dans le Nord du département du Var.
C.R. Acad. Sc., t. 154, pp. 147-150.
- BERTRAND L., LANQUINE A. (1913).- Observations tectoniques aux environs de Grasse.
C.R. Acad. Sc., t. 156, p. 1867.
- BERTRAND L., LANQUINE A. (1914).- Charriages pyrénéo-provençaux et mouvements alpins à l'ouest du Var.
C.R. Collaborateurs 1913
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. XXIII, n° 136, p. 179.
- BERTRAND L., LANQUINE A. (1914).- Sur la prolongation de la nappe des Bessillons dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes jusqu'à la vallée du Var.
Id., t. 158, p. 376
- BERTRAND L., LANQUINE A. (1914).- Nouvelles observations sur la structure du sud-ouest des Alpes-Maritimes.
Id., t. 158, p. 1460.
- BERTRAND L. (1922).- Sur la superposition d'une tectonique alpine à une tectonique pyrénéo-provençale dans les Alpes-Maritimes.
Congrès Intern., 13ème session, Belgique, fasc. II, p. 93, pl. VI, Liège.

- BERTRAND L. et LANQUINE A. (1923).- Extension des duplicatures provençales sous la nappe du Cheiron, à l'ouest de la vallée du Var.
Id., t. 176, p. 399.
- BERTRAND L. et LANQUINE A. (1923).- Les grandes nappes provençales de l'Audoubert et du Cheiron (A.M.).
Id., t. 176, p. 521.
- BERTRAND L. et LANQUINE A. (1923).- Essai de coordination et origine des unités structurales pyrénéo-provençales dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes.
Id., t. 176, p. 696.
- BERTRAND L. (1943).- Les chaînons et hauts plateaux provençaux du sud-ouest des Alpes-Maritimes et des régions avoisinantes des Basses Alpes et du Var.
Mém. Serv. Carte Géol. Fr., nouvelle série, t. XXII, fasc. 3-4 n° 49, pp. 1-90.
- BODELLE J., CAMPREDON R. (1968).- Les formations à "Microcodium" dans les Alpes-Maritimes et les Basses-Alpes. Leur importance paléogéographique.
Mém. B.R.G.M. n° 59 (Colloque sur l'Eocène).
- BODELLE J., LANTEAUME M., CAMPREDON R. (1968).- Excursion dans les Alpes-Maritimes et les Basses-Alpes.
Mém. B.R.G.M. (Colloque sur l'Eocène).
- BODELLE J., CAMPREDON R. (1969).- L'Eocène des Alpes-Maritimes et des Basses Alpes.
Extrait du Mémoire B.R.G.M. n° 69.
- BODELLE J. (1971).- Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane.
Thèse Doct. ès-Sc. Nat. Univ. Nice, 2 vol., 582 pages.

- BODERGAT A.M. (1974).- Les Microcodium : milieux et modes de développement.
Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 62, pp. 137-235.
- BOUCARUT M. (1971).- Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var).
Thèse Doct. ès-Sciences, 2 vol., 487 pages, Nice.
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M.,
RUHLAND M., VIALON P. (1976).- L'arc alpin occidental : réorientation de
structures primitivement E-W par glissement et étirement
dans un système de compression global N-S ?
Eclogae Geol. Helv., vol. 69/2, PP. 509-519.
- BOUSSAC J. (1912).- Stratigraphie du Nummulitique alpin.
Mémoire pour servir à l'explication de la carte détaillée
de la France, pp. 100-102.
- BOUTAKOFF N. (1930).- Etude stratigraphique et tectonique sur la région frontale
de la nappe provençale du Cheiron.
Mém. Inst. Geol. Univ. Louvain, t. VI.
- BULARD P.F., CHAMAGNE B., DARDEAU G., DELTEIL J., GIOAN P., IVALDI J.P.,
LAVAL F., PEREZ J.L., POLVECHE J. (1975).- Sur la genèse et les structures de
l'arc de Nice.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVII, n° 6, pp. 940-944.
- CAMPREDON R. (1972).- Les formations paléogènes des Alpes Maritimes franco
italiennes.
Thèse Doct. ès-Sciences Nat. Univ. Nice, 560 pages.
- CAMPREDON R. (1975).- Essai sur l'évolution des Alpes Maritimes franco ita-
liennes au cours du Paléogène.
IXème Congrès International de Sédimentologie Nice,
Thème 5, pp. 127-132.

- CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., GIGOT P., IRR F., LANTEAUME M., SPINI H., TAPOUL J.F. (1977).- Les déformations des conglomérats pliocènes de l'arc de Nice (chaînes subalpines méridionales).
C.R.Som.Soc.Géol. Fr., t. XIX n° 2, p. 75-77.
- CAMPREDON R., GIANNERINI G., GIGOT P., LANTEAUME M. (1977).- Analyse structurale de l'arc de Castellane dans la région de la Roque Esclapon (Var).
5ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre (Rennes)
p. 127.
- CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., SPINI H., TAPOUL J.F. (sous presse).- Analyse structurale du chaînon du Férion, son importance dans la genèse de l'arc de Nice (A.M.).
Géologie Méditerranéenne.
- CHAUVEAU Cl., LEMOINE M. (1961).- Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord).
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. LVIII n° 264
(C.R.Collab. 1960), p. 147-178, 13 fig., 1 pl.
- CHOUKROUNE P., SEGURET M. (1968).- Un exemple de relations entre joints de cisaillement, fentes de tensions, plis et schistosité.
Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., (2), vol. X, fasc. 3,
p. 239-246.
- CLARET J., FLANDRIN J., DE LAPPARENT A.F., SIGAL J. (1954).- Découverte de l'Eocène supérieur marin dans la région de Gréolières (Alpes-Maritimes).
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 238, PP. 261-263.
- CLAUZON G. (1975).- Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes Haute Provence).
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 280, série D, p. 2433.

- COADOU A., BEAUDOIN B. (1972).- Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales.
C.R.Som.Soc.Géol.Fr., 6, p. 236-238.
- COGNE J., GEZE B., GOGUEL J. et al. (1966).- Les "rifts" et les failles de décrochements en France.
Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn. Paris, vol. VIII, fasc. 2.
- COLLOT L. (1890).- Sur la géologie des environs de Moustiers.
B.S.G.F., 3, XIX, p. 550.
- CORNET C. (1965).- Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène.
Mém. Serv. Carte Géol. Fr., nouvelle série, t. XLIX, fasc. 2, n° 103, pp. 1-252.
- CORNET C. (1970).- Sur les bandes triasiques provençales et les grabbens qui leur sont liés. Leur parenté avec les grands rifts oligocènes.
Rev. Géog. Phys. Dyn. Paris, vol. XII, fasc. 1, pp. 25-39.
- CORNET C. (1975).- Le problème du passage latéral de la molasse oligocène périalpine vers l'avant-pays provençal et l'extension du bassin de Forcalquier dans la région d'Aiguines aux confins des Alpes et de la Provence.
Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn. Paris, vol. XVIII, fasc. 1, pp. 5-11.
- COQUAND (1840).- Sur les terrains néoconiens de Provence.
Bul. Soc. Géol. Fr., 11, pp. 401-406.
- COTILLON P. (1971).- Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et Sédimentologie.
Mém. B.R.G.M. n° 68.

- COTILLON P., LATREILLE G., MEIN P., RIO M. (1973).- Manifestation de mouvements tectoniques ante-oligocènes dans la partie sud de l'arc de Castellane : les formations conglomératiques du bassin tertiaire de Jabron (Var).
C.R.Acad.Sc.Fr., 276, p. 2361.
- COTILLON P. (1975).- Les grandes discontinuités de sédimentation du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France S.E.). Expressions d'une tectonique synsédimentaire.
IX Congrès International de Sédimentologie, t. I, thème 4, pp. 79-86.
- COTILLON P. (1975).- Phénomènes sédimentaires et paléogéographiques en bordure de la mer alpine lors du passage du Jurassique au Crétacé en Haute-Provence orientale (arc subalpin de Castellane).
IX Congrès International de Sédimentologie de Nice, t. I, thème 5, pp. 145-151.
- DEB S. (1938).- Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes.
Mém. Serv. Carte Géol. Fr. Paris, t. XVI, n° 36, pp. 1-114.
- DEBELMAS J; (1963).- Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco italiennes.
Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, 39, pp. 125-171.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. (1964).- La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après des travaux récents.
Extrait de "l'Information scientifique" n° 1, pp. 1-33.
- DEBELMAS J. (1972).- A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'arc alpino-apenninique.
Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn. Paris, vol. XIV, fasc. 3, pp. 229-244.

- DEBELMAS J. (1974).- Géologie de la France : les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays.
Ed. DOIN, t. II, pp. 353-411.
- DUVAL-JOUVE (1841).- Sur les Belemnites du Crétacé inférieur des environs de Castellane.
- DEPERET Ch. (1893).- Sur la classification et le parallélisme du système Miocène.
Bul. Soc. Géol. Fr. (3), XXI, p. 170.
- EWALD et BEYRICH (1839).- Sur le Crétacé du SE.
Bul. Soc. Géol. Fr., 1ère série, t. X, p. 322.
- EHTECHAMZADEH AFCHAV M. et GIDON M. (1974).- Données nouvelles sur la structure de l'extrémité nord de la zone de chevauchements de Digne.
Géologie alpine, t. 50, p. 57-69.
- EHTECHAMZADEH AFCHAV M. et GIDON (1973).- Mise en évidence d'une tectonique de chevauchement vers le Nord dans les chaînes subalpines : au Sud de Gap (Alpes de Haute Provence).
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 276, p. 1127-1130.
- FABRE D. et ROBERT J.P. (1976).- Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du socle et applications.
Ann. Soc. Géol. Nord, 1975.
- FALLOT J.E. (1885).- Etude géologique sur les étages moyen et supérieur du terrain crétacé dans le SE de la France.
Thèse Doct. ès-Sciences Nat. Paris, 284 pages.

- FALLOT P., FAURE-MURET A. (1949).- Sur l'extension du décollement de la couverture subalpine
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 228, p. 616-619.
- FRANCO M. (1975).- Etude géologique du chaînon du Férion (Alpes-Maritimes).
D.E.A. Nice, inédit.
- FROMAGET J. (1950 a).- Nouvelles observations sur le Crétacé inférieur du SW des Alpes-Maritimes.
C.R.Acad.Sc., t. 230, p. 312-314.
- FROMAGET J. (1950 b).- Observations sur le Crétacé moyen dans le SW des Alpes-Maritimes.
C.R.Acad.Sc., t. 230, p.453-455.
- FROMAGET J. (1950 c).- Sur la structure des plateaux calcaires du SW des Alpes-Maritimes.
C.R.Acad.Sc., t. 230, p. 554-556
- FROMAGET J. (1953).- Le Crétacé moyen dans le prolongement sud-oriental de la fosse vocontienne.
C.R.Acad.Sc., t. 237, p. 917-919.
- FUJIWARA H. (1968).- Etude géologique de l'arc de Castellane dans la région de St Auban.
Thèse de 3ème cycle, Géologie, Univ. Grenoble.
- GAMOND J.F. .- Les plis coniques : analyse théorique et implications mécaniques.
Thèse 3ème cycle, Grenoble, 109 pages.
- GARNIER A. (1872).- Sur les principales failles de la région de Digne et Castellane.
B.S.G.F., 2, XXIX, p. 738.

GIANNERINI G. (1975).- Etude géologique du chaînon du Férion.

Mémoire D.E.A., Nice, inédit.

GIANNERINI G., GIGOT P. et CAMPREDON R. (1973).- Le tertiaire de la Roque Esclapon (front Sud de l'arc de Castellane) : la superposition de deux déformations synsédimentaires oligocène et miocène et des bassins sédimentaires associés.

Bul. B.R.G.M., section I, n° 3,

GIANNERINI G., IVALDI J.P. (1978).- Les formations continentales tertiaires de la bordure de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var). Nature et origine des sédiments détritiques.

Annales du Museum d'Histoire Naturelle de Nice, sous presse).

GEZE B. (1960-1963).- Caractères structuraux de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes).

Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. II, pp. 289-300.

GEZE B. (1960).- La genèse néogène de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes).

C.R.Som.Soc.Géol.Fr., n° 2, pp. 33-34.

GIDON M. et PAIRIS J.L. (1971).- Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche nord-ouest de l'arc de Castellane.

C.R.Acad.Sc.Paris, t. 272, p. 2412-2415.

- GIDON M. et PAIRIS J.L. (1976).- Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité nord-est du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne. Géologie alpine, t. 52, pp. 73-83.
- GIDON M., PAIRIS J.L. et APRAHAMIAN J. (1976).- Le linéament d'Aspres-les-Corps : sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes. C.R.A.S. Paris, t. 282, p. 271.
- GIGOT P. et HACCARD D. (1970).- A propos de l'âge ante-éocène d'une structure diapirique près de St Geniez et ses conséquences structurales. C.R.Som.Soc.Géol.Fr., t. 276, p. 319.
- GIGOT P. et HACCARD D. (1972).- Nouvelles données sur l'origine des lambeaux exotiques de Courbons à la base du chevauchement de Digne (Alpes de Haute Provence). Conditions morphotectoniques. Bul. B.R.G.M., 2ème série, section I, n° 3, p. 9-19.
- GIGOT P. et RIOULT H. (1972).- Importance stratigraphique des concrétions calcaires d'origine algaire dans la série miocène de Chateaufort, (Alpes de Hte Provence). C.R.A.S.Paris, t. 274, pp. 3183-3185.
- GIGOT (1973).- Nouvelles observations sur la bordure nord orientale du bassin de Digne-Valensole au front de l'arc de Digne. C.R.A.S.Paris, t. 276, p. 1123.
- GIGOT P. et MEIN P. (1973).- Découvertes de mammifères aquitaniens dans la molasse burdigalienne du golfe de Digne. C.R.A.S.Paris, t. 276, série D, p. 3293.

- GIGOT P. (1974).- Présence de couches infra-miocènes à Microcodium à la marge orientale du bassin tertiaire de Digne.
C.R.A.S.Paris, t. 278, n° 17, pp. 2087-2090.
- GIGOT P., HACCARD D., GRANDJACQUET C. (1974).- Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVI, n° 2, pp. 128-139.
- GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1974).- Age et modalité des déformations néogènes dans la région de Digne-Barles (Alpes de Haute Provence).
2ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Nancy, p. 186.
- GIGOT P. GUBLER Y., HACCARD D. (1975).- Relation entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension).
Exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence.
IX Congrès de Sédimentologie Nice, thèse 4, p. 157.
- GIGOT P. (1975).- Klippes sédimentaires et mégabrèches associées du bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier.
Congrès Intern. Sédim. Nice,
- GIGOT P., GUBLER Y., KANDEL C., TRIAT J.M., TRUC G. (1975).- Alpes de Haute Provence et Vaucluse. Régions de Forcalquier-Manosque, Apt, Murs et Normoiron-Pernes.
Livret-Guide excursion n° 2.
IX Congrès Intern. Sédim. Nice,
- GIGOT P., MEIN P., TRUC G. (1976).- La série continentale de pont d'Aiguines près de Moustiers Ste Marie : un équivalent latéral du Miocène marin du bassin de Digne (Alpes de Haute Provence).
Geobios n° 9 , fasc. 6, p. 795-799, Lyon.

- GIGOT P., GUBLER Y., SCHLUND J.M. (1977).- Importance et conséquence d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin oligocène de Manosque-Forcalquier.
C.R.Som.Soc.Géol.Fr., fasc. 1, p. 17-20.
- GINSBURG L. (1954).- Feuille de Castellane et Roquesteron au 1/50.000ème. Région d'Andon et Thorenc (Alpes-Maritimes).
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. 51, n° 239, p. 145-159.
- GINSBURG L. (1968).- Evolution du climat au cours du Miocène en France.
Bul. Ass. Nat. Orléanais et de la Loire Moyenne, nouvelle série XLI.
- GOGUEL J. (1933).- Sur le rôle tectonique des poudingues de Valensole.
C.R.Acad.Sc.Paris, 196, p. 1520-1522.
- GOGUEL J. (1936).- Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var.
Mém. Serv. Carte Géol. France.
- GOGUEL J. , LANQUINE A., et LAPPARENT A.F. de (1936).- Carte géologique de la France au 80 000ème, feuille n° 224, Castellane, 2ème éd.
- GOGUEL J. (1944).- Contribution à l'étude de la paléogéographie du Crétacé inférieur dans le SE de la France.
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. XLIV, n° 215.
- GOGUEL J. (1952).- Traité de tectonique.
Paris, Masson, 1 vol. in 8°
- GOGUEL J. (1963).- Les problèmes des chaînes subalpines.
Livre à la mémoire du Pr P. FALLLOT, t. II, pp. 301-308.

- GOGUEL J. (1963).- L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), t. V, n° 1, p. 20-29.
- GOHAU G. et VESLIN J. (1959).- Un exemple de morphotectonique en Hte Provence (Pays niçois).
Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., vol. II, fasc. 3, p. 189-192.
- GOUVERNET C., GUIEU G., ROUSSET C. (1971).- Provence, Guides géologiques régionaux.
Ed. Masson Paris.
- GRAS Sc. (1840).- Statistique minéralogique des Basses-Alpes.
Grenoble, Impr. Prudhomme.
- GRACIANSKY P.C. de (1972).- Le bassin tertiaire de Barrême. Relations entre les déformations et sédimentation. Analogie des plissements.
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 275, série D, p. 2875.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1972).- Tectoniques superposées et orientation des accidents principaux dans les Alpes méridionales et l'Apennin.
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 274; n° 21, p. 2845.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D., LORENZ C. (1972).- Essai de tableau synthétique des principaux évènements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias.
C.R.Som.Soc.Géol.Fr., fasc. 4, p. 158-165.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1973).- Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cargneules" et de gypses des chaînes subalpines méridionales. Implications structurales.
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 276, p. 2369-2372.

- GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1975).- Analyse de sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVII, n° 2, p. 242-259.
- GUBLER Y. (1958).- Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes du Sud : formations détritiques de Barrême, flysch "grès d'Annot"
Eclogae Geol. Helv., 51, n° 1, p. 942-957.
- GUEBHARD A. (1891).- Présentation d'une carte géologique de la commune de Saint Vallier de Thieu.
Ass. Fr. Avanc. Sc., I, p. 208 et XXIII, pl. VIII (1894).
- GUEBHARD A. (1895 a).- Esquisse tectonique de la commune de Mons (Var).
Bul. Soc. Et. Sc. Archéol. Draguignan, t. XX, p. 225-280
3 fig., 2 pl.
- GUEBHARD A. (1895 b).- Tectonique d'un coin difficile des Alpes-Maritimes.
Ass. Fr. Avanc. Sc., XXIII, p. 489-496, 2 pl.
- GUEBHARD A. (1896).- Ponadieu et les environs de Saint Valliers de Thieu.
Bul. C.A.P. des A.M., t. XVI, p. 115-139, 1 pl.
- GUEBHARD A. (1897).- Propositions générales de représentation graphique des accidents tectoniques.
Bul. Soc. Géol. Fr., (3ème série), t. XXV, p. 440-442.
- GUEBHARD A. (1900 a).- Carte géologique au 80 000ème du SW du département des Alpes-Maritimes.
8ème Congrès géol. intern., Paris.

- GUEBHARD A. (1899).- Sur le gypse de la Bastide (Var)
B.S.G.F., (3), XXVII, p. 594.
- GUEBHARD A. (1900 b).- Les problèmes tectoniques de la commune d'Escragnolles
(Alpes-Maritimes).
Ass. Fr. Avan. Sc., XXIX, p. 580-594, 3 fig., 2 pl.
- GUEBHARD A. (1900 c).- Sur les recoupements et étoilements de plis observés
dans les Alpes-Maritimes.
Ext. des C.R. du VIII Congrès Géol. Intern.
- GUEBHARD A. (1900).- Sur le bassin lacustre de La Roque Esclapon (Var).
Bul. Soc. Géol. Fr., 28
- GUEBHARD A. (1901 a).- Note sur la limite méridionale du Néocomien dans les
Alpes-Maritimes.
B.S.G.F., (4ème série), t. I, p. 451-453.
- GUEBHARD A. (1901 b).- Observations en séance.
B.S.G.F., (4ème série), t. I, p. 539-540.
- GUEBHARD A. (1901 c).- Sur la théorie génétique des apparitions singulières
d'accidents récents en plein Jurassique inférieur dans
le SW des Alpes-Maritimes.
Bul. Soc. Géol. Fr., (4ème série), t. I, p. 612-623, 6 fig.
- GUEBHARD A. (1901 d).- Sur le graphisme de la carte du SW des Alpes-Maritimes.
Bul. Soc. Géol. Fr., (4ème série), t. I, p. 444-451.
- GUEBHARD A. (1902 a).- Sur les Préalpes maritimes. I. Excursions géologiques.
Bul. Soc. Géol. Fr., (4ème série), t. II, p. 510-634,
87 fig., 20 pl. (+ 7 p. d'observations).
- GUEBHARD A. (1902 b).- Sur les brèches et poudingues observables entre
Siagne et Var.
Bul. Soc. Géol. Fr., (4), t. II, p. 923.

- GUEBHARD A. (1905).- Notes sur le Sud-Ouest des Alpes-Maritimes.
Soc. Géol. Fr., XIX-XXV.
- GUEBHARD A. (1914).- Carte structurale détaillée au 1/80 000 des environs de Castellane (Basses-Alpes).
B.S.G.F., t. 14, p. 487-944.
- GUEBHARD A. (1917 a).- Carte géologique détaillée au 80 000ème du NE du département du Var.
Notes provençales n° 2
- GUEBHARD A. (1917 b).- De l'origine purement graphique de la plupart des "déversements et étirements".
Notes provençales n° 1, p. 32-34.
- GUEBHARD A. (1918).- Quelques cas de pseudo-chevauchements à Brovès.
Notes provençales n° 3, p. 11-16, 3 fig.
- GUEBHARD A. (1919).- Carte géologique détaillée au 80 000ème du coin SE du département des Basses-Alpes.
Notes provençales n° 8.
- GUEBHARD A. et KILIAN W. (1902).- Etude paléontologique et stratigraphique du système jurassique dans les Préalpes maritimes.
B.S.G.F., (4ème série), t. II, p. 737-828, 3 pl.
- GUEBHARD A., KILIAN W. et ZURCHER Ph. (1895).- Notice sur la région d'Escragnoles.
B.S.G.F., (3ème série), t. XXIII, p. 952, 1 pl.
- GUEBHARD A. et LAURENT L. (1900).- Sur quelques gisements nouveaux de végétaux tertiaires en Provence.
Ass. Fr. Avanc. Sc., XXIX, p. 579, 21 fig.
- HAUG E. (1891).- Les chaînes subalpines entre Gap et Digne.
Bul. Carte Géol. n° 21, t. III, (Thèse).

- HAUG E. (1925).- Les nappes de charriages de la Basse Provence.
Mém. Carte Géol. Paris, p. 77
- HUGUENEY M., TRUC G. (1976).- Corrélations stratigraphiques et paléogéographie des formations marines et continentales à la limite oligocène-miocène dans le SE de la France.
Geobios n° 9, fasc. 3, Lyon.
- IRR F. et VERNET J. (1970).- Observations sur le contact des marnes et poulingues du Pliocène de la basse vallée du Var.
C.R. Som. Soc. Géol. Fr., p. 293-295.
- IRR F. (1971).- Sur l'intérêt stratigraphique des foraminifères du Pliocène des Alpes-Maritimes.
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 272, p. 2281 à 2284.
- IRR F. (1971).- Livre guide de l'excursion dans la région de Nice (Alpes-Maritimes). Panorama sur le Négoène.
Vème Congrès International du Négoène méditerranéen.
- IRR F. (1973).- Sur le caractère synsédimentaire des phénomènes volcaniques dans la molasse du bassin miocène de Vence.
C.R.Acad. Sc., t. 277, p. 1275-1278.
- IRR F. (1975).- Evolution de la bordure du bassin méditerranéen nord-occidental au Pliocène : nouvelles données biostratigraphiques sur le littoral franco-ligure et leurs implications tectoniques.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVII, n° 6, p. 945-955.
- IRR F. et DARDEAU G. (1976).- Mise en évidence d'une série fini-miocène dans l'arc de Nice.
C.R.Acad. Sc. Paris, t. 283, p. 749-752.

- IRR F., BELLAICHE G., LABARBARIE M. (1976).- Découverte de sédiments marins finis oligocènes-aquitaniens au large du Massif des Maures (Canyon des Stoechades).
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 283, p. 319-322.
- IRR F. et MOULLADE M. (1978). - In Ocean basins and margins, IV Mediterranean. W. Kaner A.E.M. Nairn and F.G. Stemli édit., Plenum Press (sous presse).
- IVALDI J.P. (1971).- Le phénomène de thermoluminescence appliqué à l'étude du flysch "grès d'Annot" (France). Conséquences paléogéographiques.
Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., vol. XIII, fasc. 5.
- IVALDI J.P. (1973).- Thermoluminescence des quartz : contribution de la thermoluminescence à l'étude des séries de grès d'Annot.
Thèse 3ème cycle, Géologique, Univ. Nice.
- IVALDI J.P. (1974).- Origines du matériel détritique de séries "grès d'Annot" d'après les données de la thermoluminescence (TLN et TLA).
Géologie alpine, Grenoble, tome 50, p.75-98.
- IVALDI J.P. et MAZERAN R. (1976).- Un marqueur du domaine alpin métamorphique: la thermoluminescence du quartz des fentes et des filons stériles.
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 282, p. 815-817.
- JULIAN M. (1976).- Etude géomorphologique des Alpes Maritimes franco italiennes.
Thèse Doct. ès-Lettres, Univ. Nice.
- KELLER P., LAPRAZ D., IACCONI P. (1971).- Description d'un appareillage destiné à l'étude de la thermoluminescence cristalline entre 20°C et 500°C.
Modern Geology, volume 2, p. 71-74.

- KERCKHOVE C. et THIEULOY J.P. (1973).- Sur deux ammonites sénoniennes découvertes dans la province néritique de l'arc de Castellane (SE de la France).
Géologie alpine, Grenoble, tome 49, p. 51-56.
- KERCKHOVE C., ROUX M. (1973).- Feuille de Castellane 1/50 000.
Serv. Carte Géol. dét. Fr., B.R.G.M., et minutes
détaillées à 1/20 000 déposées au Lab. Géol. alp. Grenoble
- KILIAN W. (1895 a).- Sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur du SE de la France.
B.S.G.F., (3ème série), t. XXIII, p. 659-803, 4 pl.
- KILIAN W. (1895 b).- Sur divers gisements fossilifères de la région de Castellane (Basses-Alpes).
B.S.G.F., (3ème série), t. XXIII, p. 894.
- KILIAN et LANQUINE (1915).- Sur les complications tectoniques de la partie sud-est des Basses-Alpes.
C.R.Acad.Sc., t. 161, p. 93
- KILIAN et LANQUINE (1915).- Sur la coexistence, dans les environs de Castellane, de dislocations pyrénéo-provençales et de plissements alpins, et sur la complexité de ces phénomènes orogéniques.
C.R.Acad.Sc., t. 161, p. 165
- KILIAN et LANQUINE (1916).- Sur la géologie des environs de Castellane (B.A.)
Ann. Univ. Grenoble, t. XXVIII, n° 1, p. 1-12.
- KILIAN et LANQUINE (1916).- A propos de la structure de la montagne de Destourbes et des environs d'Eoulx (B.A.).
C.R.S.G.F., p. 14-15.

- KILIAN (1917).- A propos d'une carte géologique de A. Guébbard.
C.R.S.G.F., p. 178.
- KILIAN et LANQUINE (1922).- Observations nouvelles sur la structure des chaînons les plus externes des Alpes entre Digne et Moustiers-Sainte-Marie.
Bul. Carte, n° 154, t. XXVII
- KILIAN et LANQUINE (1924) .- Sur la tectonique des chaînons les plus externes des Alpes, entre Chabrières et Moustiers-Sainte-Marie (B.A.) et sur les faciès des terrains qui les constituent.
C.R.Acad.Sc., t. 178, p. 1503.
- KILIAN (1925).- La fenêtre de Jabron (Var) et la tectonique des environs de Comps.
C.R.S.G.F., 4, XXV.
- KOGBE C.A., GRAMBAST L., COTILLON P. (1968).- L'Eocène du bassin continental d'Eoulx-Brenon (Basses-Alpes et Var). Données stratigraphiques nouvelles apportées par l'étude des Charophytes.
Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 24, p. 1.
- KOGBE C.A. (1968).- Etude stratigraphique et sédimentologique des formations du bassin d'Eoulx-Brenon (Basses Alpes, Var).
Thèse 3ème cycle, Géologie, Univ. Lyon.
- KUNO H. (1968).- Differentiation of basalt magmas in Poïdervaart. "The Poïdervaart Treatise on rock of basaltic composition".
II Interscience Publischers.
- LAMY J.M. (1971).- Diplôme d'Etudes Supérieures, Amiens. Inédit.
- LANTEAUME M. (1958).- Schéma structural des Alpes Maritimes franco italiennes
B.S.G.F., (6ème sér.), t. VIII, p. 651-684.

LANTEAUME M. (1962, 1968).- Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco italiennes.

Thèse d'Etat Univ. Paris (1962).

Mém. Carte Géol. France (Paris), 405 pages (1968).

LANQUINE A. (1922).- Sur l'allure et les dislocations de la nappe du Cheiron au sud du Haut-Estéron et jusqu'à la haute vallée du Loup.
B.S.C.G., t. 174, p. 1024.

LANQUINE A. (1929, 1935).- Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales
I. Le Lias et le Jurassique inférieur.

B.S.C.G.F., t. XXXII n° 173, 385 pages, 16 fig., 20 pl..

II. Le Jurassique moyen et supérieur.

Ibd., t. XXXVIII, n° 191, 135 pages, 3 fig., 9 pl.

LANQUINE (1934).- Sur la structure des chaînes provençales dans le sud des Basses-Alpes.

C.R.Acad.Sc., t. 198, p. 2189.

LANQUINE (1934).- Sur la structure des chaînes provençales au nord-ouest et au sud du grand canon du Verdon.

C.R.Acad.Sc., t. 199, p. 217.

LANQUINE (1934).- Sur les ruptures des chaînes provençales aux confins des régions varoises septentrionales et orientales.

C.R.Acad.Sc., p. 374.

LAPPARENT A.F. de (1938).- Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance.

Bul. Soc. Géol. Fr., t. XL, n° 198, p. 1-302.

LAWORSKY G., LE CALVEZ Y., GUERIN J.M. (1973).- Précision sur l'âge de la néotectonique qui a affecté les poudingues pliocènes du Var à Nice.

C.R.Acad.Sc.Paris, p. 909.

- LECANU J.P., VILLEY M. (1974).- Contribution à l'étude géologique du massif du Mont Montgioie (Briançonnais Iigure).
Thèse 3ème cycle, Caen, 250 pages.
- LEMOINE M. (1972).- Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises.
Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band, 61, n° 3, p. 975-1010.
- LUTAUD L. (1924).- Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline.
Rev. Géog., t. XII, 270 pages, 21 fig.
- MATTAUER M. (1973).- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre.
Collection Méthodes. Hermann, Paris.
- MENNESSIER G. (1957).- Remarques sur le Miocène continental et le Quaternaire de la région de Draguignan (feuilles de Brignoles, Salernes et Tavernes au 50 000ème).
B.S.C.G.F., t. LV, n° 252 B (C.R. Collab. 1956), p. 55-72, 9 fig.
- MENNESSIER G. (1958).- Etude tectonique de la partie orientale de l'arc de Fayence (feuille de Fayence au 50.000ème).
B.S.C.G.F., t. LVI, n° 255 (C.R. Collab. 1957), p. 165-180, 5 fig.
- MENNESSIER G. (1959a).- Etude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens.
Mém. Soc. Géol. Fr., (nouv. sér.), t. XXXVIII, fasc. 4, n° 87, p. 1-174, 52 fig., 8 pl.
- MENNESSIER G. (1959b).- La zone karstique de Blaque-Meyanne entre Bargemon et Brovès (Var).
Ann. Spéléol., t. XIV, fasc. 1-2, p. 49-65, 6 fig.

- MENNESSIER G. (1960).- Le style tectonique de la chaîne provençale dans la région de Draguignan.
Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn., (2), vol. III, fasc. 1, p. 3-14, 4 fig.
- MENNESSIER G. (1961 a).- Etude tectonique de la région de Callian-Montauroux (Var).
B.S.C.G.F., t. LVIII, n° 264 (C.R. Collab. 1960), p. 233-241, 2 fig.
- MENNESSIER G. (1961b).- La zone karstique de Callian-Montauroux (Var).
Ann. Spéléol., t. XVI, fasc. 3, p. 267-276, 4 fig.
- MENNESSIER G. (1963).- Sur la tectonique et l'évolution morphologique de la région de Mons (Var).
C.R.Som.Soc.Géol.Fr., fasc. 10, p. 334-335.
- MENNESSIER G. (1964).- Sur l'évolution tectonique et morphologique des chaînons externes de l'arc de Castellane entre le Verdon et la Siagne.
Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., vol. VI, fasc. 2, p.91-113, 12 fig.
- MENNESSIER G. (1965).- Sur la structure des chaînons provençaux situés au sud-est du confluent du Verdon et de la Durance (Basse-Provence).
C.R.Soc.Géol.Fr., p. 303-305.
- MENNESSIER G. (1967).- Sur la structure du Trias moyen entre Grasse et Cannes et le rôle du socle dans sa genèse (A.M.)
Ann. Soc. Géol. du Nord, t. LXXXVII, p. 193-202.
- MENNESSIER G. (1970).- Etude tectonique des chaînons situés au sud-est du confluent du Verdon et de la Durance (Basse Provence orientale). Feuille de Tavernes à 1/50 000.
Bul. B.R.G.M., Fr., (2), sect. 1, n° 1, p. 35-72, 21 fig.

- PAIRIS J.L. (1971).- Tectonique et sédimentation sur la marge orientale du bassin de Barrême (Alpes de Haute Provence).
Géologie alpine, Grenoble, 47, p. 203.
- PAIRIS J.L., GIDON M. (1971).- Remarque sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche nord-ouest de l'arc de Castellane.
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 272, p. 2412.
- PAIRIS J.L. (1971).- Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrême (Alpes de Hte Provence).
Géol. Alpine, t. 47, fasc. 2, p. 203.
- PARENT H. (1934).- La faune du Crétacé supérieur de Brenon (Var).
C.R.Soc. Géol. Fr., t. 4, p. 231-233.
- PARETO (1834).- Observations sur le département des Basses-Alpes.
Bul. Soc. Géol. Fr., t. IV, p. 185.
- PEREZ J.L. (1975).- Etude structurale de la zone limite entre l'arc de Nice et l'arc de la Roya.
Thèse de 3ème cycle, Géologie, Univ. Nice.
- PERRIAUX L. (1957).- Les formations pliocènes des Alpes-Maritimes.
Bul. Soc. Géol. Fr., (6), t. VII, p. 751-766.
- PICARD M. (1965).- Contribution à l'étude géologique du chaînon de la Bernarde au NE de Castellane (Basses Alpes).
D.E.S., Grenoble
- PUPIN J.P. (1976).- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications.
Thèse Doct. ès-Sciences, Nice, 460 pages.

- RICOUR J. (1960).- Particularités paléogéographiques des Alpes Occidentales françaises au temps triasique.
Livre à la mémoire du Pr P. Fallot, t. II, p. 395.
- ROBERT P. Ch. (1960).- Contribution à l'étude pétrographique, stratigraphique et paléovolcanique des conglomérats volcaniques du sud du département des Alpes-Maritimes.
D.E.S., Géologie, Univ. Paris.
- ROBERT J.P. (1976).- Les décrochements, fracturation et mouvements de blocs associés. Exemple des massifs subalpins dauphinois
Thèse 3ème cycle, Grenoble, 155 pages.
- REPELIN J. (1902).- Contribution à l'étude du Crétacé inférieur à la limite du Var, des Basses-Alpes et des Alpes-Maritimes.
Bul. Soc. Géol. Fr., (4), t. 2, p. 868.
- ROUSSET C. (1964).- L'enracinement oriental du pli chevauchant de Caussois au Nord du village de Gourdon.
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 259, p. 3040-3042.
- ROUX M. (1968).- Etude géologique du massif des cadières de Brandis à l'ouest de Castellane.
Trav. Lab. Géol. Grenoble, Géologie alpine, t. 44, p. 339-352.
- ROUX M. (1970).- Le synclinal de Taulanne (Basses-Alpes) et les conséquences du chevauchement de Castellane sur sa bordure NE.
Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, tome 46.
- ROUX M. (1972).- Etude tectonique des chaînons subalpins entre Majastres et Castellane (Alpes de Haute Provence). Essai de reconnaissance des fracturations profondes majeures et de leurs conséquences au niveau de la couverture.
Géologie alpine, tome 48, fasc. 2.

- ROUX M., TRUC G. (1972).- Données nouvelles sur le Miocène du sillon de Majastres (Alpes de Hte Provence) et ses affinités avec les formations néogènes du bassin d'Eoulx.
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 274, p. 1776-1779.
- ROUX M. (1973).- Sur la stratigraphie du bassin d'Eoulx-Brenon et l'âge Iudien supérieur des mouvements tectoniques à l'origine des fossés du N-E du Var.
C.R.Acad.Sc.Paris, t. 276.
- ROUX M. (1974).- La sédimentation tertiaire et les étapes de la tectonique provençale et alpine au sud-ouest de l'arc de Castellane. Le bassin d'Eoulx-Brenon et ses dépendances.
B.R.G.M., (2ème série), section I, n° 2, p. 83-99.
- SPINI H. (1975).- Etude géologique du chaînon du Férion (A.M.)
D.E.A., Nice, inédit.
- TAPOUL J.F. (1975).- Etude géologique du chaînon du Férion (A.M.)
D.E.A., Nice, inédit.
- TAPOUL J.F. (1977).- Etude géologique de la bordure sud-orientale de l'arc de Castellane entre le Loup et la Cagne.
Thèse 3ème cycle, Nice, 158 pages.
- TEMPIER C. (1966).- Les faciès du Jurassique terminal dans les chaînes subalpines méridionales au Sud et à l'Est de la Durance. Leur répartition géographique.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), t. VIII, n° 3, p. 468-470.
- TEMPIER C. (1972).- Les faciès calcaires du Jurassique provençal.
Trav. Lab. des Sc. de la Terre St Jérôme, Marseille.

- THOMEL G. (1965).- Le Cénomaniens du plateau de Caussois.
Ann. Fac. Sc. Marseille, t. XXXVII, p. 113-121.
- THOMEL G. (1972).- Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaînes subalpines méridionales.
Mém. Soc. Géol. Fr., tome LI n° 116, p. 1-204.
- TOURAINÉ F. (1966).- Découverte de l'Oligocène à Montmeyan et dans les bassins tertiaires du Var.
C.R.Soc. Géol. Fr., p. 66-68, 2 fig.
- TOURAINÉ F. (1966).- Présence de l'Oligocène au nord de la Verdière (Var).
C.R.Soc. Géol. Fr., p. 226-227.
- TOURAINÉ F. (1967).- Les rapports de l'Oligocène avec les structures nord-sud varois.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), t. IX, n° 4, p. 530-536.
- TOURAINÉ F. (1967).- Les rapports de l'Oligocène avec les structures NS du Nord-Varois.
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), 9, p. 530-536, 2 fig.
- TOURAINÉ F. (1968).- Sur l'âge oligocène des sables bleutés du Var.
C.R.Soc.Géol. Fr., p. 29-31, 1 fig.
- TOURAINÉ F. (1968).- Nouvelles confirmations de l'âge oligocène des sables bleutés varois.
C.R.Soc. Géol. Fr., p. 277-279.
- TOURAINÉ F. (1969).- Les rapports de l'Oligocène avec les structures EW du Nord-Varois (gouttière de Rians-Salernes).
Bul. Soc. Géol. Fr., (7), 11, p. 464-475, 6 fig.

- TOURAINÉ F. (1971).- L'Oligocène nord-varois, sa position stratigraphique et sa signification dans la tectogenèse subalpine (Etat des connaissances actuelles).
Ann. Guébbard-Séverine, Neuchâtel, 47, p. 394-421, 6 fig.
- TOURAINÉ F. (1971) Présence d'un Poisson Cyprinidé, Barbus rudeli Piton, dans les calcaires "à Bithynies" du Var.
Ann. Sc. Univ. Besançon, Géol., n° 16, p. 97-99, 1 pl.
- TOURAINÉ F. (1972).- Erosion et planation.
Rev. géogr. alp., 60, N° 1, p. 101-121, 6 fig.
- TOURAINÉ F. (1972).- A propos d'une révision récente des Ostracodes des sables bleutés de Rians (Var).
Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 52.
- TOURAINÉ F. (1976).- L'Oligocène nord-varois. Nouvelle mise au point.
Géologie alpine, t. 52, p. 121-127.
- VASLET D. (1978).- Analyse structurale de la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera Mercantour, dans la région de Viéve et Tende (A.M.).
Thèse 3ème cycle, Caen, 350 pages.
- VERNET J. (1962).- Sur l'existence probable d'une ride anticlinale du socle unissant les massifs du Tanneron et de l'Argentera.
C.R.Soc.Géol.Fr., (3), t. V, p. 841-857.
- VERNET J. (1962).- Contribution à l'étude du Pliocène niçois.
Travaux Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 38, p. 249-274.
- VIALON P. (1974).- Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin.
Bul. suisse Min. Pétrog., 54/2-3, 663-690.

- VIALON P. et DAYRE M. (1975).- Les déformations induites par glissement lors de la phase anisotrope de la schistogenèse.
C.R. 3ème Réun. annu. Sci. Terre, Montpellier avril 75,
378.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER (1976).- Eléments de tectonique analytique.
Masson, p. 1-118.
- VIALON P., BOUDON J., GAMOND J.F., PLOTTO P., ROBERT J.P. (1976).- L'arc des Alpes occidentales : une zone de "transformation continentale" par glissement sénestre ? Présentation d'un modèle de déformation.
4ème Réun. ann. des Sci. de la Terre, p. 391.
- ZURCHER Ph. (1891).- Carte géologique de la France au 80 000ème, feuille n° 236, Draguignan, 1ère éd.
- ZURCHER Ph. (1895a).- Carte géologique de la France au 80 000ème, feuille n° 224, Castellane, 1ère éd.
- ZURCHER Ph. (1895b).- Note sur la structure de la région de Castellane
Bul. Serv. Carte Géol. Fr., t. VII, n° 48, 37 pages,
4 fig., 6 pl.

LISTE DES FIGURES

	<u>Pages</u>
P1. 1 - Situation géographique du domaine étudié	3
P1. 2 - Localisation du domaine étudié dans le cadre des chaînes subalpines méridionales	5
P1. 3 - Localisation des principaux affleurements de Coniacien détritique	23
P1. 4 - Variations du Crétacé	28
P1. 5 - Situation des séries éocènes dans l'arc de Castellane..	40
P1. 6 - Position géographique des structures synsédimentaires distensives et compressives oligocènes	45
P1. 7 - Localisation des fossés oligocènes du secteur d'étude.	47
P1. 8 - Reconstitution du remplissage oligocène du Fossé de Brovès (bordure occidentale).....	50
P1. 9 - Coupe du remplissage tertiaire du Fossé de la Bastide.	55
P1.10 - Reconstitution, dans un fossé synsédimentaire, d'une série détritique inverse	58
P1.11 - Coupe du Tertiaire de Blacouas (Fossé de Riples) et détails du contact de base du Tertiaire de Blacouas à la bordure est du Fossé de Riples	62
P1.12 - Remplissage tertiaire des Fossés de Mons et du Fil..	72

	<u>Pages</u>
P1.13 - Ecaillage du Fossé de Font Trucelle et remplissage tertiaire du Fossé de Font Trucelle	81
P1.14 - Sens d'écoulement du reseau hydrographique pendant l'Oligocène	84
P1.15 - Schéma de la discordance progressive en distension dans le Fossé de Ripples et organisation du remplissage tertiaire dans un fossé synsédimentaire NS	91
P1.16 - Etapes de la genèse d'un fossé synsédimentaire NS	96
P1.17 - Etapes de la genèse d'un fossé synsédimentaire NS (suite).	99
P1.18 - Localisation des fossés oligocènes d'Europe occidentale...	103
P1.19 - Situation géographique et géologique des bassins miocènes Est-Ouest	108
P1.20 - Schéma structural du bassin de la Roque-Esclapon	110
P1.21 - Coupe EW interprétative des fossés oligocènes de Brovès et Ripples; coupe NS mettant en évidence le caractère synsédimentaire des structures EW, près de la Roque Esclapon	115
P1.22 - Comparaison des directions de paléocourants à l'Oligocène et au Miocène, dans le secteur de la Roque Esclapon.....	117
P1.23 - Substratum de la série miocène de l'Aubarède et carte structurale du bassin de Plan de Luby	119
P1.24 - Corrélations lithologiques des séries miocènes du secteur étudié	121

	<u>Pages</u>
P1.25 - Reconstitution d'un bassin compressif miocène EW.....	131
P1.26 - Reconstitution d'un bassin compressif miocène EW (suite)	133
P1.27 - Localisation des principaux bassins compressifs miopliocènes de la bordure sud-occidentale de l'arc de Castellane	138
P1.28 - Localisation des différentes unités structurales	143
P1.29 - Localisation des coupes géologiques	146
P1.30 - Coupes géologiques NS	147
P1.31 - Coupes géologiques NS (suite)	148
P1.32 - Carte structurale du secteur sud oriental de la région étudiée	150
P1.33 - Coupes du Fossé du Fil	155
P1.34 - Coupes des fossés de Brovès et de Malay	161
P1.35 - Déformations des galets et carte des directions de raccourcissement dans les conglomérats oligocènes et miocènes	175
P1.36 - Carte structurale de l'extrémité occidentale du "Domaine des écaillés EW"	178
P1.37 - Coupes de la bordure sud occidentale du Lachens	182
P1.38 - Coupes de la structure nord-sud du Pin	188

	<u>Pages</u>
Pl.39 - Reconstitution de la déformation en compression du fossé de Riples	193
Pl.40 - Reconstitution de la déformation en compression du fossé de Riples (suite)	194
Pl.41 - Reconstitution des écaillages dans le secteur Mons-Le Fil	196
Pl.42 - Reconstitution des écaillages dans le secteur Mons-Le Fil (suite)	197
pl.43 - Orientations des microstructures et du champ de contraintes à proximité d'une faille inverse	201
Pl.44 - Orientations des microstructures et du champ de contraintes à proximité d'un décrochement	203
Pl.45 - Principaux plis parallèles aux zones coulissantes dans les chaînes subalpines méridionales.....	206
Pl.46 - Thermoluminescence naturelle (A) et artificielle (B) de la fraction fine (1 à 2 mm) du stock quartzeux des bassins continentaux oligocènes et miocènes	214
Pl.47 - Thermoluminescence naturelle (A) et artificielle (B) du quartz "en grains" du Crétacé supérieur détritique de la bordure méridionale de l'arc de Castellane.....	216
Pl.48 - Définition des principaux caractères thermoluminescents (A, TLN ; B, TLA) du matériel quartzeux de la Provence cristalline et de son tégument permo-triasique.....	218

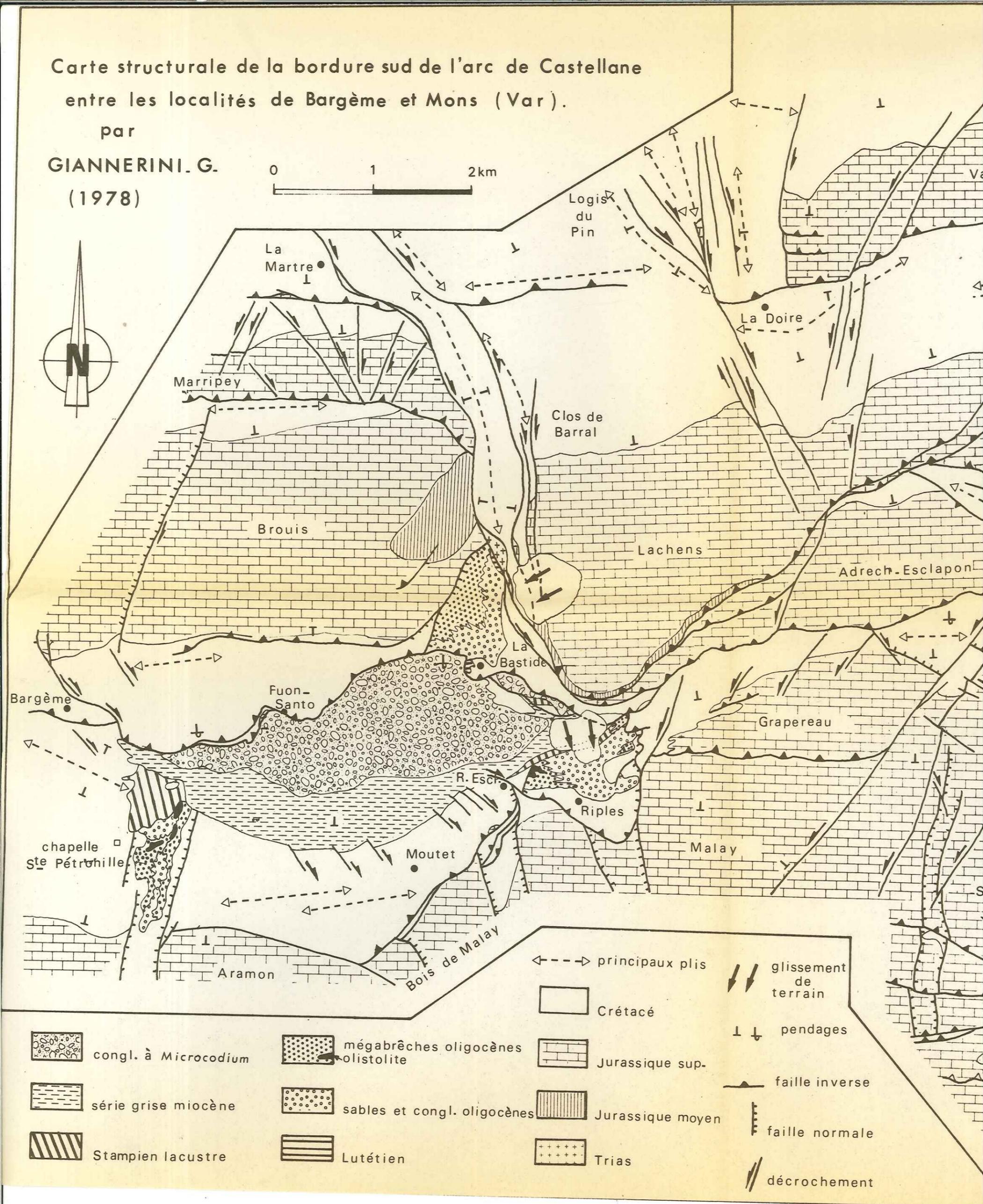
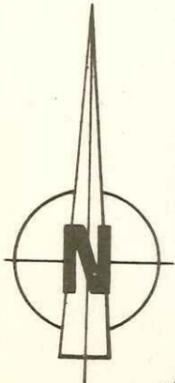
Pages

P1.49 - Comparaisons des rhyolites permienes de l'Estere1 avec celles remaniées dans les formations détritiques crétacées et oligocènes.....	220
P1.50 - Comparaisons des populations de zircons, des rhyolites permienes de l'Estere1 et celles remaniées dans l'Oligocène à l'aide de la méthode typologique de J.P. Pupin (1976).....	221
P1.51 - Caractères stratigraphiques et thermoluminescents des séries tertiaires de la bordure méridionale de l'arc de Castellane	225
P1.52 - Grandes unités paléogéographiques du bassin mésozoïque alpino-provençal	236
P1.53 - Tableau de l'évolution tectogénétique et sédimentaire au cours du Tertiaire dans la bordure méridionale de l'arc de Castellane	249

Carte structurale de la bordure sud de l'arc de Castellane
entre les localités de Bargème et Mons (Var).

par
GIANNERINI. G.
(1978)

0 1 2 km



congl. à *Microcodium*
série grise miocène
Stampien lacustre

mégabrêches oligocènes
olistolite
sables et congl. oligocènes
Lutétien

← - - - → principaux plis
Crétacé
Jurassique sup.
Jurassique moyen
Trias
glissement de terrain
pendages
faille inverse
faille normale
décrochement

