



HAL
open science

**Géologie du Miocène des chaînons jurassiens
méridionaux et du Bas-Dauphiné nord oriental entre
Chambéry et La Tour du Pin: (étude stratigraphique,
sédimentologique et tectonique) - Alpes françaises**

Charles Lamiraux

► **To cite this version:**

Charles Lamiraux. Géologie du Miocène des chaînons jurassiens méridionaux et du Bas-Dauphiné nord oriental entre Chambéry et La Tour du Pin: (étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique) - Alpes françaises. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1977. Français. NNT: . tel-00591445

HAL Id: tel-00591445

<https://theses.hal.science/tel-00591445>

Submitted on 9 May 2011

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

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

LAMIRAUX (Ch.)

Doctorat de 3eme Cycle

N° d'ordre

Université Scientifique et Médicale de Grenoble

1^{er} of

THESE

présentée pour obtenir le grade de
Docteur de 3eme Cycle

Spécialité: GEOLOGIE APPLIQUEE

Option: GEOLOGIE DES CHAINES ALPINES

GEOLOGIE DU MIOCENE DES CHAINONS JURASSIENS
MERIDIONAUX ET DU BAS-DAUPHINE NORD ORIENTAL

ENTRE

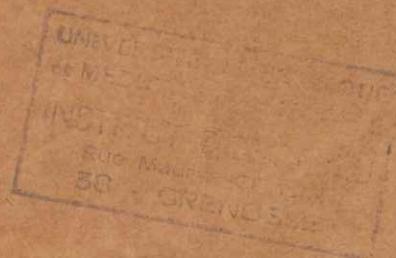
2

CHAMBERY ET LA TOUR DU PIN

(Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique)

par

Charles LAMIRAUX



Thèse soutenue le 19 décembre 1977 devant le jury d'examen

MM. J. PERRIAUX

Professeur U.S.M.G

Président -
Rapporteur

M. GIDON

Maitre de conférences
U.S.M.G

J.P. RAMPNOUX

Maitre de conférences
C.U.S.Chambéry

B. DOUDOUX

Maitre assistant
C.U.S.Chambéry

} Examineurs

ERRATA

Page 4, paragraphe II, 1ère ligne : lire "anticlinaux déversés vers l'Ouest"

2ème Chapitre : aux lieu et place de "Assymétrie", lire "Asymétrie"

Page 41, paragraphe 2. 2. 3. , 1ère ligne : lire "Par la méthode LIGUS"

Page 135, paragraphe II, 2ème ligne : lire "nous a permis"

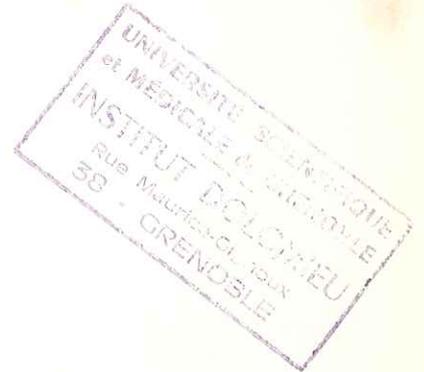
Université Scientifique et Médicale de Grenoble

THESE

présentée pour obtenir le grade de
Docteur de 3eme Cycle

Spécialité: GEOLOGIE APPLIQUEE

Option: GEOLOGIE DES CHAINES ALPINES



GEOLOGIE DU MIOCENE DES CHAINONS JURASSIENS
MERIDIONAUX ET DU BAS-DAUPHINE NORD ORIENTAL

ENTRE

CHAMBERY ET LA TOUR DU PIN

(Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique)

par

Charles LAMIRAUX

Thèse soutenue le 19 décembre 1977 devant le jury d'examen

MM. J. PERRIAUX

Professeur U.S.M.G

Président -
Rapporteur

M. GIDON

Maitre de conférences
U.S.M.G

J.P. RAMPNOUX

Maitre de conférences
C.U.S.Chambéry

B. DOUDOUX

Maitre assistant
C.U.S.Chambéry

} Examineurs

REMERCIEMENTS

C'est pour moi un agréable devoir de témoigner ici ma reconnaissance à tous ceux qui, à des degrés divers, ont facilité ma tâche et ont contribué à l'élaboration de ce mémoire.

Je remercie en particulier :

- Monsieur le Professeur J. PERRIAUX qui, en tant que Directeur de cette thèse, a porté un intérêt constant à l'évolution de mon travail, en m'accompagnant de nombreuses fois sur le terrain et en m'aidant à résoudre mes difficultés par ses conseils.

- Monsieur M. GIDON qui, en tant que spécialiste de géologie alpine, a accepté d'examiner ce travail.

- Monsieur J.P. RAMPNOUX pour m'avoir déterminé le sujet de ma thèse et pour m'avoir accueilli très amicalement dans son laboratoire en m'accordant les plus grandes facilités de travail.

- Monsieur B. DOUDOUX qui m'a fait profiter de ses connaissances sur la région étudiée et qui fut, par le passé, mon premier initiateur à la géologie.

- Monsieur J.P. USELLE qui m'a conseillé pour l'analyse des échantillons en Laboratoire.

- Monsieur J. APPRAHAMIAN pour la détermination des minéraux argileux.

- Mesdames G. BIZON et C. MULLER pour l'identification des microfaunes.

- Messieurs S. FUDRAL et G. NICLOUD pour les encouragements et les conseils qu'ils m'ont prodigués.

Je remercie aussi :

- Le personnel technique de l'Institut Dolomieu et, en particulier, Monsieur J.P. REVOL, technicien du Laboratoire de sédimentologie.

- Le personnel technique du Laboratoire de Chambéry en la personne de André PAILLET qui a confectionné les lames minces et dont j'ai pu apprécier les conseils en matière d'art graphique.

- Madame REVOL pour la frappe de cet ouvrage.

- Je n'oublierai pas également la dévouée secrétaire du Laboratoire de Chambéry Simone GINET ni mes camarades de 3ème cycle, Bernard COLLETTA, Miguel CARRILLO-MARTINEZ, Hans NIEMEYER, Sergio RIVANO, Daniel ROBERT avec qui j'ai fait équipe ces dernières années.

Enfin, je remercie mes parents, mes beaux-parents et, surtout, ma femme à qui je dédie ce mémoire.

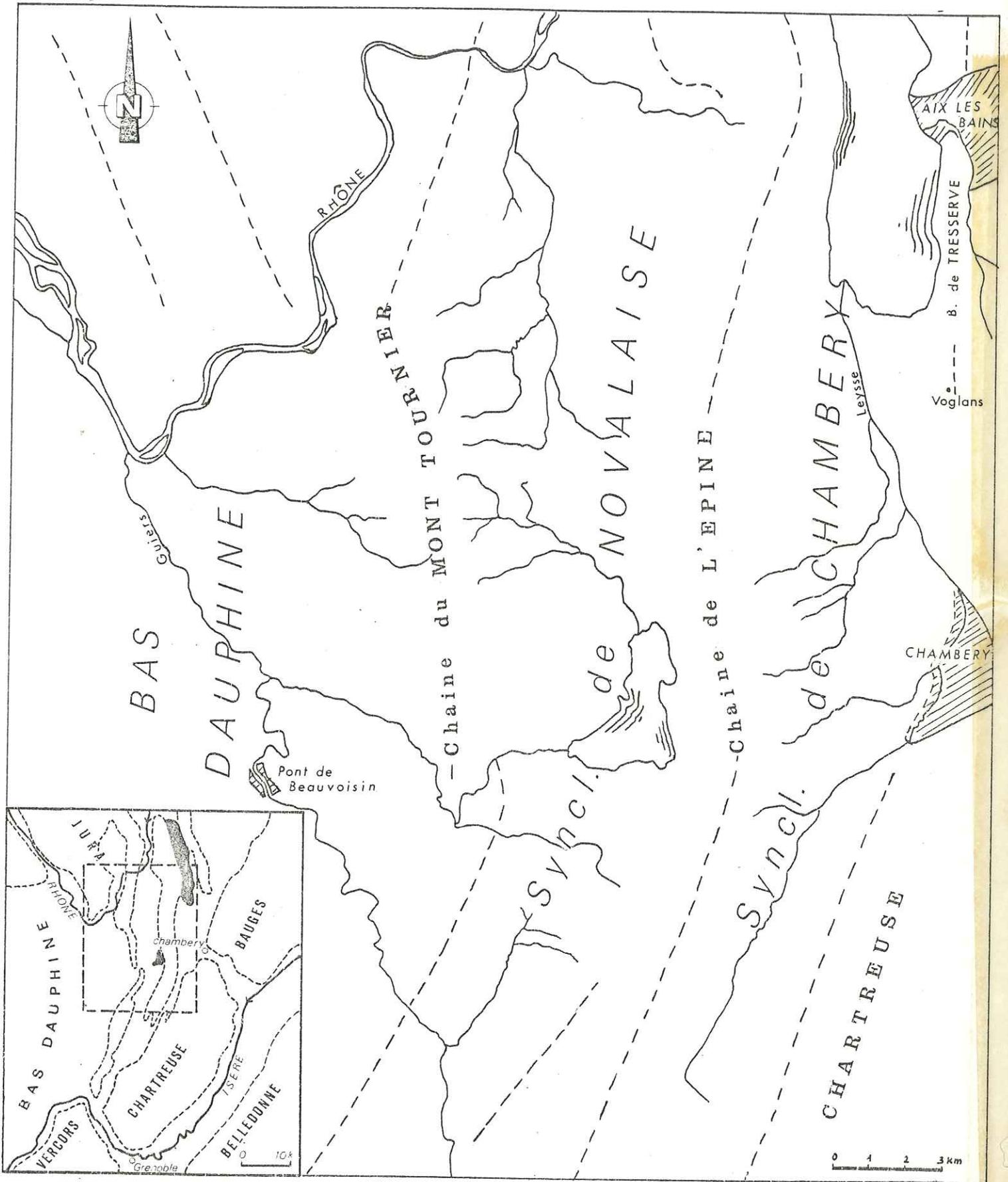
SOMMAIRE

- . REMERCIEMENTS
- . INTRODUCTION
- . PREMIER CHAPITRE: STRATIGRAPHIE
 - I. Introduction
 - II. Aquitanien
 - III. Les formations post- aquitaniennes
 - III.1. La série de base du Miocène: Burdigalien
 - III.2. La série intermédiaire du Miocène: Les marnes bleues argileuses burdigalo-helvétiques.
 - III.3. Les séries supérieures du Miocène (Helvétien - Tortonien)
 - IV. Conclusion
- . DEUXIEME CHAPITRE: SEDIMENTOLOGIE
 - I. Introduction
 - II. Les formations aquitaniennes
 - III. La série de base du Miocène
 - IV. La série intermédiaire du Miocène
 - V. Les séries supérieures du Miocène
 - VI. Conclusion
- . TROISIEME CHAPITRE: TECTONIQUE
- . CONCLUSIONS GENERALES.

=====

INTRODUCTION

- I - CADRE GÉOGRAPHIQUE
- II - CADRE GÉOLOGIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE
- III - HISTORIQUE
- IV - OBJET DE L'ÉTUDE



PI.2 SITUATION GEOGRAPHIQUE

I - CADRE GEOGRAPHIQUE (Pl. 2, p. 3)

La région étudiée est située au carrefour des massifs subalpins (Bauges-Chartreuse) et de la terminaison méridionale de l'Arc Jurassien. Limitée à l'Est, du Nord au Sud, par la butte de Tresserve, la dépression quaternaire de Voglans, le bord méridional du massif des Bauges et la bordure septentrionale du massif de la Chartreuse, la zone d'investigation comprend vers l'Ouest:

- la dépression synclinale de Chambéry,
- la dépression synclinale de Novalaise,
- la bordure nord-orientale de la dépression molassique du Bas-Dauphiné (région de St Genix-sur-Guiers).

II - CADRE GEOLOGIQUE (Pl. 3, p. 5) ET PALEOGEOGRAPHIQUE (Pl. 4, p. 7)

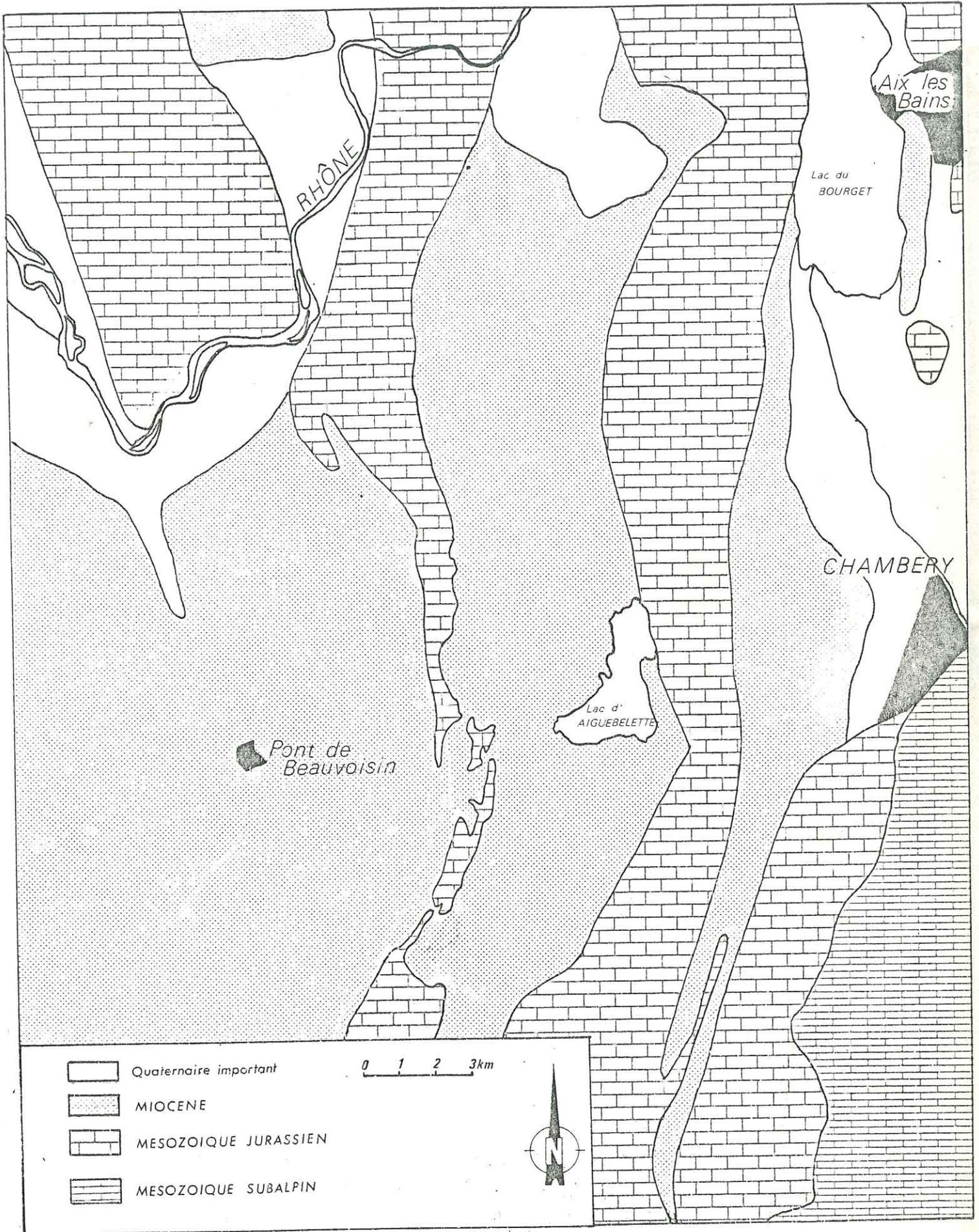
Du point de vue géologique cette région est constituée d'une série de plis anticlinaux ^{déversés} vers l'Ouest et orientés grossièrement Nord-Sud. Des synclinaux à remplissage "molassique" (Définition chap. II, p. 40) les séparent. Ils représentent le comblement d'un bassin subsident par des sédiments détritiques, produits d'érosion de la chaîne des Alpes en voie de surrection et amenés en basses plaines par des fleuves. Après les dépôts continentaux et lacustres, à apports très locaux, du début du Miocène, cette sédimentation détritique débute avec l'arrivée d'une mer dans un sillon étroit au niveau de la plaine molassique suisse et qui s'élargit vers la méditerranée (cf. pl. 4, p. 7).

Au Miocène supérieur, la mer déborde vers l'Ouest ce sillon étroit et envahit la plaine du Bas-Dauphiné jusqu'à la fin du Miocène.

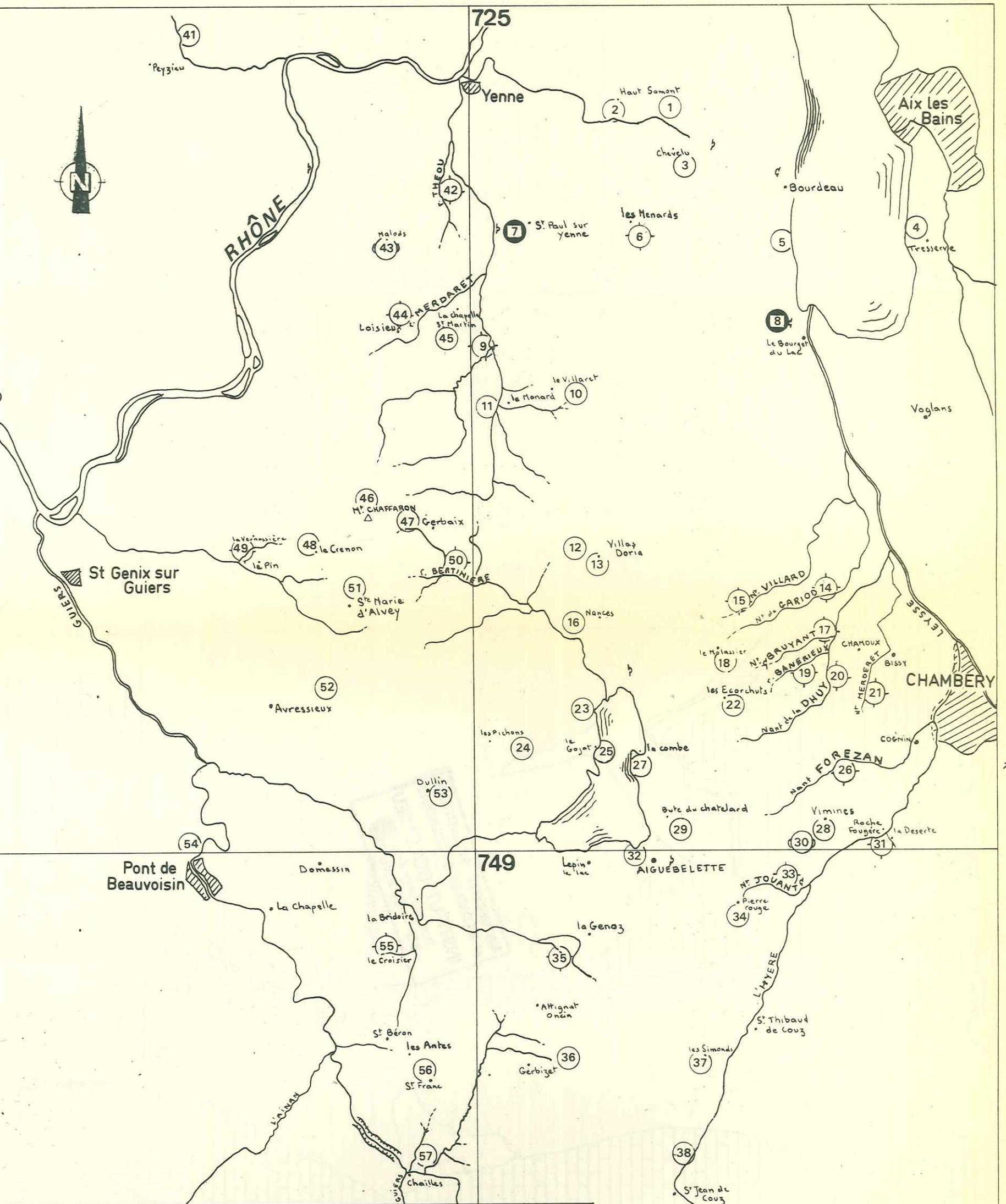
III - HISTORIQUE

Les premières études des sédiments miocènes de cette région reviennent à H. DOUXAMI qui, de 1894 à 1896, dans le cadre d'une thèse de Doctorat sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse Occidentale, en donna la stratigraphie qui subsistera d'ailleurs jusqu'à nos jours dans ses grandes lignes. Cette étude devait être utilisée en 1899 au moment de l'édition de la 1ère carte géologique au 1/80.000e de Chambéry. Durant ces années, H. DOUXAMI travaille en collaboration avec J. REVIL, publiant avec lui de nombreuses notes sur un point particulier du synclinal de Novalaise.

.../..



PL.3 ESQUISSE GEOLOGIQUE



CARTE D'AFFLEUREMENTS 1/100 000^e

- Talwegs, Ruisseaux
- Routes Chemins
- Champs
- Galeries

Les Egaux

39
40 Corbel

1 2 3 4 5 Km

Succédant à H. DOUXAMI, REVIL continue à s'intéresser à ce point particulier et, en 1925, il publie une note, avec E. ROCH, sur les relations tectoniques du "Pontien" de Novalaise et de son substratum, note qui s'avère aujourd'hui très intéressante bien que non démontrée.

De 1947 à 1955: Paul GIDON reprend les données cartographiques et stratigraphiques de H. DOUXAMI pour la 2ème édition de la carte Chambéry au 1/80.000ème, données qui resteront inchangées pour la 3ème édition.

En 1949: VATAN et ses collaborateurs donnent les résultats d'étude de minéraux lourds de quelques échantillons du synclinal de Novalaise et de Chambéry, dans le cadre d'une étude générale sur le Tertiaire subalpin et jurassien de Savoie.

En 1962: G. DEMARCQ soutient sa thèse d'Etat relative au Miocène rhodanien dont il retrace, en la précisant, la stratigraphie. Il effleure à peine notre région.

En 1963: Paul GIDON, responsable de la carte géologique au 1/50.000ème de Chambéry, reprend les levés cartographiques au 1/80.000 ème en apportant des modifications.

De 1963 à 1969: Maurice GIDON cartographie les terrains tertiaires relatifs aux cartes de Montmélian et Voiron au 1/50.000ème en vue de leur publication. En 1964, cet auteur donne un schéma tectonique de la région relatant les déviations de l'extrémité méridionale de l'arc jurassien sous la poussée tangentielle des chafnons subalpins au moment de la phase tectonique pontopliocène de J. DEBELMAS.

En 1969: G. LATREILLE fait part de ses résultats sédimentologiques sur la sédimentation détritique du Tertiaire dans le Bas Dauphiné au moment de sa thèse d'Etat. Son travail est plus particulièrement orienté sur l'étude des minéraux lourds. Elle prélève et étudie de nombreux échantillons en bordure Ouest de notre zone d'étude.

Enfin, en 1975: La carte de la Tour du Pin est publiée sous la direction de M. GIGOUT. Elle donne d'importantes indications sur le comportement de la chaîne du Mont Tournier du point de vue tectonique.

IV - OBJET DE L'ETUDE

L'historique montre que les terrains tertiaires "molassiques" des synclinaux de Novalaise et de Chambéry n'avaient jamais été l'objet d'une étude stratigraphique approfondie et qu'il était, de ce fait,

.../...

LÉGENDE

VINDOBONIEN

- - - limite des influences marines bressannes
- limite de la mer à l'Helvétien

BURDIGALIEN

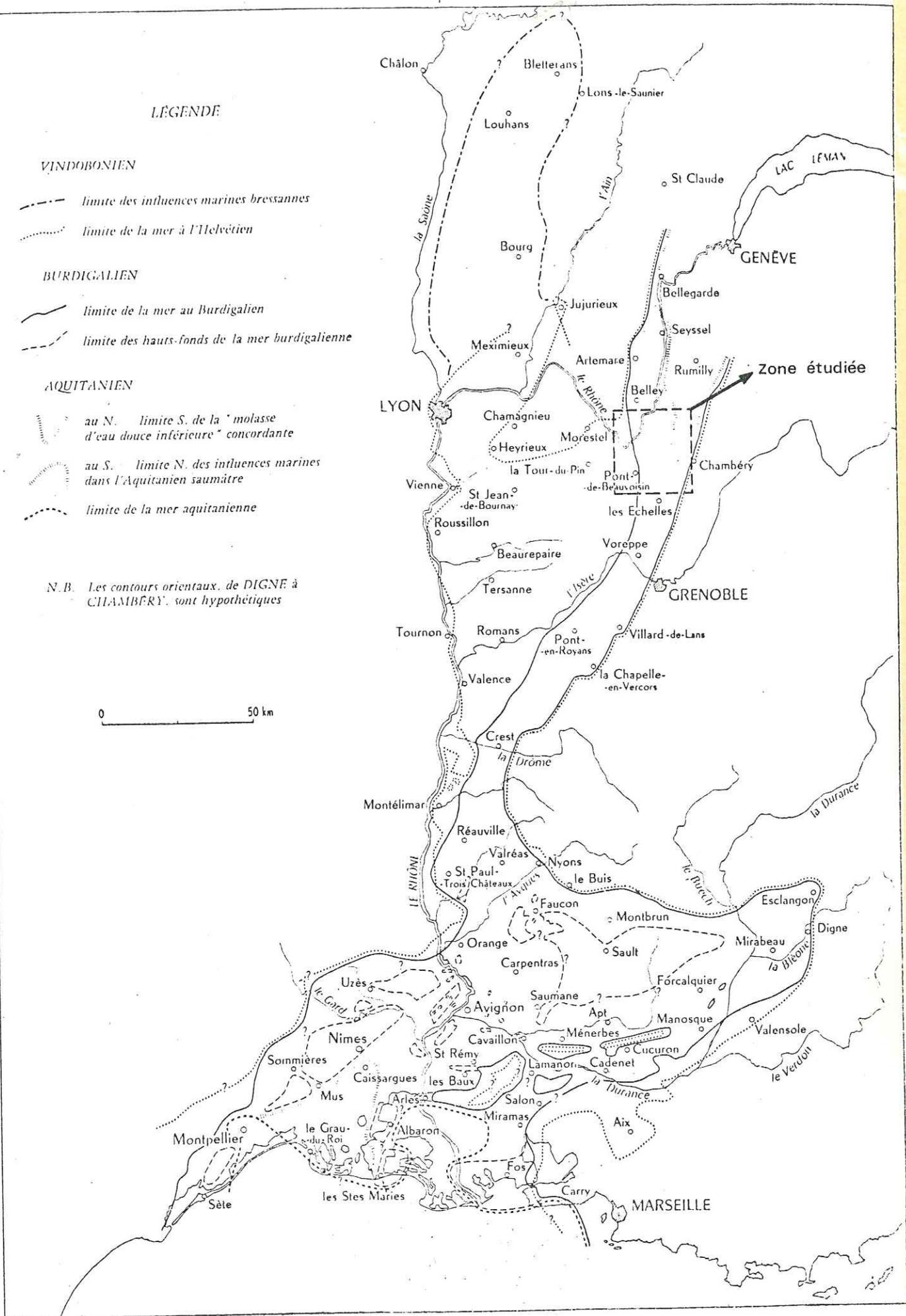
- limite de la mer au Burdigalien
- - - limite des hauts-fonds de la mer burdigalienne

AQUITANIEN

- au N. limite S. de la "molasse d'eau douce inférieure" concordante
- au S. limite N. des influences marines dans l'Aquitaniens saumâtre
- - - limite de la mer aquitaniennne

N.B. Les contours orientaux, de DIGNE à CHAMBERY, sont hypothétiques

0 50 km



PL.4 ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE DU MIOCENE PERIALPIN FRANCAIS (d'après G. DEMARCO 1970)

↳ bibliographie?

difficile de connaître leurs rapports stratigraphiques avec les séries miocènes du Bas Dauphiné et de Provence décrites par G. DEMARCO.

C'est pourquoi ce travail comporte:

- Une étude stratigraphique fine étayée par sédimentologie et précisée par la cartographie;
 - Une étude sédimentologique complète qui permet de proposer une paléogéographie des temps miocènes et finimiocènes, en précisant notamment les zones d'apports, les styles de transport et de dépôts, les climats.
 - Une étude tectonique complémentaire basée sur les nouvelles données stratigraphiques et cartographiques. Cette étude permet de comprendre certaines données sédimentologiques impossibles à expliquer sans elle.
-

PREMIER CHAPITRE



STRATIGRAPHIE

I - INTRODUCTION

II - AQUITANIEN

III - LES FORMATIONS POST-AQUITANIENNES

LA TOUR DU PIN 724	VOIRON 748	CHAMBERY 725	MONTMELIAN 749
<p><u>Tortonien supérieur:</u> conglomérat à galets impressionnés</p> <p><u>Tortonien inférieur:</u> sables de Chimilin</p> <p><u>Helvetien supérieur:</u></p> <p><u>Burdigalien:</u> molasse gréseuse calcaire et glauconieuse (100m)</p> <p><u>Aquitanien:</u> argiles sableuses rouges conglomérat à éléments calcaires</p>	<p>V I N D O B O N I E N</p> <p>conglomérats molassiques (200 à 300m)</p> <p>molasse riche en lits de poudingues (100 à 200m)</p> <p>molasse sableuse</p> <p>niveau marneux inférieur (50m)</p> <p><u>Burdigalien:</u> calcaire grésoglaucieux (10m)</p> <p>calcaires et conglomérats de base</p>	<p><u>Pontien:</u> conglomérat à galets impressionnés</p> <p><u>Helvetien:</u> molasse sableuse et caillouteuse</p> <p><u>Burdigalien:</u> grès glauconieux à ciment calcaire (<i>P. praescabriusculus</i>)</p> <p>conglomérat à galets taraudés</p> <p><u>Aquitanien:</u> "Chattien" marnes rouges et calcaires ou conglomérat à <i>H. ramondi</i></p>	<p>V I N D O B O N I E N</p> <p>molasse sableuse verte et tendre</p> <p><u>Burdigalien:</u> molasse calcaire grésoglaucieuse (10 à 50m)</p> <p>banc de poudingue ou de calcaire massif quartzeux (0,5 à 15m)</p> <p><u>Oligocène continental:</u> (Chattien) marnes rouges et blanches (0 à 20^m) brèches et poudingues (Vimines) (0 à 50m)</p>

PL.5 TABLEAU DES SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES CLASSIQUES DU MIOCENE DES CHAINONS JURASSIENS MERIDIONAUX ET DU BAS-DAUPHINE NORD ORIENTAL.

d'après M.GIGOUT (La Tour du Pin -1/50 000^e - 1976)
M.GIDON (Voiron et Montmélian -1/50 000^e - 1970 et 1969)
P.GIDON (Chambery -1/50 000^e - 1960)

I - INTRODUCTION

I.1: GEOLOGIE GENERALE

Notre domaine d'étude comporte des terrains mésozoïques à faciès jurassien sur lesquels transgressent les séries molassiques du Miocène.

Ces terrains mésozoïques affleurent en anticlinaux et bordent les synclinaux à remplissage molassique. L'âge de ces sédiments va du Jurassique au Crétacé supérieur. Une importante lacune existe donc entre le Secondaire et le Tertiaire.

Dans le contexte morphologique actuel on trouve:

- en bordure de la chaîne de l'Épine et de ses annexes, la molasse transgressive sur l'Urgonien et le Barrémien inférieur en général, l'Hauterivien plus rarement, et localement le Valanginien (Bordure Occidentale de la chaîne de l'Épine).

- en bordure de et sur la chaîne du Mont Tournier et ses prolongements, la molasse repose sur le Néocomien en général, et plus rarement sur le Jurassique supérieur et le Barrémien.

Ces terrains mésozoïques joueront pour nous le rôle de substratum vis à vis de la transgression miocène. Ils ne seront pas étudiés et nous renverrons le lecteur aux travaux des auteurs suivants:

- travaux très anciens:

CHAMOUSSET et VALLET, L. PILLET, D. HOLLANDE, Ch. LORY, J. REVIL et K. KILIAN.

- travaux moins anciens:

M. GIGNOUX, L. MORET, P. GIDON, M. GIDON.

- travaux plus récents:

M. ENAY (1967-1972), G. MANGOLD (1964), P. BERNIER (1972-1973), S. GUILLAUME (1966)

M. GIGOUT, G. PIERRE, J.P. RAMPNOUX (1975).

Surmontant finalement les terrains cenozoïques et mésozoïques, et matérialisant une lacune du Pliocène, on trouve, de manière diffuse et sur une épaisseur variable, des terrains quaternaires très variés. Ces derniers ne seront pas non plus étudiés et ne seront figurés que là où leur épaisseur est importante.

I. 2: LE MIOCENE

L'examen des différentes cartes au 1/50.000ème, relatives à la zone étudiée, nous a permis de reconstituer un schéma stratigraphique classique du Miocène sous forme de tableau (pl. 5, p.10).

Nous constatons que si les terrains tertiaires sont attribués sans conteste au Miocène, par contre des incertitudes, voire même des controverses (cf. CHAMBERY et MONTMELIAN au 1/50.000ème) ont lieu

au sujet de leur attribution précise. L'azoïcité des sédiments contribue beaucoup à cette imprécision stratigraphique.

Le découpage stratigraphique le plus fiable est celui de la feuille au 1/50.000ème LA TOUR DU PIN. Il s'appuie sur des arguments paléontologiques et micropaléontologiques. Sur la base des données stratigraphiques de cette région, cartographiée récemment sous la direction de M. GIGOUT, je me suis au début, attaché à différencier des formations sédimentaires par leur faciès sédimentologique; mais la découverte d'un véritable niveau repère (marnes bleues argileuses) dont la base a pu être datée avec précision par la présence de foraminifères planctoniques, m'a permis de situer les différentes formations sédimentaires par rapport à ce niveau repère.

I.3: AVERTISSEMENT

Dans ce mémoire, si l'âge des séries situées au-dessous de ce niveau repère est bien cerné, par contre les âges attribués aux séries supérieures ne sont qu'approximatifs.

Ils ont été déterminés de deux façons:

- directement par translation latérale d'un même faciès dans un domaine où celui-ci est daté,
- indirectement par analogie avec les séries sédimentaires décrites par G. DEM ARCQ en Provence.

D'autre part,

- les coupes relatives aux diverses séries sédimentaires et études de détail (Pétrographie) sont renvoyées dans le Chapitre II (Sédimentologie),

- chaque station d'affleurement est affectée d'un nombre qui fait intervenir la coupure de la carte au 1/50.000ème concernée et le numéro d'ordre de l'affleurement (cf. pl.1),

- une synthèse de cette étude stratigraphique est figurée sur la planche 10 (p.39) et présentée sous forme d'un dépliant susceptible d'être consulté en permanence.

II - L'AQUITANIEN

Classiquement, cet étage était rapporté à l'Oligocène. Actuellement il forme la base du Miocène.

Continental à lacustre, il affleure de façon discontinue au voisinage des reliefs mésozoïques sur lesquels il repose en pseudoconcordance angulaire.

Il se présente sous forme:

- de conglomérats,
- de calcaires marneux,
- et de marnes rouges plus ou moins argileuses.

../....

Sa répartition géographique le scinde en trois secteurs d'étude:

- le long de la chaîne du Mont Tournier ,
- en bordures de la chaîne de l'Epine,
- en bordure de la Chartreuse occidentale

II.1 : L'AQUITANIEN DE LA CHAÎNE DU MONT TOURNIER

La formation qui constitue cet étage affleure épisodiquement en des points très localisés (cf. carte interprétative pl. 63 p.146

Elle a été récemment étudiée au Mont Chaffaron (Affl. 724-46), montagne qu'elle constitue, par M. GIGOUT (1976) qui en donne la coupe suivante (de bas en haut):

- 20 à 50 mètres d'un conglomérat continental à éléments portlandiens, berriasiens et valanginiens. La base montre des éléments très anguleux pouvant atteindre 1m de diamètre, et par conséquent peu transportés. Vers le sommet, les éléments deviennent plus petits et mieux roulés, matérialisant même une stratification calcaréo-marneuse; la matrice est verdâtre à rougeâtre.

- 30 mètres de marnes sableuses et d'argiles de teinte rouge intercalés d'horizon plus calcaireux.

Dans les niveaux plus argileux ont pu être récoltés: *Glandina revili* DOUXAMI, *Helix ramondi* BRONGNIART, *Helix rugulosa* MARTENS.

Les conglomérats reposent en discordance cartographique sur le Portlandien et le Berriasien qu'il ravine profondément. Ils cachètent la faille du Mont Tournier argumentant une phase tectonique antérieure à son dépôt (cf. Chap. III).

Le style de dépôt et le paléoclimat ont fait l'objet d'une étude sédimentologique (Chap. II, p.45). Les autres affleurements sont du même type mais il n'y a pas de marnes rouges au-dessus des conglomérats.

II.2: L'AQUITANIEN DES BORDURES DE LA CHAÎNE DE L'EPINE

L'affleurement le plus important est celui qui a reçu le nom de "Marbre de Vimines" (dénomination locale) au lieu dit "Pierre-Rouge" (Affl. 749-34). A cet endroit repose, en discordance cartographique sur l'Hauterivien, un conglomérat à éléments calcaires en tout point semblable à celui du Mont Chaffaron.

La base est constituée d'éléments calcaires très anguleux, assez grossiers; Toutefois, et c'est la différence que l'on peut noter avec le Conglomérat du Chaffaron, les galets de calcaire ont perdu la trace de leurs contours et ils subsistent en fantôme dans une roche calcaire.

- Le sommet affleure très mal. On le trouve, le plus souvent, en blocs éboulés. Il s'agit d'un matériel détritique calcaire mieux roulé et plus petit qu'à la base. Les galets présentent à leur périphérie, une auréole de recristallisation carbonatée rougeâtre.

L'épaisseur de cet ensemble est inférieure à 50m. La matrice est calcaréo-marneuse et de couleur beige à roussâtre.

On note, au sein de la masse conglomératique, des joints argileux rouges centimétriques.

La coupe du tunnel ferroviaire de St Cassin signale la présence de marnes rouges, mais ne les situe pas. En tout cas, à l'affleurement, il n'a pas été vu de marnes rouges.

En d'autres endroits de la bordure de la chaîne de l'Épine, entre le substratum mésozoïque et le conglomérat de base du Burdigalien, se trouve un niveau de marnes rouges plus ou moins argileuses dont l'épaisseur varie de 0 à 10 mètres (cf les Ecorchuts: 725-22) et qui sont toujours associées au conglomérat de base du Burdigalien immédiatement susjacent. Leur âge est présumé aquitainien, mais rien ne permet de l'affirmer si ce n'est leur analogie avec d'autres marnes datées par des fossiles (Chap. II, p.49).

II, 3: L'AQUITANIEN DE LA BORDURE OCCIDENTALE DE LA CHARTREUSE

Au lieu dit "La Déserte" (Affl. 725-31) affleure, au niveau du ruisseau un ensemble sédimentaire constitué de marnes rouges, plus ou moins argileuses, et de calcaire blanc à passées conglomératiques dont l'épaisseur est inférieure à 30 mètres.

Dans les niveaux argileux on trouve *Helix ramondi* et *Helix rugulosa*. Cet affleurement a été isolé par faille d'autres petits affleurements qu'on trouve clairsemés au lieu dit "Roche Fougère".

Vers le Sud, un tapis d'éboulis masque le contact substratum-molasse; cependant, une excavation récemment effectuée par les Ponts & Chaussées, en bordure de la route départementale (D 45), qui va du Col des Égaux à Corbel, a fait apparaître, au contact de l'Urgonien . . .

- 30 cm de marnes blanches,
- 30 cm de marnes bariolées,
- 30 cm de marnes rouges riches en silex senonien,
- 1m de molasse verte gréseuse (Affl. 749-40).

L'attribution de cet ensemble à l'Aquitainien est basée sur des caractéristiques sédimentologiques (Chap. II, p. 49).

Remarque: En Chartreuse, et toujours situé à l'Est du Front subalpin (M. GIDON 1964-1969), affleurent des marnes rouges et blanches, souvent riches en silex senoniens alternant parfois avec des lits de molasse verte ou rouge. Je les ai attribués à l'Aquitainien par analogie avec l'affleurement précédent.

III - LES FORMATIONS POST AQUITANIENNES

Après les dépôts continentaux aquitainiens, la mer envahit notre domaine d'étude en transgressant, par l'intermédiaire ou non d'un conglomérat de base; les formations aquitainiennes ou le substratum mésozoïque. Elle y restera jusqu'à la fin du Miocène.

Pendant cette période une masse importante de sédiments détritiques va s'accumuler dans cette mer dont le fond est subsident.

La distribution géographique actuelle de ces sédiments, en relation directe avec les structures géologiques, nous a donc amené à distinguer les différentes formations du Miocène dans les trois secteurs d'étude suivants:

.../..

- le Synclinal de Chambéry et ses annexes,
- le Synclinal de Novalaise,
- la bordure Nord-Orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné

a) Le synclinal de Chambéry

C'est la partie méridionale de ce synclinal (région de Chambéry) qui regroupe le plus grand nombre de données stratigraphiques.

Les terrains miocènes affleurent le plus souvent au niveau des ruisseaux qui descendent du pied de la montagne de l'Epine. Le Nant FOREZAN (725-26), au niveau duquel les séries miocènes affleurent en continu, a permis de réaliser les premières ébauches stratigraphiques et constitue, dans le présent, la principale et meilleure coupe de référence.

Vers le Nord, au-delà de la butte "conglomératique" de Chamoux, les terrains miocènes s'ennoient sous une épaisse série quaternaire. A l'Ouest, ils n'affleurent que sporadiquement en bordure de la Chaîne de l'Epine, jusqu'à Bourdeau. A l'Est, ils disparaissent et ressortent dans la région d'Aix-les-Bains, au niveau de la butte de Tresserve qui livre quelques petits affleurements.

Ainsi, la stratigraphie du Miocène moyen et supérieur du synclinal de Chambéry est plus particulièrement axée sur sa partie méridionale, complétée cependant par les quelques observations de terrains effectués au Nord.

b) Le synclinal de Novalaise

Les données stratigraphiques du Miocène de ce synclinal dépendent de son allure structurale très dissymétrique.

A l'Est, dans le flanc inverse du synclinal, en bordure de la Chaîne de l'Epine, il existe peu de coupes. Seuls quelques petits affleurements subsistent, émergeant de l'important tapis d'éboulis de cette bordure. Cependant, ces rares affleurements se révèlent d'une importance primordiale tant du point de vue tectonique que stratigraphique.

A l'Ouest dans le flanc normal du synclinal, les terrains miocènes affleurent en continu, avec un faible pendage, dans les talwegs qui descendent du chaînon du Mt Tournier et les coupes réalisées sont convenables. Notons aussi que l'autoroute A 43 fournit quelques coupes dans les monticules molassiques; ces affleurements ont l'intérêt d'être frais.

Au Nord comme au Sud, la pauvreté en ruisseaux suffisamment profonds entraîne le manque de coupes représentatives. Emergeant de la couverture quaternaire, les petits affleurements localisés prennent alors toute leur importance.

c) La bordure Nord-Orientale du Synclinorium du Bas-Dauphiné

C'est dans cette zone que s'effectue la transition des séries stratigraphiques de Chambéry et de Novalaise avec celles du Bas-Dauphiné.

La connaissance stratigraphique de cette bordure porte essentiellement sur la région de Ste-Marie-d'Alvey, où les coupes géologiques et morphologiques sont bonnes.

Dans la zone étudiée on peut dire en conclusion que la connaissance stratigraphique du Miocène est largement et principalement conditionnée par la présence ou non de talwegs suffisamment profonds.

III.1. LA SERIE DE BASE DU "MIOCENE" "ETAGE BURDIGALIEN" (voir pl.7. p.23)

1.1. Les Conglomérats de base

Introduits sous le terme de "Conglomérats de Bourdeau" dans la littérature par P. GIDON en 1960 le conglomérat de base du Burdigalien est bien représenté de part et d'autre de la chaîne de l'Epine .

Sa caractéristique principale est le profond taraudage des galets calcaires par des organismes lithophages. Les galets dont la nature pétrographique est essentiellement calcaire (cf. Chap. II p.53) sont emballés dans une matrice grésocalcaréo-glaucouneuse.

. En bordure orientale de la chaîne de l'Epine, la formation affleure en de nombreux points depuis Bourdeau au Nord (725-5) jusqu'aux Simonds au Sud (749-35). Son épaisseur et la taille de ses éléments diminuent entre ces deux pôles et du Nord au Sud:

. A Bourdeau, elle affleure sur une épaisseur d'environ 50m en bordure de la route longeant le Lac du Bourget. P. GIDON avait souligné l'évolution de la nature des galets de la base au sommet, avec une provenance de plus en plus ancienne à mesure que l'on s'élève dans cette formation: "des silex sénoniens reposant sur les brèches d'écroulement urgoniennes, on passe finalement au sommet à une dominante d'éléments valanginiens". La taille très importante (plusieurs mètres de diamètre) et la nature des éléments ne permet de conclure qu'à une origine très locale du matériel comme nous le verrons par la suite (cf. Chap. II, p.53). Du fait de leur profond taraudage, les galets calcaires peuvent ne subsister qu'en fantômes dans la roche, donnant alors un aspect massif à la formation. Dans la matrice grésocalcaireuse, on trouve quelques fossiles: *Chlamys praescabruscula* et Dents de Lamma.

. Depuis la partie amont du Nant du Villard (725-15), en passant par le Molassier (725-18), jusqu'au lieu dit "Les Ecorchuts" (725-22), la formation affleure en une bande dont l'épaisseur varie de 6 à 10m. La taille des éléments est moyenne; la matrice grésocalcaréo-glaucouneuse est azoïque.

. Plus au Sud, au lieu-dit "Les Simonds" (749-35) la formation n'a plus qu'une épaisseur de 2 à 3m. Les galets sont de petite taille et on observe dans la matrice verdâtre azoïque, à côté du quartz et de la glauconite, des grains vert-et-rouge de radiolarite.

. En bordure occidentale de la chaîne de l'Epine, la formation n'existe qu'en un seul point, au pied de la butte du Châtelard (725-29) où elle est l'homologue de celle observée au Molassier.

. Le long de la chaîne du Mont Tournier, la formation a été repérée à St Francis au lieu dit "Les Antes" (745-56) et aux Malods (724-43). Peu épaisse, 2 à 3m d'épaisseur, sa matrice est très calcaireuse et fossilifère (*Chlamys praescabruscula* FONTANNES). Elle contient également des petits grains de radiolarites rouges et vertes. La taille des éléments est petite (cf. "Les Simonds").

. En bordure orientale du synclinal de Chambéry, malgré la mauvaise qualité des affleurements (La Déserte-Corbel), il semble qu'il n'existe pas de conglomérats à la base du Burdigalien. Cette supposition se confirme lorsqu'on se transporte vers le Nord jusqu'à Ruffieux en Chautagne, en dehors de la zone étudiée. A cet endroit (prolongement vers le Nord de l'extrémité orientale du synclinal de Chambéry au delà du Lac du Bourget) affleurent directement superposés à des marnes rouges, des grès molassiques grossiers d'âge burdigalien.

Conclusion

La répartition paléogéographique ponctuelle de cette formation conglomératique de base du Burdigalien et la nature très locale des éléments qui la constituent, évoquent la destruction des paléoreliefs locaux, d'âge aquitain, localisés à l'emplacement des futures chaînes de l'Epine et du Mont Tournier.

1.2. La "Molasse" Burdigalienne

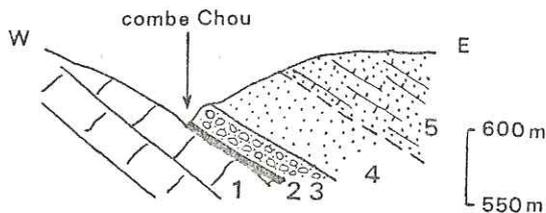
1.2.1. Synclinal de Chambéry

a) la molasse verdâtre à faciès sablonneux et les grès calcaireux: (cf. coupes p 65 à 71).

Formant un ensemble très monotone, ces deux faciès du Burdigalien correspondent, dans la partie méridionale du synclinal de Chambéry, à une épaisse série de sédiments détritiques dont la puissance est de 600 à 650m. Le passage du faciès sablonneux... au faciès calcaireux est progressif par enrichissement en calcite. Il intervient plus ou moins tôt dans la série suivant les secteurs d'étude.

. Dans la région de Chambéry, cette formation est assez bien représentée en bordure occidentale du synclinal. Elle affleure principalement dans les parties amont des ruisseaux qui descendent de la chaîne de l'Epine vers la vallée de Chambéry (cf. coupe Nant Villard Chap. II p. 68).

Certains affleurements apparaissent clairsemés en bordure de la route nationale 516 qui monte au col de l'Epine, offrant même au lieu-dit "Les Ecorchuts" (725-22) une petite coupe à la base de la série burdigalienne montrant la faible épaisseur de molasse verdâtre.



- 1. Barrémien inférieur
- 2. Marnes rouges (aquitainen)
- 3. Conglomérats de base (7m)
- 4. Molasse verdâtre (20m)
- 5. Grès calcaireux.

. En bordure orientale du synclinal, la base de la formation affleure très mal. Elle est masquée par le Quaternaire (Aval du Nant Jouant et du Nant Forezan). On peut remarquer toutefois, sur les rares affleurements existants, que celle-ci est plus grossière qu'à l'Ouest.

. Au Nord, dans la région d'Aix-Les-Bains, la butte molassique de Tresserve est entièrement constituée par cette formation. Entre Bourdeau et Le Bourget-du-Lac, l'épaisseur de la formation est inférieure à 400m (cf. p23).

. Au Sud, la remontée de l'axe du synclinal au-delà du Nant Jouant fait apparaître, en bordure de la route nationale NP 6, les grès calcaréo-glauconieux à 100m au Nord de St-Jean-de-Couz.

. Enfin, dans le synclinal des Egaux, annexe de l'extrême partie méridionale du synclinal de Chambéry, affleure en bordure de la route départementale 45, près de Corbel, une molasse verdâtre glauconieuse avec un pendage normal (Aff. 749-39). Elle est plus épaisse (supérieure à 140m) et plus grossière que dans la région de Chambéry. Certains niveaux de la série contiennent des lentilles de conglomérats fins (cf. Chap. II pl. 20, p.65).

. Du point de vue paléontologique, la molasse verdâtre est azoïque, les grès calcaréo-glauconieux s'enrichissent, lorsque l'on monte dans la série, en débris de Pecten de bryozoaires, d'échinodermes et de spicules de spongiaires.

b) Les silts gréseux et grès bioturbés (coupes p.66 à 71).

. L'apparition, au sein de la série des grès calcaireux et en alternance avec eux, de sédiments détritiques à caractère faciologique très particulier a amené à distinguer la zone des silts gréseux et grès silteux "bioturbés".

Les bioturbations de ces sédiments silto-gréseux ont été provoquées par des annélides. C'est ainsi que, outre leur couleur caractéristique qui varie du gris bleuté au noir et leur aspect général bioturbé, ces sédiments présentent toujours des débris charbonneux épars dans la masse et plus rarement des moulages de terriers d'annélide.

D'autre part, il n'est pas rare d'observer sur les faces inférieures des bancs de grès calcaireux surmontant les silts gréseux bioturbés de nombreuses empreintes de pistes d'annélides qui se révèlent d'ailleurs, un excellent critère de polarité des couches. Ces annélides aquatiques vivaient dans les silts gréseux, remontaient et circulaient à leur surface pour se nourrir, lorsque le rythme sédimentaire suivant arrivait, il relevait l'empreinte des pistes laissées par les annélides à la surface des silts.

Cette zone correspond à une épaisseur de 200 à 250m de sédiments dans le synclinal de Chambéry.

Vers le sommet de la série, l'ensemble s'enrichit en lits de petits galets dont certains très reconnaissables sont des radiolarites vertes ou rouges. Finalement, il se termine par un banc plus ou moins épais de grès grossier finement conglomératique, très riche en calcite et en débris de bryozoaires. Ce banc très dur qui apparaît bien dans le modelé topographique voit son épaisseur augmenter en fonction de sa proximité des zones d'apports (cf. Chap. II, p.64).

Les coupes de référence sont:

- la coupe du Nant Jouant où cette zone est située à la charnière du pli synclinal (749-33)
- la coupe aval du Nant Forezan (725-26).

La percée récente de la galerie amont des eaux usées, reliant le Bourget-du-Lac au Rhône (725-8) débute après le Quaternaire, dans la zone des silts bioturbés où de nombreuses pistes de vers ont pu être relevées sur les faces inférieures des bancs de grès calcaireux; de ce fait, l'épaisseur de la série antérieure doit être limitée à moins de 400m.

Du point de vue paléontologique:

- les grès calcaireux présentent toujours des débris de bryozoaires,
- les silts gréseux contiennent une microfaune très pauvre: *Ammonia becarii* (LINNE), *Elphidium crispum* (LINNE) avec des débris de bivalves, de bryozoaires, d'échinodermes, des spicules d'éponge.

1.2.2. La molasse burdigalienne du flanc oriental du Synclinal de Novalaise

a) La série normale: (molasse verdâtre, grès calcaireux et silts bioturbés):

Deux faits essentiels limitent le champ d'investigation dans la recherche d'une coupe stratigraphique représentative dans le flanc inverse du synclinal de Novalaise. Ce sont:

- d'une part, la tectonique post-miocène qui, en certains endroits, a englouti par faille inverse les séries miocènes (cf. Chap. III, p.135).
- d'autre part, la présence d'un important tapis d'éboulis, résultat de l'érosion de l'anticlinal de la chaîne de l'Epine.

Malgré cela, en bordure orientale du lac d'Aiguebelette, les conditions géologiques exceptionnelles réalisées à cet endroit permettent la mise à l'affleurement des divers faciès de la molasse burdigalienne dans les talus des routes et des chemins qui entaillent la petite colline qui s'étend du village d'Aiguebelette au lieu-dit "La Combe".

La reconnaissance des affleurements, qu'il n'est pas possible de voir en série continue, permet de donner la coupe suivante au-dessus des conglomérats rencontrés au pied de la butte de Chatelard (725-29):

- Molasse verdâtre, 20m environ,
- Grès calcaireux à débris de bryozoaires (400 à 450m),
- Silts et grès bioturbés en alternance avec les grès calcaireux (100 à 150m); la présence du lac ne permet pas de limiter la série vers le haut.

Les silts et grès bioturbés sont visibles en bordure du tronçon Est-Ouest de la route D 41 qui joint "la Combe" à Aiguebelette. Les couches ont un pendage renversé comme en témoignent les diverses pistes d'annélides sur les faces inférieures des bancs de grès calcaireux.

En d'autres endroits des contreforts de la chaîne de l'Épine, mis à part la série réduite des "Villas Doria", on observe localement le contact normal Miocène-substratum: en ces points topographiquement "élevés", les grès calcaireux transgressent directement le substratum mésozoïque; il n'y a plus de conglomérat de base, ni de molasse verdâtre. Les organismes lithophages ont perforé la surface de transgression des calcaires mésozoïques (affleurements des Ménards (725-6) au Nord et de Gerbizet (749-39) au Sud).
A Gerbizet, on note la présence, dans la masse des grès calcaireux de petits galets rouges et verts de radiolarite.

b) La série réduite des "Villas Doria" (725-13 coupe p.69)

Dans le talus de la route du col de l'Épine, en dessous du lieu-dit "Villas Doria", affleure, en pendage renversé et intercalée entre le substratum mésozoïque Valanginien et les conglomérats du "Tortonien supérieur", une série molassique burdigalienne peu épaisse et très réduite: la juxtaposition de molasse verdâtre avec des silts bioturbés souligne une lacune de la zone des grès calcaireux et des conglomérats de base.

L'étude sédimentologique confirme cet état (Chap. II, p 55); cette succession sédimentaire très réduite traduit un seuil burdigalien qui sépare le bassin de Chambéry de celui de Novalaise,

Cet affleurement est topographiquement assez élevé (700m d'altitude); il s'appuie par faille sur les conglomérats très calcaireux et très résistants du Miocène terminal qui ont permis son maintien dans la morphologie actuelle.

c) Conclusion: Au Burdigalien, le flanc oriental du Synclinal de Novalaise laisse apparaître une paléogéographie intéressante. Un paléorelief situé à l'emplacement de la chaîne de l'Épine est progressivement envahi par la mer et recouvert de sédiments d'autant plus récents que l'on s'adresse à un niveau plus élevé de ce paléorelief.

Des perforations de lithophages, d'abord dans les galets conglomératiques de la base du Miocène, puis sur les parois des calcaires mésozoïques supportant les sédiments burdigaliens plus récents, soulignent cette montée progressive de la mer.

Un seuil faisant communiquer les bassins de Chambéry et de Novalaise était le siège d'une sédimentation réduite.

1.2.3. La molasse burdigalienne du flanc occidental du synclinal de Novalaise et de la bordure nord orientale du synclinal du Bas-Dauphiné

a) Les faciès de la molasse "burdigalienne"

Moins épaisse et cependant mieux représenté que dans le flanc oriental du synclinal de Novalaise, la molasse burdigalienne affleure en divers points des contreforts de la chaîne du Mont-Tournier. On la trouve soit dans les ruisseaux, et il est possible de faire un levé stratigraphique continu et fin, soit diffuse dans un secteur donné avec cependant la possibilité de reconstituer une succession des divers niveaux.

Du Sud au Nord et de bas en haut, les coupes sont les suivantes:

- A Chailles (748-57) et les Antes (748-56):

- . Substratum hauterivien calcaire
- . Conglomérat de base lithophagé (0 à 3m)
- . Grès calcaireux et bancs de calcaires molassiques zoogènes riches en pectinidés (20m environ)
- . Silts et grès bioturbés en alternance avec des grès calcaireux moins importants (70m environ)
- . Marnes bleues argileuses burdigalo-helvétiques.

- A Dullin (724-53): tunnel autoroutier de l'A.R.E.A.

- . Valanginien
- . Grès calcaireux grossiers à bryozoaires
- . Lacune de visibilité: Quaternaire

- A la " Vernassière " (724-49) et Ste-Marie d'Alvey (724-51): Ouest de la Chaîne du Mont-Tournier (cf. pl. 16 p.21)

- . Portlandien ou Hauterivien
- . Conglomérat aquitainien (0 à 30m)
- . Grès calcaireux, marnes vertes et calcaires molassiques zoogènes (30m environ)
- . Silts gréseux et grès silteux bioturbés (60m environ)
- . Silts gréseux et grès verts (Helvétien)

- Amont du Nant de la Bertinière (724-50)

- . Calcaire valanginien
- . Conglomérat et marnes rouges aquitainiennes
- . Grès calcaireux, marnes vertes, grès calcaireux zoogènes (30m environ)
- . Silts gréseux et grès silteux bioturbés, et quelques bancs de grès calcaireux (75m)
- . Marnes bleues argileuses burdigalo-helvétiques

- Ruisseau du Merdaret (724-44) et Malods (724-43)

- . Calcaire Hauterivien
- . Conglomérat à galets lithophagés (0 à 2m)
- . Grès calcaireux et calcaires molassiques zoogènes riches en pectinidés (10m environ)
- . Silts gréseux et grès silteux bioturbés, et quelques bancs de grès calcaireux (60 à 65m)
- . Marnes bleues argileuses burdigalo-helvétiques.

- Haut Somont (725-2) - (725-1): zone de remontée axiale du synclinal de Novalaise vers le Nord

- . Calcaires urgoniens, lithophagés en surface
- . Grès calcaireux à bryozoaires (100 à 110m)
- . Silts et grès silteux bioturbés alternant avec des grès calcaireux (90m environ).
- . Marnes bleues argileuses.

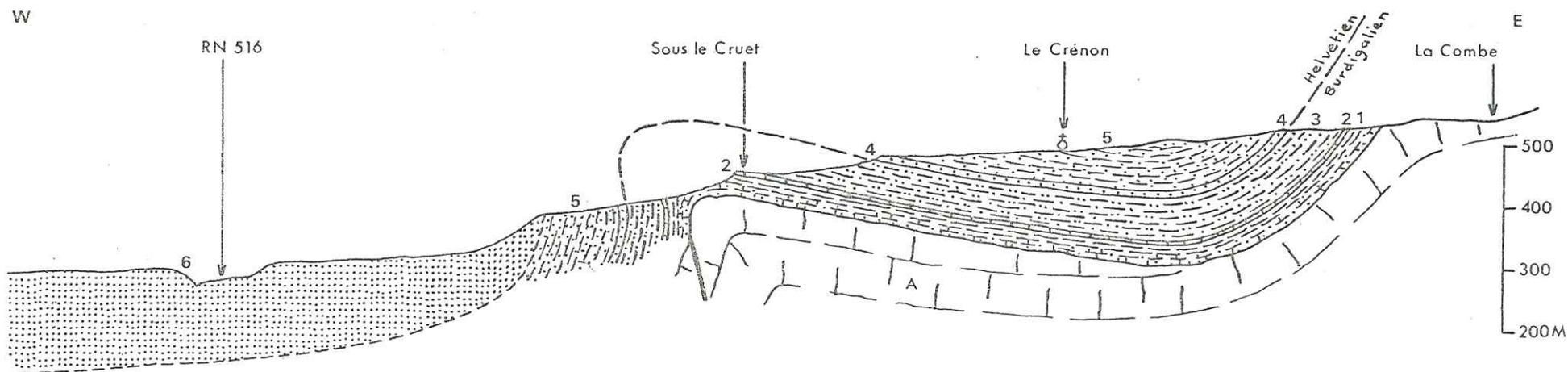
Une caractéristique commune à toutes ces coupes, mise à part la coupe de Haut Somont, est l'apparition au sein des grès calcaireux d'un niveau zoogène très riche en pectinidés. Ce niveau épais de 4 à 5 m se présente en bancs décimétriques.

Parmi ces Pectinidés G. DEMARCQ (1970) cite: *Chlamys praescabriuscula* FONTANNES, *Pecten subbenedictus* FONTANNES. M. GIGOUT (1976) cite: *Echinolampas scutiformis* DESMOULINS, *Psamechinus* sp.

On trouve aussi des débris de bryozoaires, de balanes, d'oursins, des spicules d'éponges, des foraminifères (*Textularia*, *Elphidium*, *Cibicides*).

Dans les silts gréseux bioturbés de Ste-Marie-d'Alvey (724-51), G. LATREILLE signale la présence d'une abondante microfaune:

- . *Florilus*, *Cibicides*, *Elphidium*, *Ammonia*, *Bulimina*, *Cryptostomum* Egger, *Vulvulina* déperdita (d'Orb), *Bolivina fastigia* (Cush), *Glorotalia* cf. *mayeri* Cush et Ellis, *Globigerina* cf. *concinna* Reuss, *Globigerinoides trilobus* (Reuss).



6.sables jaunes(Pont de Beauvoisin)-5.ensemble marno-silto-gréseux(type Merdaret)
 4.grès verts-3.silts gréseux et grès silteux bioturbés-2.grès calcaireux et calcaires molassiques
 zoogènes-1.marnes vertes et grès calcaireux. A-substratum mésozoïque.
 --- limite burdigalien helvetien.

PL.6 COUPE EN BORDURE NORD-ORIENTALE DU SYNCLINORIUM DU BAS DAUPHINE DANS LA REGION DE S^{te} MARIE D'ALVEY

Cette microfaune à caractère très littoral, localisée en fin de cycle burdigalien dans les cinq derniers mètres de l'ensemble des silts gréseux bioturbés, s'identifie à la microfaune trouvée à la base des marnes bleues argileuses.

La coupe de Haut Somont (725 - 1 et 2) est intermédiaire entre la série du flanc oriental et celle du flanc occidental du synclinal de Novalaise.

b) Conclusion

Les conglomérats de la base du Burdigalien des Antes et des Malods sont d'âge plus récent que ceux de Bourdeaux (725-5) situés plus à l'Est.

Liée à ce qui précède, l'absence de molasse verdâtre à la base de la série indique une arrivée plus tardive de la mer au moment de la transgression burdigalienne. La faible épaisseur, plus marquée vers l'Ouest, et la présence de bancs riches en pectinidés traduisent un dépôt de plateforme en bordure d'une mer ouverte vers l'Est.

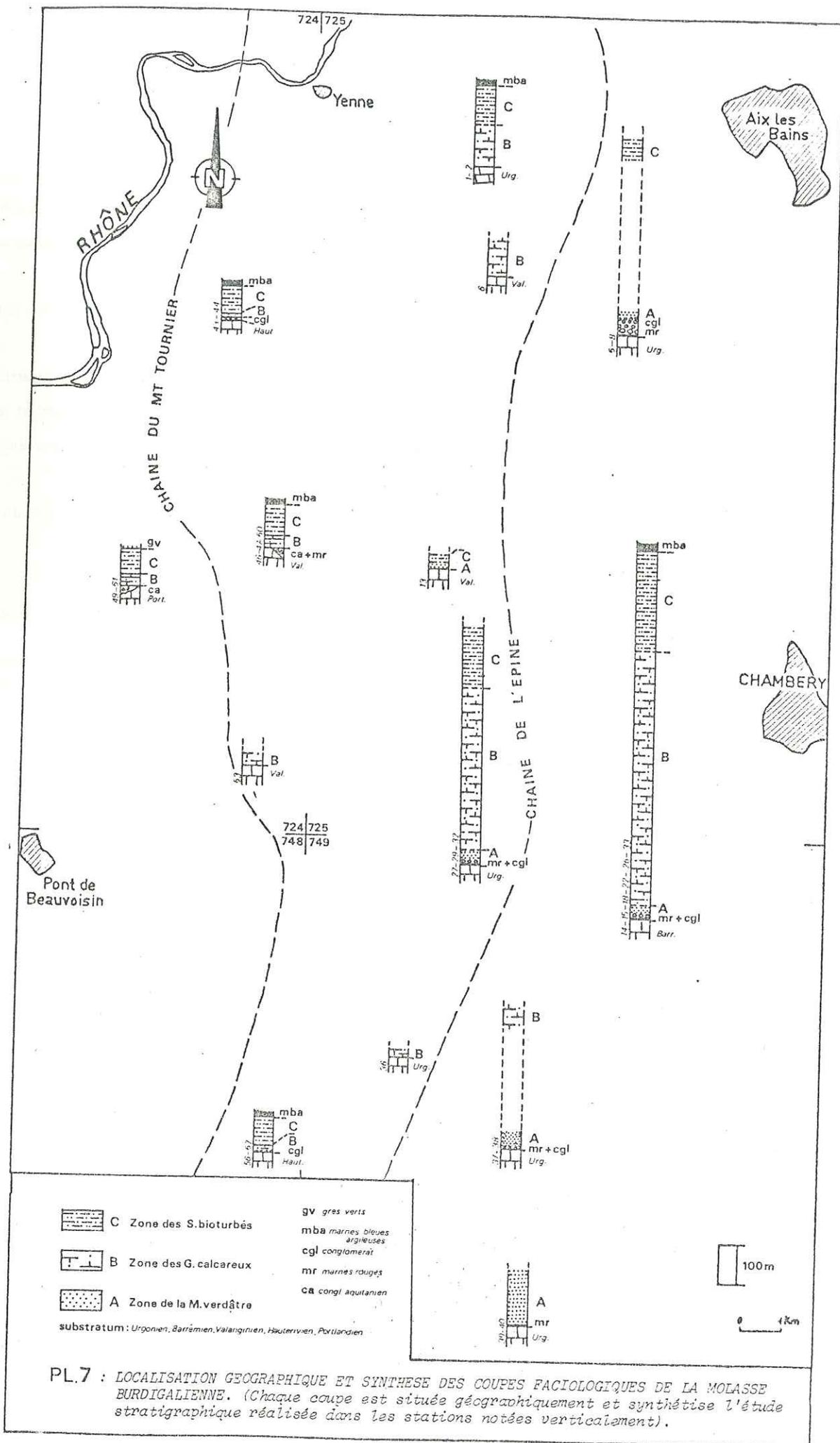
1.3. Conclusion sur la série de base du Miocène (voir pl. 7 p.23)

L'étude stratigraphique de la série de base du Miocène met en évidence:

- une diminution générale de l'épaisseur de la série d'Est en Ouest, avec une accumulation très importante dans la région de Chambéry (800 à 900m de sédiments) qui s'oppose, à l'Ouest, aux dépôts plus réduits des abords de la chaîne du Mont Tournier (90 à 110m);
- une variation de la nature des dépôts: abondants et détritiques à l'Est (Chambéry), ils passent à un dépôt de type plateforme (1) à l'emplacement de la future chaîne du Mont Tournier (colonies de pecten) et une raréfaction des éléments détritiques. Cette plateforme annonce vers l'Ouest (Bas-Dauphiné) le rivage occidental de la mer burdigalienne;
- un paléorelief préfigurant la future chaîne de l'Epine et séparant les bassins sédimentaires de Chambéry et de Novalaise. La mer le submerge progressivement pendant le Burdigalien. Ce paléorelief était discontinu: un détroit permettait la communication des bassins de Chambéry et de Novalaise.

.../...

Cette plateforme se relève en direction du Sud à l'emplacement du chaînon du Ratz et est parcourue par un paléorelief du même type que celui du chaînon de l'Epine, mais moins accentué (STEINFATT E. 1975).



PL.7 : LOCALISATION GEOGRAPHIQUE ET SYNTHESE DES COUPES FACIOLOGIQUES DE LA MOLASSE BURDIGALIENNE. (Chaque coupe est située géographiquement et synthétise l'étude stratigraphique réalisée dans les stations notées verticalement).

III.2. LA SERIE INTERMEDIAIRE DU "MIOCENE" - LES MARNES BLEUES ARGILEUSES
BURDIGALO-HELVETIENNES

2.1. Synclinal de Chambéry

Intercalés entre les grès grossiers calcareux sous-jacents, riches en calcite et bryozoaires et un ensemble de grès verts fins et azoïques sus-jacents, on trouve une importante série de Marnes bleues argileuses.

Celles-ci apparaissent dans la série miocène au moment de la disparition du faciès des silts gréseux bioturbés.

Elles débutent toujours sur une dizaine de mètres, par une alternance de bancs centimétriques de marnes bleues indurées et de lits millimétriques de grès silteux jaunes. Le reste de la formation se présente sous forme d'une alternance de bancs de marnes bleues indurées, dont l'épaisseur par banc augmente à mesure que l'on se rapproche des grès verts qui les surmontent.

Elles sont finement micacées et peuvent, à certains endroits, être très plastiques (aval du Nant FOREZAN). Elles ont été rencontrées:

- dans le flanc ouest du synclinal de Chambéry
 - . à l'amont du Nant FOREZAN où elles affleurent magnifiquement en falaise sur une épaisseur de 50m (725-28);
 - . dans les Nants de BANERIEUX (725-19), du BRUYANT (725-17), du GARIOD (725-14), du VILLARD (725-15) où l'épaisseur de la formation varie de 60m (Nant de BANERIEUX) à 75m (Nant du VILLARD).
- dans le flanc est du synclinal de Chambéry
 - . à l'aval du Nant FOREZAN (30-35m d'épaisseur)
 - . dans le ruisseau MERDERET où elles affleurent dans le lit de la rivière en le suivant

Azoïque sur tout l'ensemble, seule la base fournit une microfaune. On peut citer la présence de:

- . foraminifères planctoniques: Globigerinoïdes trilobus (REUSS)
- . foraminifères benthiques: Ammonia beccarii (LINNE)
Elphidium crispum (LINNE)
- . quelques ostracodes
- . des spicules d'oursins, débris de bryozoaires, de spongiaires.

Notons que cette microfaune, toujours très localisée, peut en certains endroits se pyritiser (aval du Nant FOREZAN).

2.2. Synclinal de Novalaise

Les Marnes bleues argileuses n'affleurent que dans le flanc normal ouest du synclinal. Suivant les endroits, elles reposent sur les silts gréseux bioturbés ou sur les grès calcareux. Ses caractéristiques sont les mêmes que dans le synclinal de Chambéry, mais vers le Nord, accompagnant leur réduction d'épaisseur, la couleur devient gris-bleu.

Elles ont été rencontrées:

- . A Chailles (748-57) en bordure de la route départementale qui conduit à St Franc (épaisseur de 50m)
- . Dans le ruisseau de la BERTINIERE (724-50): 75m d'épaisseur
- . Dans le ruisseau du MERDARET (724-44): 35m d'épaisseur
- . Dans le ruisseau de THEOU (724-42): 29m d'épaisseur
- . Au Sud du Haut Somont, en bordure de la route départementale qui relie la Nationale 721A à ce village : épaisseur 70m. Cet affleurement, considéré dans le flanc normal du synclinal, fait en réalité partie d'un flanc synclinal à pendage ouest réalisé à la faveur d'une remontée anticlinale du substratum mésozoïque vers le Nord.

Dans le ruisseau de THEOU, la base a fourni une importante microfaune, la situant, par l'étude du nannoplancton, dans la zone NN3-NN4 (Burdigalien supérieur (1)).

Il a été également trouvé:(2)

- . des foraminifères planctoniques: Globigerinoïdes trilobus (REUSS) - Globorotalia acrostoma
- . des foraminifères benthiques: Elphidium crispum (LINNE) - Ammonia becarii (LINNE) - Lagenella, Amphicoryna, Uvigerina, Pectofrondicularia, Discorbis, Textularia.
- . des ostracodes, des débris de bryozoaires, de spongiaires, de spicules d'oursins.

Le faciès est, à cet endroit, très littoral.

2.3. Bordure Nord-Orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné (cf. pl. 6, p.21)

Au delà de la chaîne du Mont Tournier, à l'Ouest, les marnes bleues n'existent pas. Les silts gréseux bioturbés sont directement surmontés par les assises silto-marneuses de l'ensemble des grès verts (affleurement de la Vernassière (724-49) et de la Bridoire (748-55)).

2.4. Intérêt et âge des marnes bleues

Là où elles existent, c'est à dire à l'Est de la chaîne du Mont Tournier (et de ses prolongements vers le Nord et le Sud), les marnes bleues argileuses constituent, par leur épaisseur et leur faciès caractéristique un excellent niveau repère.

Leur base est incontestablement d'âge burdigalien supérieur.

Le sommet, azoïque, passe vers le haut à l'ensemble des grès verts, eux aussi azoïques, mais dont le faciès sédimentologique et pétrographique est très différent de celui des silts bioturbés et grès calcaireux sous-jacents du Burdigalien. Et ces grès verts se raccordent très bien au faciès des molasses marno-silto-gréseuses sus-jacentes de l'Helvétien.

D'autre part, cet ensemble de marnes bleues argileuses présente des analogies frappantes avec certaines marnes du même type décrites par G. DEMARCQ (1962) dans la région de Faucon (Provence) située au Sud de notre zone d'étude et dans le sillon burdigalien (cf. pl. 3 p. 7) en divers points de cette région, entre les grès calcaréo-glaucouneux riches en Chlamys du Burdigalien et les grès molassiques

(1) Détermination de Madame C. MULLER (BEICIP)

(2) Détermination de Madame G. BIZON (BEICIP)

de l'Helvétien inférieur, s'intercale une importante formation de marnes bleues argileuses finement micacées, par fois très plastiques, dont l'épaisseur varie de 40 à 100m. Leur âge attribué par passage latéral à des couches fossilifères (Chlamys), est soit helvétien, soit burdigalo-helvétien suivant les points.

Il est évident qu'il s'agit du même niveau et que, par conséquent, connaissant, par la microfaune, l'âge de la base des marnes argileuses dans notre région, il est logique d'attribuer un âge Burdigalien supérieur - Helvétien inférieur aux Marnes bleues argileuses qui constituent la série intermédiaire du Miocène.

De telles analogies ne sont pas étonnantes puisque ces niveaux marneux, géographiquement très éloignés les uns des autres, appartiennent au même domaine paléogéographique et correspondent à une même et unique étape faciologique dans la sédimentation du Miocène.

III.3. LES SERIES SUPERIEURES DU MIOCENE (HELVETIEN-TORTONIEN)

3.1. Les grès verts et l'ensemble marno-silto-gréseux (type molasse du Merdaret) - (Helvétien inférieur et moyen)

3.1.1. Présentation générale

a) Les grès verts

Au dessus des Marnes bleues argileuses, on trouve une série de grès, d'aspect général vert, (glauconite remaniée), à grain fin et azoïque, moins calcareux que les grès burdigaliens. Ils se présentent sous forme de bancs décimétriques à métriques, intercalés de joints millimétriques à centimétriques de silts marneux gris bleus; ces derniers peuvent, à certains endroits, devenir décimétriques et prendre le pas alors sur les bancs gréseux alors décimétriques.

A l'altération les grès verts prennent une couleur vert-jaune, mais restent toujours cohérents, tandis que les silts deviennent marron-clair.

Un caractère sédimentologique permanent de cette série est la présence d'ondulation (ripples marks symétriques) à la surface supérieure des bancs gréseux.

b) Ensemble marno-silto-gréseux

Au-dessus des grès verts et par passage progressif, on entre dans un ensemble sédimentaire azoïque très complexe, formé par l'enchevêtrement de marnes gris bleu, de silts de même couleur, de grès gris-bleu à jaunes et même localement de conglomérats polygéniques. Comparable par ses caractères sédimentologiques à la molasse aquitanaise décrite par A. BERSIER (1958), cet ensemble montre:

- une grand décroissance aboutissant à des lits ligniteux;
- des convolutes laminations, des galets mous de remaniements, des slumpings, des nodules grésoligniteux;
- des érosions de rythme sédimentaire par le rythme suivant;
- des brutales variations latérales de faciès.

Par altération, les grès gris-bleu cohérents donnent des sables roux à jaunes qui simulent alors les sables jaunes de l'Helvétien supérieur (sables de Pont-de-Beauvoisin). C'est pourquoi, en affleurements isolés, seule la présence de galets mous ou de galets durs épars dans la masse sablonneuse permet alors de les reconnaître et de les situer stratigraphiquement.

3.1.2. Synclinal de Chambéry

a) Les grès verts

Dans la partie méridionale du synclinal, à l'Ouest de Chambéry, les grès verts constituent une série sédimentaire très monotone et uniforme. d'une épaisseur constante (100m environ). Ils affleurent au niveau de gorges très étroites qui entaillent les molasses dans la plupart des Nants transversaux par rapport au synclinal.

Du Sud au Nord on les rencontre au-dessus des Marnes bleues argileuses:

- . à l'aval et à l'amont du Nant FOREZAN (725-26)
 - . à l'amont du Nant de BANERIEUX (725-19) qui, du fait des bonnes conditions d'affleurements, a fait l'objet de la coupe type représentative de la série (p.)
 - . à l'amont des Nants de BANERIEUX (725-19), du BRUYANT (725-17), de GARIOD (725-14) du VILLARD (725-25)
- . Dans le ruisseau Merderet, dont le cours est longitudinal au synclinal, ils affleurent en surplomb et parallèlement au lit du ruisseau (725-21)

b) L'ensemble marno-silto-gréseux conglomératique

Le matériel sédimentaire de cet ensemble est en général assez grossier dans la région de Chambéry. Son épaisseur est de 130 à 140m. Il est l'objet de brutales variations latérales de faciès.

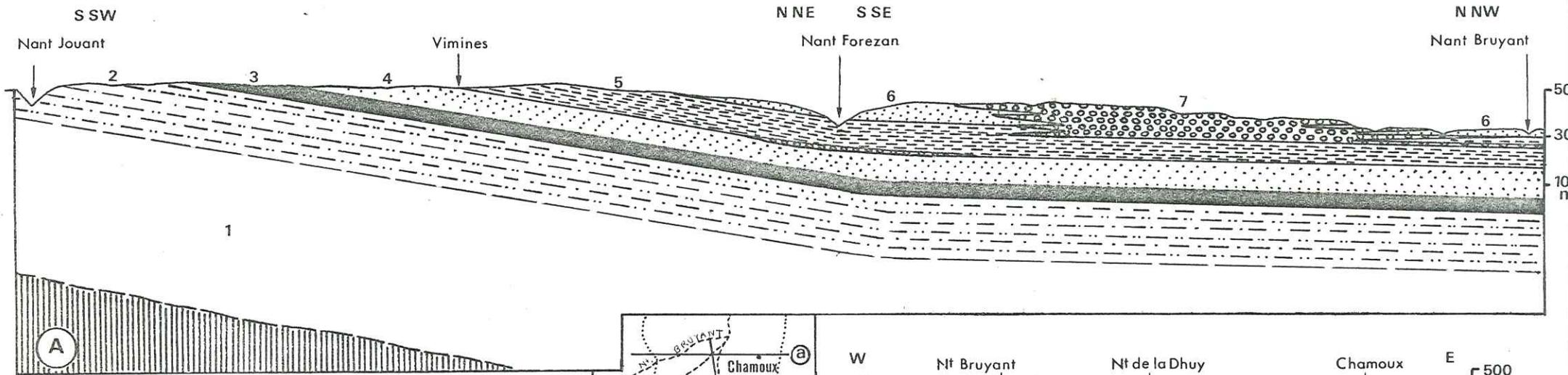
. Dans le Nant de FOREZAN, il débute au-dessus des grès verts par des conglomérats polygéniques (radiolarites, roches vertes) se présentant soit en masse (aval) soit en lentilles (amont). En s'élevant ensuite dans l'épaisseur de la formation on ne trouve plus de conglomérats, mais un enchevêtrement de marnes, de silts et de grès parfois intercalés de bancs plus durs de grès grossiers.

Bien que situés dans un ensemble azoïque, ces grès grossiers ont livré des dents de Lamna.

Vers le Nord, dans les Nants de BANERIEUX, du BRUYANT et du GARIOD, depuis la base on passe en continuité des grès verts à l'ensemble marno-silto-gréseux; ce sont les caractères sédimentologiques du sédiment qui permettent alors d'établir une limite faciologique assez artificielle.

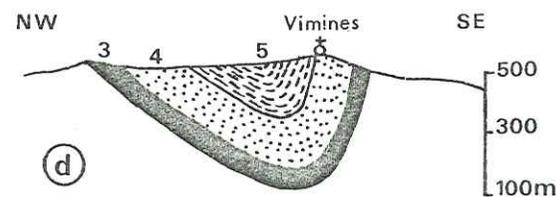
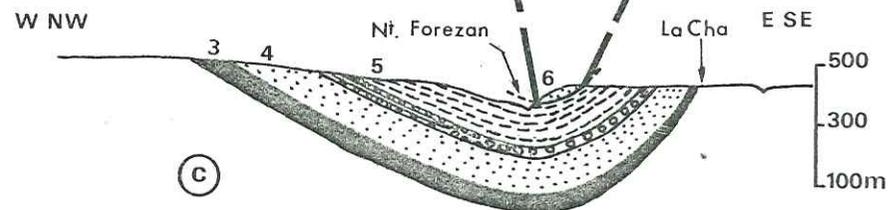
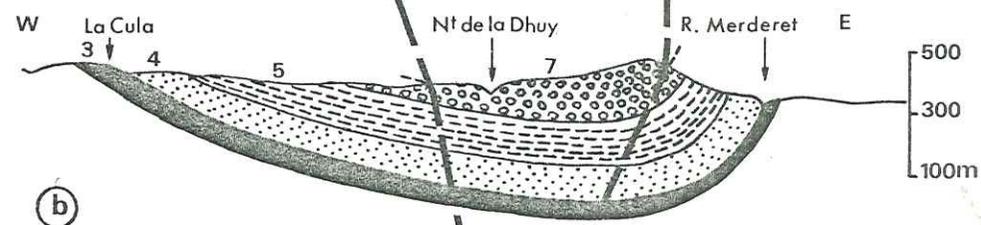
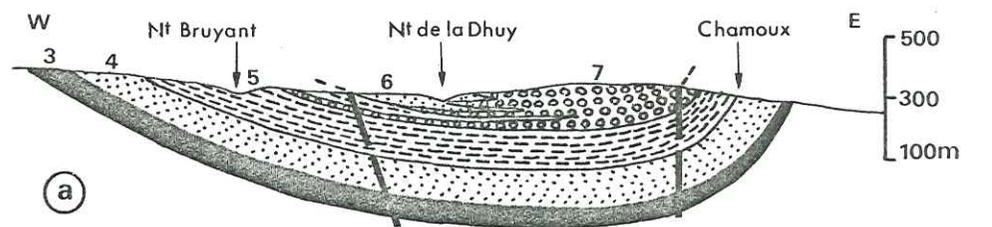
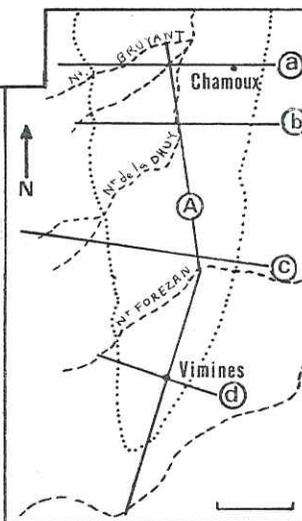
Vers le sommet de cet ensemble apparaissent des conglomérats polygéniques ("Les Conglomérats de Chamoux" (pl. 8 coupe a et b)). Dans le Nant de la Dhuy (725-20) où ils envahissent, banc par banc, le haut de la série, ils forment une masse très importante sur 50m d'épaisseur (cf. coupe p.112).

Plus à l'Ouest, dans le Nant de BRUYANT, ils interviennent dans la série au même niveau, mais ils sont nettement plus lenticulaire (pl. 8 coupe a). Très précoce par rapport aux conglomérats terminaux du Miocène supérieur dits de l'Épine et de La Tour du Pin (voir pl. 9, p 35), ces conglomérats de Chamoux représentent une étape essentielle dans la sédimentation détritique grossière du Miocène, surtout en ce qui concerne leur province d'origine. Leur position stratigraphique (passage à des sables latéralement vers le Nord, le Sud et l'Ouest) permet déjà d'invoquer une direction d'apports Est-Ouest.



- 7. Conglomérats helvétiques (Chamoux)
- 6. Sables jaunes (helvétiques sup.)
- 5. Ensemble marno-silto gréseux et lentille cgl. (helvétien inf. moy.)
- 4. Grès verts
- 3. Marnes bleues burdigalo-helvétiques
- 2. Zone des grès et silts bioturbés (burdigalien)
- 1. Molasse burdigalienne

----- limite inférieure du miocène sur le substratum mésozoïque.



PL 8 COUPES DANS LA PARTIE MERIDIONALE DU SYNCLINAL DE CHAMBERY (région de Chambéry)

Elle sera confirmée et précisée par leur étude sédimentologique (chap. II, p. 110).

Enfin, la présence de lithophages sur les galets de calcaires traduit un type de dépôt peu profond sur un rivage marin.

3.1.3. Synclinal de Novalaise

a) Les grès verts

Toujours très monotones, les grès verts voient leur épaisseur et leur degré d'altération varier suivant les affleurements.

Dans le flanc oriental du synclinal, ils affleurent très localement au Nord et au Sud. sans aucun repère stratigraphique. Ce sont leurs caractéristiques sédimentologiques qui permettent de les identifier.

Au Sud, on les trouve en bordure des routes quadrillant le village de Gerbizet; au Nord, dans le talus de la Route Nationale n 514a, située au Sud-Est du village de Chevelu (725-3). Ils restent cohérents malgré un degré d'altération assez fort.

Dans le flanc occidental, ils ont été rencontrés intercalés entre les marnes bleues argileuses et l'ensemble marno-silto-gréseux.

Du Sud au Nord:

- . A Chaille (748-57) 70m d'ép.
 - . Dans le ruisseau de la Bertinière (724-50) 70m d'ép.
 - . Dans le ruisseau du Merdaret (724-44) 25m
(ils sont plus ou moins altérés)
 - . Dans le ruisseau du Théou (724-42) 12m
- là, au-dessus des marnes argileuses, ils présentent à leur base des assises formées d'une alternance de grès verts et de silts marneux gris-bleu .
- . Localement au Sud de Haut Somont , en bordure de la Route Nationale N 721 (725-2) où ils sont altérés.

b) L'ensemble marno-silto-gréseux (Formation du Merdaret)

Il est très épais dans le synclinal de Novalaise et, de ce fait difficilement analysable dans le détail.

La meilleure coupe de référence, nous est donnée dans le flanc occidental du synclinal par le ruisseau du Merdaret où le matériel sédimentaire très varié affleure sur une épaisseur de 390m (voir coupe p à) (724-44)

. Dans cette coupe à 90m au-dessus des grès verts, on trouve 20m de sables roux qui ont livré (lors de travaux de bordure de la route qui conduit à Loisieux) une véritable lumachelle à Ostrea crassissima LAMARCK (J.P. Rampnoux-1976)

Ailleurs on le retrouve du Sud au Nord:

- . Dans la coupe de Chaille, au-dessus des grès verts sur une faible épaisseur (748-57)
- . A Verchère, au Sud de "La Genaz", dans le ruisseau qui passe à cet endroit (749-35)
- . En bordure de l'autoroute A 43, à l'Est du lieu-dit "Les Pichons" où une entaille fraîche dans un monticule molassique a mis localement à nu un tronçon marno-silto-gréseux de l'ensemble sur 50m d'épaisseur environ (725-24).
- . Dans le ruisseau de la Bertinière au-dessus des grès verts sur une épaisseur de 420m environ. Cette coupe présente de nombreuses lacunes de visibilité (voir coupe p 97) (724-50)
- . Dans le ruisseau du Théou sur une épaisseur de 59m (724-42)

. Dans la galerie intermédiaire des eaux usées de Chambéry en direction de la chaîne de l'Épine (725-7). Le pendage très faible (3 à 5 degrés) vers l'Est - Sud-Est et les nombreuses alternances des silts marneux et de grès contribuent à la mauvaise tenue des strates dans cette galerie.

En conclusion, dans le synclinal de Novalaise, l'étude de cet ensemble marno-silto-gréseux permet d'évaluer son épaisseur entre 400m et 500m d'épaisseur dans la région comprise entre Lepin-le-Lac et Yenne.

Vers le Sud, il semble que l'épaisseur soit légèrement inférieure, mais la remontée de l'axe synclinal ne permet pas de la préciser.

3.1.4. Bordure Nord-Orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné

La formation des grès verts est bien représentée dans la région de Sainte-Marie-d'Alvey (coupe "La Vernassière": (724-49) (voir pl. 6). Elle débute au-dessus des silts gréseux bioturbés du Burdigalien par une alternance de silt marneux et de grès fin vert. Elle aboutit à des bancs de grès verts plus calcaires que les grès verts précédemment décrits à l'Est.

Son épaisseur est de 15mètres.

Au-dessus, l'ensemble marno-silto-gréseux est bien moins épais que dans le synclinal de Novalaise puisqu'il ne représente que 100 à 150m de sédiments. Il a été repéré dans la coupe de la "La Vernassière" (724-49). Vers le Sud, à La Bridoire, il affleure dans un ruisseau au lieu-dit le "Croibier" (748-55). Il entre, par ailleurs, à cet endroit dans la constitution d'une structure anticlinale.

Dans la région de Pont-de-Beauvoisin, l'ensemble marno-silto-gréseux a été rencontré en sondage au-dessus de l'Oligocène sur une épaisseur d'environ 220m (G. DEMARCQ).

3.1.5. Age

Ces deux faciès du Miocène se trouvent en général (sauf en bordure occidentale du chaînon du Mont Tournier) intercalés entre les marnes argileuses burdigalo-helvétiques et les sables jaunes à galets épars datés de l'Helvétien supérieur (dits Sables de Pont-de-Beauvoisin. (cf. p. 31).

Le passage du faciès marno-silto-gréseux au faciès sables jaunes s'effectue progressivement suivant deux processus concomitants:

- augmentation de la phase sablonneuse, avec apparition de galets épars dans la masse (quartzs-quartzites calcaires) et d'une stratification entrecroisée importante;
- disparition progressive des caractères sédimentologiques spécifiques du complexe marno-silto-gréseux (slumping, convolutes etc...).

La présence localisée (Loisieux : 724-44) d'une formation de sables roux riches en *Ostrea crassissima* LAMARCK au sein de l'ensemble marno-silto-gréseux, s'identifie bien par sa position stratigraphique et son caractère macrofaunistique aux molasses de "Berthoins" de l'Helvétien inférieur décrit par G. DEMARCQ dans le bassin de Crest et de Valence.

C'est ainsi que sur la base de ces données, nous pouvons conclure à un âge Helvétien inférieur et moyen des grès verts et de l'ensemble marno-silto-gréseux.

3.1.6. Conclusion

L'étude stratigraphique de la formation des grès verts et de l'ensemble marno-silto-gréseux permet de brosser une première esquisse paléogéographique de l'Helvétien inférieur et moyen.

Pendant cette période on assiste à un mouvement de bascule du bassin sédimentaire vers l'Ouest qui est à mettre en relation avec une migration vers l'Ouest de l'onde de subsidence qui va :

- s'amortir progressivement à l'Est (région de Chambéry) où les dépôts plus réduits en épaisseur évoluent vers un faciès plus grossier;
- s'intensifier au niveau du synclinal de Novalaise où s'accumule une puissante série sédimentaire;
- affecter à l'Ouest le Bas-Dauphiné jusqu'alors émergé et provoquer l'invasion de la mer miocène au delà de la limite occidentale du sillon burdigalien.

3.2. Sables jaunes dits de Pont-de-Beauvoisin et équivalents latéraux conglomératiques (Helvétien supérieur)

Au-dessus de l'ensemble marno-silto-gréseux on observe en général, comme nous l'avons déjà annoncé précédemment, une formation de sables jaunes. Définie dans la région de Pont-de-Beauvoisin d'abord par C. LORY (1860) puis H. DOUXAMI (1895-1899), cette masse sédimentaire, entièrement sablonneuse et très micacée, contient presque toujours des galets épars dans la masse et parfois de véritables lentilles conglomératiques. Elle montre également une stratification entrecroisée soulignée le plus souvent par des lits millimétriques silto-marneux beiges. Localement on peut observer des grésifications par bancs.

D'Ouest en Est depuis Pont-de-Beauvoisin jusqu'à Chambéry, ces sables jaunes sont envahis latéralement par des conglomérats polygéniques et ceci d'autant plus tôt que l'on se trouve plus à l'Est.

3.2.1. Synclinal de Chambéry

Les "Sables jaunes" y sont peu représentés. L'envahissement conglomératique est très précoce dans ce synclinal puisqu'il commence déjà avant la fin des dépôts silto-marno-gréseux de l'Helvétien moyen (Nant de la Dhuy: 725-20; Nant Bruyant : 725-17). Cependant, ils sont visibles sur une vingtaine de mètres dans le Nant Forezan (725-26), à la charnière du pli synclinal, en surplomb de la rivière.

Vers le Sud, la remontée axiale du synclinal les laisse en retrait au Nord du village de Vimines.

Vers le Nord, ces sables sont envahis par les conglomérats à galets polygéniques que nous appelons "Conglomérats de Chamoux". Dans le Nant de la Dhuy ils apparaissent déjà à l'Helvétien moyen (cf. p.27 et pl. 9 p. 35) et, ils se poursuivent dans l'Helvétien supérieur.

Notons que c'est dans des sables grésifiés, passages latéraux de conglomérats, qu'ont pu être récoltés de nombreux débris de bryozoaires et de pectinidés.

Sur la butte conglomératique de Chamoux qui occupe le flanc oriental du coeur synclinal, les conglomérats affleurent largement à la suite de travaux récents: de nombreuses perforations de lithophages, affectant les galets calcaires, témoignent du caractère côtier de ce dépôt. Ces mêmes galets calcaires sont aussi impressionnés, présentant en surface des cupules de dissolution (cf. J. BOCQUET 1966).

3.2.2. Synclinal de Novalaise

Mieux représentés et d'une épaisseur variable (50 à 150m), les Sables jaunes affleurent sporadiquement au coeur de la dépression de Novalaise et les coupes continues sont très rares. Partant du Sud, région de La Genaz, où la remontée axiale du synclinal vers le Sud est amorcée, vers le Nord en suivant une ligne approximativement Nord-Sud, on assiste à une diminution de l'envahissement conglomératique de la masse sablonneuse.

. A la Genaz (749-35) on trouve des conglomérats à galets polygéniques impressionnés au-dessus d'une trentaine de mètres de sables jaunes. Etant différents des conglomérats de Chamoux, nous proposons de les nommer "Conglomérats de la Genaz (cf. pl. 63 p.46 et pl. 9 p. 35);

. Depuis le Gojat (725-25), en passant par le parking autoroutier de Nances (725-23), jusqu'à la butte de Nances (725-16), les sables jaunes affleurent et leur épaisseur est estimable à 100 mètres. Au-dessus, formant la butte de Nances, apparaissent déjà dans l'Helvétien supérieur le Conglomérat de Nances qui se développent surtout dans le Tortonien inférieur.

. Dans la région de Meyrieux-Trouet, les sables jaunes sont intercalés par endroit de véritables lentilles conglomératiques (Le Monard: 725-11). Leur épaisseur peut être estimée à 150m au-dessous des conglomérats de Nances au Villaret (725-10).

3.2.3. Bordure Nord-Orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné

Comme nous l'avons déjà dit, c'est dans cette région qu'ont été définis les "Sables jaunes" où "Sables de Pont de Beauvoisin".

Ils affleurent clairsemés en bordure des routes parcourant la région de Pont de Beauvoisin et de Saint-Genix-sur-Guiers, à l'Ouest de la chaîne du Mont Tournier.

Il existe peu ou pas de coupe au niveau des ruisseaux et ceci à cause de la friabilité du matériel sédimentaire. C'est ainsi que la plupart des affleurements étudiés sont ponctuels: Les Pins (724-49) - Avressieux (724-52).

Au Nord de Pont-de-Beauvoisin, dans le talus de la R.N. 516 A (724-54), ces sables jaunes ont livré des macrofossiles (G. DEMARCQ):

Natica helicina BROCCHI, *Chlamys gentoni* FONTANNES,
Patella sp., *planorbis* sp., *Limnea* sp.

Une microfaune assez nombreuse mais très localisée est signalée au sein de cette masse sablonneuse par G. LATREILLE:

Ammonia becarii LINNE, *Cibicides lobatulus* WALKER et JACOB,
Cibicides pseudoungerianus CUSHMAN, *Pullenia quinqueloba* REUSS, *Nonion padanum* PERCONIG,
Florilus communis d'ORBIGNY,
Florilus boucanus d'ORBIGNY, *Trifarina bradyi* CUSHMAN et ELLIS, *Globigerina microstoma* CITA,
Globigerinoides trilobus REUSS.

3.2.4. Age des Sables de Pont de Beauvoisin et de leurs équivalents latéraux conglomératiques

G. DEMARCQ attribue à l'Helvétien supérieur les Sables du Pont de Beauvoisin et ceci plus du fait de leur position stratigraphique sous-jacente aux sables bien datés qui les surmontent (Tortonien inférieur) que par leur stock fossilifère.

A ces dépôts de sables du Bas-Dauphiné s'oppose vers l'Est des dépôts du même type mais d'une part, moins épais et d'autre part, envahis par des conglomérats polygéniques azoïques.

En ce qui concerne les conglomérats, il est logique d'attribuer, et ce, après avoir situé les diverses formations conglomératiques stratigraphiquement les unes par rapport aux autres, un âge Helvétien supérieur aux conglomérats passant latéralement aux sables jaunes.

C'est le cas des conglomérats de Chamoux (sommet), de la Genaz et de Nances (base) (voir pl. 9, p. 35).

Pour les cas insolubles et d'ailleurs de façon systématique, on s'est adressé au faciès pétrographique du matériel conglomératique qui a permis de déceler les identités faciologiques de conglomérats appartenant à un même stade de l'évolution dans le temps (conglomérat du Villaret et lentilles conglomératiques des sables de Chimilin rattachés au Conglomérat de Nances).

3.2.5. Conclusion à l'étude des Sables de Pont-de-Beauvoisin et des conglomérats helvétiques

Le mouvement de bascule du bassin sédimentaire amorcé après les dépôts des marnes bleues burdigalo-helvétiques, se poursuit pendant l'Helvétien supérieur.

La subsidence:

- cesse dans la région de Chambéry et se traduit par des dépôts de rivage (Conglomérats de Chamoux à galets lithophagés);
- s'amortit progressivement dans la dépression de Novalaise où l'ensemble des Sables jaunes surmontés par les conglomérats helvétiques supérieurs présente une épaisseur moins importante qu'à l'Ouest;
- augmente relativement dans le Bas-Dauphiné où l'épaisseur des Sables jaunes de Pont-de-Beauvoisin est forte.

3.3. Sables de Chimilin et équivalents latéraux conglomératiques (Tortonien) (voir pl. 9)

3.3.1. Sables de Chimilin et Conglomérats polygéniques dits de Nances (Tortonien inférieur)

En bordure nord-orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné, sur la rive gauche du Guiers et du Rhône (Aoste, Chimilin, Granieu, Veyrin) on trouve, au-dessus des Sables de Pont-de-Beauvoisin et en continuité, des sables grisâtres appelés Sables de Chimilin ou encore Sables à Arca turonica, datés du Tortonien inférieur par G. DEMARCQ.

Épais d'une centaine de mètres, ils renferment des lentilles de sables ferrugineux ainsi que

des galets de quartz dispersés dans la masse et parfois même de véritables lentilles conglomératiques.

Ces sables sont fréquemment fossilifères

Les macrofossiles sont très représentatifs (G. DEMARCO): *Arca turonica* DUJARDIN, *Ostrea crassissima* LAMARCK,
Cardita michaudi TOURNOUER, *Ancilla glandiformis* LAMARCK, *Murex* sp., *Tochus* sp., *Nassa* sp.

La microfaune étudiée par G. LATREILLE est toujours présente et abondante: *Ammonia beccarii* LINNE, *Elphidium crispum* LINNE, *Elphidium rugosum* d'ORBIGNY, *Cibicides haidingeri* d'ORBIGNY, *Cibicides ungerianus* d'ORBIGNY, *Cibicides pseudoungerianus* CUSHMAN, *Lenticulina inornata* d'ORBIGNY, *Florilus boucanus* d'ORBIGNY, *Textularia articulata* d'ORBIGNY, *Globigerina bulloides* d'ORBIGNY, *Globigerina foliata* LEROY, *Globorotalia pseudopaschyderma* CITA, *Orbulina suturalis* BRONNIMANN

A l'Est, au-delà de la chaîne du Mont Tournier, ce faciès sablonneux n'existe plus : il est entièrement remplacé, par passage latéral, par des conglomérats à galets polygéniques. Ces conglomérats dits de Nances n'affleurent qu'au centre du synclinal de Novalaise depuis la butte de Nances (725-12), sous le Château du même nom, jusqu'au hameau du Villaret (725-10: le long de la route départementale menant à Verthemex).

Leur épaisseur, difficilement estimable, est en tout cas inférieure à 100m. Leur position stratigraphique et leur pétrographie (voir p.122) sont les deux paramètres qui ont permis de faire de la majeure partie de ce conglomérat de Nances l'équivalent latéral des Sables de Chimilin.

Rappelons que la partie basale de ces conglomérats est d'âge helvétique supérieur, car elle passe latéralement aux Sables de Pont-de-Beauvoisin (p. 33).

3.3.2. Conglomérats de la Tour-du-Pin et Conglomérats de l'Épine (Tortonien supérieur)

a) Les Conglomérats de La Tour-du-Pin

Surmontant les sables de Chimilin précédemment cités, et par passage progressif, on entre dans un ensemble conglomératique qui vient former le soubassement des collines de cette région.

Pétrographiquement polygéniques, les galets calcaires sont souvent impressionnés.

Ces conglomérats sont intercalés de lentilles de sables fins à petits galets d'argile, de marnes gris-bleuâtres micacées, d'argiles bleues et aussi de niveaux marno-ligniteux autrefois exploités.

La macrofaune est présente dans cet ensemble.

La base a livré *Nassa michaudi* THIOL, *Helix delphinensis* FONTANNES et *Helix chaixi* MICHAUD.

Au sein de la masse conglomératique ont été trouvés:

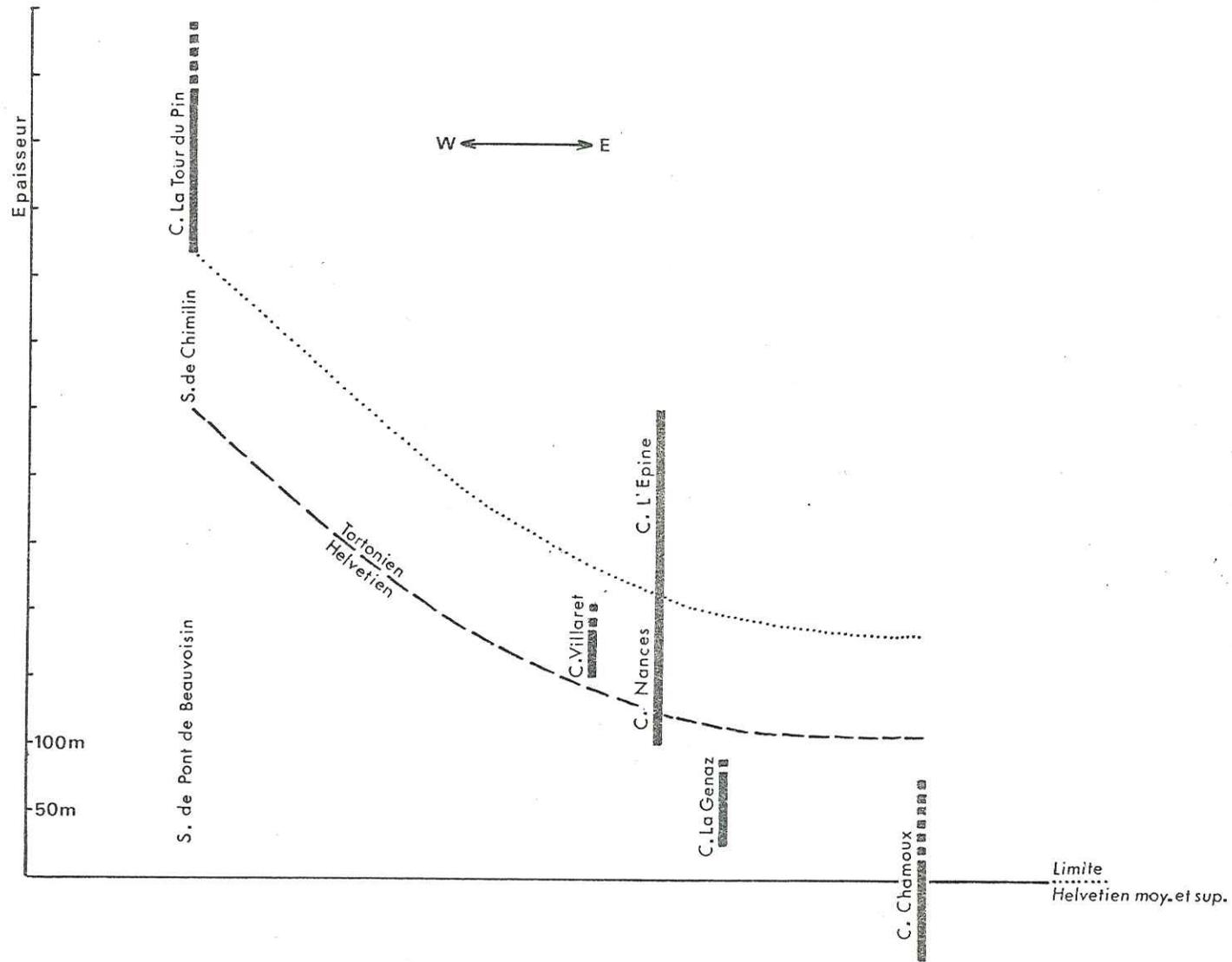
Helix sp., *Planorbis* sp., ainsi que des restes de vertébrés.

G. DEMARCO rapporte cet ensemble au Tortonien supérieur

b) Les Conglomérats de l'Épine

En bordure occidentale de la chaîne de l'Épine, à l'Ouest du lieu-dit "Villas Doria" affleure, dans le talus de la route N 516 qui monte au col de l'Épine, une importante formation conglomératique depuis la cote 610m jusqu'à la cote 700m (Affl. 725-12, coupe p.125).

Topographiquement très élevée cette formation surmonte en continuité les conglomérats observés à la butte de Nances. Avec un pendage normal (flanc occidental du synclinal de Novalaise), ils viennent au contact de la série burdigalienne réduite de "Villas Doria" et simulent même un passage continu au banc de grès burdigalien qui sont en pendage renversé.



PL 9 SCHEMA DE LOCALISATION STRATIGRAPHIQUE DES DIVERS CONGLOMERATS DU MIOCENE SUP.

Ils placent, dans cette position, le coeur du synclinal de Novalaise au front même du flanc occidental de la chaîne de l'Épine (cf. Chap. III). Les éléments de ce conglomérat sont monogéniques; c'est le caractère particulier qui les différencie de tous les conglomérats précédemment cités.

Les galets calcaires sont fortement impressionnés

Comme les conglomérats de la Tour-du-Pin, les conglomérats de l'Épine montrent des intercalations de marnes bleues, de grès calcaires roux, et également, un niveau marno-ligniteux autrefois exploité au lieu-dit "l'Épinette" (coupe p. 125). Actuellement, la galerie d'exploitation a complètement disparu; il ne subsiste plus, à l'entrée, qu'un effondrement situant le niveau ligniteux à la cote 620m.

Dans les marnes bleues J. REVIL avait recueilli (1925):

Helix nayliesi MICHAUD, *Helix chaixi* MICHAUD, *Helix escoffierie* FONT., *Helix delphinensis* FONT., *Helix abrettensis* FONT., *Limnea* sp.

Les analogies et la position stratigraphique de cet ensemble montrent que les Conglomérats de l'Épine sont contemporains des Conglomérats de la Tour du Pin avec la différence qu'ils sont génétiquement plus proches des zones d'apports (concentration du matériel calcaireux).

3.3.3. Conclusion

Pendant le Tortonien, la vague de subsidence majeure qui n'a cessé de migrer d'Est en Ouest pendant tout l'Helvétien s'établit dans le Bas-Dauphiné qui devient, après les dépôts sablonneux du Tortonien inférieure, l'aire de dispersion de puissants épandages conglomératiques appelés Conglomérats de la Tour-du-Pin au Nord, et Conglomérats de Toutes-Aures au Sud dans les plateaux de Bonnevaux et de Chambarap.

A l'Est, au delà de la chaîne du Mont-Tournier, la subsidence s'amortit entraînant l'apparition d'un rivage marin sur lequel l'accumulation de matériaux grossiers commencés à l'Helvétien se poursuit en progradant vers l'Ouest.

IV = CONCLUSION

Cette étude stratigraphique a été établie en référence avec l'échelle stratigraphique du Miocène définie par G. DEMARCQ et, notamment pour la série supérieure du Miocène, elle ne prétend pas fournir une chronostratigraphie rigoureuse.

Elle permet cependant de suivre l'ordre des dépôts, de préciser leur puissance et leur géométrie qui sont autant d'éléments indispensables à la reconstitution de la dynamique et de la paléogéographie du bassin de sédimentation.

Après les dépôts laguno-lacustres très localisés du Miocène inférieur (Aquitaniens) la mer envahit le domaine périalpin savoyard en voie de subsidence.

L'étude stratigraphique permet de distinguer trois périodes importantes dans l'évolution paléodynamique du bassin.

-1ère période

Elle correspond aux dépôts de la série de base du Miocène (Burdigalien). La mer est localisée dans un étroit sillon allongé Sud-Nord (voir p. 7 pl. 4) et parsemé d'îlots en son centre.

Une subsidence d'intensité uniforme dans le temps et variable dans l'espace, affecte ce bassin étroit:

- elle est intense au niveau du synclinal de Chambéry où les dépôts sont très épais (600 à 850m)
- elle est faible en bordure occidentale du synclinal de Novalaise où apparaissent des dépôts de plateforme (100 à 150m)
- elle provoque l'invasion progressive des îlots par la mer

- 2ème période

Au moment du dépôt des Marnes bleues burdigalo-helvétiques la subsidence cesse. On assiste alors à une phase de comblement du bassin de sédimentation, avec recul vers l'Est du rivage occidental du sillon marin.

- 3ème période

Avec les dépôts de la série supérieure du Miocène, (Vindobonien) la subsidence reprend, mais elle va, pendant cette période, varier dans l'espace et dans le temps.

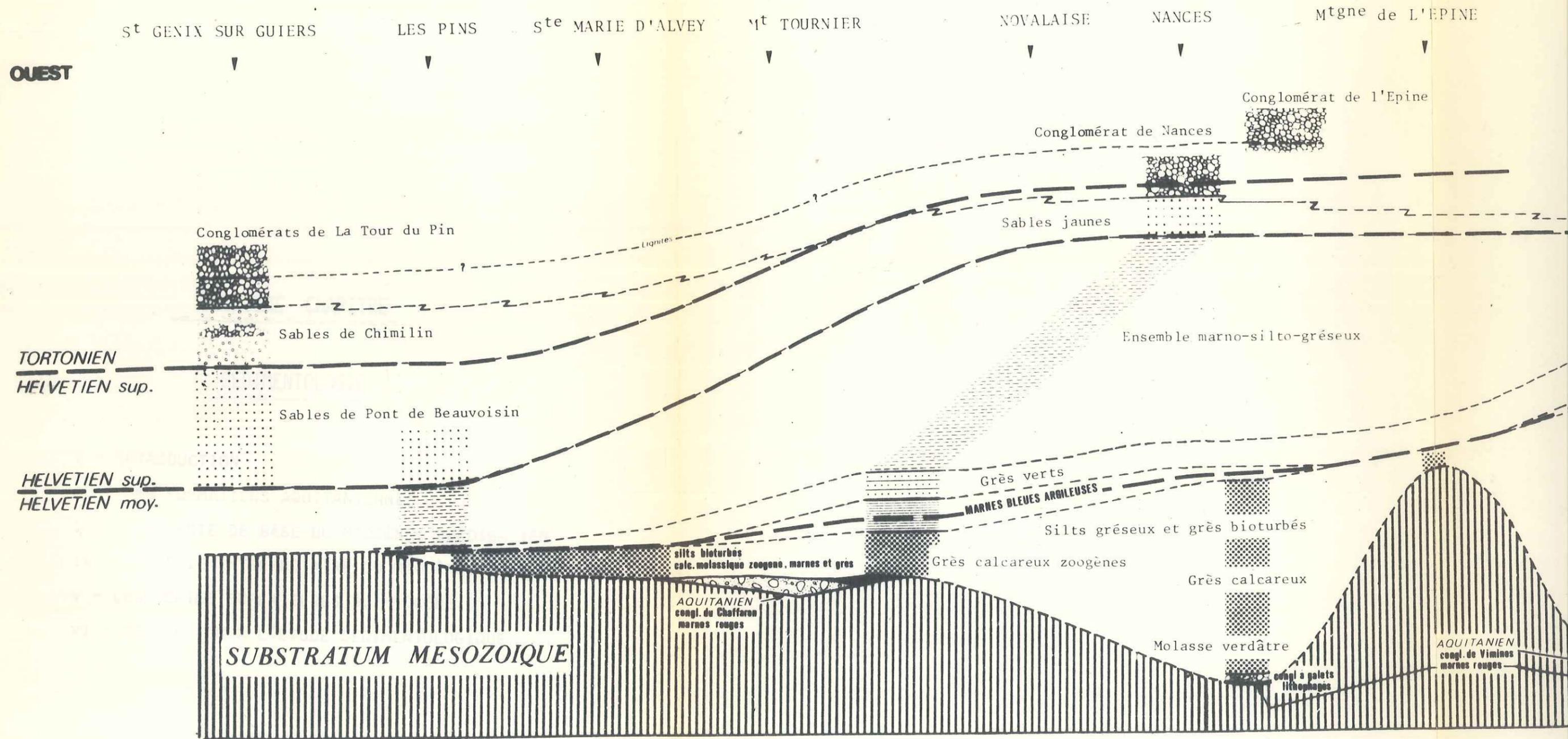
C'est ainsi que son intensité maximum va migrer progressivement d'Est en Ouest à la manière d'une onde.

- Là où elle était importante, elle s'amortit et même cesse (synclinal de Chambéry);
- Là où elle était faible, elle s'intensifie, puis s'amortit (synclinal de Novalaise)
- Là où elle n'existait pas, elle apparaît et s'intensifie (synclinal du Bas-Dauphiné).

Paléogéographiquement, cette dynamique subsidente provoque:

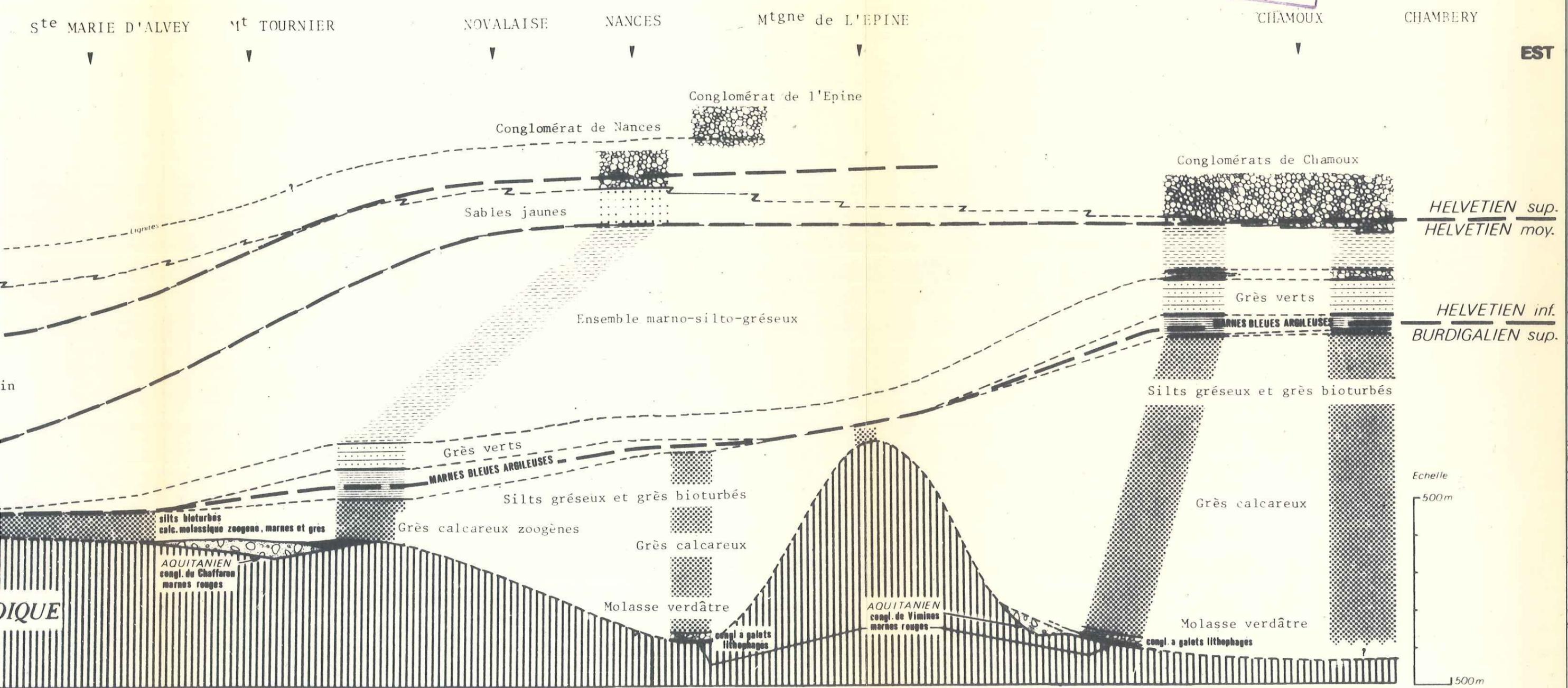
- L'invasion marine du Bas-Dauphiné;
- La migration vers l'Ouest du rivage oriental de la mer miocène par progradation des dépôts.

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



Pl.10 Schéma stratigraphique du MIOCENE du sillon périalpin de Chambéry à St Gen

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE
 I.N.S.T. DE GÉOLOGIE
 R. S. LAFITE
 38 - GRENOBLE



0 Schéma stratigraphique du MIOCENE du sillon périalpin de Chambéry à St Genix sur Guiers

18 AOUT 2003

DEUXIEME CHAPITRE

SEDIMENTOLOGIE

- I - INTRODUCTION
- II - LES FORMATIONS AQUITANIENNES
- III - LA SÉRIE DE BASE DU MIOCÈNE: BURDIGALIEN
- IV - LA SÉRIE INTERMÉDIAIRE DU MIOCÈNE: BURDIGALO-HELVÉTIEN
- V - LES SÉRIES SUPÉRIEURES DU MIOCÈNE
- VI - CONCLUSION À L'ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

I - INTRODUCTION

I.1. "MOLASSE" OU "MOLLASSE"

Lorsque l'on prononce ou l'on parle de "molasse" ou de "mollasse", plusieurs significations sont attribuées à ce terme suivant l'auditorat auquel on s'adresse.

Tout ceci vient du fait de la manipulation abusive de ce terme au cours de son histoire.

Je ne reviendrai pas sur cette longue histoire que G. LATREILLE (1969) et D. KISSLING (1974) ont bien abordée dans leur ouvrage de thèse et auquel je renverrai le lecteur.

G. LATREILLE s'accorde à désigner sous le terme molasse le matériel miocène du Bas-Dauphiné.

D. KISSLING définit la molasse de la façon suivante:

- série de sédiments presque exclusivement détritiques, d'origine en partie fluvio-lacustre et continentale, en partie marine intracontinentale, déposés dans une phase post-paroxysmale à tardiorogénique dans un bassin subsident en position exogéosynclinale.

En ce qui concerne ma position au regard de ce terme, je l'ai employé dans son sens pétrographique strict, c'est à dire:

grès feldspathique à ciment calcaire, friable, réservant toutefois à l'adjectif "molassique" un sens plus large (ex: série molassique = série de sédiments détritiques marno-silto-gréso-conglomératique),

I.2. METHODOLOGIE

2.1. Techniques de terrains

2.1.1. Analyse séquentielle

C'est l'observation et le levé systématique des caractères de chaque banc (stratonomie, figures et structures sédimentaires, litages, épaisseurs).

2.1.2. Pour les conglomérats

- Granulométrie par la méthode linéaire sur l'affleurement (A. CAILLEUX 1947 p. 91-114)
- Comptage pétrographique de la nature des galets: (A. CAILLEUX et J. TRICART) sur un lot de 200 galets.
- Morphométrie sur des galets (A. CAILLEUX et J. TRICART (1959 p. 259-282) sur un lot de 100 galets de même nature pétrographique et centrés autour de 5cm de longueur (3,5 à 7,5 cm).

On utilise: l'indice d'aplatissement $A = \frac{L + 1}{2E} \times 1000$

L'indice d'émoussé $I = \frac{2 + 1}{L} \times 1000$

L'indice de dissymétrie $D = \frac{AC}{L} \times 1000$

- Disposition des galets: leur orientation, leur inclinaison par rapport au plan de pendage des couches sédimentaire ramené à l'horizontale.

2.1.3. Echantillonnage des grès, sables, silts et marnes en fonction de la fréquence et de la diversité de chaque lithofaciès.

2.2. Techniques de Laboratoire: (étude d'échantillons)

2.2.1. La granulométrie: La technique employée est fonction de la cohérence de l'échantillon et de la taille des composants.

a) Tamissage classique: fraction $> 40 \mu$ (sables, grès peu indurés, silts)

- poids de l'échantillon 200g

- préparation: les échantillons sont trempés dans l'eau et triturés à la main

: pour les échantillons faiblement indurés: trempage au pétrole puis au thiosulfate (10%)

- tamis utilisés; série Afnor.

- tamissage effectué dans tous les cas par voie humide d'abord, puis par passage dans la machine à secousse (12 minutes)

b) Tamissage virtuel en lame mince (pour les grès indurés) A, CAILLEUX et J. TRICART (1959 p.134,138)

c) Granulométrie des sédiments fins par sédimentation; le sédiment est d'abord tamisé jusqu'à 40μ avec les tamis de la série Afnor. La fraction inférieure à 40μ est utilisée pour la microgranulométrie.

La méthode employée est la densimétrie: (MERIAUX 1954) la courbe obtenue par cette méthode est intégrée à celle obtenue pour la fraction inférieure à 40μ . Il est à noter que la juxtaposition de deux méthodes différentes entraîne inévitablement la création de hiatus aux limites des deux méthodes.

2.2.2. Le comptage pétrographique

- pour les grès indurés: en lame mince.

- pour les sables: coloration des grains (D. LADURON 1935-1966)

2.2.3. La morphoscopie

Pour la méthode LIGUS (1958 p. 43-54) complétée par J. PERRIAUX (1961) d'après les travaux de ALIMEN et BEUCHER (1960 p. 165-167)

2.2.4. Analyse des argiles

Par diffractomètre à rayons X

PL.11

NOTICE POUR LE LEVER D'UNE
SERIE SEDIMENTAIRE

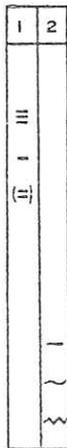
B JOINTS

1. IMPORTANCE

- épais
- sec
- argileux

2. SURFACE

- plane
- ondulée
- dentée



C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE . LITHOFACIES

- 1 ← poudingue brèche | grossier > 16mm
- 2 { - - - moyen 2 à 16mm
- 3 { - - - fin 0,5 à 2mm
- 4 { grès et sables grossiers 0,25 à 0,5mm
- 5 { - - - moyens 0,125 à 0,25mm
- 6 { - - - fins 0,063 à 0,125mm
- 7 grès silteux
- 8 { silt gréseux 0,040 à 0,063mm
- 9 { silt marneux < 0,040mm
- 10 { marnes
- 11 { marnes argileuses
- 12 ← calcaire (zoogène)

E INDURATION

- 1 Les grains s'isolent à sec
- 2 - - se détachent à l'ongle
- 3 - - se détachent au couteau
- 4 - - adhérent

F COULEUR

Blanc	B
Beige	b
Bleu	Bl
Brun	Bn
Gris	g
Lilas	L
Noir	N
Ocre	O
Rouge	R
Rose	r
Vert	V
jaune	J
ex. Gris vert	GV

G FIGURES SEDIMENTAIRES ET AUTRES

	TYPE
LITAGE (Stratification mineure)	
Feuillets horizontaux	
- - - obliques plans	/
- - - incurvés (Structures entrecroisées)	(
- - - ondulés continus	~
FIGURES DE SURFACE DE BANCS	
- Rides symétriques	^
- Rides asymétriques	/
FIGURES A L'INTERIEUR DES BANCS	
- Convolutées	S
- Slumping et slide	S
- Nodules et slump balls	O
FIGURES DE SOUS FACE DE BANCS ("sole casts")	
- Flute	D
- Groove	//
- Chenaux	U
TRACES BIOLOGIQUES	
- Terriers (noter la position par rapport aux bancs)	T

2.2.5. Carbonatimétrie

Effectuée sur Manocalcimètre Berger Type SNPA.

2.2.6. Lavages des marnes

Afin de dégager l'éventuelle microfaune.

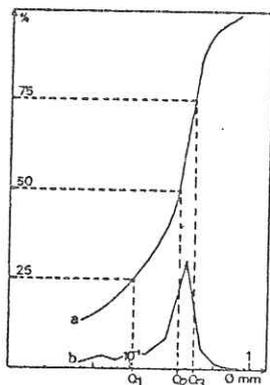
2.3. Techniques de bureau: Expression graphique

2.3.1. Etablissement d'une fiche d'analyse séquentielle pour chaque série sédimentaire avec une échelle variable suivant le tronçon de coupe étudiée.

Pour ce faire, une notice a été établie. (voir pl.11 p. 42). La nomenclature des classes de composants adoptée est celle de A.H. BOUMA modifiée et adaptée à notre étude.

Remarque: la progression granulométrique est notée sur la fiche d'analyse séquentielle à gauche pour les fines à droite pour les grossières.

2.3.2. Granulométrie



a) courbe de fréquence simple (échelle semi-logarithmique). Elle fournit les valeurs du mode principal et des modes secondaires et permet de préciser la maturité (trriage) du sédiment.

b) courbe cumulative (échelle semi-logarithmique) Elle permet de calculer les Fractiles, Q1, Q2, Q3 (CAILLEUX et TRICART, 1959).

A partir de ces fractiles on calcule divers indices de classement (Sorting des auteurs anglais):

. Sorting Index : $S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$

$S_o < 2,5$ sédiment bien classé

$2,5 < S_o < 3,5$ sédiment normalement classé

$3,5 < S_o < 4,5$ sédiment assez mal classé

$S_o > 4,5$ sédiment très mal classé

. $Q_d\psi$ de Krumbein: $\overline{Q_1 \cdot Q_3/2}$

Plus le $Q_d\psi$ est grand, plus le sédiment est mal classé:

. Hétérométrie de CAILLEUX: He

Il varie dans le même sens que le $Q_d\psi$. Sa valeur, plus précise que ce dernier paramètre exclut les paliers de courbes cumulatives.

. Assymétrie: $S = Q1, Q3 / (Q2)^2$

$S > 1$ le classement est maximum du côté des fins (dépôt tranquille)

$S < 1$ le classement est maximum du côté des grossiers (dépôt agité)

c) Diagramme Q1, Q2, Q3 qui permet de présenter sur un même graphique les caractéristiques granulométriques de tous les sédiments étudiés et de les comparer; (DOEGLAS 1968)

2.3.3. Morphoscopie, Morphométrie, Pétrographie: Histogrammes, diagrammes.

2.3.4. Disposition des galets, figures sédimentaires: rose des allongements

I.3. LES MINÉRAUX LOURDS

Les minéraux lourds déjà largement exploités par G. LATREILLE (1969) n'ont pas fait l'objet d'une étude personnelle dans ce mémoire.

Pour résumer les travaux de cet auteur, nous pouvons dire que partout leur alimentation est uniquement alpine avec la répartition des deux principaux minéraux: l'épidote et le grenat, et du marqueur alpin typique : le glaucophane.

II - LES FORMATIONS AQUITANIENNES

Intercalées entre le substratum mésozoïque et les terrains burdigaliens ces formations présentent deux faciès:

- conglomératique: Mont Chaffaron, Pierre Rouge.
- marneux à calcaréo-marneux rouge.

Le faciès conglomératique est toujours très localisé. Les marnes et calcaire marneux surmontent les conglomérats quand ils existent, mais affleurent en général seuls entre le substratum mésozoïque et les conglomérats du Burdigalien.

II.1. LES CONGLOMERATS ET MARNES ROUGES DU MONT-CHAFFARON (724-46) pl. 12 p. 46)

1.1. Le conglomérat de Chaffaron

1.1.1. Etude granulométrique (méthode linéaire et tamisage classique) (pl.12 p.46)

N° Echantillon	Q1	Q2	Q3	Sorting Index	Qd ϕ	He	Assymétrie	Courbe canonique de RIVIERE
	mm	mm	mm					
46a	0,66	10	24,5	6,1	2,63	1,15	0,16	Parabolique

- . le classement est très mauvais.
- . le triage est mauvais.
- . l'assymétrie fortement négative indique la mauvaise répartition du classement.
- . la courbe canonique de RIVIERE donne un faciès parabolique caractéristique des sédiments peu évolués.

1.1.2 Morphométrie des galets calcaires: (Pl.13 p.47)

Indice d'éroussé (I)			Indice d'aplatissement (A)		
Médiane	$I \leq 100$	$I \geq 500$	Rang	$A \leq 150$	$A \geq 250$
	en %	en %	85	en %	en %
74	75	0	316	19	24

- . l'indice d'éroussé: la courbe de fréquence simple unimodale est caractéristique de l'homogénéité du matériau et par conséquent, d'une unité de provenance; la très faible valeur de l'indice indique une faible usure, donc un transport très court.
- . l'indice d'aplatissement: apparemment très fort, il est faussé par le stock de galets détritiques qui se sont déposés brutalement tels qu'ils ont été débités dans la zone d'érosion, c'est-à-dire en plaquette; la valeur de cet indice n'a donc aucune signification.
- . la conjugaison des deux indices montre que le point caractérisant le dépôt se trouve situé en dehors des zones conventionnelles établies par l'auteur (J. TRICART).

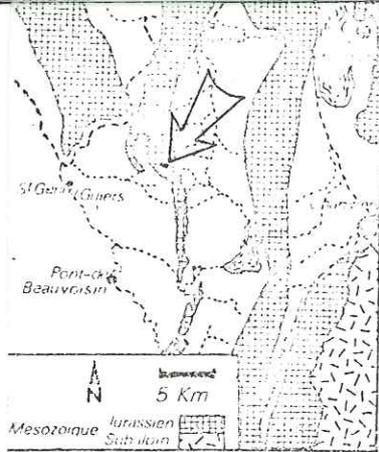
Ceci confirme le caractère peu évolué de ce dépôt.

L'étude morphométrique confirme le style de dépôt de ce conglomérat à la manière d'une brèche de pente.

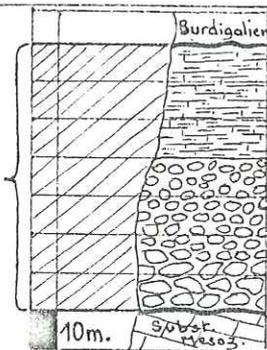
1.1.3. Pétrographie

- . la matrice du conglomérat est une calcarénite argileuse brun rose (75% de carbonate)
- . les galets sont constitués par 96% de calcaires et 4 % de silex blonds (Hauterivien) et proviennent tous des terrains mésozoïques environnants.

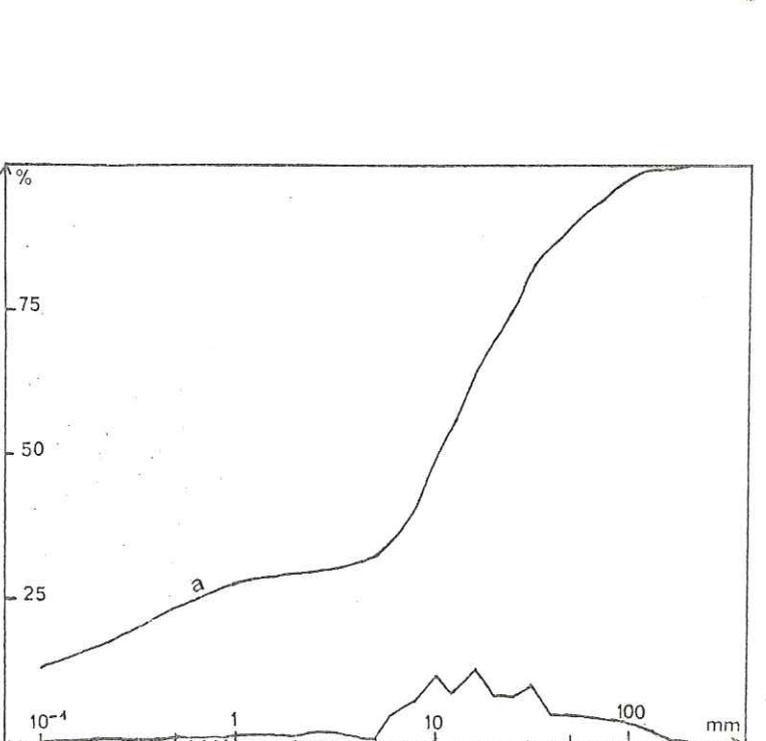
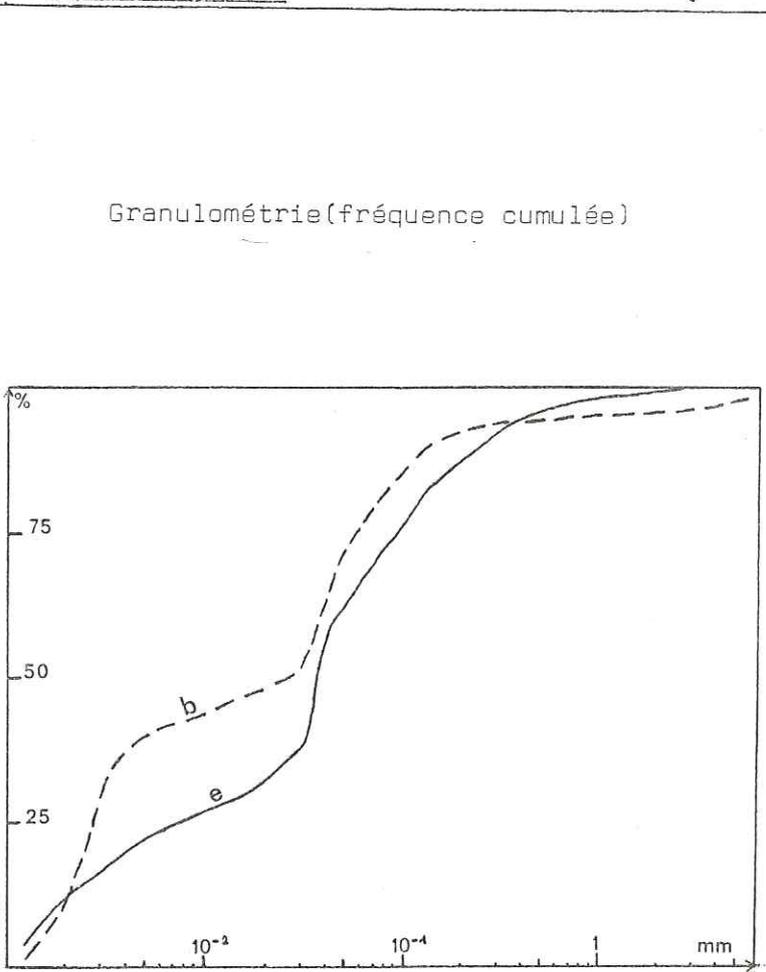
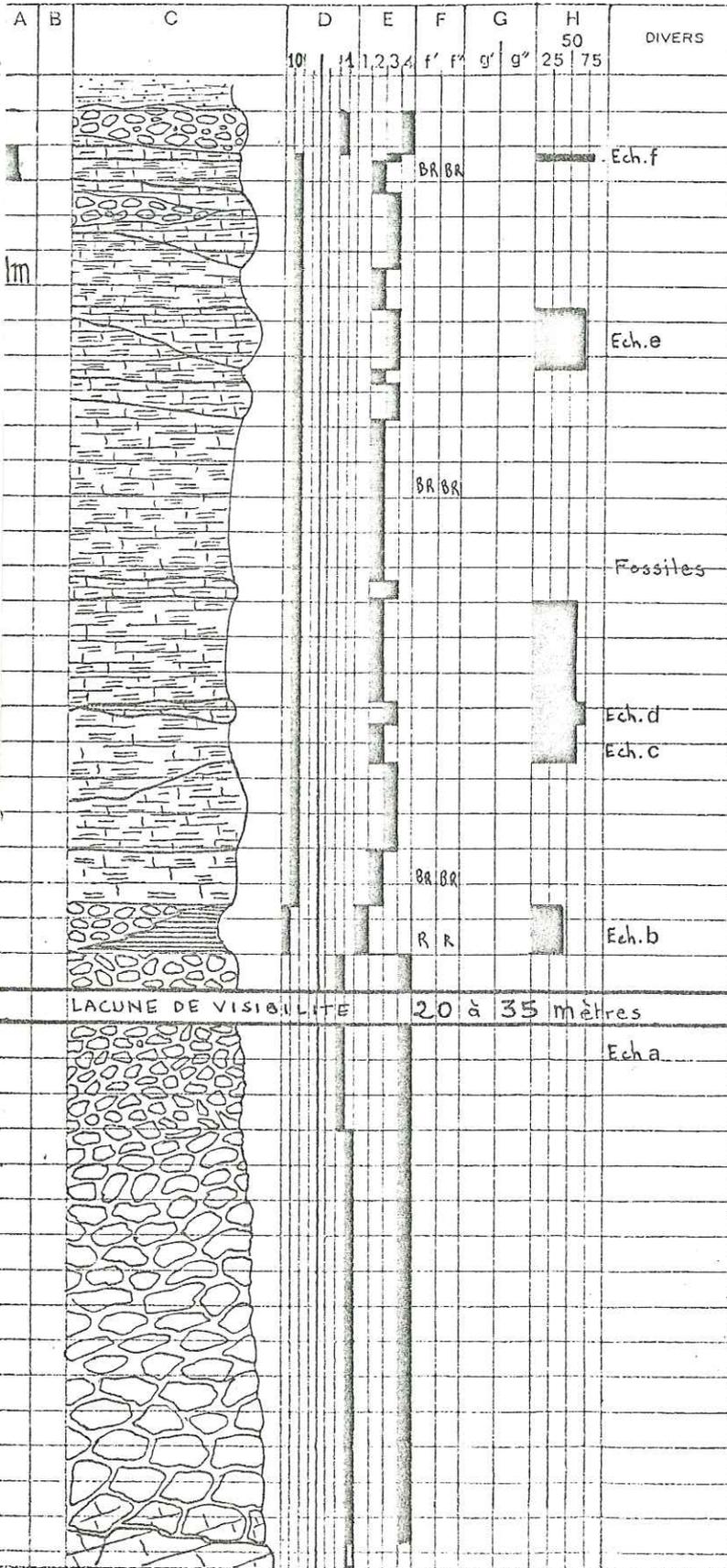
Conglomérats et marnes du M^{re} Chaffaron
(AQUITANIEN) 724-46

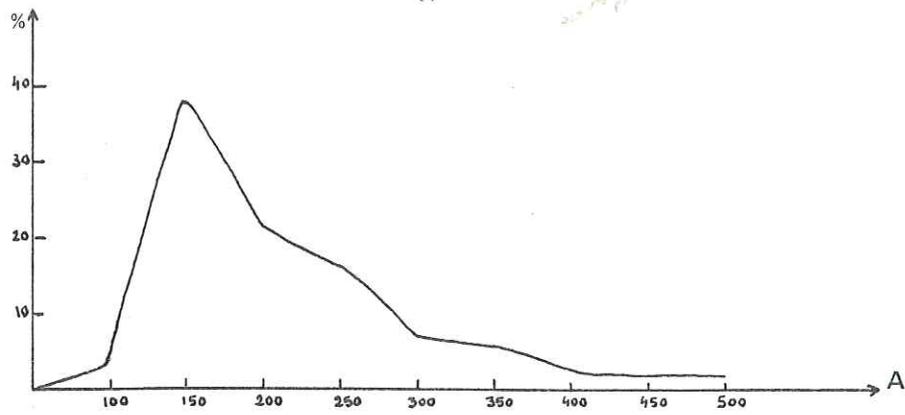


Situation
 ← GEOGRAPHIQUE
 GEOLOGIQUE →

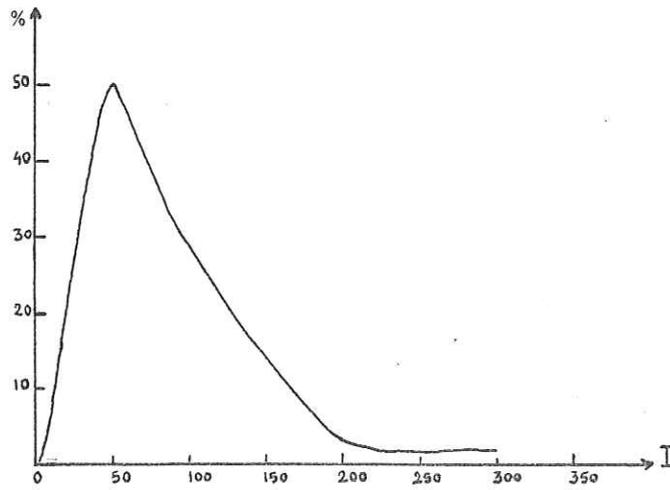


- A ECHELLE
- B JOINTS
- C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE
- D LITHOFACIES
- E INDURATION
- F COULEUR f' CASSURE
f" ALTERATION
- G FIGURES SEDIMENTAIRES g' TYPE BIOLOGIQUES ET AUTRES g" Azimut & Pendage
- H Carbonates en %

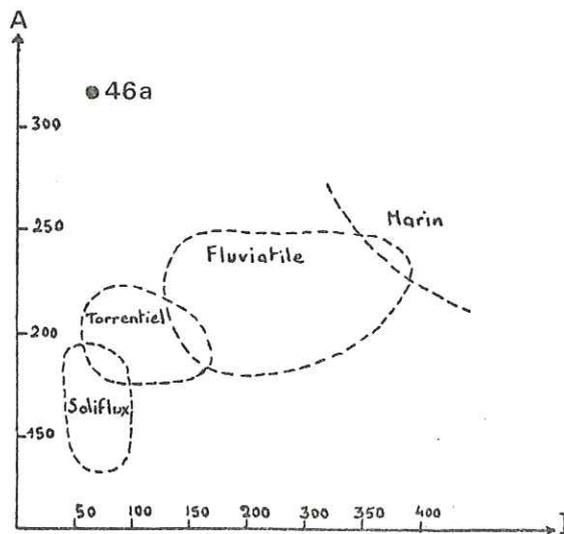




-Indice d'é moussé (fréquence simple)



-Indice d'aplatissement (fréquence simple)



-Indice d'aplatissement et d'é moussé en représentation conjuguée.

1.1.4. Conclusion de l'étude du conglomérat du Chaffaron

Le conglomérat du Chaffaron est une brèche de pente continentale accumulée au pied d'une paléofalaise dont il est le produit de démantèlement.

L'unité de ses caractères sédimentologiques confirme son caractère local. Son origine est directement liée à la faille du Mont Tournier qu'il cache.

On peut donc le qualifier de conglomérat tectono-sédimentaire ⁽¹⁾

1.2. Les marnes et calcaires marneux rouges

1.2.1. Granulométrie : (par densimétrie et tamisage classique (pl.12 p.46)

: N° échantillon :	Q1 :	Q2 :	Q3 :	Sorting-Index :	Qd φ :	He :	Assymétrie :
:	(mm) :	(mm) :	(mm) :	:	:	:	:
: 46b :	:0,0028 :	:0,029 :	:0,06 :	:4,63 :	:2,22 :	:1 :	:0,20 :
: 46c :	:0,0077 :	:0,037 :	:0,085 :	:3,32 :	:1,75 :	:0,85 :	:0,48 :

. Le classement et le triage sont mauvais; on note toutefois une amélioration de leur valeur en s'élevant dans la formation.

. L'assymétrie est très négative et ceci montre la mauvaise répartition du classement.

. La forme des courbes de fréquence cumulée indique qu'il y a mélange de deux constituants: un constituant granuleux, un constituant argileux.

Pris séparément ces deux constituants sont relativement mieux triés et mieux classés.

Ainsi, tout porte à penser qu'il s'agit d'un dépôt granuleux calcaire, produit d'altération mécanique sur lequel se seraient décantées des vases argileuses rouges, produit d'une altération chimique.

1.2.2. Pétrographie

. Le taux de carbonate de ces sédiments oscille entre 45% (Ech b.) et 75 % (Ech. e).

Ces résultats sont proportionnels aux pourcentages respectifs du constituant granuleux indiquant que c'est sa présence qui détermine la teneur en carbonates.

../. ..

(1) Le conglomérat de Vimines (à Pierre rouge), difficilement étudiable, présente des analogies sédimentologiques certaines avec le conglomérat du Mont Chaffaron. Comme ce dernier il est au voisinage d'une faille dont il semble être la conséquence.

. Le constituant argileux après étude aux Rayons X a révélé la présence d'Illite (prédominante), de Montmorillonite et de Kaolinite. La Kaolinite assez abondante indique un climat chaud et humide, hydrolysant.

1.3. Conclusion de l'étude des conglomérats et marnes du Mont Chaffaron

Ainsi, dans un premier temps, les conglomérats du Mont Chaffaron, déposés en milieu continental au pied d'une falaise, se sont retrouvés dans un deuxième temps submergés par un lac et par la suite injectés de vase rougeâtre qui est venue se mélanger à la matrice calcareuse préexistante.

Des éléments granuleux résultant d'une altération mécanique de reliefs calcaires très locaux se sont ensuite déposés dans ce lac et se sont mélangés à des vases rougeâtres résultant d'une altération chimique sous un climat hydrolysant.

II.2. LES MARNES AQUITANIENNES (en général)

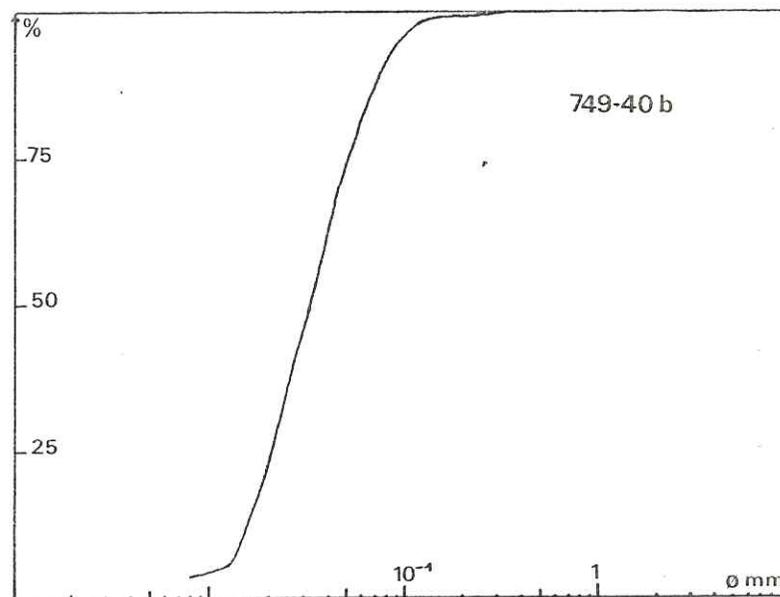
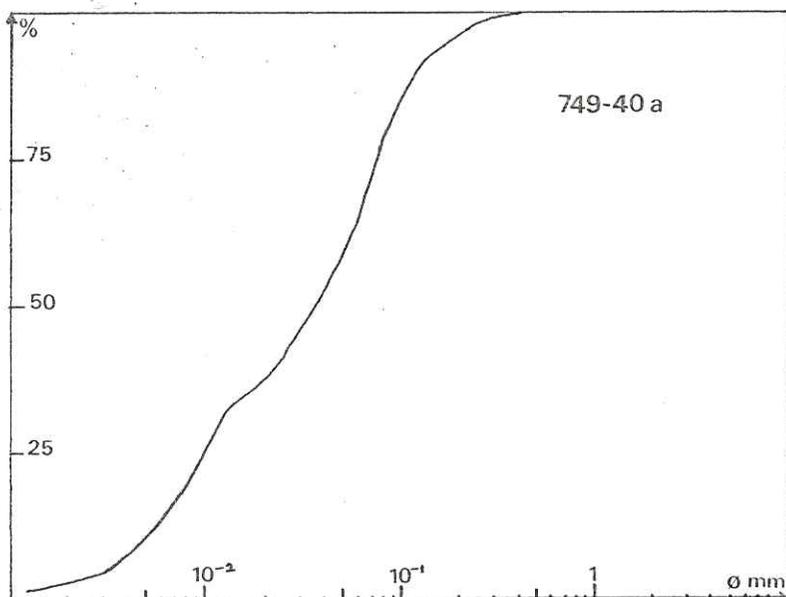
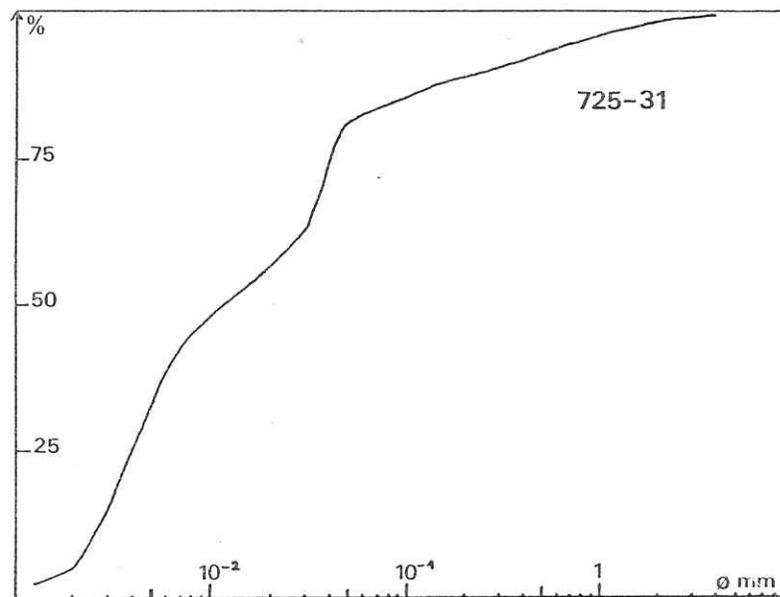
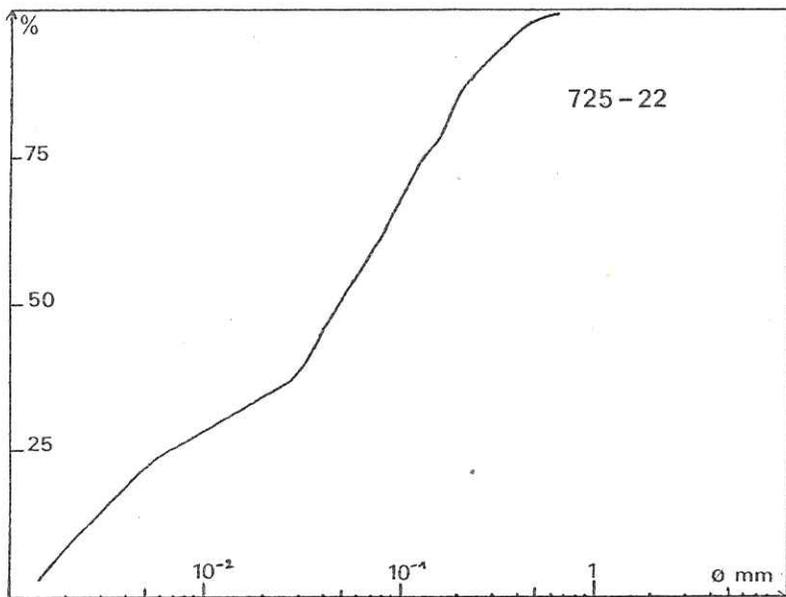
2.1. Granulométrie (par densimétrie et tamisage classique - pl. 14 p.50)

N° Echantillon	: Q1	: Q2	: Q3	: Sorting	: Q dΨ	: He	: Assymétrie	: Courbe canonique
:	: (mm)	: (mm)	: (mm)	: Index	:	:	:	: de RIVIERE
:	:	:	:	:	:	:	:	:
: 725-22	:	:	:	:	:	:	:	:
: Les Ecorchuts	: 0,0067	: 0,046	: 0,134	: 4,47	: 2,17	: 1,55	: 0,42	: Parabolique
:	:	:	:	:	:	:	:	:
: 725-35	:	:	:	:	:	:	:	:
: La Déserte	: 0,004	: 0,012	: 0,040	: 3,16	: 1,68	: 1,35	: 1,11	: Hyperbolique
:	:	:	:	:	:	:	:	:
: 749-40a	: 0,010	: 0,037	: 0,075	: 2,73	: 1,45	: 1,45	: 0,94	: Parabolique
:	-----							
: 40b	: 0,020	: 0,032	: 0,052	: 1,61	: 0,74	: 0,30	: 1,01	: Logarithmique
: (marnes bario-	:	:	:	:	:	:	:	:
: léés:Corbel)	:	:	:	:	:	:	:	:

Ech. 725-22: le mauvais classement, sa mauvaise répartition, le mauvais triage de ce sédiment peu évolué sont caractéristiques d'un dépôt continental.

Ech. 725-31: plus fin, ce sédiment présente des caractères granulométriques nettement améliorés par rapport au précédent. Le faciès hyperbolique de la courbe canonique de RIVIERE et l'assymétrie positive sont les témoins d'un dépôt de décantation dans un lac très calme.

Ech. 749-40a } bien classés, et mieux triés, ces sédiments sont nettement plus évolués que les deux
 749-40b } précédents. Il s'agit probablement de dépôts en milieu lacustre moins confiné.



2.2. Pétrographie

Ces marnes contiennent :

- . des carbonates (50 à 75%) en général d'origine détritique (grains calcaireux)
- . des minéraux argileux qui lient les grains calcaireux entre eux avec: la Montmorillonite prédominante, puis l'illite, la Chlorite, la Kaolinite. Cette dernière est toujours présente en des proportions variables, pouvant devenir le minéral argileux prédominant (725-31). Elle est indicatrice d'une altération chimique sous un climat hydrolysant.

Quelques silex blonds, probablement sénoniens complètent localement le stock pétrographique de ces marnes (725-31).

II.3. CONCLUSION

La paléogéographie de l'Aquitanién évolue dans le temps et dans l'espace.

Dans un premier temps, une tectonique anté-aquitaniennne provoque la naissance de paléoreliefs qui en certains endroits critiques (escarpement de faille notamment) sont érodés, fournissant ainsi à leur pied des conglomérats brechiques (Conglomérat du Chaffaron, Conglomérat de Vimines).

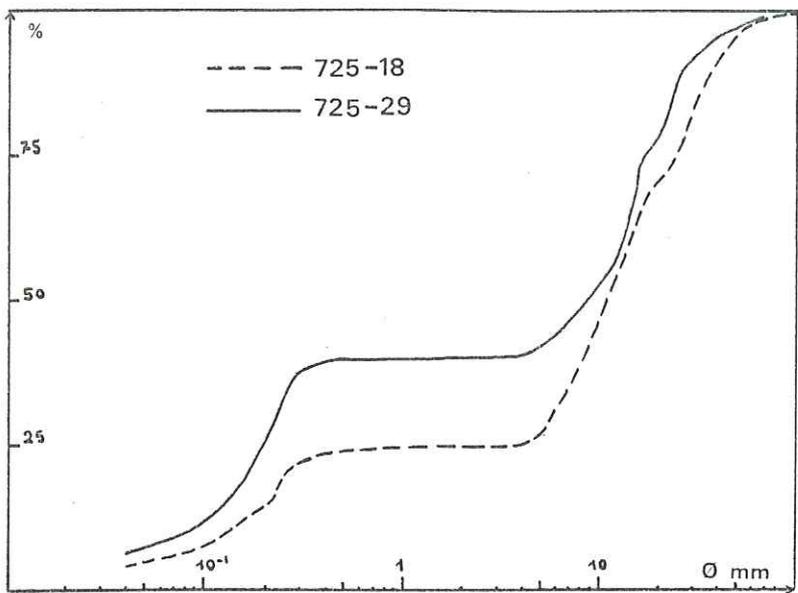
dans un deuxième temps, un régime lacustre s'installe. On obtient alors un paysage de lacs séparant des monticules rocheux dont l'altération sous un climat chaud et humide fournit le matériel sédimenté dans les lacs (marnes rouges).

III - LA SERIE DE BASE DU "MIOCENE" BURDIGALIEN

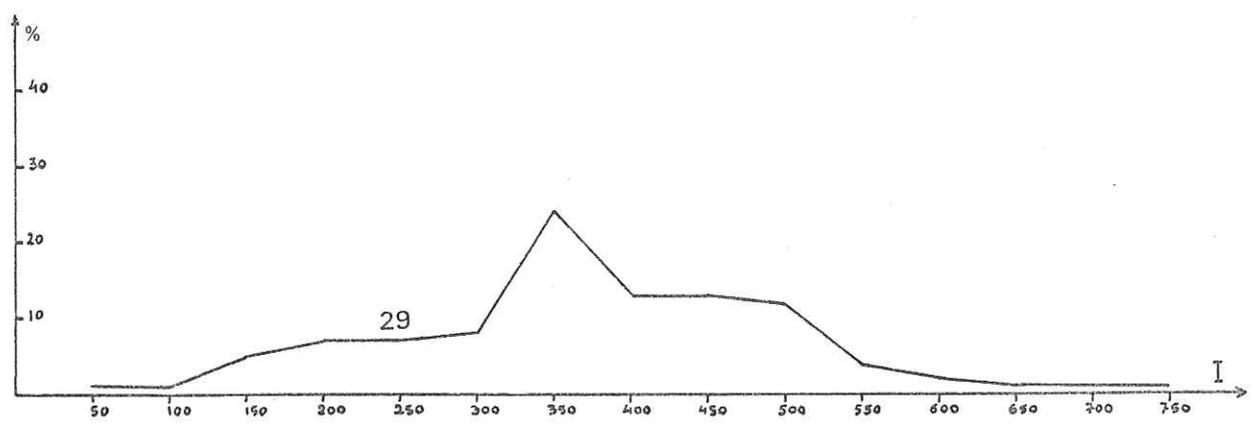
III.1. LE CONGLOMERAT DE BASE: (Il a été décrit de part et d'autre de la chaîne de l'Epine).

1.1. Granulométrie: (pl.15 p.52)

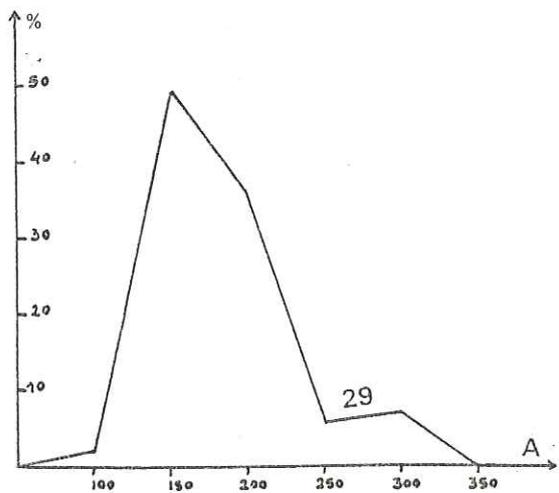
N° Echantillon	Q1 (mm)	Q2 (mm)	Q3 (mm)	Sorting -Index	Q d φ	He	Assymétrie
725-18 (Le Molassier)	4,2	12,5	23,8	2,37	1	0,95	0,64
725-29 (Butte du Chatelard)	0,26	8,6	17	8,08	3,1	0,95	0,06



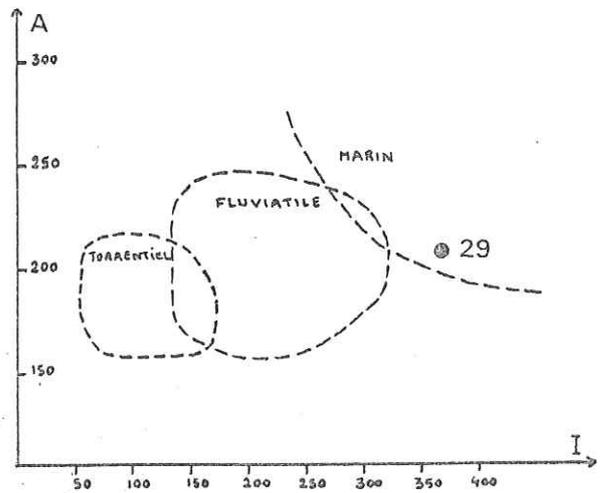
GRANULOMETRIES DU CONGLOMERAT DE BASE DU BURDIGALIEN
(Fréquences cumulées)



-Courbe de fréquence simple de l'indice d'éroussé



-Courbe de fréquence simple
de l'indice d'aplatissement



-Indice d'éroussé et d'aplatissement
en représentation conjuguée

MORPHOMETRIE DES GALETS DU CONGLOMERAT DE BASE DU BURDIGALIEN

Les courbes de fréquences cumulées de ces deux échantillons montrent qu'il y a mélange très net de deux constituants génétiquement différents;

- 1 constituant grossier : $> 50\text{mm}$
- 1 constituant gréseux : $< 0,5\text{mm}$

Dans l'échantillon 725-18 le constituant grossier domine nettement et introduit dans son tronçon de courbe les trois quartiles représentatifs.

Ces quartiles font apparaître: un bon classement, un triage médiocre à moyen, une asymétrie négative indiquant un style de dépôt en milieu agité qui peut être côtier, de type cordon littoral. La turbulence du milieu de dépôt est confirmée par la faible proportion de la matrice gréseuse.

Dans l'échantillon 725-29 le constituant grossier est limité à 60% de l'échantillon total; seul alors l'indice d'hétérométrie de CAILLEUX est significatif pour qualifier le style de dépôt de ce constituant.

Cette première étude granulométrique met en évidence la juxtaposition de deux constituants déposés en milieu marin agité (cordon littoral).

1.2. Morphométrie des galets calcaires (Pl. 15 p.52)

N°		EMOUSSE (I)		APLATISSEMENT (A)		
Echantillon						
725-29	Méd	$I \leq 100$	$I \geq 500$	Rang 85	$A \leq 150$	$A \geq 250$
(Butte du		en %	en %		en %	en %
Châtelard)	370	1	16	210	28	10

Les valeurs des indices d'émoussé et d'aplatissement, comme leur conjugaison, caractérisent un façonnement marin homogène.

Après avoir été transporté par des cours d'eau jusqu'à la zone du rivage, ces galets ont subi une usure rapide qui leur a conféré une morphométrie marine.

1.3. Pétrographie

. La matrice : il s'agit d'un grès à ciment calcaire, glauconieux (glauconite 3 à 4%).

. Les galets du conglomérat :

Echantillon 725-29: calcaires = 87%

silex sénonien = 10%

quartz filonien = 3%

Echantillon 725-18: calcaires: 95%

silex sénonien = 4%

quartz filonien = 1%

Le matériel grossier est entièrement d'origine locale. Il représente les produits du démantèlement d'un paléo-flot marin au pied duquel ils se sont déposés.

La matrice gréseuse est très différente du point de vue pétrographique (grains de radiolarite, d'antigorite.) et a une origine très lointaine; elle a été apportée par des courants marins pour constituer la matrice du conglomérat.

Remarque:

A Bourdeau, endroit où la formation conglomératique affleure bien, mais est très tectonisée, les galets calcaires de la fraction grossière sont très hétérométriques.

A côté des petits galets de 50cm de diamètre on trouve des blocs de plus d'un mètre de diamètre qui sont, malgré leur taille, parfaitement émoussés.

Ceci nous permet d'établir l'hypothèse génétique suivante:

transporté par un torrent, au sein duquel les nombreuses marmites de géant ont usé le matériel détritique, ce conglomérat a été acheminé jusqu'à la mer sous forme d'une véritable lave torrentielle.

1.4. Conclusion sur le Conglomérat de base du Burdigalien

Ce conglomérat monogénique (en ce qui concerne la fraction grossière) a puisé son matériel grossier dans les reliefs au pied desquels il s'est déposé dans la mer, après avoir subi au préalable une phase de transport du type torrentiel.

Il a été ensuite d'une part émoussé et d'autre part mélangé à des sables d'origine lointaine sous l'action de marées en bordure d'un rivage marin.

III.2. LA MOLASSE BURDIGALIENNE (voir pl. 7 p.23)

Cet ensemble a été décomposé en trois zones dans chacune desquelles a été mis en évidence un caractère faciologique prédominant. Ce sont de bas en haut:

- la zone de la molasse verdâtre, friable et peu calcaireuse;
- la zone des grès calcaireux très cohérents et résistants;
- la zone des silts et grès bioturbés, où ces derniers alternent avec des grès calcaireux du même type que ceux de la zone précédente.

2.1. Analyse séquentielle

Elle a été réalisée à partir des meilleurs affleurements afin de donner l'image la plus juste du genre de dépôt (voir pl. 20 à 26).

Il apparaît, et ceci d'une façon générale sur l'ensemble de la molasse burdigalienne:

- . que les dépôts sont centrés autour d'un pôle gréseux moyen;
- . que ceux-ci ne sont qu'exceptionnellement granoclassés par bancs;
- . que la rythmicité (alternance de grès et de silts) est assez rare.

2.2. Etudes granulométriques de la molasse burdigalienne

2.2.1. La molasse verdâtre (tamisage classique) (voir pl.16 p 56)

CORBEL: 749-39

N° Echantillon	Q1 (mm)	Q2 (mm)	Q3 (mm)	Sorting Index	Qd φ	He	Assymétrie	Courbe canonique de RIVIERE
39a	0,055	0,158	0,280	2,26	1,18	0,85	0,62	Logarithmique
39b	0,120	0,305	0,525	2,09	1,08	0,68	0,68	" "
39d	0,121	0,321	0,560	1,98	1,10	0,73	0,75	" "

LES ECORCHUTS : 725-22

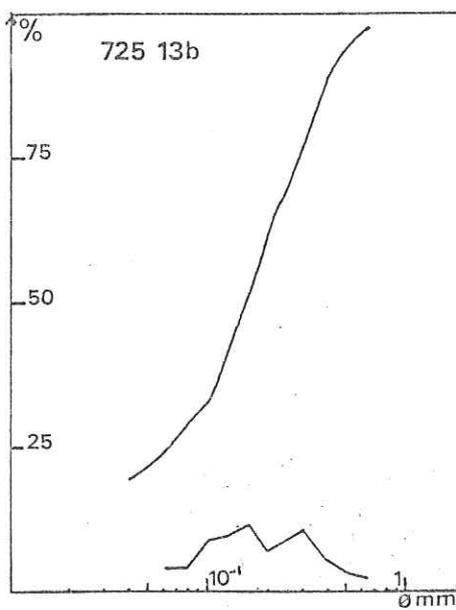
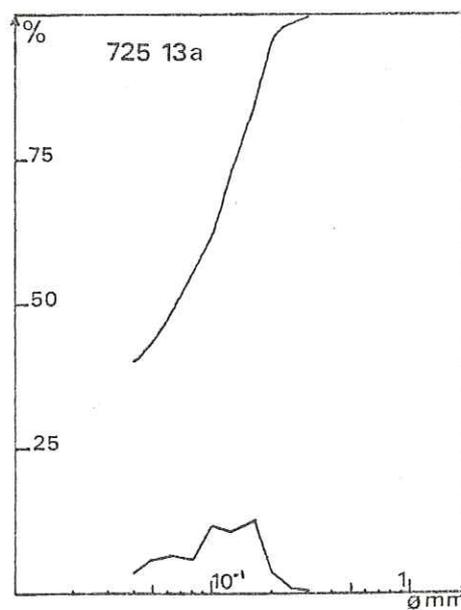
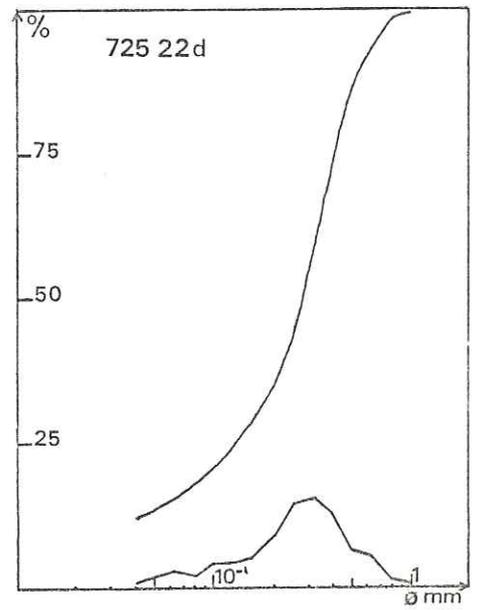
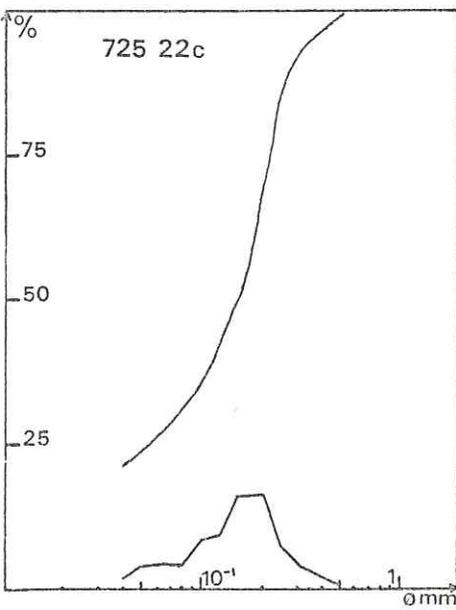
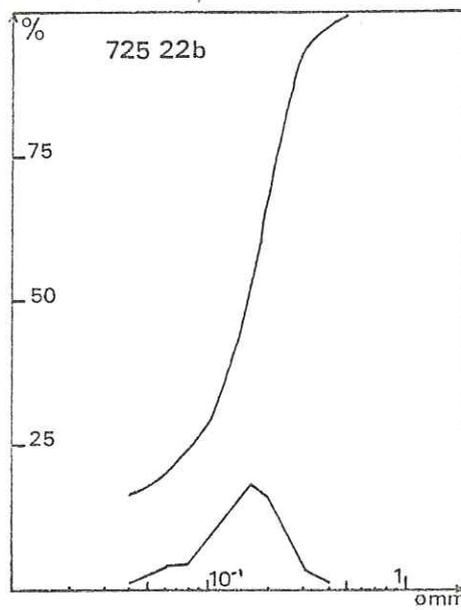
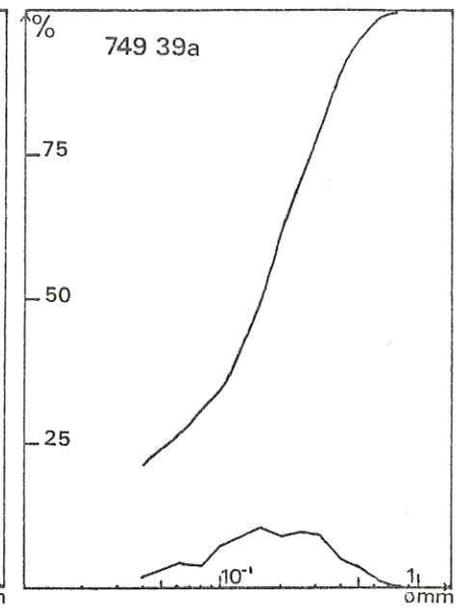
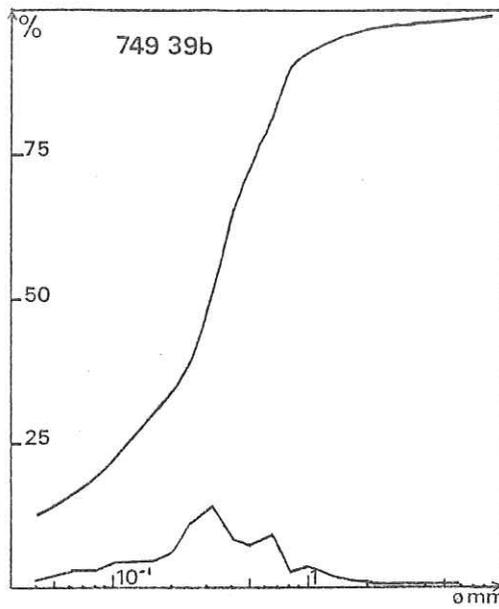
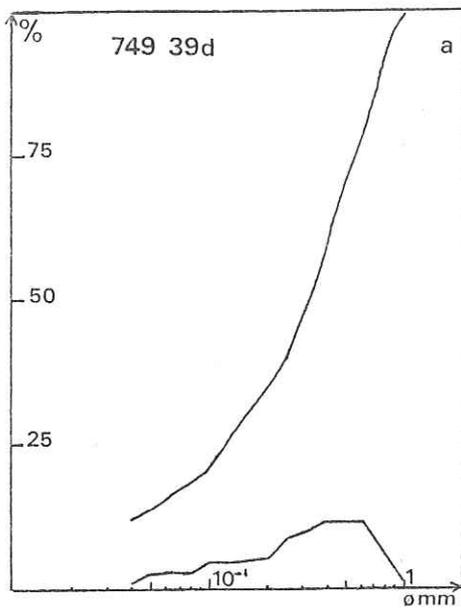
N° Echantillon	Q1 (mm)	Q2 (mm)	Q3 (mm)	Sorting Index	Qd φ	He	Assymétrie	Courbe canonique de RIVIERE
22b	0,082	0,158	0,218	1,63	0,71	0,50	0,71	Logarithmique
22c	0,056	0,150	0,218	1,97	1	0,49	0,54	" "
22d	0,126	0,280	0,410	1,80	0,86	0,61	0,66	" "

VILLAS LES DORIAS : 725-13

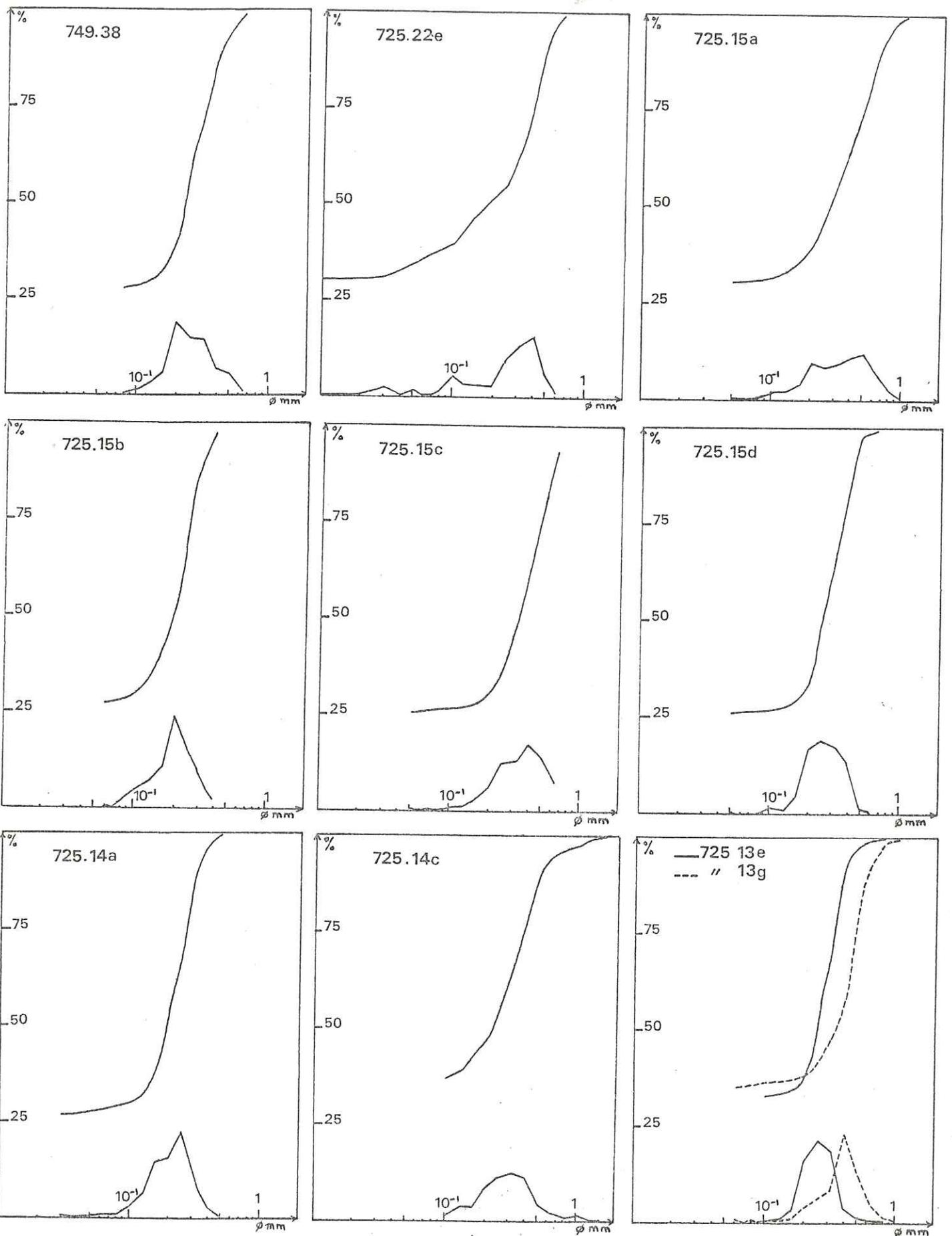
N° Echantillon	Q1 (mm)	Q2 (mm)	Q3 (mm)	Sorting Index	Qd φ	He	Assymétrie	Courbe canonique de RIVIERE
13a		0,065	0,132			0,70		Logarithmique
13b	0,065	0,156	0,290	2,11	1,10	0,82	0,77	" "

Affl. 749-39: Les sédiments sont bien classés et moyennement bien triés. Ils présentent une assymétrie négative moyenne témoignant de l'agitation du milieu de dépôt. Ces sédiments, évolués comme l'indique la courbe canonique de RIVIERE, se sont déposés en milieu marin.

Affl. 725-22: Les sédiments sont d'une manière générale encore mieux classés et mieux triés que les sédiments précédents; l'agitation du milieu de dépôt reste la même. On est à cet endroit, plus à l'intérieur du bassin marin et ceci est confirmé par la dimension plus faible des constituants.



PL.16 GRANULOMETRIE DE LA MOLASSE BURDIGALIENNE: la molasse verdâtre
(fréquences simples et cumulées)



PL.17 GRANULOMETRIE DE LA MOLASSE BURDIGALIENNE: les grès calcaireux
 (courbes de fréquences simples et cumulées)

Affl. 725-13: Les échantillons de cet affleurement correspondent à un dépôt particulier (voir P.19)
 Il s'agit d'un dépôt de seuil. C'est ainsi que faciologiquement identiques aux sédiments précédents, ils sont caractérisés par un classement moyen et un tri médiocre qui témoigne de l'existence d'importants courants au niveau du milieu de dépôt. Son éloignement des zones d'apports est confirmé par la petite taille des constituants.

Conclusion : La molasse verdâtre correspond à un dépôt en milieu marin au sein duquel sévissent d'importants courants. Le matériel détritique subit un tri d'Est en Ouest indiquant une provenance unilatérale orientale.

2.2.2. Les grès calcareux: (tamisage virtuel en lame mince - voir pl. 17 p.57)

:N° Echantillon	: Q1	: Q2	: Q3	: Sorting	: Qdφ	: He	: Assymétrie	: Courbe canonique
:	: (mm)	: (mm)	: (mm)	: Index	:	:	:	: de RIVIERE
: 749-38	:	: 0, 230	: 0, 330	:	:	: 0, 49	:	: Logarithmique
: 725-22e	:	: 0, 180	: 0, 380	:	:	: 0, 60	:	: " "
: 725-15e	:	: 0, 260	: 0, 465	:	:	: 0, 75	:	: " "
: 725-15b	:	: 0, 195	: 0, 250	:	:	: 0, 35	:	: " "
: 725-15c	:	: 0, 325	: 0, 480	:	:	: 0, 50	:	: " "
: 725-15d	:	: 0, 250	: 0, 345	:	:	: 0, 50	:	: " "
: 725-14a	:	: 0, 190	: 0, 262	:	:	: 0, 43	:	: " "
: 725-14c	:	: 0, 220	: 0, 368	:	:	: 0, 70	:	: " "
: 725-13e	:	: 0, 240	: 0, 318	:	:	: 0, 40	:	: " "
: 725-13g	:	: 0, 320	: 0, 468	:	:	: 0, 42	:	: " "

La présence d'une importante matrice calcito-marneuse supérieure à 25% de l'échantillon total, interdit l'obtention des principaux paramètres granulométriques permettant de caractériser le sédiment. Cependant, le faciès des courbes canoniques de RIVIERE évoque des sédiments évolués; leurs indices d'hétérométrie indépendants des fractiles, sont en valeur générale caractéristiques des sédiments marins. Les courbes de fréquences simples reflètent l'unimodalité du sédiment apparemment bien trié et centré autour d'un pôle gréseux moyen.

Conclusion : Les grès calcareux correspondent, comme la molasse verdâtre à un dépôt en milieu franchement marin.

2.2.3. Silts gréseux et grès silteux bioturbés (tamisage et densimétrie - pl. 18 p.60)

a) Silts gréseux

N° Echantillon	Q1 (mm)	Q2 (mm)	Q3 (mm)	Sorting Index	Qd ϕ	He	Assymétrie
725-26c	0,008	0,042	0,132	4,06	2,03	0,55	0,40
		à					à
		0,052					0,73

Le classement de ce sédiment est médiocre: le tri est également médiocre d'après le Qd ϕ alors qu'il est nettement meilleur d'après l'indice d'hétérométrie qui caractérise même un dépôt marin. Ce sédiment a été l'objet après son dépôt, d'un remaniement biologique provoqué par des annélides. Ce phénomène a eu pour résultat de modifier les caractéristiques granulométriques du sédiment original de dépôt.

b) Grès silteux bioturbés

N° Echantillon	Q1 (mm)	Q2 (mm)	Q3 (mm)	Sorting Index	Qd ϕ	He	Assymétrie
724-47	0,050	0,143	0,185	1,93	0,96	0,37	0,47
725-26f	Non						
	recherché	0,146	0,322	X	1,5	1,20	1
725-13c	Non						
	recherché	0,130	0,195	X	X	0,58	1

Ech. 724-47 : Très bien classé et bien trié, ce sédiment est caractéristique d'un dépôt en milieu marin où l'agitation (assymétrie négative) est importante. Comme les silts gréseux précédents, ces grès ont été l'objet de bioturbations par des annélides. On se rend compte que les modifications apportées aux caractéristiques granulométriques du sédiment gréseux vont, soit être inchangées (Ech. 724-47), soit bouleversées suivant la puissance du remaniement biologique (Ech. 725-26f et 725-13 c). C'est bien là le témoignage de l'activité biologique qui n'obéit à aucune loi sédimentologique.

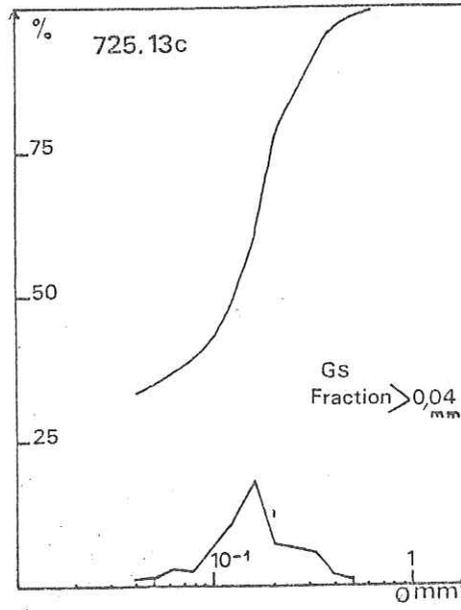
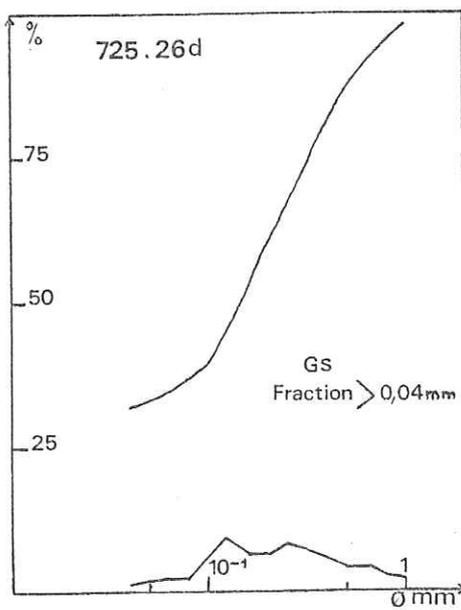
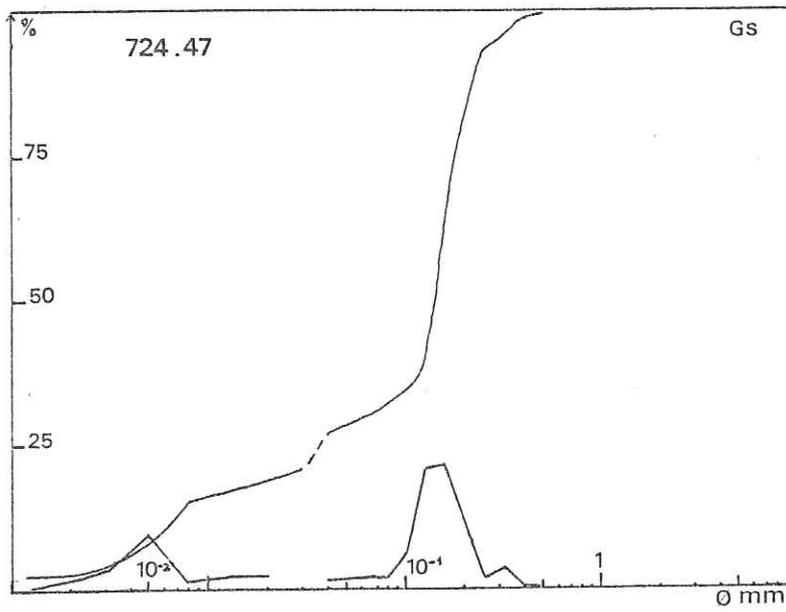
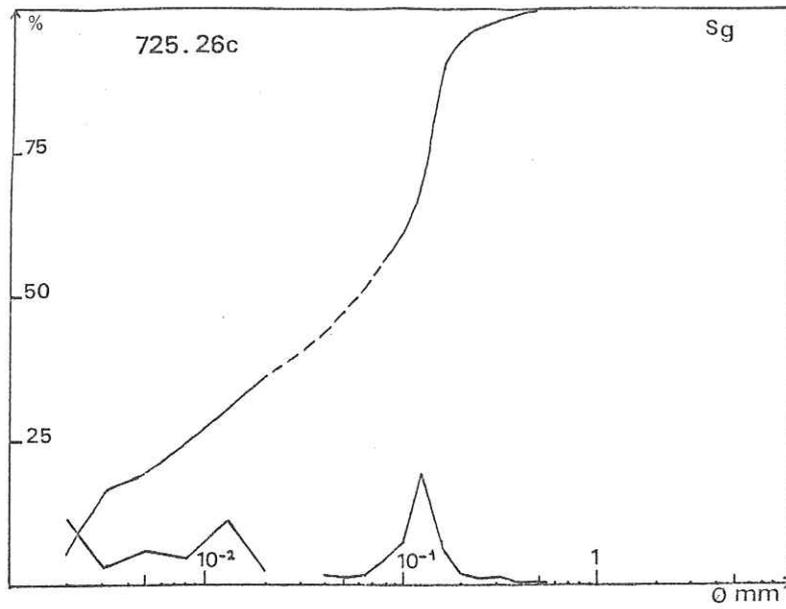
c) Conclusion

L'activité biologique décelée au sein des silts gréseux et grès silteux bioturbés est confirmée granulométriquement et c'est ainsi que statistiquement, la granulométrie de ces sédiments n'est pas représentative du milieu du dépôt. Cependant, l'abondance même des annélides implique un dépôt marin de plate-forme littorale.

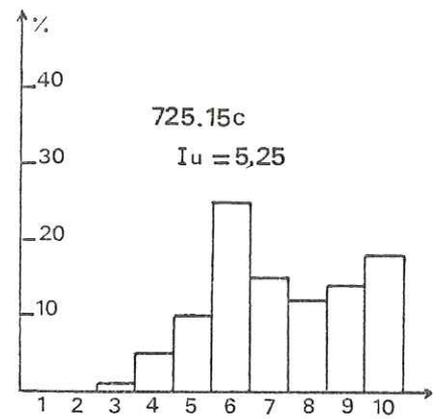
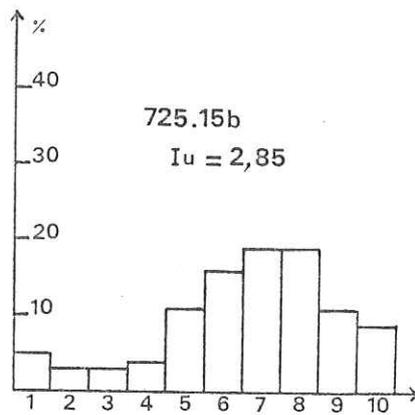
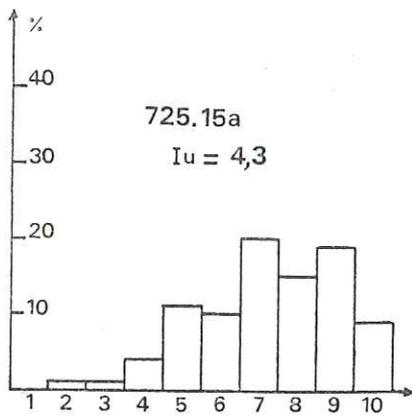
2.3. Morphoscopie (en lame mince)

- Les grès calcaireux (voir pl. 19 p. 61)

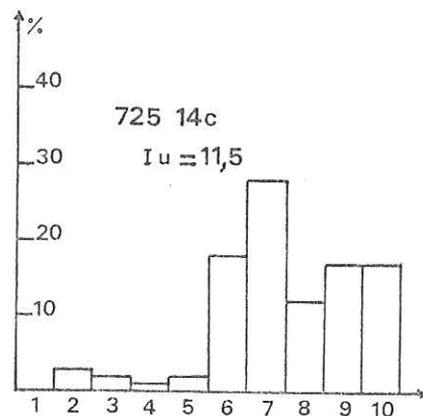
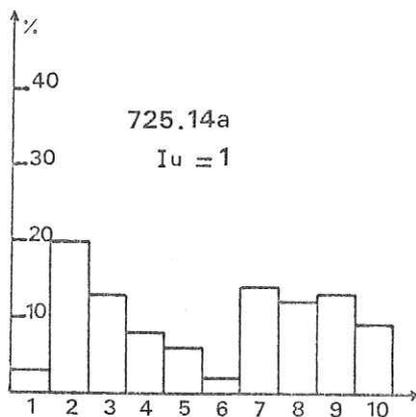
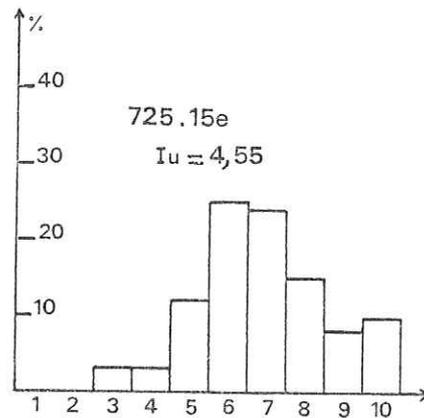
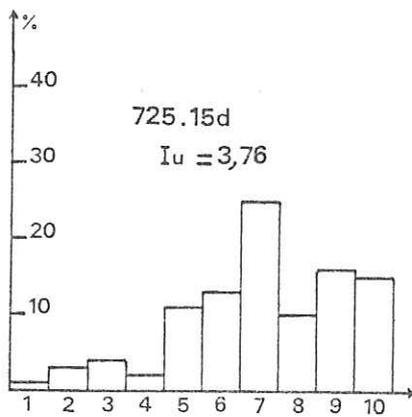
Représentatifs de la molasse burdigalienne, l'étude des degrés d'usures des grains de quartzs contenus dans les grès calcaireux montre un indice d'usure toujours supérieur à 1 mais n'atteignant que rarement la valeur 10. Le dépôt de ces quartzs peut être rapporté à des courants en milieu franchement marin.



PL.18 GRANULOMETRIE DE LA MOLASSE BURDIGALIENNE
:sils gréseux(Sg)et grés silteux(Gs) bioturbés
(courbes de fréquences simples et cumulées)



Valeurs d'usures →



PL.19 HISTOGRAMMES DU DEGRE D'USURE DES GRAINS DE QUARTZS DE LA MOLASSE BURDIGALIENNE: les grès calcaireux

$$I_u (\text{indice d'usure}) = \frac{\% \geq 5}{\% \leq 5}$$

2.4. Pétrographie

2.4.1. La molasse verdâtre

C'est un grès friable, peu calcaireux (par carbonatimétrie 19 à 36 % de carbonates = grain + matrice). Elle est en général, composé de quartz (éléments prédominants 40 à 50%) de feldspath (15%) de calcaire en grain (10 à 20%), de glauconite (1 à 2%) de divers débris de roche (radiolarite, antigorite). La matrice est calcaréo-argileuse.

L'analyse aux rayons X révèle la présence des argiles suivantes en égales proportions:

Illite, Montmorillonite, Chlorite, auxquels s'ajoutent dans des taux plus réduits des interstratifiés du type Illite-montmorillonite, Montmorillonite-chlorite.

2.4.2. Lentille de conglomérat fin dans la molasse verdâtre (Corbel 749-39 Ech. c)

La composition pétrographique des éléments conglomératiques effectuée par comptage est la suivante:

Quartz: 10 % - Silex : 21% - Phlannite: 6,5% - Calcaire lité gris: 9% - Quartzite: 1% - Radiolarite : 12% - Calcaire gréseux: 15,5 % - Calcaire argilo-marneux: 9,5 % .

Cette composition est le reflet d'une origine lointaine du matériel conglomératique. Il provient des zones internes des Alpes en voie de surrection.

Il faut noter aussi que ce comptage pétrographique s'identifie bien à ceux qu'avait effectués J. BOCQUET (1966) dans les conglomérats précoces du Burdigalien situés en amont du "delta de Voreppe". Le dépôt de ces conglomérats fins correspond, vraisemblablement comme l'indique aussi la position géographique de la station d'étude à une influence lointaine des apports conglomératiques polygéniques du "delta burdigalien" de Voreppe.

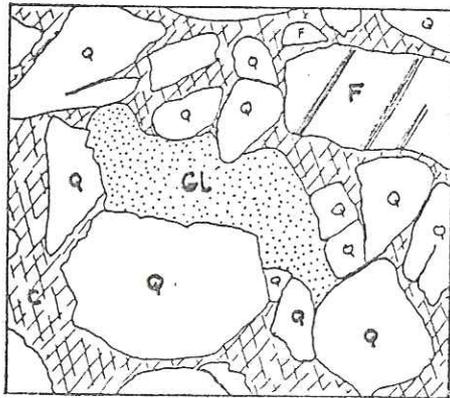
2.4.3. Les grès calcaireux

a) Comptages pétrographiques

: Echantillon	: Quartz	: Feldspath	: Glauconite	: Antigorite	: Chlorite
:	: %	: %	: %	: %	: %
: 725-15a	: 46	: 3,25	: 4,5	: 1	: 1,25
: 725-15b	: 48,5	: 10	: 3,5	: 1,5	: 2
: 725-15c	: 42	: 6	: 3	: 1,5	: 0,5
: 725-15d	: 34,5	: 11,5	: 6	: 1,5	: 1,5
: 725-14a	: 45	: 5	: 7	: 1,5	: x
: 725-14c	: 32	: 4,75	: 3	: 2,75	: x
: 725-14e	: 11	: 3	: 1,25	: 0,5	: 0,25
:	:	:	:	:	:

: Echantillon	: Olivine	: Calcaire	: Radiolarite	: Divers	: Matrice
:	: %	: %	: %	: %	: %
: 725-15a	: 0,25	: 8,5	: 1	: 3,5	: 30,5
: 725-15b	: 1	: 3	: 1	: 2,5	: 27
: 725-15c	: x	: 11	: 10,25	: 0,75	: 25,5
: 725-15d	: 0,5	: 14,5	: 1	: 3	: 26
: 725-14a	: x	: 8	: x	: 3,5	: 27
: 725-14c	: x	: 20	: 0,5	: 0,50	: 37
: 725-14e	: 0,25	: 2	: 0,5	: 1,25	: 80

b) Agencement des constituants minéralogiques et pétrographiques



La calcite provenant, pour une part, de la mise en solution des carbonatés des grains détritiques calcaires, constitue, mélangée à de l'argile (illite-montmorillonite-chlorite), une matrice très rigide qui lie les grains entre eux. Elle est abondante (supérieure à 25%). Elle moule la glauconite authigène en lui donnant un aspect détritique (voir fig. ci - contre).

Q = Quartz ; Gl = Glauconite ; F = Feldspath ; C = Calcite

c) Faciès particulier: Les calcaires molassiques à pectinidés

Il forme des bancs que l'on trouve au sein de la molasse burdigalienne de part et d'autre de la chaîne du Mont Tournier.

En lame mince ce faciès s'identifie à une biopseudosparite à extraclastes (Ech. 724-51c) ou à une bioextrasparite (Ech. 749-43). Le taux de carbonate est égal à 80% de l'échantillon total.

d) Carbonatimétrie des grès calcaireux (manocalcimètre)

Echantillons:

725-15a = 44,5 % - 725-15 = 22,5 % - 725-15c = 33,5 % - 725-15d = 37,5 % - 725-14a = 25%
 725-14c = 52,5 % - 725-15c = 62 % - 725-14a = 39 % - 725-30a = 44 % - 725-30b = 42 % - 725-33e = 53,5 %
 725-33b = 64 % - 725-26b = 34,5 % - 725-26c = 51 % - 725-27a = 36 % - 725-27 b = 46,5 % - 725-13b = 35,5 %
 725-13c = 48 % - 725-13f = 47 % - 725-13g = 55 % - 725-47a = 53% - 724-47b = 47 % - 724-51a = 69 %

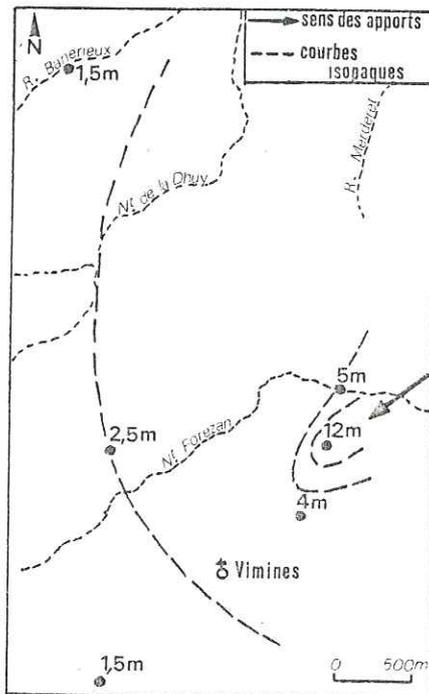
.../...

2.4.4. Silts gréseux et grès silteux bioturbés

La fraction gréseuse possède les mêmes constituants minéralogiques et pétrologiques que les grès calcaireux (quartz prédominant, feldspath, glauconite, calcaire, radiolarite). La matrice est silto-marneuse.

Le taux de carbonate (grain + matrice) varie de 25 à 35%.

2.5 Particularité sédimentaire



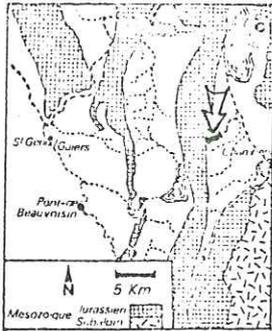
Dans le synclinal de Chambéry (partie méridionale) intervient en fin de dépôt de la molasse burdigalienne un niveau de grès grossier finement conglomératique en position directement sous-jacente aux marnes bleues argileuses étudiées ci-après.

L'extension de ce niveau grossier est réduite à la région de Chambéry. Son apparition en divers point d'affleurement nous a permis de constater une variation très notable de son épaisseur. C'est ainsi qu'a pu être établit une carte d'isopaques (voir ci-contre) qui met en évidence un pôle d'apport, sa direction et son sens pour un contexte géologique actuel (c'est à dire ne tenant pas compte de la tectonique ponto-pliocène (voir p.135).

2.6. Conclusion sur la molasse burdigalienne

Au Burdigalien un matériel détritique, essentiellement fait de sables moyens arrachés aux premiers reliefs alpins internes sous un climat tempéré, se sédimente dans un sillon marin péri-alpin parcouru par d'importants courants.

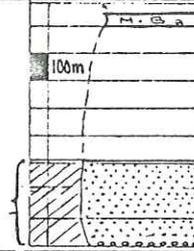
Ces courants répartissent ainsi sur l'ensemble du bassin marin le débit solide des cours d'eau qui l'alimentent et, la sédimentation compensant les effets de la subsidence, la profondeur des dépôts reste constante et faible.



NOM DE LA FORMATION
Conglomérat et Molasse burdigalienne
 (amont du nant du Villard)

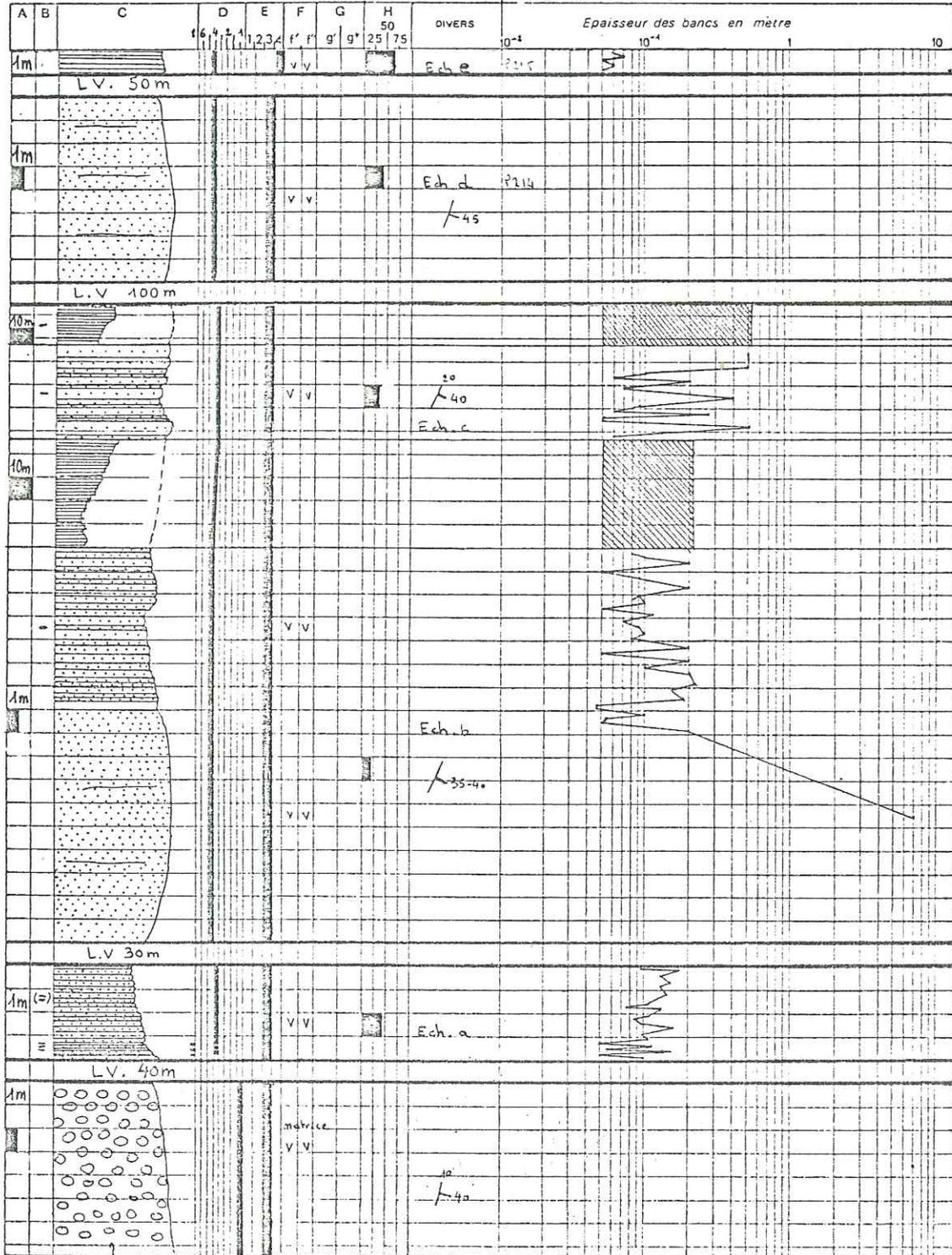
725-15

Situation
 ▲ GEOGRAPHIQUE
 ▼ GEOLOGIQUE



PL.23

- A ECHELLE
- B JOINTS
- C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE
- D LITHOFACIES
- E INDURATION
- F COULEUR f' CASSURE
f'' ALTERATION
- G FIGURES
SEDIMENTAIRES g' TYPE
BIOLOGIQUES
ET AUTRES g'' Azimut & Pendage
- H Carbonates en %



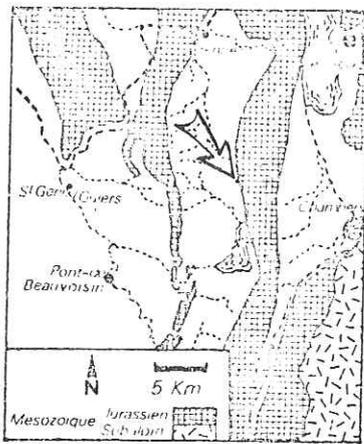
NOM DE LA FORMATION

Molasse burdigalienne:
Serie réduite de Villas les Dorias

725-13

PL.24

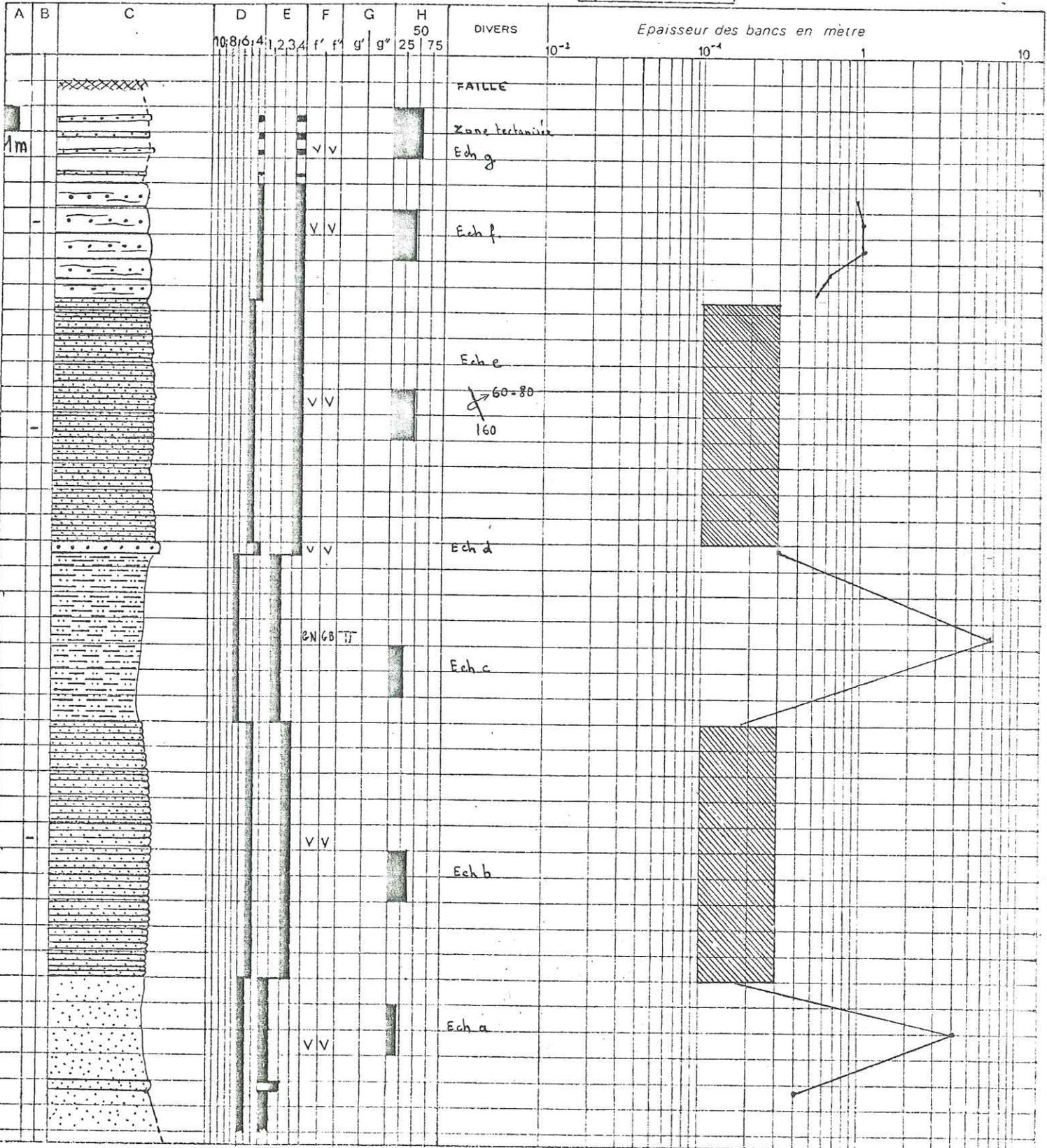
- A ECHELLE
- B JOINTS
- C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE
- D LITHOFACIES
- E INDURATION
- F COULEUR f' CASSURE
f" ALTERATION
- G FIGURES
SEDIMENTAIRES g' TYPE
BIOLOGIQUES
ET AUTRES g" Azimut & Pendage
- H Carbonates en %



Situation

◀ GEOGRAPHIQUE

GEOLOGIQUE ▶



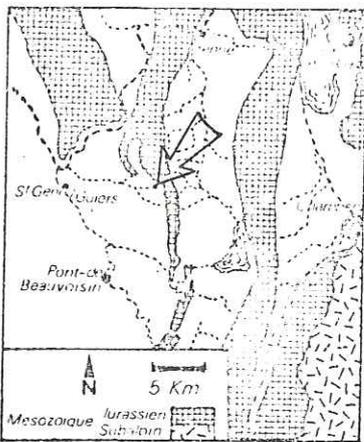
NOM DE LA FORMATION

Molasse burdigalienne:
Ste Marie d'Alvey

724-51

PL.26

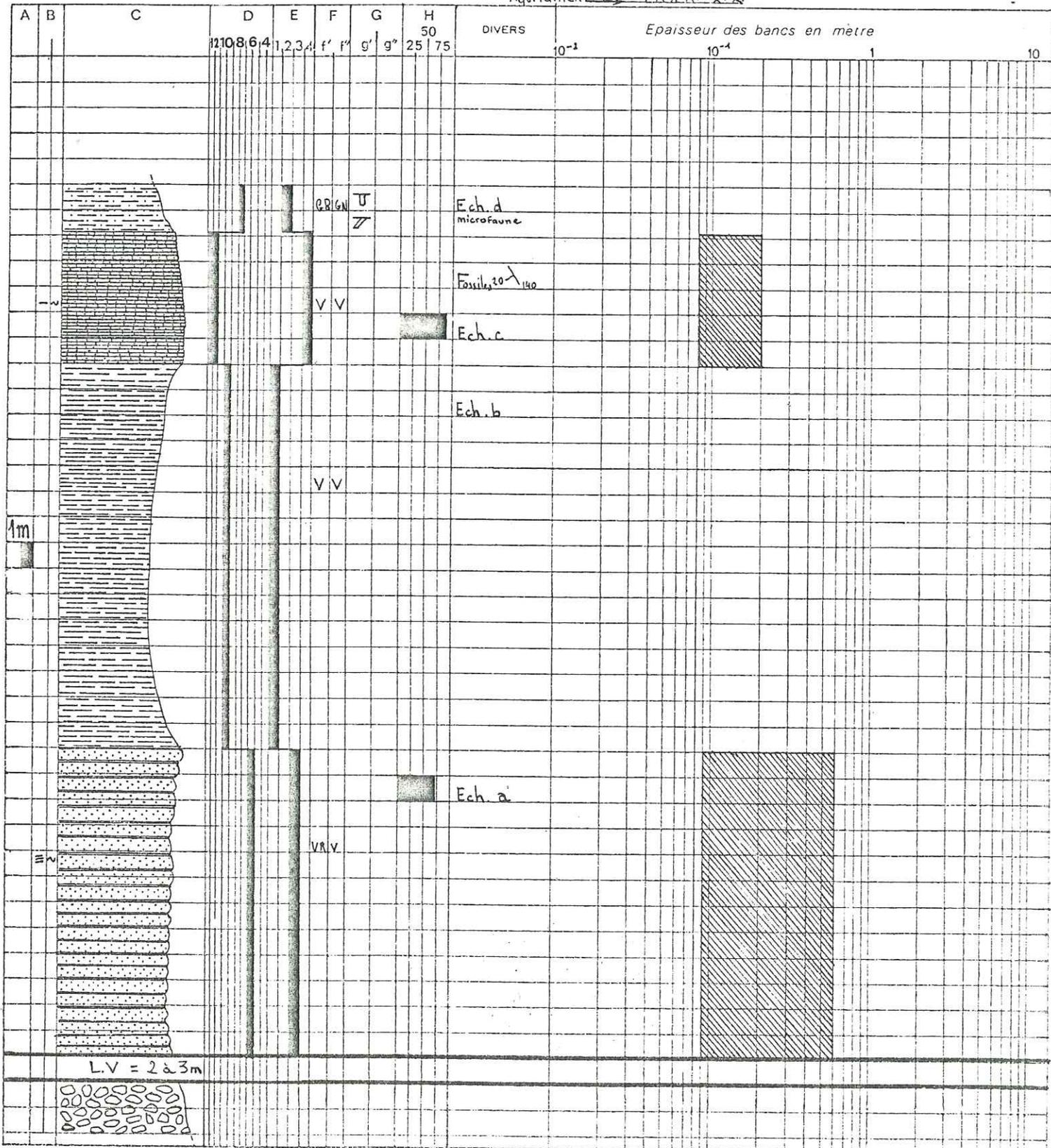
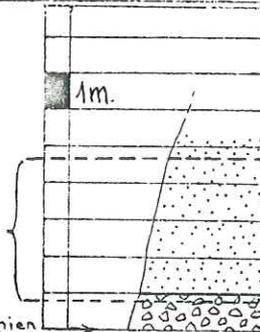
- A ECHELLE
- B JOINTS
- C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE
- D LITHOFACIES
- E INDURATION
- F COULEUR f' CASSURE
f" ALTERATION
- G FIGURES
SEDIMENTAIRES g' TYPE
BIOLOGIQUES
ET AUTRES g" Azimut & Pendage
- H Carbonates en %



Situation

← GEOGRAPHIQUE

GEOLOGIQUE →



IV - LA SERIE INTERMEDIAIRE DU MIOCENE ; BURDIGALO-HELVETIENNE :

Les marnes bleues argileuses)

IV.1. ANALYSE SEQUENTIELLE (voir pl. 28, p.75)

IV.2. GRANULOMETRIE: (par densimétrie) (voir pl. 27 p.73)

: N° Echantillon :	Q1	Q2	Q3	Sorting	Qd ϕ	He	Assymétrie	Courbe canonique:
:	(mm)	(mm)	(mm)	Index	:	:	:	de RIVIERE
: 725-26f	: 0,00245	: 0,0064	: 0,0184	: 2,74	: 1,50	: 1,30	: 1,10	: Hyperbolique
:	:	:	:	:	:	:	:	: léger
: 725-26i	: 0,0048	: 0,0080	: 0,230	: 2,18	: 1,15	: 0,95	: 1,73	: Hyperbolique
: 724-42a	: 0,0013	: 0,0034	: 0,0220	: 4,11	: 2	: 0,73	: 2,47	: Hyperbolique
: (microfaune	:	:	:	:	:	:	:	:
: non comprise)	:	:	:	:	:	:	:	:

Ech. 725-26f et Ech. 725-26i : Le bon classement, l'assymétrie positive et le faciès hyperbolique de la courbe canonique de RIVIERE caractérisent un sédiment marin de décantation en milieu calme. Le tri médiocre indique une diversité de l'origine du matériau, une pluralité des zones d'apports.

Ech. 724-42a : Par rapport aux précédents, ce sédiment présente un classement moyen à médiocre; le tri reste médiocre; le faciès hyperbolique est fort et l'assymétrie est très positive. Ces paramètres caractérisent un dépôt de décantation en milieu marin très calme, loin des zones d'apports (rivage occidental du sillon burdigalien).

C'est ainsi qu'une microfaune importante, à faciès benthique a pu s'implanter dans ces eaux calmes, mais aérées.

IV.3. PETROGRAPHIE

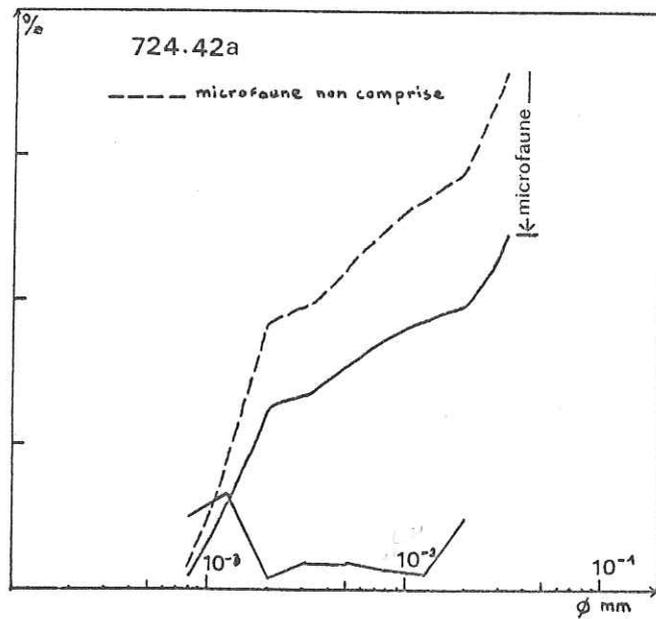
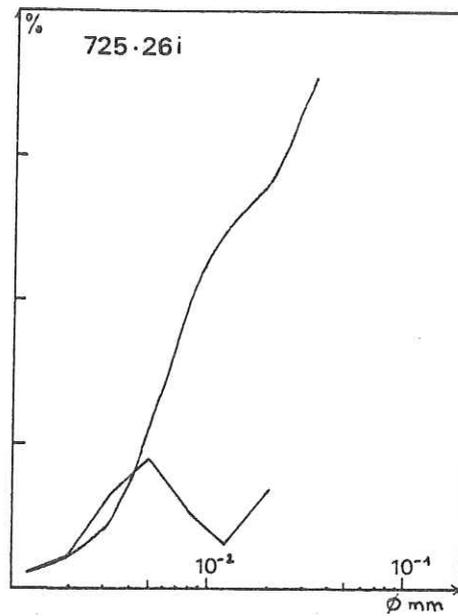
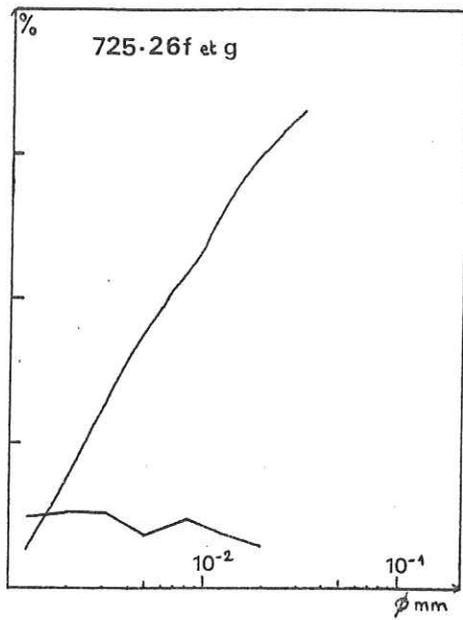
3.1. Examen à l'oeil nu :

Ces marnes argileuses renferment un fort pourcentage de muscovite .

3.2. Examen au microscope:

Le microfaciès de ces marnes s'identifie à une microsparite partiellement recristallisée. A la muscovite décelée à l'oeil nu, s'ajoute à l'état de trace, des grains de quartz, de feldspath et de glauconite.

.../...



PL.27 GRANULOMETRIE DES MARNES BLEUES ARGILEUSES BURDIGALO-HELVETIENNES
(courbes de fréquences simples et cumulées)

3.3. Carbonatimétrie (manocalcimètre)

N° Echantillon	% Co ₃ Ca	% (Co ₃) ₂ CaMg
725-26f	20	15,5
725-26i	31	9,5
724-42a	28	4,5

3.4. Analyse aux Rayons X

Dans l'ordre de décroissance, ces marnes renferment les minéraux argileux suivants: Illite, Montmorillonite, Chlorite, interstratifiés du type Montmorillonite-chlorite ou Illite-montmorillonite auxquels s'ajoutent, à l'état de traces, quartz et feldspath.

3.5. Conclusion à l'étude pétrographique

Les marnes bleues argileuses correspondent à une période de calme détritique. Le débit solide, apporté à la mer par les rivières en provenance des reliefs alpins, n'est plus représenté que par un matériel léger flottant (muscovite = minéral léger et résistant).

Les produits de précipitation composant les marnes indiquent un climat non hydrolysant, sans doute tempéré.

IV.4. LES JOINTS GRESEUX MILLIMETRIQUES DE LA BASE DE L'ENSEMBLE DES MARNES BLEUES

Ces joints gréseux fins, très carbonatés et très micacés, sont riches également en grains de quartz et feldspath. Ils correspondent vraisemblablement à une période de détritisme relativement plus important provoqué par des pluies fréquentes.

IV.5. CONCLUSION A L'ETUDE DES MARNES BLEUES ARGILEUSES

L'ensemble de ces marnes correspond à une période de faible détritisme dans la sédimentation du Miocène qui se fait toujours en milieu marin aéré, peu profond (glauconite) mais calme sous un climat tempéré. Cet état est favorable au développement d'une microfaune.

V . LES SERIES SUPERIEURES DU MIOCENE

=====

V.1. LES FORMATIONS HELVETIENNES

1.1. Les grès verts

1.1.1. Analyse séquentielle (voir pl. 30, 31, 32, 33, 34, p.79 à 83)

Les caractères suivants se dégagent de l'analyse séquentielle:

- la rythmicité (alternance de grès et de silts) existe, mais elle réduit le plus souvent les silts à l'état de joints;
- l'épaisseur des bancs de grès est variable dans un large éventail de valeurs (centimétrique à métrique). Chaque banc de grès, centré autour d'un pôle gréseux fin, est constitué par un empilement de laminites.

Ces caractères font de cette série un ensemble très monotone.

1.1.2. Figures et structures sédimentaires

Sur les faces supérieures des bancs de grès, on rencontre fréquemment des ripples marks symétriques. Ces rides vraisemblablement d'oscillation, traduisent un dépôt de plateforme.

1.1.3. Granulométrie (tamisage classique) (voir pl. 29, p.78)

: N° Echantillon	: Q1	: Q2	: Q3	: Sorting	: Qd ϕ	: He	: Assymétrie	: Courbe canonique
:	:(mm)	:(mm)	:(mm)	: Index	:	:	:	: de RIVIERE
: 725-19a	:0,056	:0,113	:0,155	:1,66	:0,75	:0,49	:0,68	:Logarithmique
: 725-19d	:0,047	:0,107	:0,155	:1,82	:0,82	:0,49	:0,64	:Logarithmique
: 725-19i	:0,090	:0,231	:0,310	:1,85	:0,90	:0,40	:0,52	:Logarithmique
: 725-28	:0,036	:0,063	:0,092	:1,60	:0,69	:0,52	:0,83	:Logarithmique
: 725-3	:0,043	:0,098	:0,128	:1,79	:0,85	:0,48	:0,61	:Logarithmique
: 724-44a	: -	:0,068	:0,105	: -	: -	:0,58	: -	Logarithmique

Les grès verts sont très bien classés et très bien triés; leurs paramètres granulométriques sont très constants. Les valeurs de l'assymétrie caractérisent un milieu de dépôt passablement agité. Le faciès de la courbe canonique de A. RIVIERE qualifie un dépôt évolué.

Ces caractères granulométriques caractérisent un dépôt en milieu marin passablement agité par des courants.

1.1.4. Pétrographie

Ces grès sont composés de quartz (élément prédominant: 30 à 40%), de feldspath (10 à 15 %), de grains calcaires (10 à 20%), de glauconite à l'état remanié (1 à 3%).

A ce stock pétrographique s'ajoute, dans des taux plus réduits de la chlorite, de l'antigorite, des radiolarites (provenance des zones internes alpines).

La matrice est calcaréo-argileuse.

Ces grès verts sont donc de véritables grès-molasse au sens pétrographique du terme.

Le taux de carbonate varie de 25 à 50% (grain + matrice). Les argiles décelées après passage aux Rayons X sont les suivantes par ordre décroissant: Illite - Chlorite - Montmorillonite. Elles indiquent un climat tempéré et un dépôt dans un milieu légèrement confiné (bassin réducteur, donc fermé comme le montre aussi la couleur verte).

1.1.5. Conclusion

Après le dépôt des Marnes bleues argileuses, les grès verts, sédiments gréseux fins, correspondent à une reprise du détritisme et donc à une reprise de l'érosion dans les Alpes naissantes, notamment des zones internes. Le dépôt s'est effectué en milieu marin légèrement confiné sur une plateforme parcourue par des courants qui agitent et trient les sédiments au fur et à mesure de leur dépôt, sous un climat de type tempéré.

1.2. L'ensemble marno-silto-gréseux

1.2.1. Analyse séquentielle (voir pl. 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, p.92 à 100)

Des diverses coupes réalisées dans l'épaisseur de cet ensemble, il ressort, à première vue, un désordre stratigraphique constitué par un enchevêtrement de marnes, de silts, et de grès.

Dans le détail, il faut remarquer, cependant, que ce désordre correspond à un type de dépôt particulier dont les caractères sédimentologiques rappellent étrangement ceux qu'avaient décrit A. BERSIER (1958) dans les dépôts molassiques d'âge aquitainien du bassin suisse.

Cet auteur constatait:

" Dans cet enchevêtrement confus de marnes et de grès, des observations fondamentales, cent fois répétées, finissent par s'imposer".

a) Granodécroissance (graded-bedding)

Dans les bancs de grès, le grain est grossier à la base puis décroît vers le sommet du banc. Cette règle n'a que peu d'exceptions.

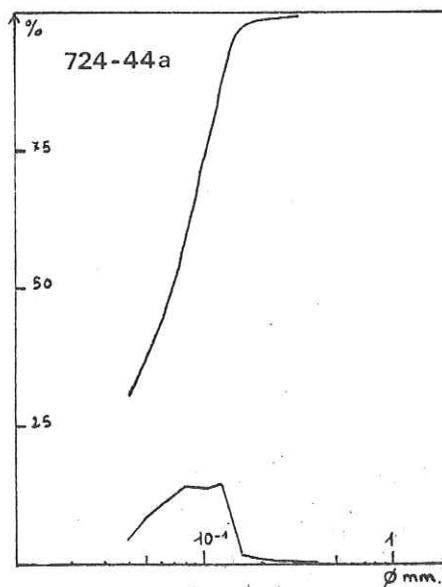
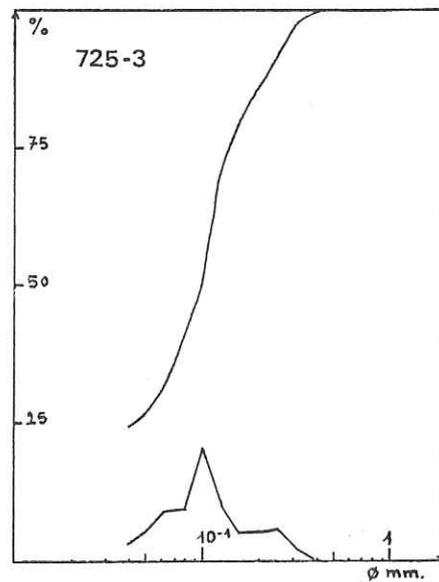
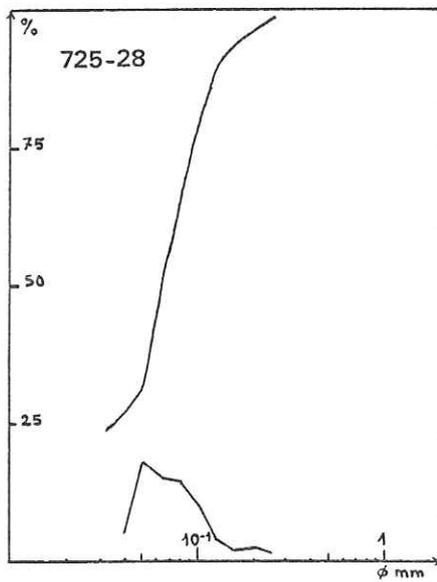
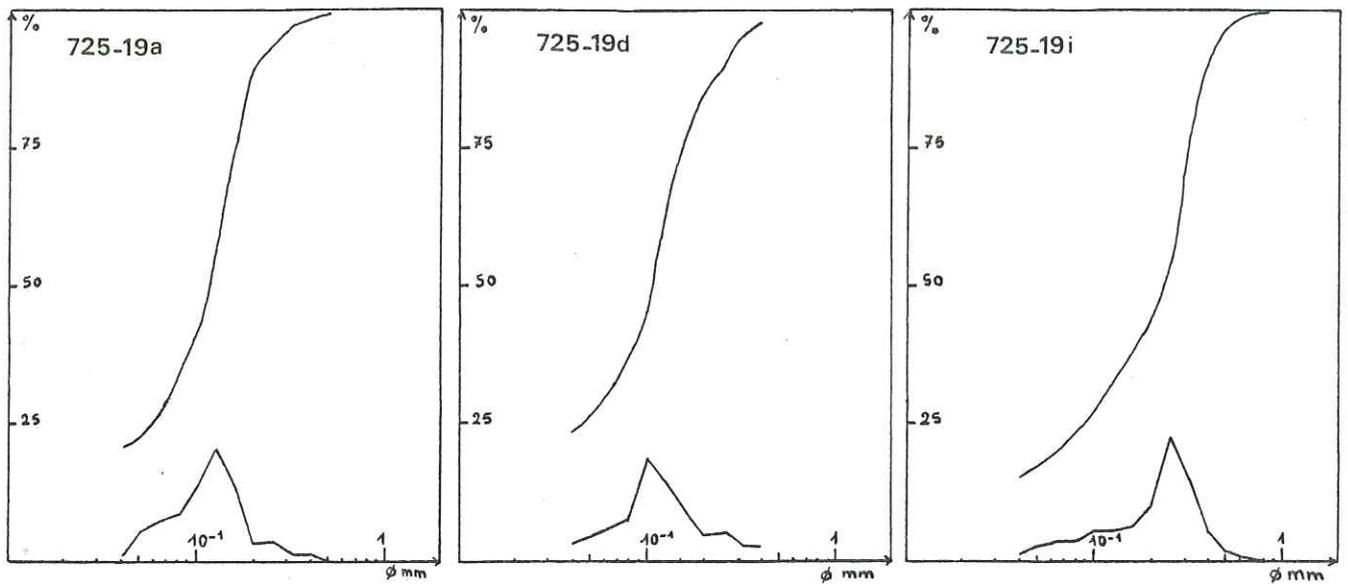
La granodécroissance n'est pas régulièrement progressive.

Souvent le grain se maintient uniforme sur plusieurs mètres dans la partie médiane des bancs (empilement de laminites ou de séquences unités).

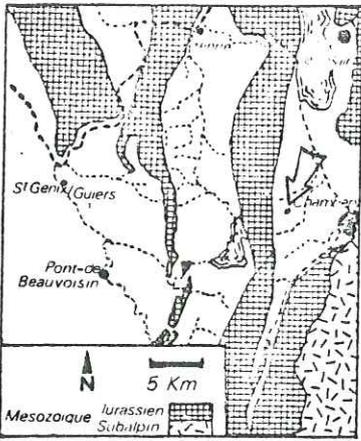
Il y a parfois récurrence de grains plus gros, conséquence de remaniements avec ou sans cicatrice d'érosion. Mais, d'une manière générale, le grain est d'autant plus grossier à la base que le banc est plus épais.

b) Erosion de base

Les bancs de grès grossiers, dans la plupart des cas, ne se superposent pas en concordance régulière aux couches silto-marneuses sous-jacentes. Le contact est souvent irrégulier, le mur des grès moule les échan-

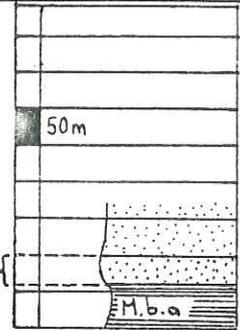


PL.29 GRANULOMETRIE DES GRES VERTS (Helvetien inf.moy.)
(courbes de fréquences simples et cumulées)

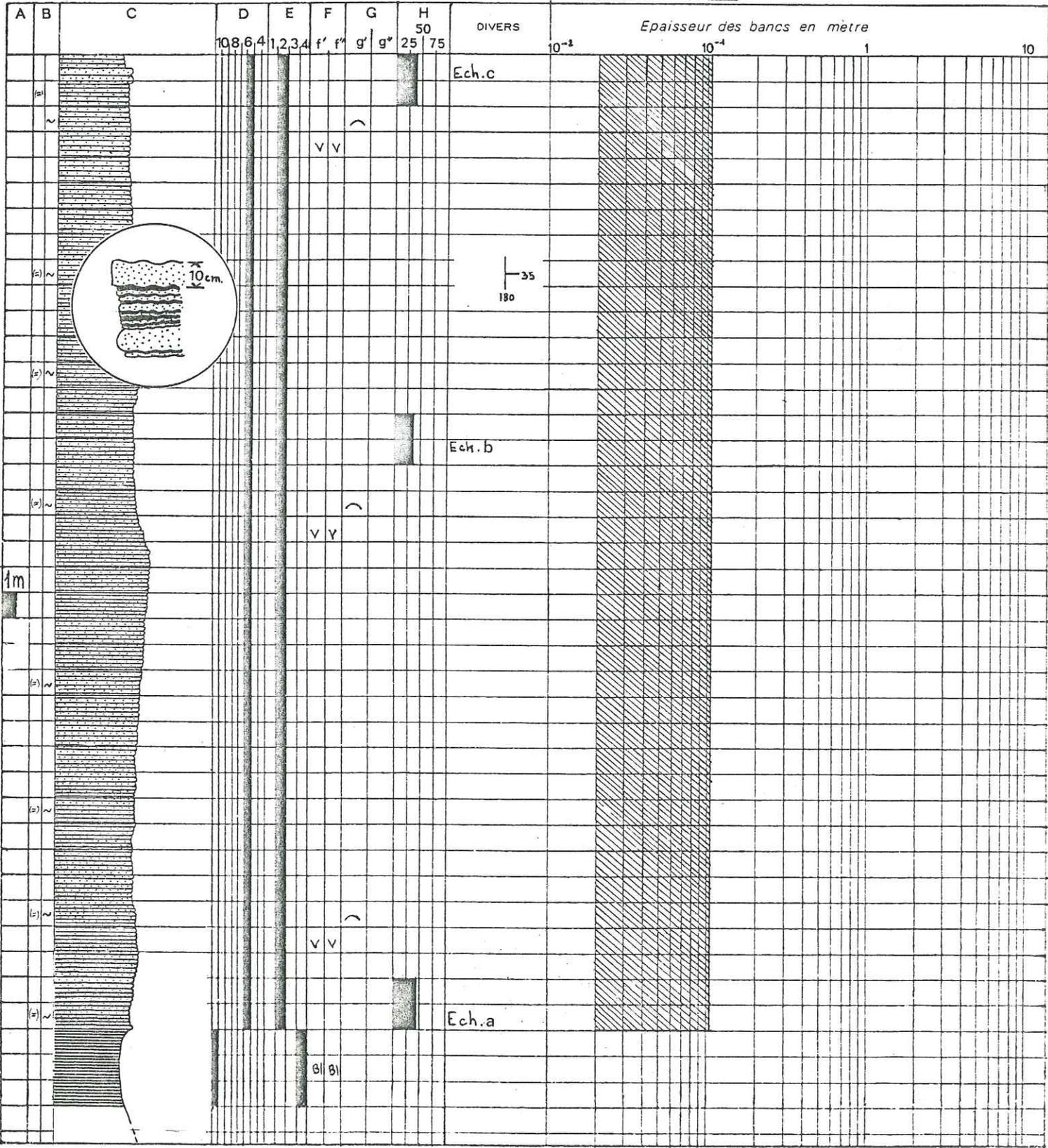


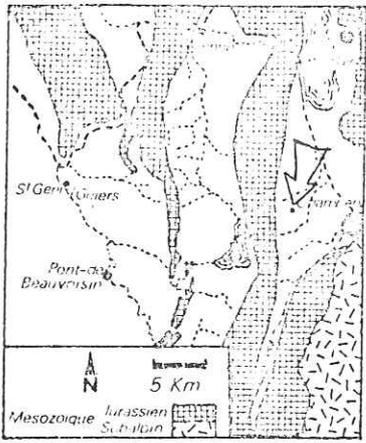
NOM DE LA FORMATION
LES GRES VERTS (Helvetien inf.moy.)
 Amont du R.de Banérieux
 725 19

Situation
 ← GEOGRAPHIQUE
 GEOLOGIQUE →



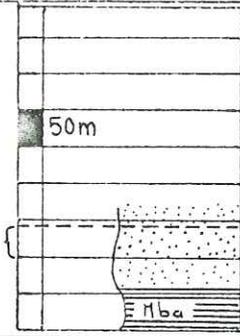
- PL.30**
- A ECHELLE
 - B JOINTS
 - C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE
 - D LITHOFACIES
 - E INDURATION
 - F COULEUR f' CASSURE
f" ALTERATION
 - G FIGURES SEDIMENTAIRES g' TYPE BIOLOGIQUES ET AUTRES g" Azimut & Pendage
 - H Carbonates en %





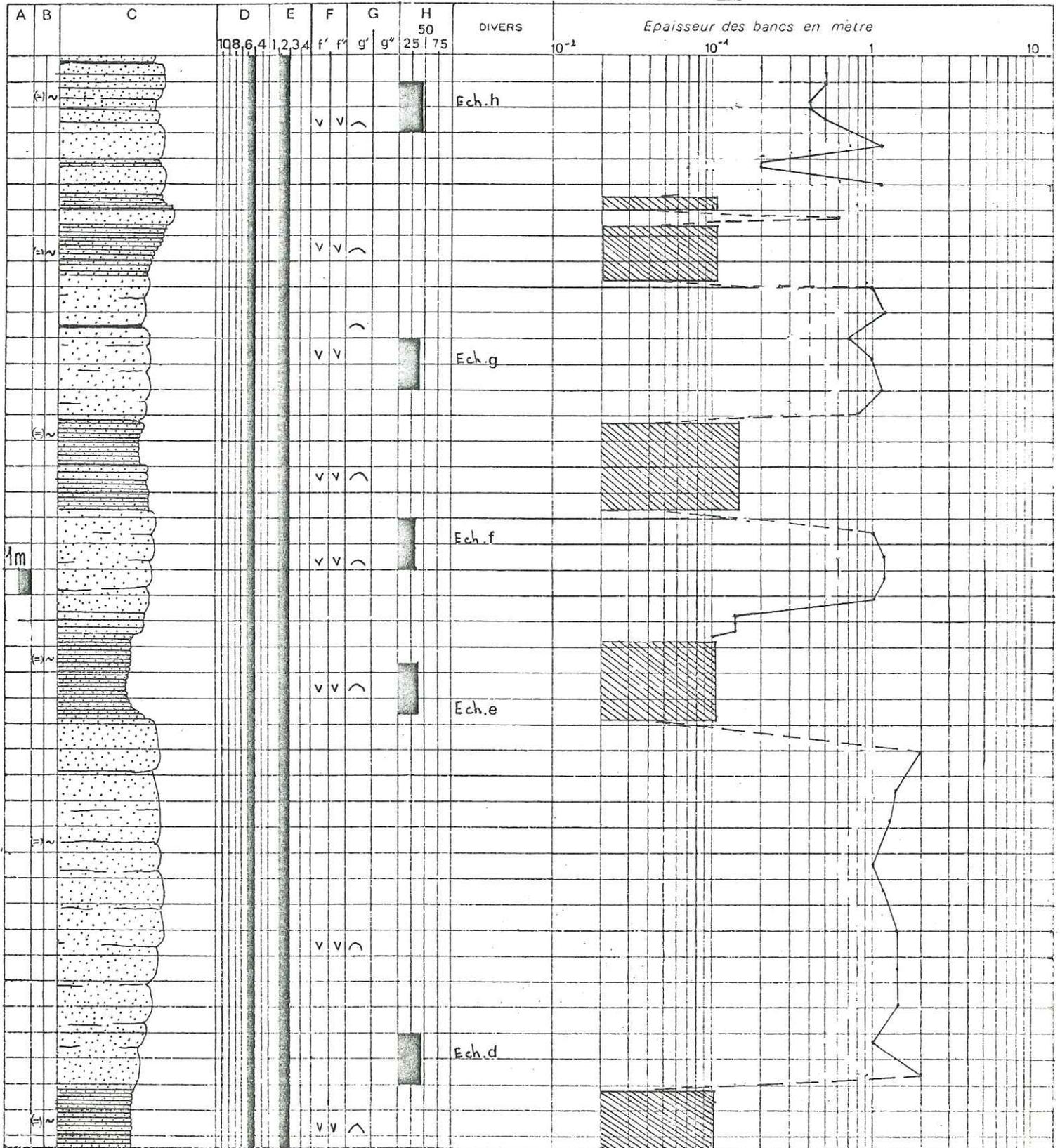
NOM DE LA FORMATION
LES GRES VERTS (Helvetien inf.moy)
 Amont du R.de Banérieux 725-19
 2

Situation
 ◀ GEOGRAPHIQUE
 GEOLOGIQUE ▶



PL.31

- A ECHELLE
- B JOINTS
- C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE
- D LITHOFACIES
- E INDURATION
- F COULEUR f' CASSURE
f'' ALTERATION
- G FIGURES SEDIMENTAIRES g' TYPE BIOLOGIQUES ET AUTRES g'' Azimut & Pendage
- H Carbonates en %



crues du toit plus ou moins érodé et raviné de la couche précédente. Le ravinement peut traverser toute une série marneuse, descendre jusqu'au banc de grès subordonné et le pénétrer.

Au-dessus de la trace d'érosion un nouveau grès se superpose au premier. Ces ravinements sont le signe soit d'apports brutaux sur glacis continental, soit de courants côtiers sur plateforme littorale.

La granulométrie nous permettra de trancher entre ces deux propositions.

c) Figures et structures sédimentaires

Elles sont nombreuses et variées, ce sont:

- des convolutes laminations formées par glissement sous aquatique ou par déformation syngénétique des rides de courants dans un sédiment fraîchement déposé et très hydroplastique;
- des slumpings: phénomène de glissement sous aquatique de plus grande ampleur;
- des structures entrecroisées à l'intérieur des bancs;
- des slump-balls créées au moment du dépôt à partir d'organismes végétaux par roulement sur fond marin;
- des galets mous: produit de remaniement des couches tendres sous-jacentes;
- des lits lignito-micacés qui soulignent la plupart du temps la fin d'un rythme granodécroissant;
- des load-casts: structures de surcharge;
- des ripples-marks allongés N 180 à N 10 à pentes dissymétriques (douce à l'E, forte à l'W) indiquant un courant E-W.

Toutes ces structures sédimentaires et figures sont classiques et s'observent dans les sédiments actuels de la zone médio-littorale des plateformes littorales (Polders, partie subaérienne de Topset de delta).

1.2.2. Granulométrie

1.2.2.1. Granulométrie des grès (voir pl. 35, 36, 37 p. 86 à 88)

"Cf. tableau pl. 35 bis p. 85 "

La granulométrie des grès de l'ensemble marno-silto-gréseux est caractérisée par:

- Un classement généralement très bon.
- L'hétérométrie qui varie de la valeur 0,21 à 0,75 concède un large éventail dans les coefficients de très bons classements;
- Un triage bon à très bon (unimodalité des apports);
- Une assymétrie faiblement négative indiquant un milieu de dépôt faiblement agité.

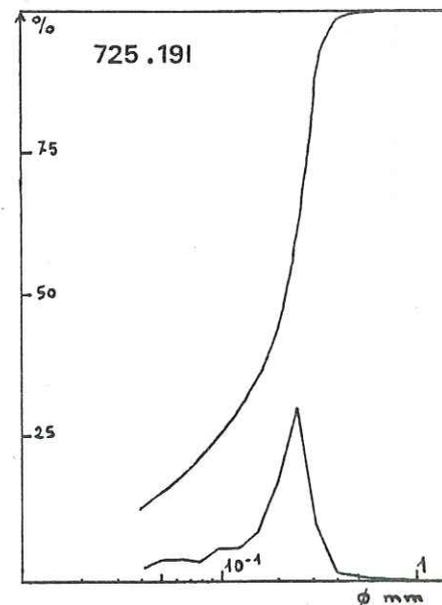
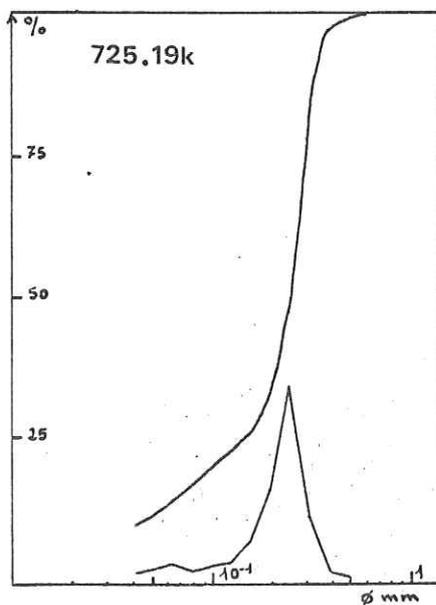
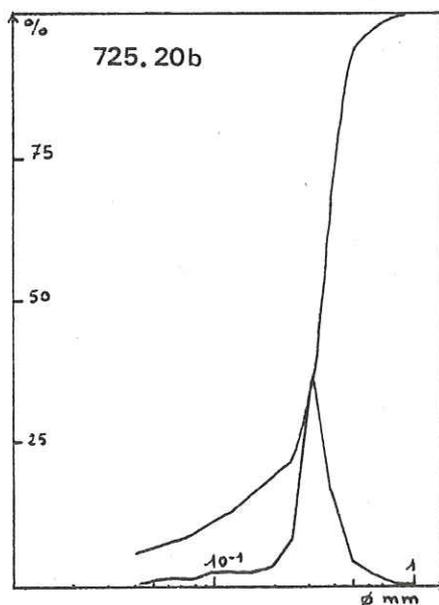
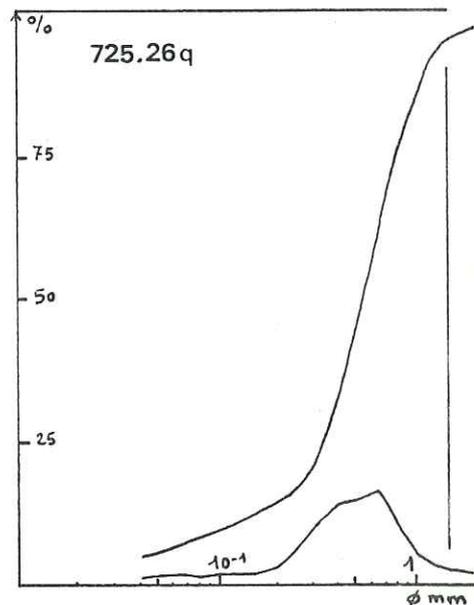
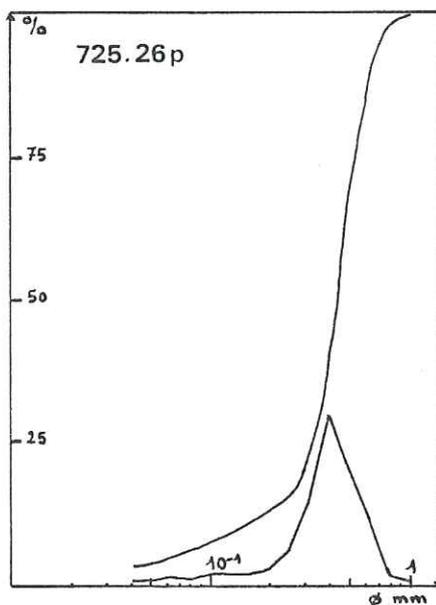
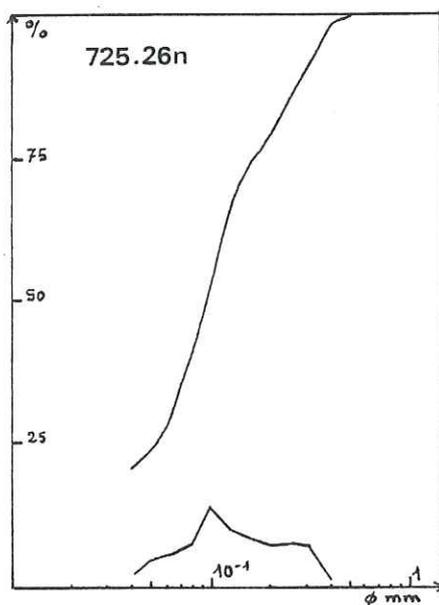
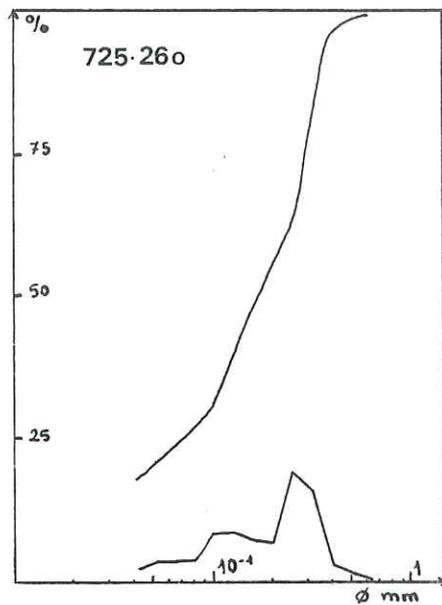
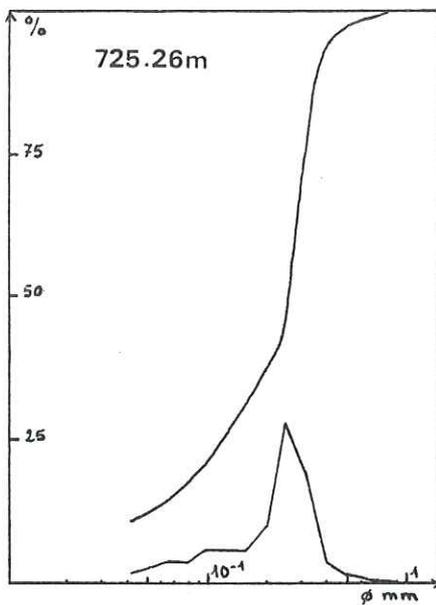
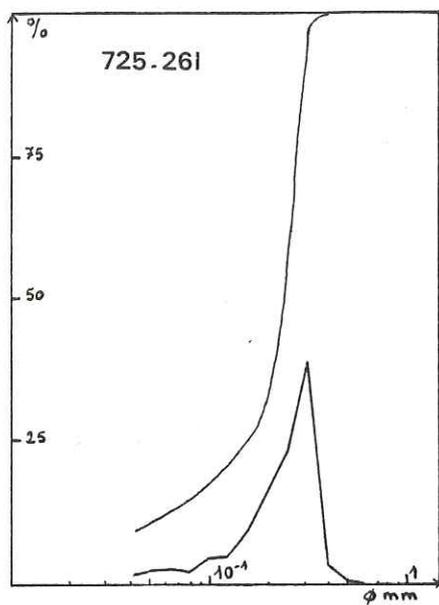
Cette granulométrie des grès évoque un dépôt en milieu marin faiblement agité.

1.2.2.2. Granulométrie des marnes: (voir pl. 38 p 89)

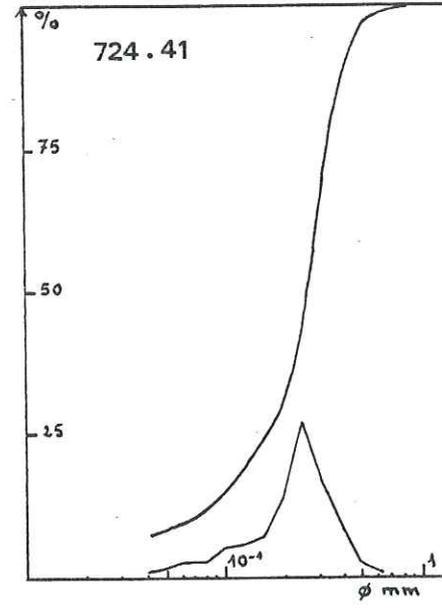
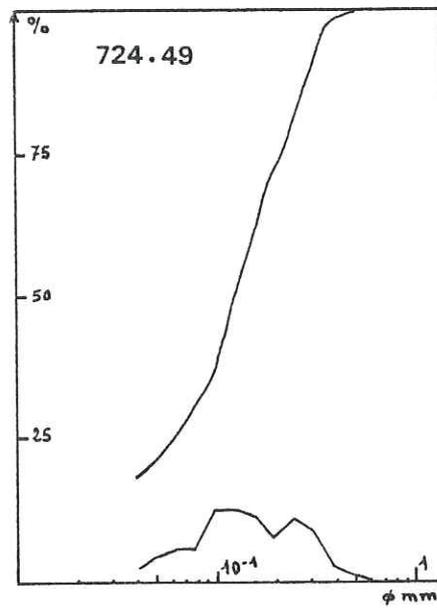
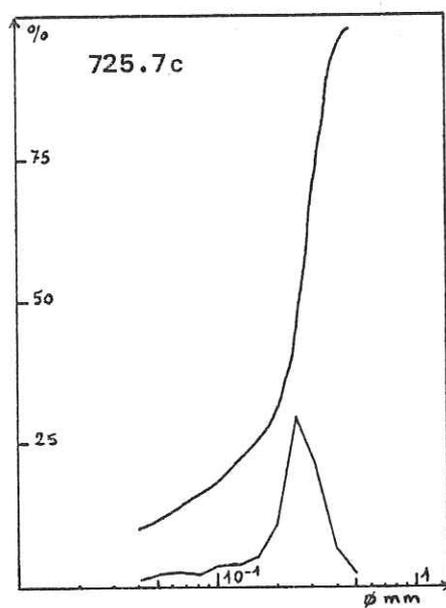
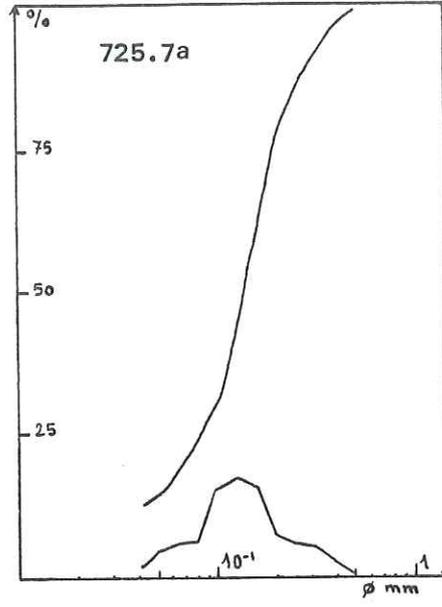
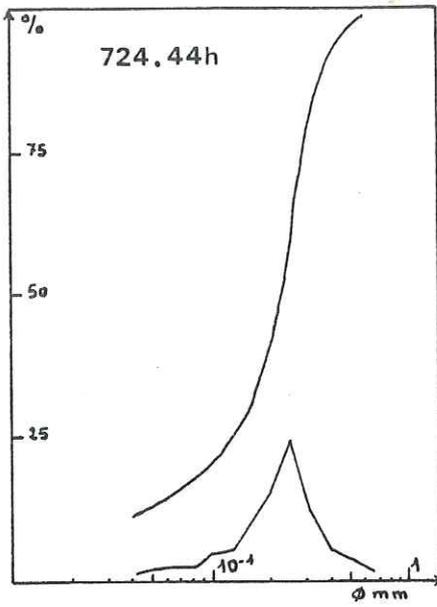
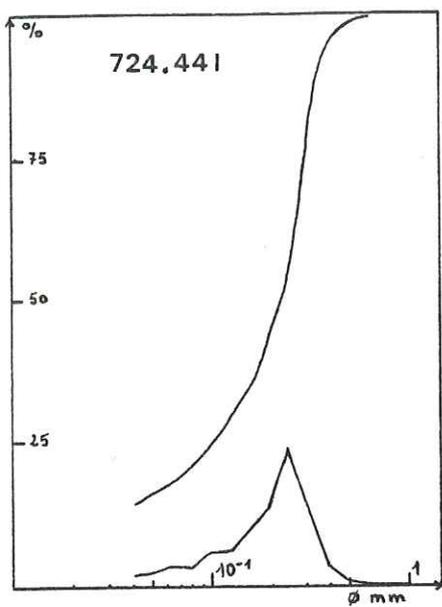
N° Echantillon	Q1	Q2	Q3	Sorting	Qd ϕ	He	Assymétrie	Courbe canonique
:	:(mm)	:(mm)	:(mm)	: Index	:	:	:	: de RIVIERE
725-7b	:0,0028	:0,0130	:0,0340	: 3,48	: 1,8	:(1,70)	: 0,56	: Logarithmique

N°Echantillon	Q1 mm	Q2 mm	Q3 mm	Sorting Index	Qd ϕ	He	Asymétrie	Courbe canoni- que de A. RIVIERE
725-26 l	0,148	0,231	0,275	1,36	0,46	0,21	0,76	Logarithmique
725-26 m	0,116	0,260	0,316	1,65	0,73	0,28	0,54	" "
725-26 o	0,068	0,173	0,300	2,10	1,07	0,50	0,68	" "
725-26 n	0,045	0,123	0,195	2,08	1,06	0,75	0,58	" "
725-26 p	0,330	0,440	0,552	1,29	0,38	0,30	0,94	" "
725-26 q	0,330	0,525	0,780	1,54	0,63	0,60	0,93	" "
725-20 c	0,260	0,345	0,410	1,26	0,34	0,25	0,90	" "
725-19 k	0,140	0,245	0,298	1,46	0,55	0,25	0,70	" "
725-19 l	0,102	0,220	0,280	1,66	0,73	0,28	0,59	" "
725-17 a	0,190	0,285	0,345	1,35	0,43	0,30	0,80	" "
725-17 d	0,200	0,290	0,395	1,35	0,45	0,35	0,87	" "
725-24 a	0,058	0,120	0,209	1,90	0,93	0,73	0,84	" "
725-24 d	0,074	0,127	0,175	1,54	0,63	0,45	0,80	" "
725-24 i	0,053	0,095	0,167	1,77	0,83	0,70	0,98	" "
725-24 j	0,074	0,118	0,183	1,57	0,68	0,50	0,97	" "
724-50 a	0,183	0,245	0,290	1,26	0,39	0,25	0,88	" "
724-44 j	0,142	0,255	0,318	1,50	0,63	0,30	0,69	" "
724-44 k	0,135	0,255	0,305	1,50	0,60	0,25	0,63	" "
724-44 l	0,100	0,218	0,290	1,70	0,78	0,35	0,61	" "
724-44 h	0,132	0,230	0,300	1,51	0,59	0,36	0,75	" "
724-7 a	0,077	0,130	0,189	1,56	0,65	0,55	0,86	" "
725-7 c	0,161	0,270	0,335	1,44	0,53	0,30	0,74	" "
724-4 g	0,064	0,131	0,230	1,89	0,88	0,65	0,86	" "
724-4	0,160	0,260	0,325	1,43	0,52	0,32	0,77	" "

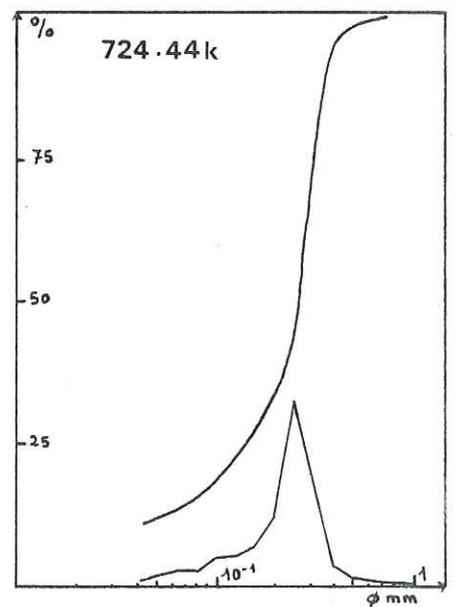
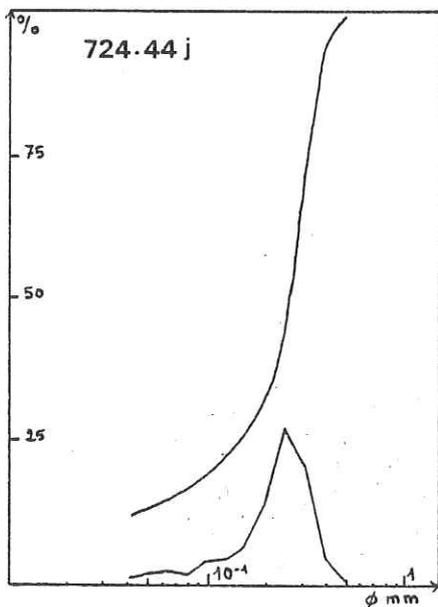
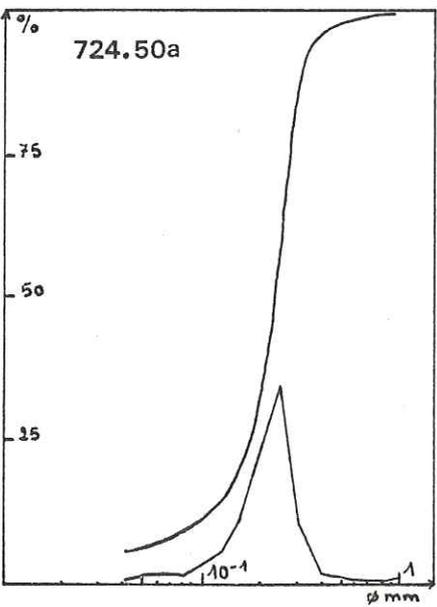
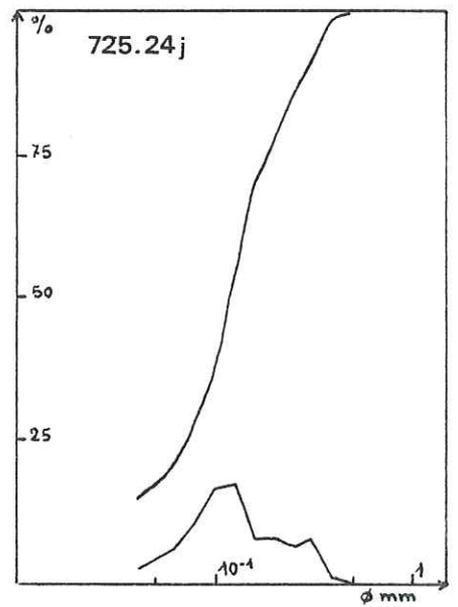
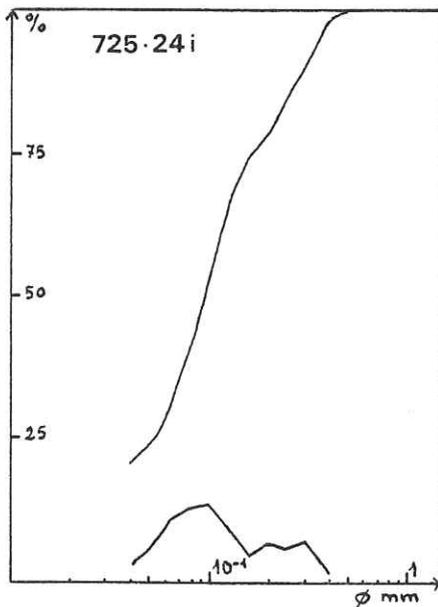
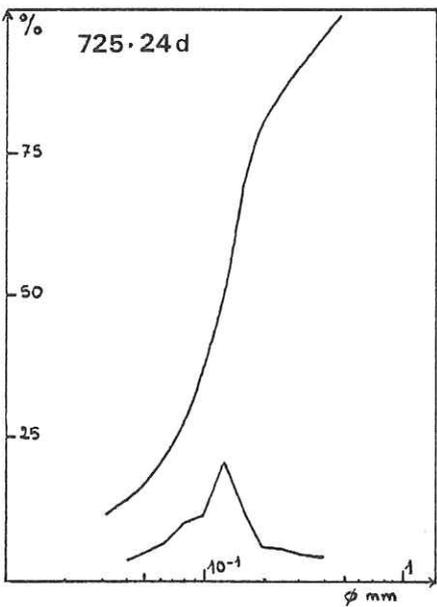
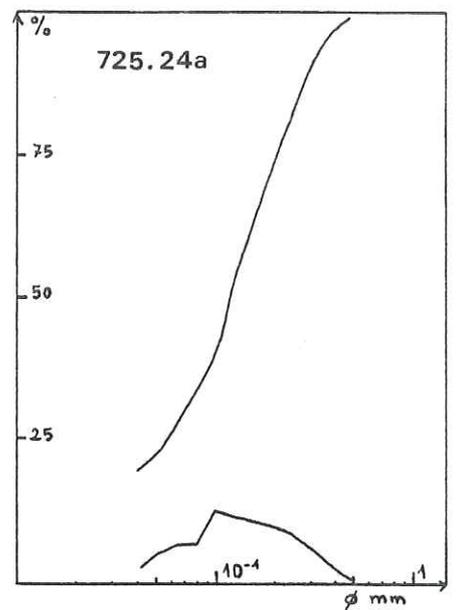
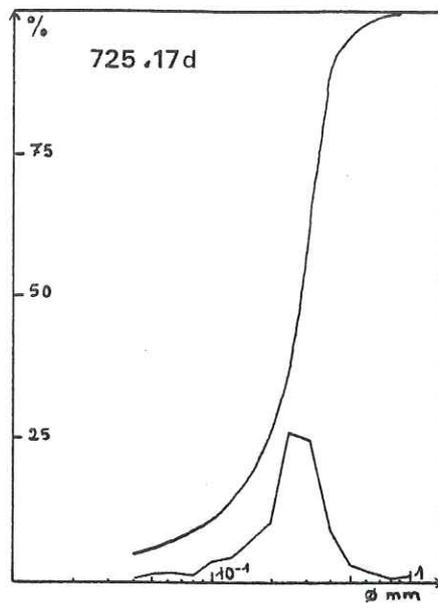
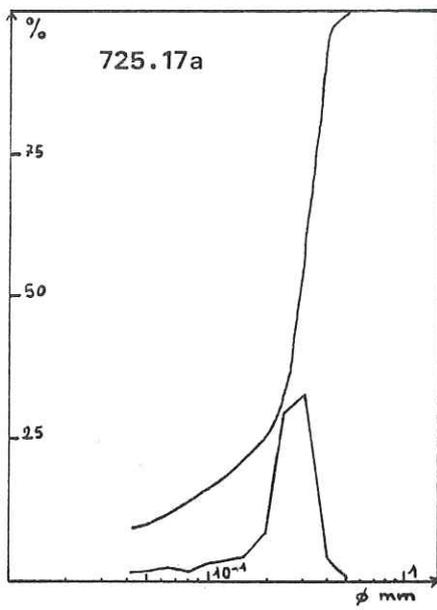
Pl.35 bis : Tableau des Granulométries des grès de l'ensemble marno-silto-gréseux.



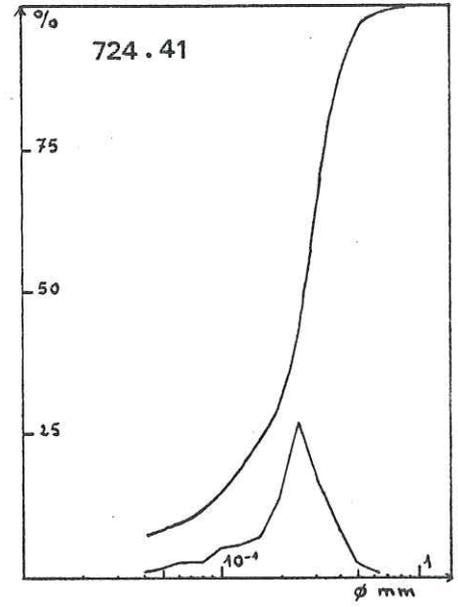
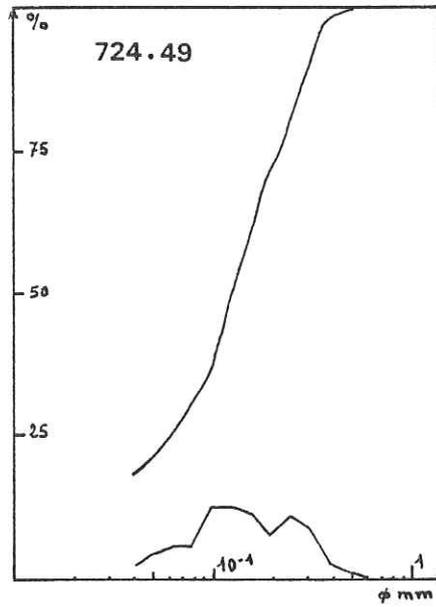
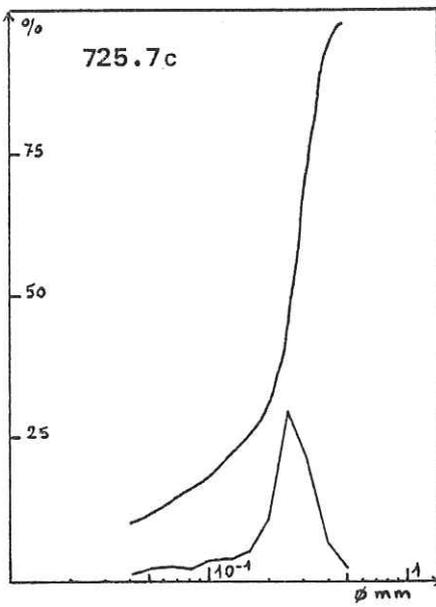
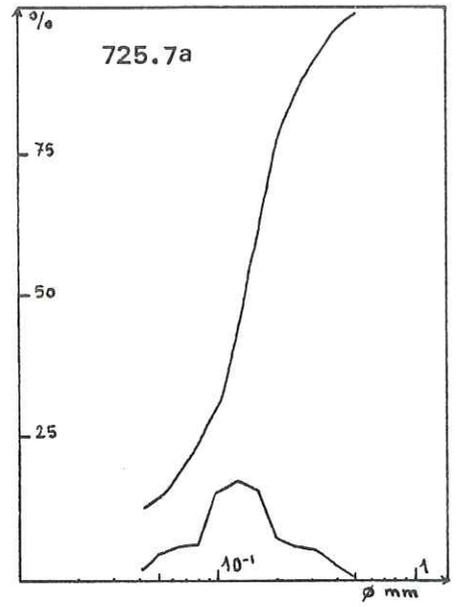
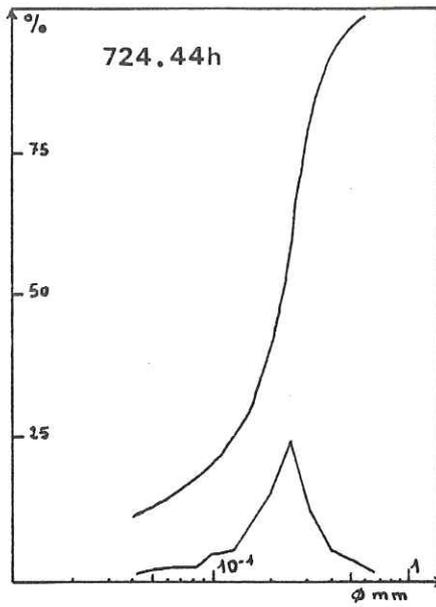
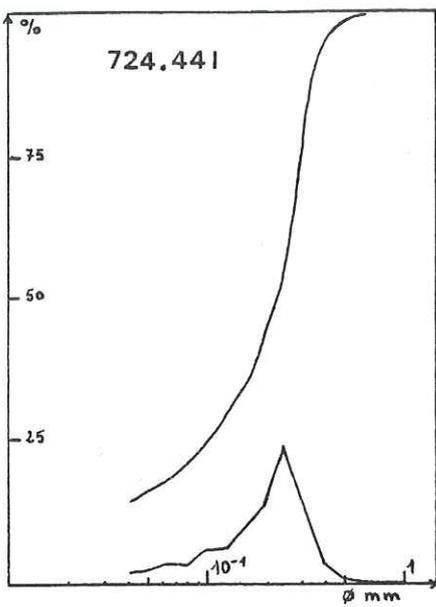
PL.35 GRANULOMETRIE DES GRES DE L'ENSEMBLE MARNO-SILTO-GRESEUX (courbes de fréquences simples et cumulées) (Helv.moy.)



PL.37 GRANULOMETRIE DES GRES DE L'ENSEMBLE MARNO-SILTO-GRESEUX
 (courbes de fréquences simples et cumulées) (Helv. moy.)

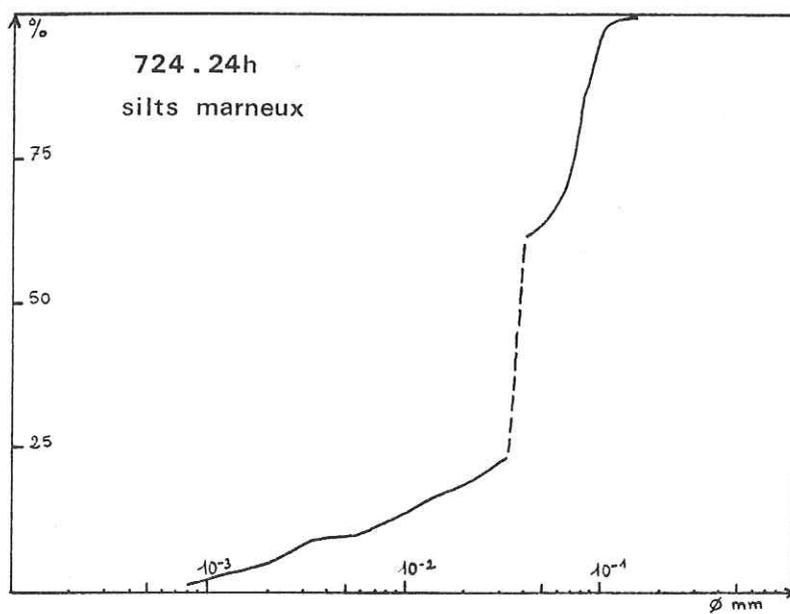
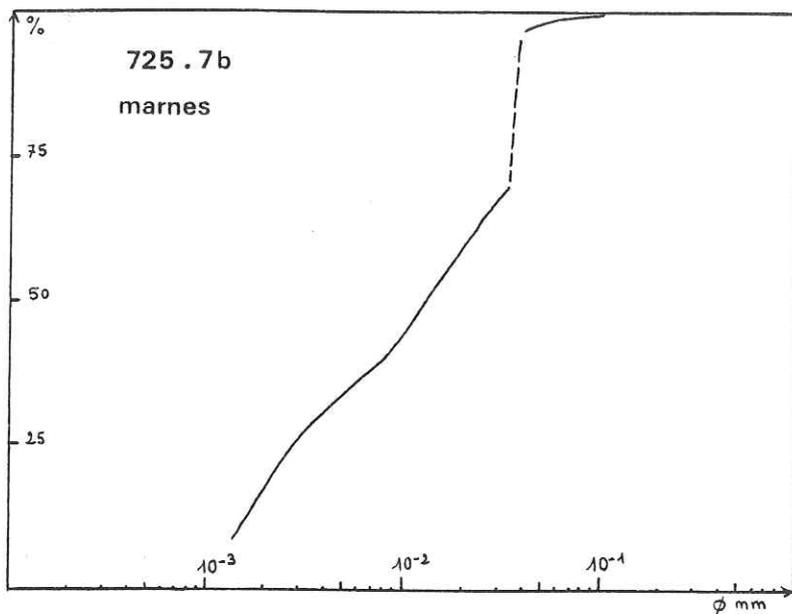


PL.36 GRANULOMETRIE DES GRES DE L'ENSEMBLE MARNO-SILTO-GRESEUX
 (courbes de fréquences simples et cumulées) (Helv. moy.)



PL.37

GRANULOMETRIE DES GRES DE L'ENSEMBLE MARNO-SILTO-GRESEUX
 (courbes de fréquences simples et cumulées) (Helv. moy.)



PL. 38 GRANULOMETRIE DES MARNES ET SILTS MARNEUX DE L'ENSEMBLE MARNO-SILTO-GRESEUX. (Helv.moy.)
(courbes de fréquences simples)

Le classement, médiocre à mauvais, est caractéristique d'un sédiment continental de type laguno-lacustre. Le triage est mauvais. Ce sédiment a été l'objet d'un remaniement par une turbulence après dépôt. L'assymétrie est négative. Elle caractérise un dépôt en milieu marin agité.

La courbe canonique de A. RIVIERE présente un faciès logarithmique, caractéristique d'un dépôt évolué en milieu marin.

Ceci nous permet de penser que ces marnes ont été déposées sur une plateforme continentale de type marais salé ⁽¹⁾.

1.2.2.3. Granulométrie des silts (voir pl. 38, p 89)

: N° Echantillon :	Q1 :	Q2 :	Q3 :	Sorting :	Qd ϕ :	He :	Assymétrie :	Courbe canonique :
:	:(mm) :	(mm) :	(mm) :	Index :	:	:	:	: de RIVIERE :
: 724-24h :	: 0,033 :	: (0,038) :	: 0,070 :	: 1,45 :	: 1,45 :	: 0,60 :	: (1,6) :	: Logarithmique :

Le classement, assez bon, est caractéristique d'un dépôt en milieu marin peu profond. Le triage est mauvais (bimodalité du sédiment). Le faciès de la courbe canonique de A. RIVIERE indique un dépôt évolué.

La valeur très positive de l'assymétrie n'est pas significative car la valeur de Q2 (médiane) a été donnée approximativement du fait que ce fractile se trouve dans la zone de hiatus provoquée par la juxtaposition de deux méthodes d'études différentes (voir pl.38 p.89)

1.2.3. Pétrographie

1.2.3.1. Analyse pétrographique des grès

Ils renferment des grains de quartz (20 à 40%), de feldspath (10 à 20%), des paillettes de muscovite (20 à 50%), des grains de calcaire, d'antigorite, de radiolarite et de chlorite dans de faibles pourcentages.

Il y a peu ou pas de glauconite; quand elle est présente, elle est à l'état remanié.

La matrice est calcaréo-argileuse.

Notons aussi, que la couleur générale gris bleutée de ces grès est indicatrice d'un milieu de dépôt frais et réducteur.

..../..

1. Le marais salé (schorre ou herbier, en anglais "Salt marsh) est situé au-dessus du niveau des pleines mers de mortes eaux. Une végétation halophyte y prospère sur les argiles, silts et grès fins qui le compose.

1.2.3.2. Carbonatimétrie (grain + matrice)

a) Les grès

N° Echantillon	% CO ₃ Ca	%(CO ₃) ₂ Ca Mg
725-26 l	4	2
725-7 a	14	4
725-7 c	10	8
725-26 k	20	3,5
724-44 b	26	14
724-44 c	17	9
724-44 d	36,6	0
724-44 e	22	8
724-44 f	25	6
724-44 h	31	6
724-44 i	29	3

b) Silts et marnes

- Les silts marneux:

N° Echantillon	% CO ₃ Ca	%(CO ₃) ₂ Ca Mg
725-24 b	25,5	7,5
725-24 a	19,5	6,5

- Les marnes:

N° Echantillon	% CO ₃ Ca	%(CO ₃) ₂ Ca Mg
725-24 c	16	5

La carbonatimétrie montre la présence de dolomite en proportion variable mais toujours assez forte. Ce fait est indicateur de dépôts en milieu fermé plus ou moins lagunaire.

1.2.3.3. Analyse aux Rayons X

Dans les grès elle révèle la présence des argiles suivantes par ordre décroissant: Illite, Montmorillonite et Chlorite, Interstratifié du type Montmorillonite - Chlorite et Illite-Montmorillonite.

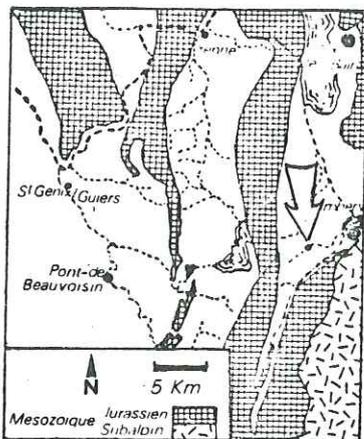
Cette analyse révèle également la présence de serpentine, de quartz et de feldspath.

Dans les silts et marnes elle révèle la présence des argiles suivantes par ordre décroissant: Montmorillonite, Illite, Chlorite, Interstratifié du type d'Illite Montmorillonite auxquels s'ajoutent, à l'état de trace, du fer, de la serpentine, du quartz et des feldspaths.

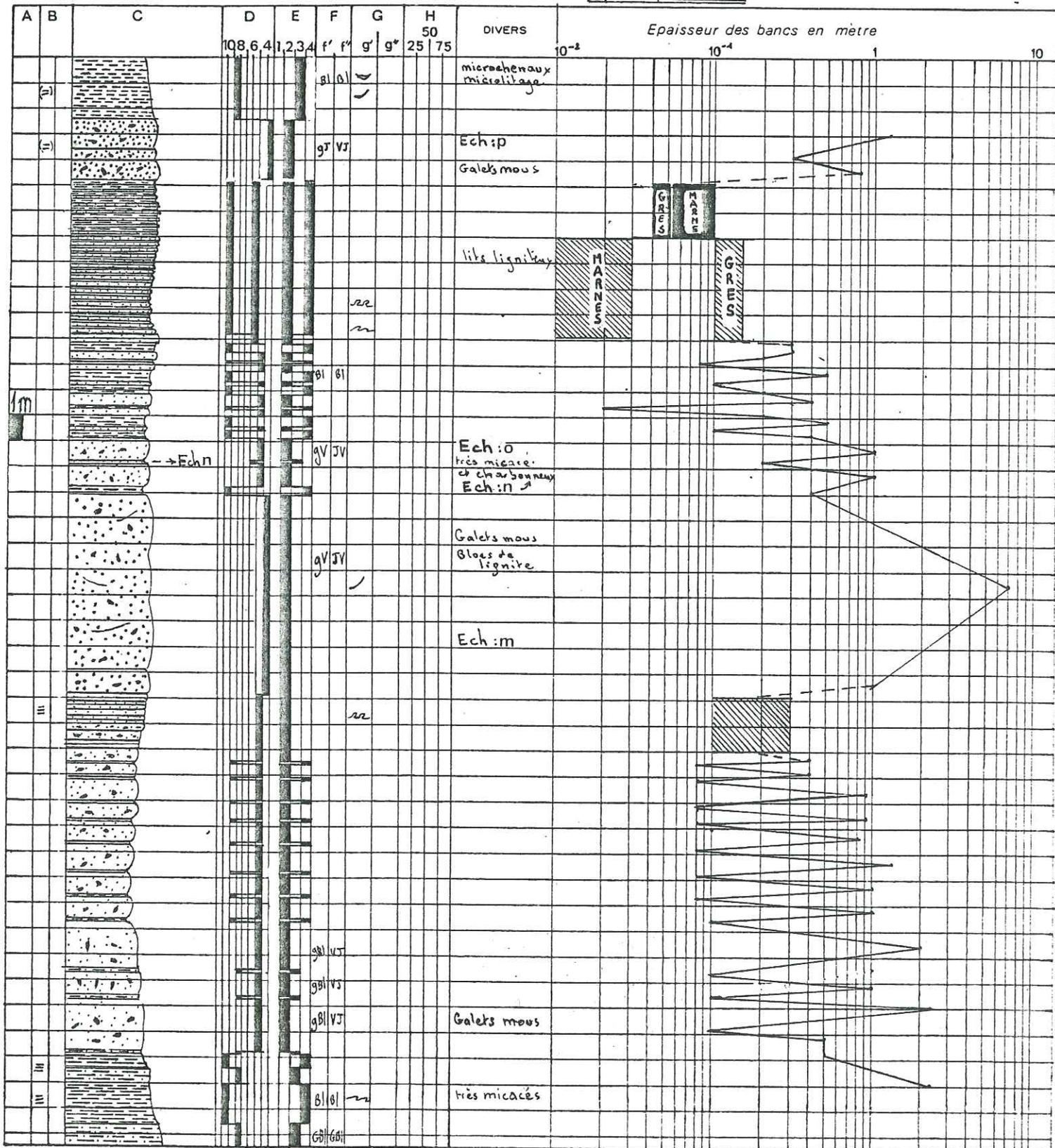
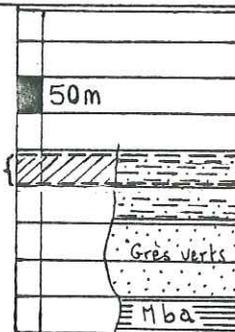
La présence généralisée de Montmorillonite est indicatrice d'un dépôt en milieu basique plus ou moins confiné et d'une non altération après dépôt.

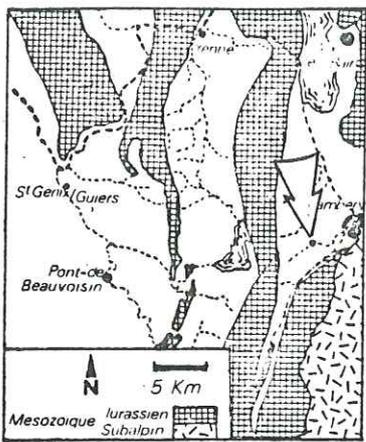
L'Illite est vraisemblablement héritée. Le climat était donc du type tempéré frais non altérant.

- A ECHELLE
- B JOINTS
- C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE
- D LITHOFACIES
- E INDURATION
- F COULEUR f' CASSURE
- f" ALTERATION
- G FIGURES SEDIMENTAIRES g' TYPE BIOLOGIQUES ET AUTRES g" Azimut & Pendage
- H Carbonates en %



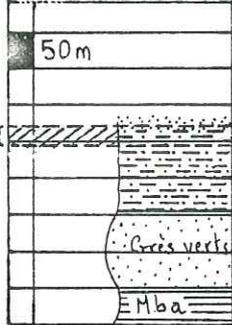
Situation
 ← GEOGRAPHIQUE
 GEOLOGIQUE →





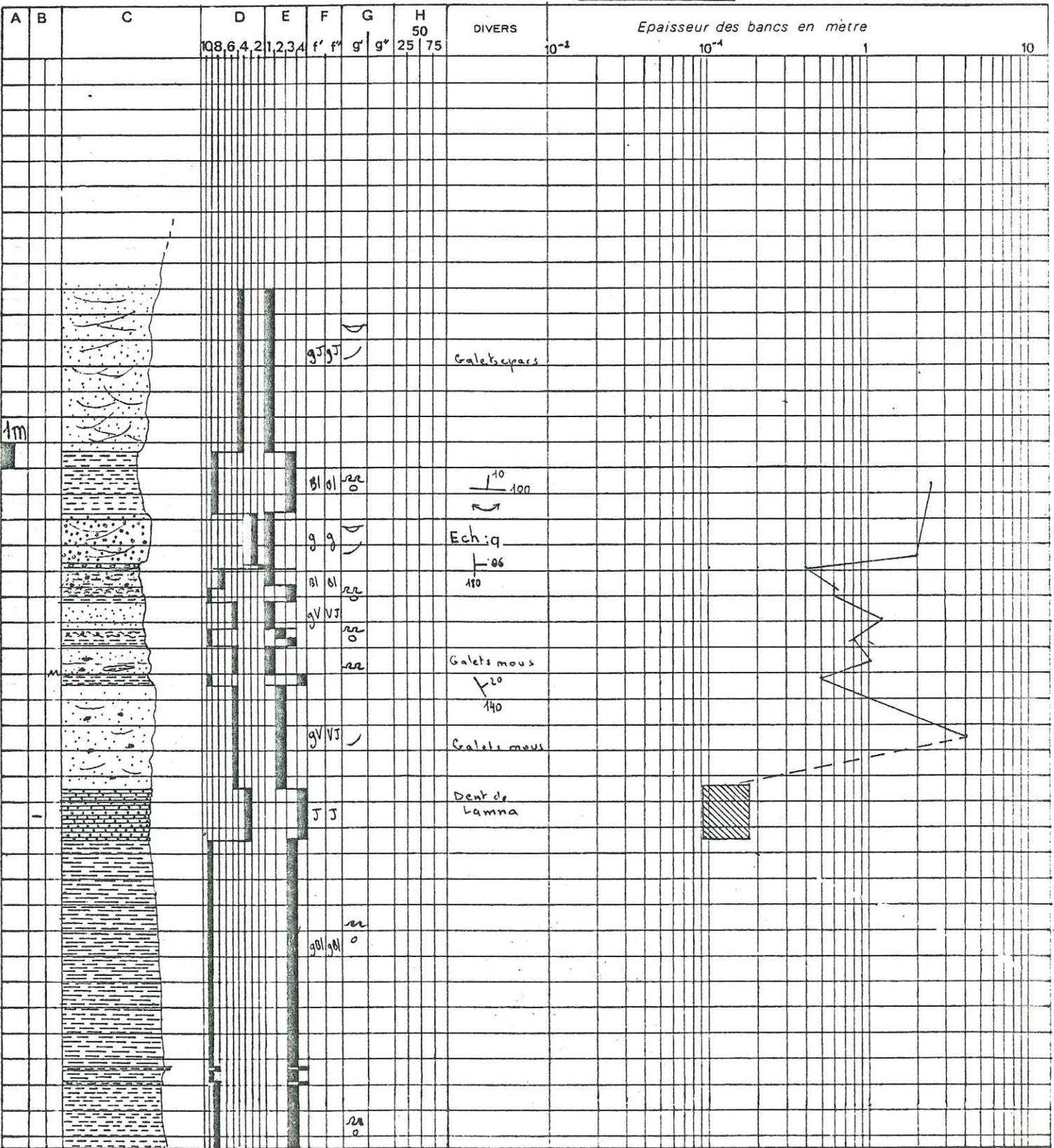
NOM DE LA FORMATION
ENSEMBLE MARNO-SILTO-GRESEUX. (Helv. moy.)
 3 Amont du N. Forezan 725-26

Situation
 ← GEOGRAPHIQUE
 GEOLOGIQUE →



PL.41

- A ECHELLE
- B JOINTS
- C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE
- D LITHOFACIES
- E INDURATION
- F COULEUR f' CASSURE
g' ALTERATION
- G FIGURES
SEDIMENTAIRES g' TYPE
BIOLOGIQUES
ET AUTRES g' Azimut & Pendage
- H Carbonates en %



1.2.4. Conclusion à l'étude de l'ensemble marno-silto-gréseux

Les grès, les silts et les marnes présentent des caractéristiques granulométriques différentes; ce fait traduit des conditions différentes de dépôts dans des milieux différents, cependant très proches les uns des autres dans le temps et dans l'espace.

Si l'on rapproche ce type de sédimentation de celui décrit par A. BERSIER (1958) pour le bassin molassique suisse on constate qu'il correspond à une sédimentation variée et discontinue faite, ici de grès, là de silts, ailleurs de marnes sur une plateforme médiolittorale de topographie variée et balayée par des courants chenalisés.

Cette plateforme (Tidal flat) est, par endroit, ouverte (chenal) et directement soumise à une sédimentation détritique abondante et grossière (grès) en provenance des Alpes naissantes. En d'autres endroits, elle est relativement fermée (schorre) et soumise à une sédimentation plus fine (silts-marnes).

Cette plateforme est affectée d'une subsidence continue qui favorise la migration des chenaux et les changements verticaux de faciès. Ce modèle sédimentaire a été favorisé par un climat de type tempéré frais.

1.3. Les "Sables jaunes de Pont-de-Beauvoisin"

1.3.1. Analyse séquentielle (voir pl. 49 p.105)

Les quelques rares coupes qui ont pu être réalisées montre que la formation correspondante aux "Sables jaunes de Pont-de-Beauvoisin" est essentiellement constituée de sables grossiers à moyens, homogènes, avec litages inclinés et structures entrecroisées.

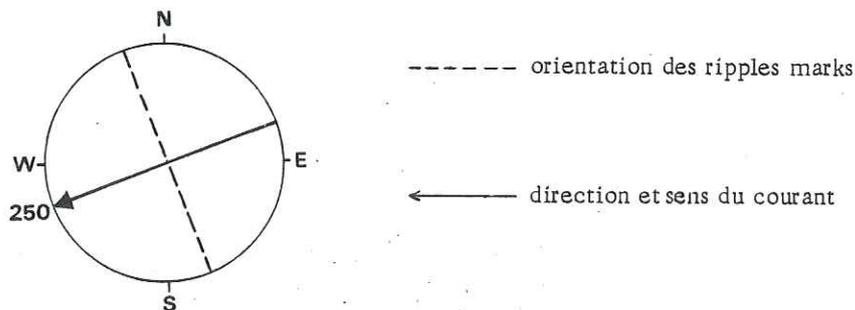
Elle est le siège d'une importante chenalisation. Cette analyse révèle à l'évidence un dépôt molassique.

1.3.2. Figures et structures sédimentaires

a) Ripples marks

Des ripples marks dissymétriques sont observables, par endroits, sur les faces supérieures des bancs sablonneux. Leur orientation perpendiculaire aux directions d'apports est N 160.

La dissymétrie montre une pente douce vers l'Est et une pente plus raide vers l'Ouest; les apports se sont faits dans le sens E-W.



b) Litage oblique plan (incliné)

Cette structure sédimentaire est matérialisée par des feuillets plans parallèles inclinés vers l'E (725-23).

On peut interpréter cette inclinaison des feuillets de deux façons:

- soit comme étant dû à des courants W-E; mais cette direction est opposée à la direction générale des apports dans notre région qui est, de façon très générale E-W et qui est confirmée ici-même par les ripples-marks.
- soit plutôt dû à des courants de flot (marée montante) localisés dans des chenaux de fond d'estuaire d'un delta.

De tels "foresets" ont été observés dans un des estuaires (Haringvliet) du delta Rhin-Meuse (6ème congrès international de Sédimentologie, 1963 - Excursion dans l'estuaire Rhin-Meuse, page 24).

c) Les chenaux

Ils sont nombreux et de tailles variables (décimétriques à décamétriques). Leur fond est généralement tapissé d'éléments fins argileux. Leur allongement très varié indique qu'il s'agit d'une chenalisation divagante.

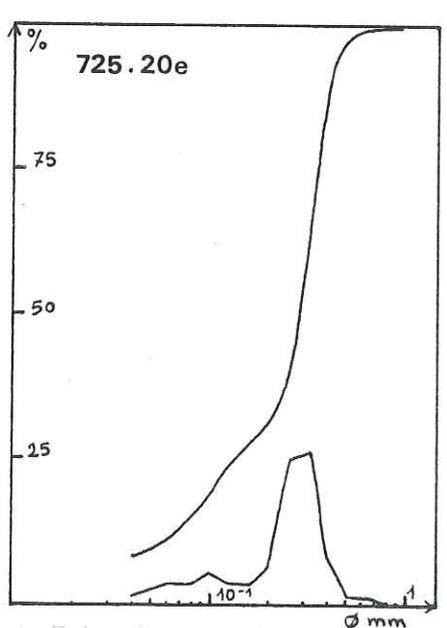
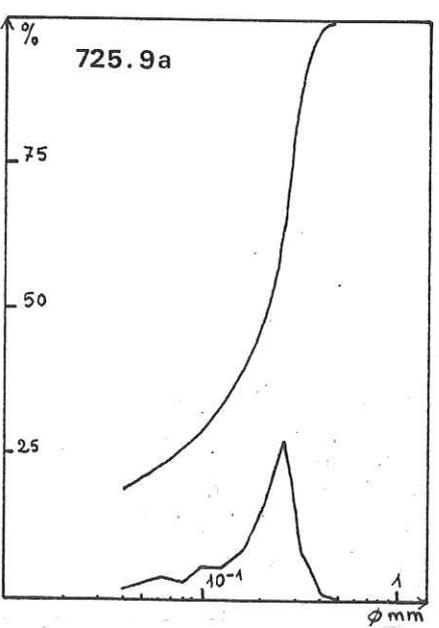
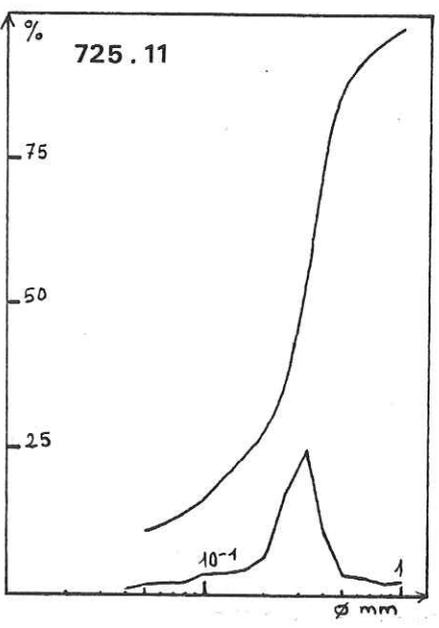
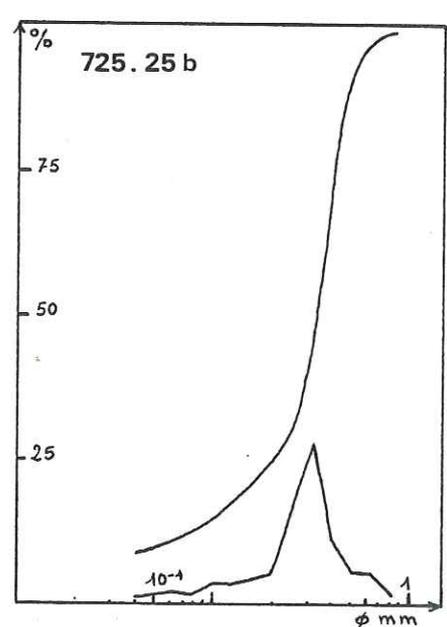
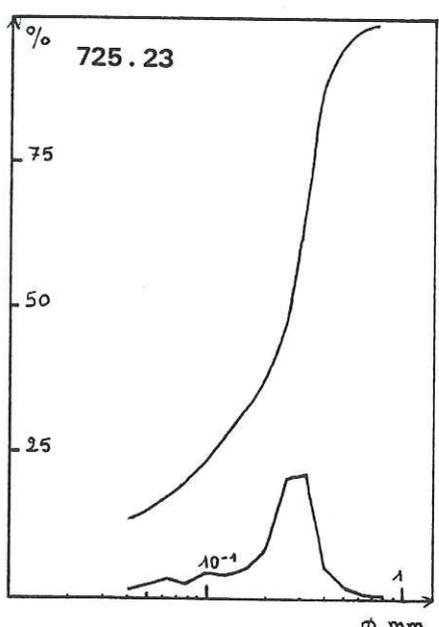
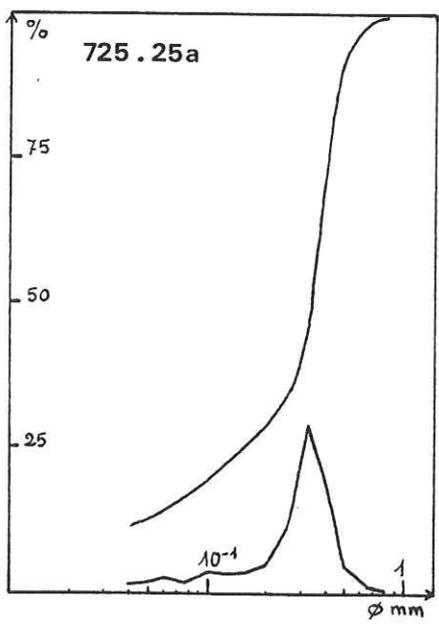
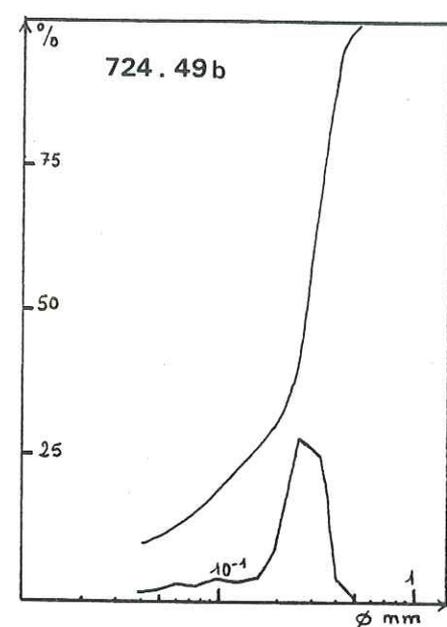
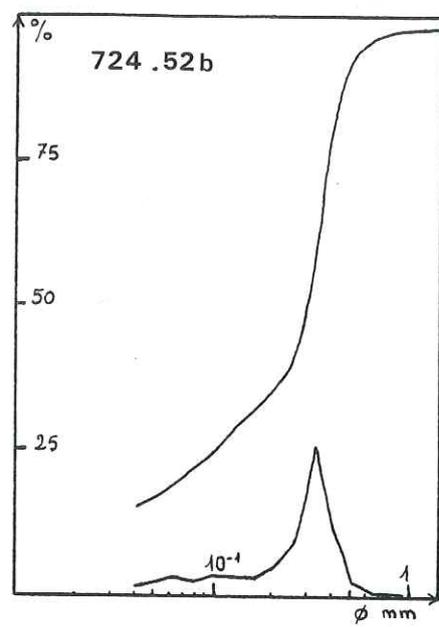
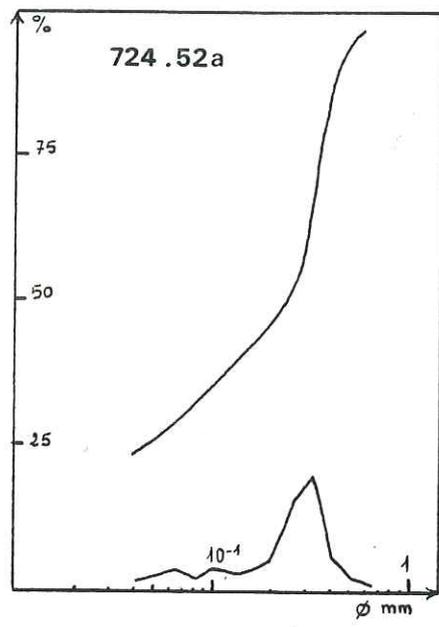
1.3.3. Granulométrie (tamisage classique)
(voir pl.48 p.103)

: N° Echantillon :	Q1	Q2	Q3	Sorting	Qd ϕ	He	Assymétrie	Courbe canonique:
:	:(mm)	:(mm)	:(mm)	: Index	:	:	:	: de RIVIERE
: 724-52 a	:0,046	:0,230	:0,340	: 2,72	: 1,47	: 0,41	: 0,30	: Logarithmique
: 724-52 b	: 0,086	: 0,198	: 0,262	: 1,74	: 0,81	: 0,40	: 0,57	: " "
: 724-49 b	:0,141	:0,270	:0,335	: 1,54	: 0,62	: 0,30	: 0,64	: " "
: 725-25 a	: 0,152	: 0,330	: 0,402	: 1,63	: 0,71	: 0,28	: 0,56	: " "
: 725-25 b	: 0,205	: 0,321	: 0,410	: 1,42	: 0,50	: 0,30	: 0,81	: " "
: 725-23	: 0,107	: 0,260	: 0,335	: 1,77	: 0,83	: 0,34	: 0,53	: " "
: 725-11	:0,173	:0,305	:0,392	: 1,50	: 0,58	: 0,35	: 0,73	: " "
: 725-9 a	: 0,072	: 0,208	: 0,270	: 1,94	: 0,97	: 0,31	: 0,45	: " "
: 725-20 a	:0,132	:0,285	:0,340	: 1,60	: 0,69	: 0,30	: 0,55	: " "

Les diverses analyses granulométriques effectuées dans ces sables nous permettent d'en déduire les caractéristiques suivantes:

- le classement est bon à très bon, caractérisé par
 - . un sorting très bon: $1,42 < S < 2,72$
 - . un Qd ϕ bon
 - . une hétérométrie très faible, comprise entre les valeurs 0,28 et 0,40
- le triage (maturity) est excellent (unimodalité de la courbe de fréquence simple)
- l' assymétrie fortement négative révèle un milieu fortement agité.

Le dépôt de ces sables s'est fait sur une plateforme typiquement marine, balayée en permanence



PL.48 GRANULOMETRIE DES SABLES JAUNES.(Helvetien sup.)
(courbes de frequences simples et cumulees)

par des courants importants.

D'autre part, une diminution générale d'E en W de la taille moyenne des constituants confirme le sens des apports suivant cette direction.

1.3.4. Pétrographie

Ces sables sont composés de grains de quartz (40 à 50%), de feldspath (10 à 15%), de calcaire (15 à 20%), de paillettes de muscovite (20 à 30%), de grains de chlorite, d'antigorite et de radiolarite (faibles pourcentages).

Il n'y a pas de glauconite.

La matrice altérée est marneuse.

1.3.4.1. Carbonatimétrie (grains + matrice)

N° Echantillon	% CO ₃ Ca	% (CO ₃) ₂ Ca Mg
724-49 c (induré)	40	0
725-25 b (induré)	37,5	0
725-9 a (meuble)	31,5	0
725-25 a (meuble)	20	0

L'absence de dolomite confirme le milieu marin ouvert.

1.3.4.2. Analyse aux Rayons X des niveaux argileux des "Sables de Pont-de-Beauvoisin"

Elle révèle la présence des argiles suivantes par ordre décroissant: Montmorillonite, Illite, Chlorite, Kaolinite, des Interstratifiés du type Illite-Montmorillonite et Montmorillonite-Chlorite.

Ce stock est indicateur d'un climat du type tempéré frais.

L'abondance de Montmorillonite (indicatrice de dépôt en milieu confiné et basique) montre que ces niveaux argileux correspondent à des dépôts dans des "flaques confinées".

1.3.5. Conclusion

Les "Sables jaunes de Pont-de-Beauvoisin" correspondent à des dépôts en milieu marin deltaïque sous un climat tempéré frais. L'aire deltaïque, fortement agitée par les courants de marées (flot) et les vagues, est le réceptacle du matériel gréseux amené des Alpes internes par des fleuves après un long parcours.

1.4. Les conglomérats helvétiques

1.4.1. Le conglomérat du Nant Forezan (Aff 725-26) - (Cf. pl. 39 p.92)

Il se localise à la base de l'ensemble marno-silto-gréseux. Les galets qui le constituent sont très émoussés; leur taille est moyenne à petite.

Le pourcentage de la matrice grésocalcaire les emballant n'excède pas 25% de l'échantillon total. Les galets calcaires sont fréquemment impressionnés (cupules de dissolution). Ils présentent également de nombreuses stries stylolithiques, témoignage d'une tectonique de compression postérieure à leur dépôt.

1.4.1.1. Pétrographie

Un comptage pétrographique des galets a été effectué en amont et en aval du Nant Forezan.

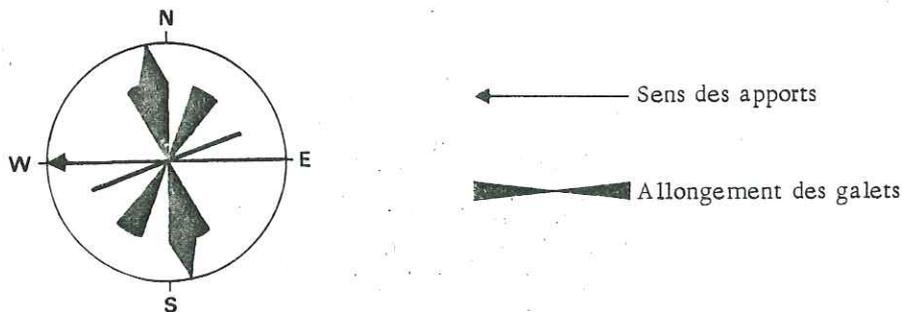
<u>Nature pétrographique</u>	<u>% Aval (Est)</u>	<u>% Amont (Ouest)</u>	<u>Moyenne %</u>
Quartz	5	7	6
Quartzite	0	4	2
Radiolarite	7,5	12	9,75
Rhyolite	3,5	2	2,75
Roche verte	6,5	3	4,75
Phtanite	6	0	3
Gneiss	0	2	1
Silex	5	1	3
Calcaire gréseux	18	27	22,5
Calcaire pur	49,5	38,5	44
Calcaire marneux	0	1	0,5
Schiste noir	0	0,5	0,25

Ce comptage révèle le caractère lointain de la province de départ des éléments conglomératiques. Il y a environ 20% d'éléments en provenance des zones alpines internes (radiolarites, roches vertes, rhyolites, phtanites).

On remarque un faible pourcentage de quartzite. Ce fait nous a conduit à penser que la zone triasique des Alpes était vraisemblablement protégée de l'érosion par des nappes de charriage qui, provenant des zones alpines très internes, ont fourni les nombreuses radiolarites (non métamorphiques), phtanites, roches vertes et rhyolites.

1.4.1.2. Directions d'apports

- L'orientation des galets allongés et l'inclinaison vers l'E des galets aplatis nous a permis, compte-tenu des rectificatifs à apporter sur le pendage des couches (ramenées à l'horizontale), de donner la direction et le sens du courant d'apport suivant.



- La géométrie stratigraphique même de ce conglomérat nous renseigne aussi sur le sens des apports qui se fait d'E en W:

- . A l'aval (Est), le conglomérat a une épaisseur de 10 à 15 m
- . A l'amont (Ouest), il se dédouble en passées conglomératiques inférieures à 4m d'épaisseur pour finalement , disparaître complètement vers l'W.

1.4.1.3. Conclusion

Très localisé, ce conglomérat matérialise un cône de déjection sous-marin helvétique, placé à l'embouchure d'un axe d'alimentation; la nature très polygénique et la taille très moyenne des éléments conglomératiques évoquent une province d'origine lointaine correspondant au démantèlement des nappes de charriage formant les premiers reliefs alpins des zones internes.

1.4.2. Les "Conglomérats de Chamoux"

1.4.2.1. Analyse séquentielle (voir pl. 51, 52 p.112,113)

L'analyse séquentielle effectuée dans l'épaisseur de l'ensemble conglomératique de Chamoux permet de constater les faits suivants:

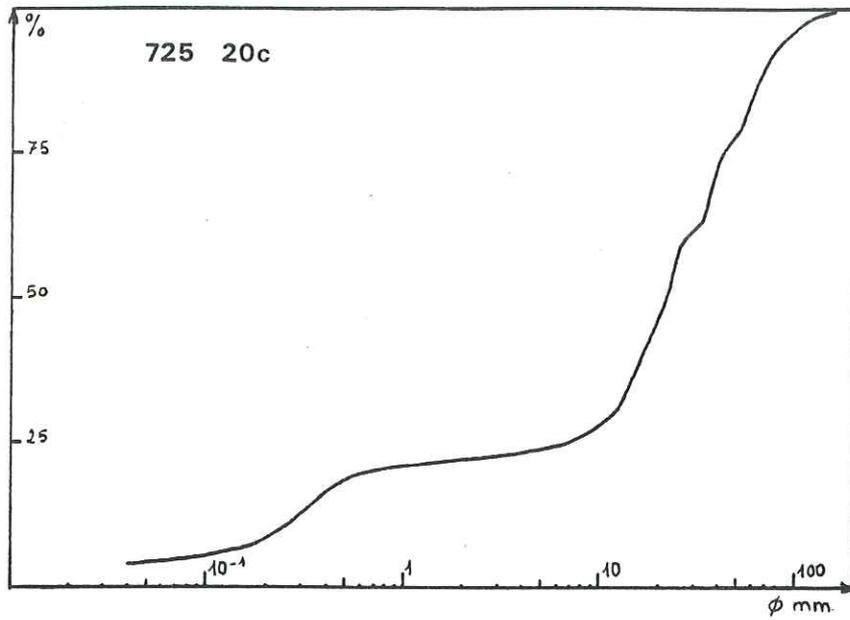
- A chaque venue conglomératique chenalisée correspond une séquence élémentaire positive complète (conglomérat-grès-silt) ou incomplète (conglomérat-silt).
- En s'élevant dans l'épaisseur de la formation on relève une disparition des galets mous dans les grès et des lits ligniteux, conjointement à une disparition de la phase silto-marneuse.
- Des lithophages apparaissent sur les galets calcaires et ceux-ci sont d'autant plus nombreux que l'on se trouve à un niveau plus élevé de la formation.

Ajoutée à ces caractères, la position très localisée de ces conglomérats nous indiquent qu'il s'agit de dépôts chenalisés et intermittants à l'embouchure d'un fleuve côtier sur une plateforme marine peu profonde. On assiste à la disparition de l'environnement du type marais salé caractéristique du dépôt des marnes de l'ensemble précédent et à leur remplacement par des apports détritiques qui deviennent localement plus fréquents et plus grossiers sur une aire de dépôt à caractère de plus en plus littorale.

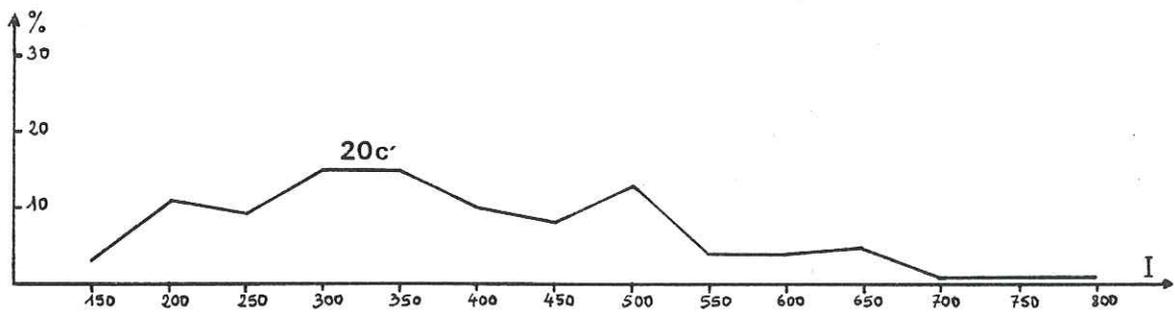
1.4.2.2. Granulométrie des conglomérats de Chamoux (voir pl.50 p 108)

: N°Echantillon :	Q1	Q2	Q3	Sorting	Qd ϕ	He	Assymétrie	Courbe canonique:
:	(mm)	(mm)	(mm)	Index	:	:	:	de RIVIERE
: 725-20c	: 7	: 23	: 41	: 2,42	: 1,28	: 0,80	: 0,50	: Logarithmique

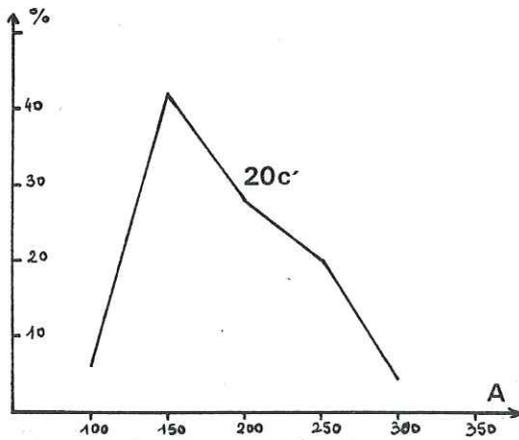
Le classement, assez bon, est caractéristique d'un sédiment de type marin deltaïque. Le triage, médiocre, caractérise un sédiment immature de provenance rapprochée.



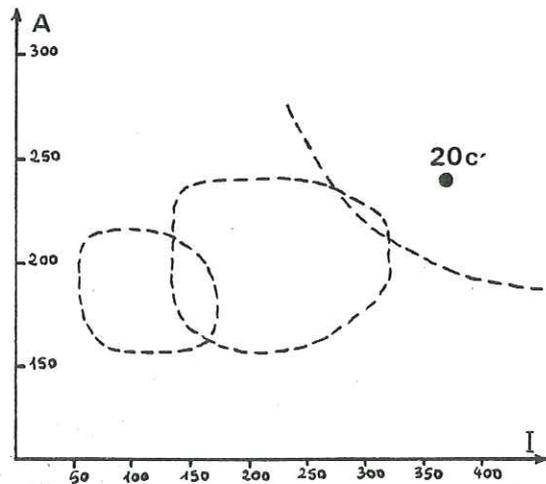
GRANULOMETRIE DANS LES CONGLOMERATS DE CHAMOUX.
(courbe de fréquence cumulée)



-courbe de fréquence simple de l'indice d'émoussé



-courbe de fréquence simple de l'indice d'aplatissement.



-indice d'émoussé et d'aplatissement en représentation conjuguée.

MORPHOMETRIE DES GALETS CALCAIRES DANS LES CONGLOMERATS DE CHAMOUX.

N° Echantillon ▶	725-20 a	725-20 c	725-20 d	725-20 d
	%	%	%	%
Quartz	3	4,5	4	2
Quartzite	2,5	0,5	0	0
Radiolarite	2,5	6,5	2	2
Rhyolite	3	1,5	0	1
Roche verte	2,5	1,5	4	0
Phthanite	0	0,5	0	0
Gneiss	2,5	0	4	0
Silex	1	11,5	8	2
Calcaire gréseux	20,5	32	10	11
Calcaire pur	43,5	15	54	64
Calcaire marneux	9	18,5	22	18
Dolomie	7,5	0	0	0
Calcaire noir spathique	3	0	2	0
Grès carbonaté	0	2	0	0
Marne	0	3	0	0

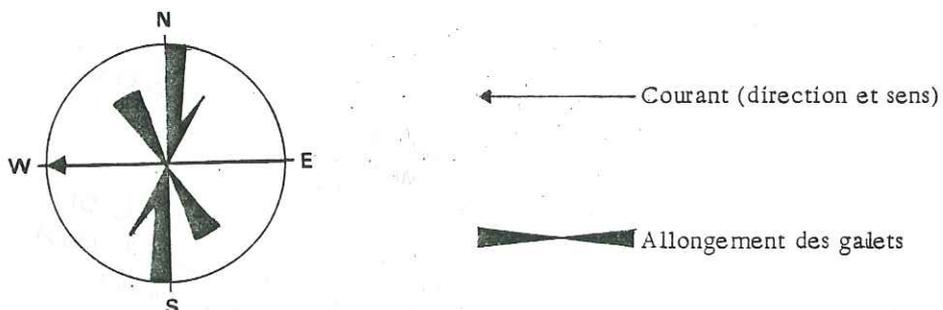
Les éléments en provenance des Alpes internes (radiolarite, rhyolite, roche verte, phthanite) sont moins abondants que dans le conglomérat du Nant Forezan. Ils représentent environ 10% du stock total. La grosseur et la fraîcheur des radiolarites (5cm de diamètre et non métamorphosées), l'absence de quartzite sont les deux éléments qui nous conduisent à penser que des nappes de charriage provenant des zones internes sont venues très près du bassin de sédimentation molassique. Protégeant certaines zones alpines, telle que la zone triasique, ces nappes ont fourni, par érosion, les matériaux détritiques nécessaires à l'élaboration du stock pétrographique des "Conglomérats de Chamoux".

1.4.2.5. Directions d'apports

Elles nous sont données par la disposition des galets et certaines figures sédimentaires.

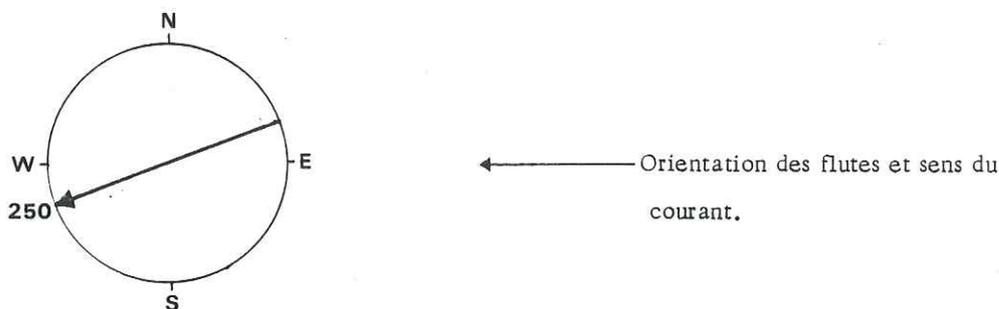
a) Disposition des galets

L'orientation des galets allongés et l'inclinaison vers l'E des galets aplatis nous a permis de déduire une direction E-W des apports avec un sens de courant dirigé vers l'W (couches stratigraphiques ramenées à l'horizontale).



b) Figures sédimentaires

Des flutes-casts situés à la base des conglomérats nous donnent une direction de courant ENE-WSW.



1.4.2.6. Conclusion

Les conglomérats polygéniques de Chamoux correspondent à un dépôt de cône deltaïque d'un fleuve côtier sur une plateforme littorale constituée par les dépôts molassiques préexistants. Les apports grossiers sont de plus en plus nombreux et fréquents à mesure que l'on s'élève dans la formation avec évolution vers un caractère littoral de plus en plus marqué.

1.4.3. Le "Conglomérat de la Genaz"

Il est représenté par l'affleurement 749-35, altitude 560m. Le pendage des couches est 35 170

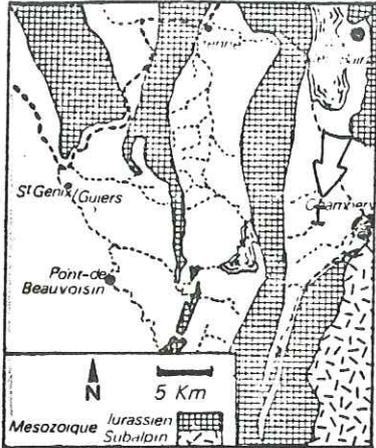
1.4.3.1. Granulométrie (Cf. pl.53, p.

Q1	Q2	Q3	Sorting	Qd	He	Assymétrie
(mm)	(mm)	(mm)	Index			
0,150	13	38	15,8	4	0,82	0,03

Le classement est très mauvais }
 Le triage est très mauvais } mélange de deux constituants

Ces paramètres granulométriques, qualifiant un transport fluvial, traduisent un remaniement très profond du sédiment après son dépôt dans la zone côtière d'une plateforme littorale.

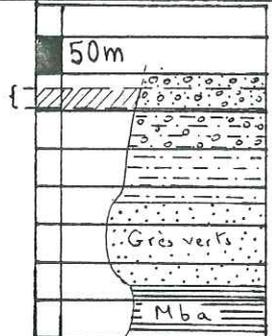
.../...



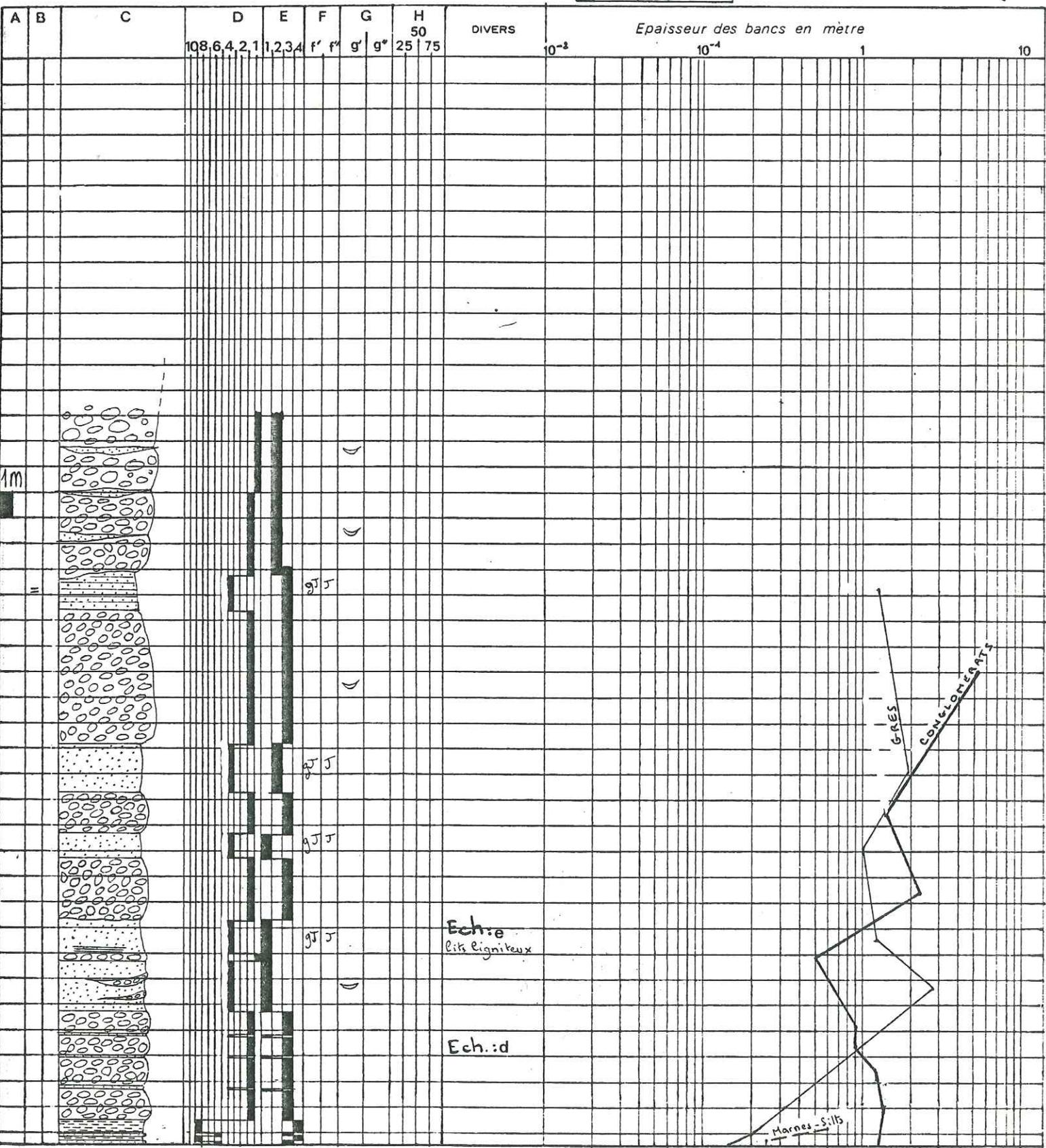
NOM DE LA FORMATION
CONGLOMERATS DE CHAMOUX. (Helv.moy.sup.)
 N.de la Dhuy
 2

725-20

Situation
 ← GEOGRAPHIQUE
 GEOLOGIQUE →



- PL 52**
- A ECHELLE
 - B JOINTS
 - C CONSTITUTION LITHOLOGIQUE
 - D LITHOFACIES
 - E INDURATION
 - F COULEUR f' CASSURE
f'' ALTERATION
 - G FIGURES
SEDIMENTAIRES g' TYPE
BIOLOGIQUES
ET AUTRES g'' Azimut & Pendage
 - H Carbonates en %



1.4.3.2. Morphométrie des galets calcaires: (cf. pl.53, p.115)

Indice d'éroussé: I			Indice d'aplatissement : A			
Médiane	$I \leq 100$	$I \geq 500$	Rang	Médiane	$A \leq 150$	$A \geq 250$
			85			
460	0	43	250	180	34	17

-Indice d'éroussé:

Il est très fort .

Il n'y a aucun galet faiblement éroussé ($I \leq 100$), par contre 43% des galets sont fortement éroussés.

Ces galets ont été l'objet d'une usure typiquement marine sur une plage.

- Indice d'aplatissement

Le pourcentage de galets peu aplatis est fort (34%); celui des galets très aplatis est moyen (17%). Ces galets transportés par des fleuves jusqu'à la mer ont d'abord subit un façonnement fluviatile, puis un façonnement marin au moment de leur dépôt.

- La représentation conjuguée de l'indice d'éroussé et de l'indice d'aplatissement situe notre échantillon dans le domaine des usures marines (cf. pl. 53, p.115).

Ces galets ont été façonnés en milieu marin côtier par le mouvement des vagues.

1.4.3.3. Pétrographie

a) Les galets :

Quartz: 1% - Quartzite: 0,5% - Radiolarite: 2% - Roche verte: 1% - Rhyolite: 0,5% - Gneiss: 3,5 % - Calcaires indifférenciés: 91,5 %.

Le pourcentage d'éléments provenant des zones alpines internes est faible (3,5%), mais est toujours supérieur au pourcentage de quartzite.

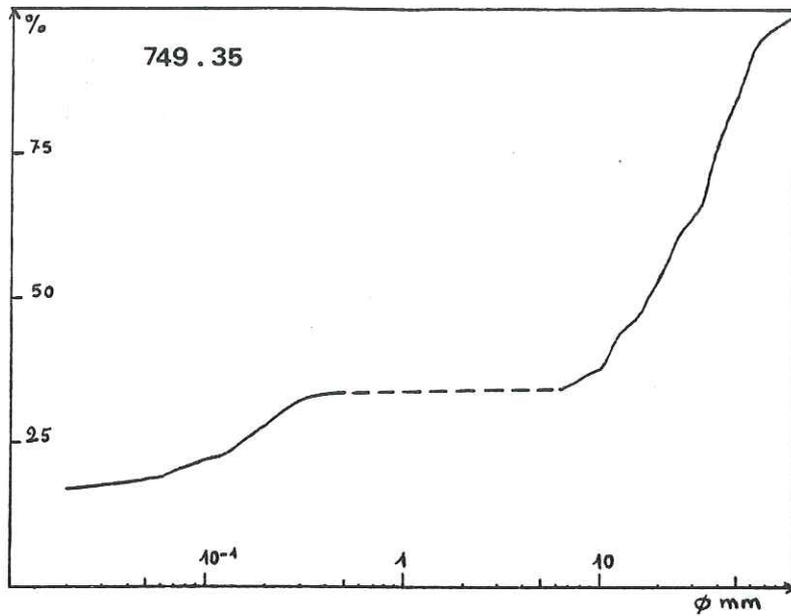
Les radiolarites, en général rouges, sont toujours grosses (2 à 3cm de diamètre) et fraîches (non métamorphisées).

Les galets calcaires sont souvent impressionnés (cupules de dissolution intraformationnelles diagénétiques).

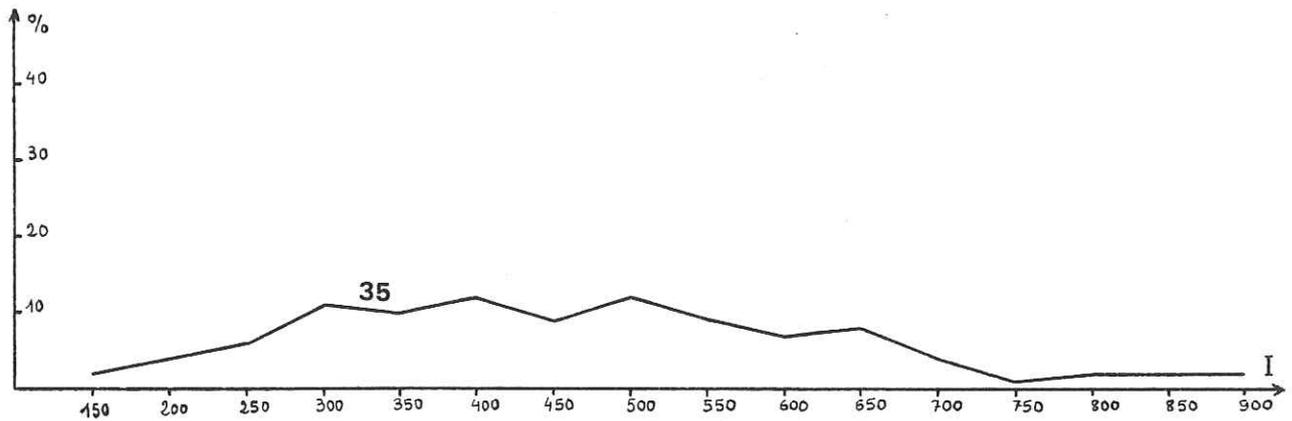
b) La matrice gréseuse

La carbonatimétrie (grains calcaires + matrice) décèle un fort pourcentage (63%) de CO_3Ca .

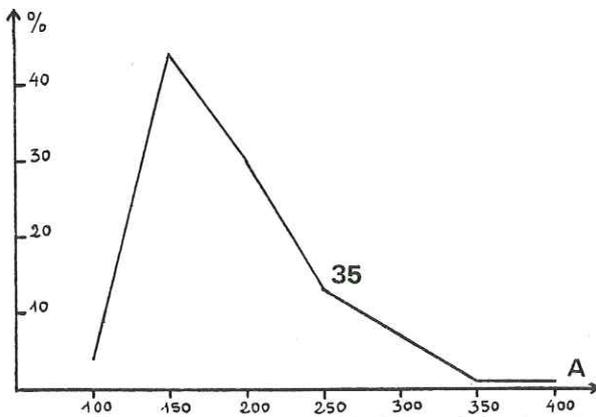
Les éléments détritiques figurés sont des grains de quartz (35%), de feldspath (10%), de calcaire (45%) et, à de faibles pourcentages, de radiolarites, d'antigorite et de chlorite.



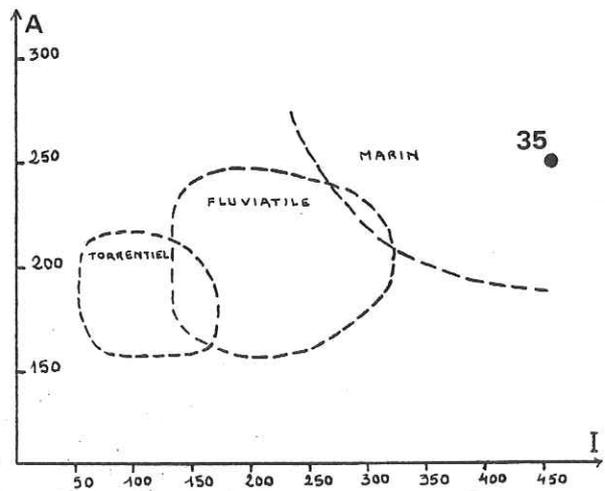
GRANULOMETRIE DU CONGLOMERAT DE LA GENAZ. (Helv. sup.)
(Fréquence cumulée)



-courbe de fréquence simple de l'indice d'émoussé



-courbe de fréquence simple de l'indice d'aplatissement



-indice d'émoussé et d'aplatissement en représentation conjuguée

MORPHOMETRIE DES GALETS CALCAIRES DU CONGLOMERAT DE LA GENAZ.

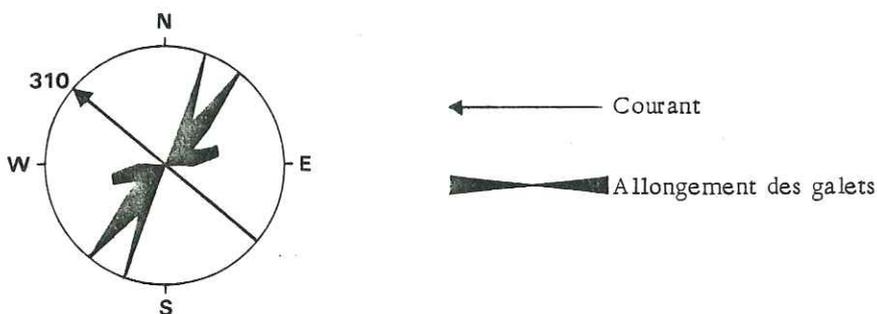
1.4.3.4. Disposition des galets

En rabattant le pendage à l'horizontale on constate que:

- les gros galets allongés s'alignent suivant un axe N-S;
- les gros galets aplatis sont en général posés à plat ou légèrement inclinés vers l'E ou vers l'W;
- les petits galets sont disposés en vrac, souvent même redressés.

Ces caractères évoquent un dépôt côtier le long d'un rivage orienté N-S: les gros galets traînés et abandonnés par les vagues, soit montantes, soit descendantes, sont déposés à plat ou inclinés dans deux sens opposés (W et E), tandis que les petits galets, transportés par saltation, se déposent dans toutes les positions.

L'orientation des galets moyens allongés et l'inclinaison vers l'E des galets moyens aplatis permet de distinguer une direction d'apport SE-NW.



1.4.3.5. Conclusion

Le conglomérat de la Génaz a un caractère tout autant littoral que les conglomérats de Chamoux.

Déposés brutalement par les courants fluviaux sur une plage deltaïque, ils ont été l'objet d'un brassage par les courants de marées et les vagues après dépôt.

../..

V. 2. LES FORMATIONS TORTONIENNES

2.1. Les "Sables de Chimilin" (1)

L'affleurement étudié est très représentatif de ces sables. Il est situé à 1,5km SW de Chimilin, au lieu-dit "Bois le Terne" (724-58) à la cote 300m.

La formation comporte des sables intercalés de lentilles conglomératiques.

2.1.1. Granulométrie des sables (cf. pl. 54 p.118)

N° Echantillon	Q1	Q2	Q3	Sorting	Qd ϕ	He	Assymétrie	Courbe canonique
	(mm)	(mm)	(mm)	Index				A. RIVIERE
724-58 a	:0,088	:0,200	:0,280	: 1,79	: 0,83	: 0,50	: 0,61	: Logarithmique

Le classement est très bon, caractéristique d'un dépôt en milieu marin.

Le triage est bon.

L'assymétrie négative est caractéristique d'un milieu agité.

Le faciès logarithmique de la courbe canonique de A. RIVIERE qualifie un dépôt évolué.

Ces caractères évoquent un milieu de dépôt marin deltaïque.

2.1.2. Pétrographie des sables

Les sables sont composés de grains de quartz (40%), de feldspath (10%), de calcaire (20%), de paillettes de muscovite (20 à 30%) et des grains de radiolarite, chlorite, antigorite dans des taux plus réduits.

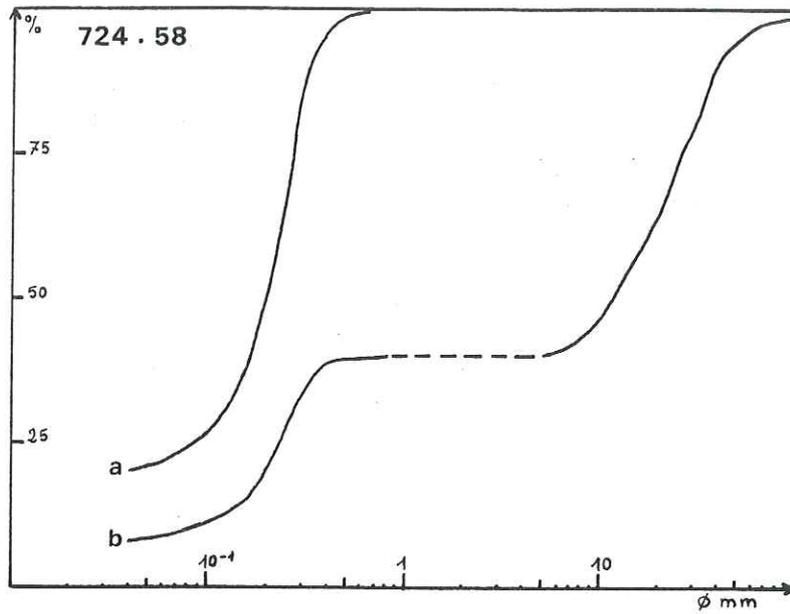
Le ciment est marneux.

La teneur en carbonates (grains + matrice) est voisine de 50% .

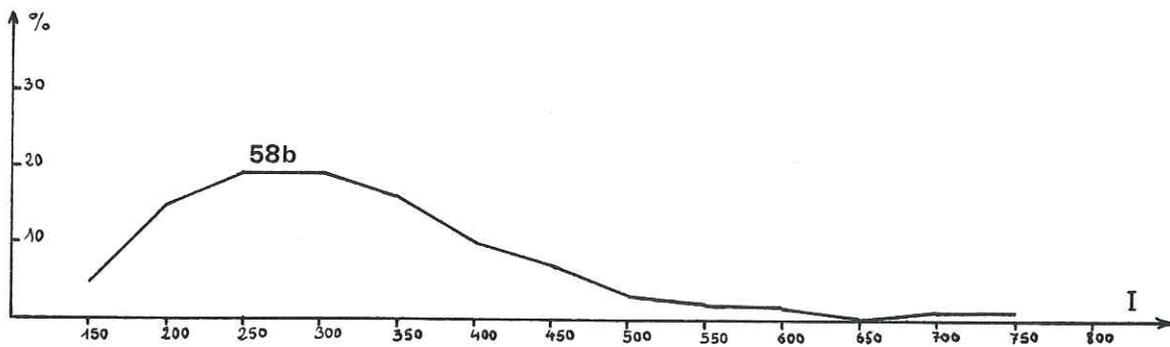
2.1.3. Granulométrie des lentilles conglomératiques (voir pl. 54, p.118)

N° Echantillon	Q1	Q2	Q3	Sorting	Qd ϕ	He	Assymétrie
	(mm)	(mm)	(mm)	Index			
724-58 b	: 0,230	: 13	: 25	: 10,4	: 3,43	: 1,02	: 0,03

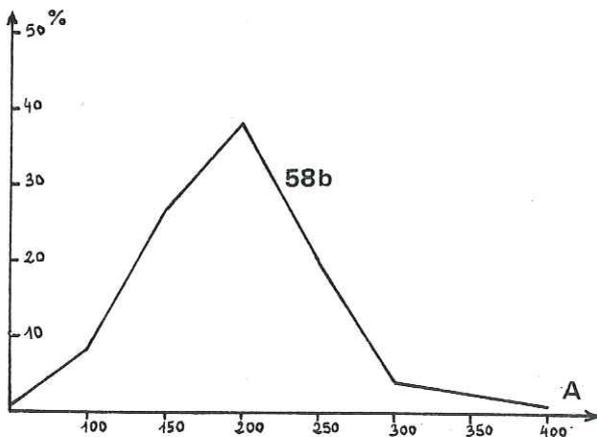
(1) Ces "Sables de Chimilin" ont déjà fait l'objet d'une étude sédimentologique par G. LATREILLE (1969) en d'autres endroits du Bas-Dauphiné Nord-Oriental



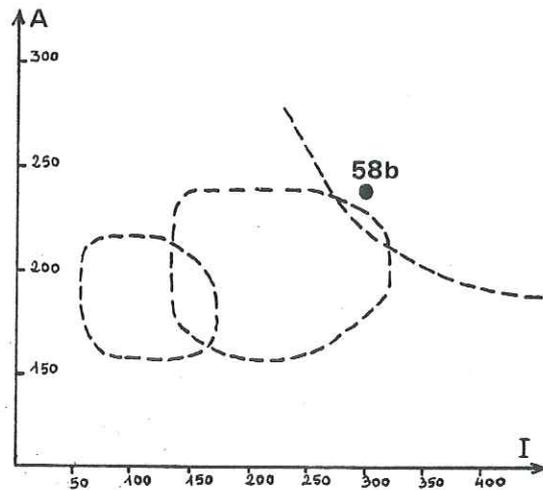
GRANULOMETRIES DES SABLES DE CHIMILIN: SABLE (a), CONGLOMERAT (b).
(courbes de fréquences cumulées)



-courbe de fréquence simple de l'indice d'émoussé.



-courbe de fréquence simple de l'indice d'aplatissement



-indice d'émoussé et d'aplatissement en représentation conjuguée.

MORPHOMETRIE DES GALETS QUARTZITIQUES DU CONGLOMERAT.

Ces conglomérats sont très mal classés et mal triés.

L'assymétrie, très fortement négative, caractérise une violente agitation.

L'examen de la courbe granulométrique montre que ces conglomérats sont formés du mélange de deux constituants (1 constituant grossier et 1 constituant sablonneux).

On peut donc penser que ce sédiment est le résultat d'un dépôt brutal de matériaux sur une aire deltaïque par des appareils fluviaux turbulents.

2.1.4. Morphométrie des galets (Quartzite) (cf. pl. 54, p.118)

:	:	:	:	:	:	:	:
:	Indice d'éroussé: I	:	:	Indice d'aplatissement : A	:	:	:
:	:	:	:	:	:	:	:
:	Médiane	:	I ≤ 100	:	I ≥ 500	:	Rang
:	:	:	:	:	:	:	85
:	:	:	:	:	:	:	:
:	300	:	0	:	9	:	240
:	:	:	:	:	:	:	200
:	:	:	:	:	:	:	24
:	:	:	:	:	:	:	13
:	:	:	:	:	:	:	:

- Indice d'éroussé

Il n'y a aucun galet peu éroussé, cependant il y a peu de galets très éroussés.

Ces galets ont été l'objet d'une usure marine.

- Indice d'aplatissement

Il y a deux fois plus de galets peu aplatis ($A \leq 150$) que de galets très aplatis ($A \geq 250$).

Ces faits traduisent une usure par transport fluvial long ou marin côtier.

La représentation conjuguée de l'indice d'aplatissement et de l'indice d'éroussé situe notre échantillon dans le domaine des usures marines.

2.1.5. Pétrographie des galets

Quartz: 17% - Quartzite: 31% - Radiolarite: 3% - Rhyolite: 1% - Roche verte: 4% - Gneiss: 23% - Calcaire argileux: 7% - Calcaire pur: 7% - Calcaire noir: 8%.

L'abondance soudaine des quartzites, jusqu'alors pratiquement inexistante dans les conglomérats précédents, est révélateur d'une érosion intense de la zone triasique alpine. Les radiolarites sont moins fraîches (légèrement métamorphisées).

Le pourcentage d'éléments alpins internes reste encore significatif (8%).

La zone triasique cesse donc, à cette époque, d'être protégée de l'érosion par les nappes qui se démantellent.

2.1.6. Conclusion

Les caractères sédimentologiques de ces "Sables de Chimilin" montrent une augmentation des caractères continentaux au détriment des caractères marins qui régressent. Ils correspondent à des dépôts sur une aire deltaïque subaérienne.

Les courants fluviaux pénètrent sur cette aire et, après un parcours divagant plus ou moins long, y abandonnent brutalement les matériaux qu'ils ont apportés.

2.2. Les "Conglomérats de Nances"

Affl. du Villaret (725-10), altitude 580m, pendage 35 \searrow 170

2.2.1. Granulométrie (cf. pl. 55 p.121)

: N° Echantillon :	Q1	Q2	Q3	Sorting	Qd _q	He	Assymétrie
:	(mm)	(mm)	(mm)	Index	:	:	:
: 725-10a :	0,310	11,5	24	8,8	31,5	1	0,05

Les caractères granulométriques de ce conglomérat sont identiques à ceux obtenus sur les lentilles conglomératiques des sables de Chimilin.

Le classement est très mauvais.

Le triage est mauvais.

L'hétérométrie est correcte (prise dans la fraction grossière).

L'assymétrie est fortement négative.

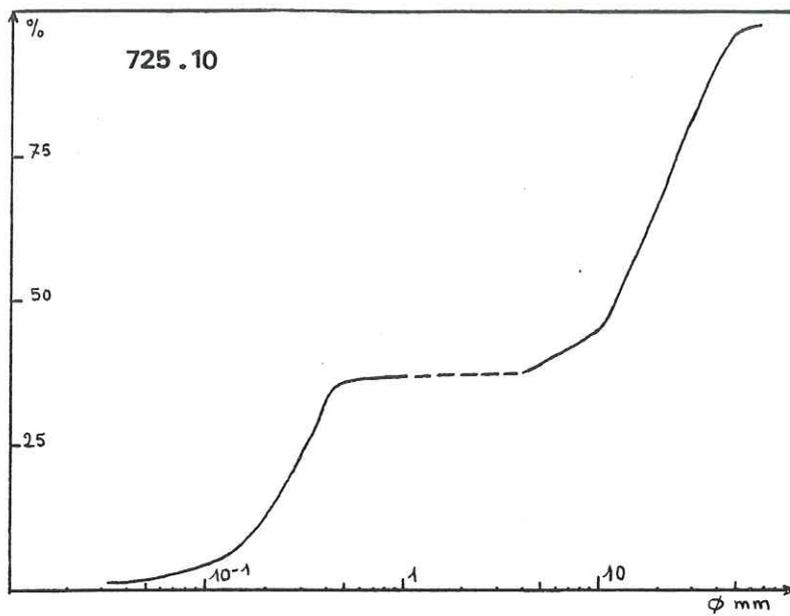
Il s'agit d'un sédiment composé de deux constituants (un grossier et un sablonneux) provoqué par dépôt brutal du matériel transporté par des appareils fluviaux sur une aire deltaïque.

2.2.2. Morphométrie des galets de quartzite (Cf. pl. 55, p.121)

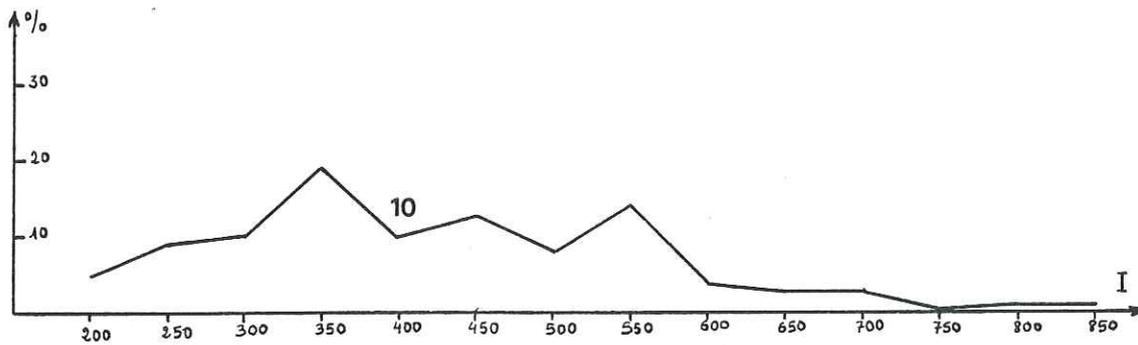
Indice d'émoussé : I				Indice d'aplatissement: A			
: Médiane :	$I \leq 100$	$I \geq 500$	Rang	Médiane	$A \leq 150$	$A \geq 250$	
:	:	:	85	:	:	:	
: 400 :	0	31	240	190	20	14	

Indice d'émoussé :

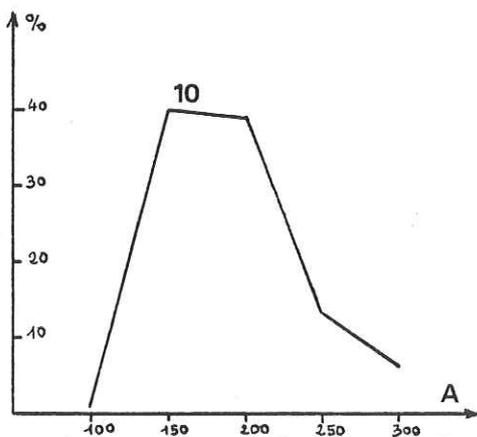
Il n'y a aucun galet peu émoussé; par contre 31% des galets sont très émoussés,



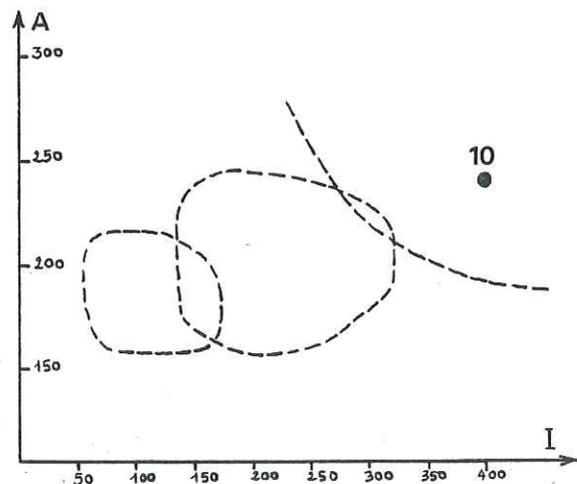
GRANULOMETRIE DU CONGLOMERAT DU VILLARET. (Tort.inf.)
(courbe de fréquence cumulée)



-courbe de fréquence simple de l'indice d'émoussé.



-courbe de fréquence simple de l'indice d'aplatissement.



-indice d'émoussé et d'aplatissement en représentation conjuguée.

MORPHOMETRIE DES GALETS QUARTZITIQUES DU CONGLOMERAT DU VILLARET

L'usure de ces galets est typiquement marine.

- Indice d'aplatissement

Comme pour les conglomérats des "Sables de Chimilin", il y a deux fois plus de galets faiblement aplatis (20%) que de galets fortement aplatis.

Ce fait est le résultat d'une usure par transport fluvial.

- La représentation conjuguée de l'indice d'aplatissement et de l'indice d'émoussé situe notre échantillon dans le domaine des usures marines.

2.2.3. Pétrographie

a) Les galets

Quartz: 22% - Quartzite: 23,5 % - Rhyolite: 0,5% - Radiolarite: 9,5% - Roches vertes: 0,5 % - Gneiss: 10% - Silex: 9% - Calcaire pur: 8 % - Calcaire roux: 4 % - Calcaire noir: 8 %.

Ce comptage pétrographique s'identifie bien à celui effectué sur les conglomérats des "Sables de Chimilin". Les quartzites sont prédominantes.

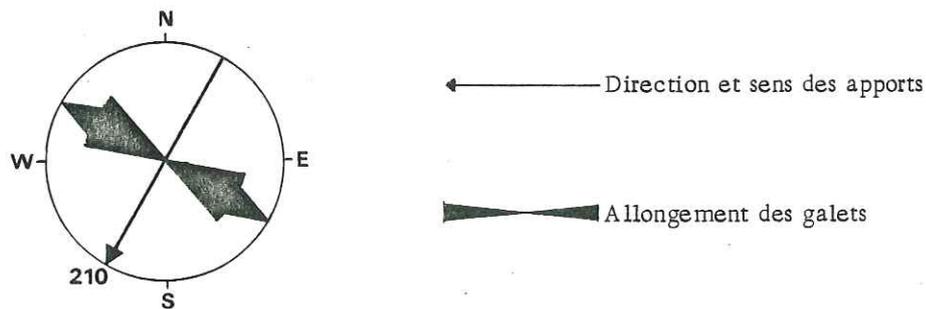
On note, aussi, une abondance des éléments alpins internes (radiolarites, roches vertes, rhyolites: 15%).

b) La matrice gréseuse (Ech. 725-10 b)

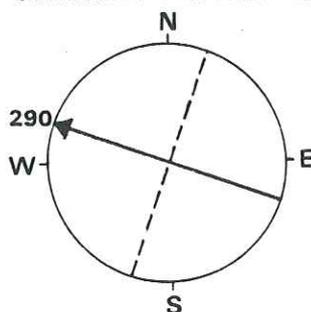
Elle est composée de grains de quartz (30 à 40%), de feldspath (10 à 20%), de calcaire (5 à 10%), de paillettes de muscovite (10 à 20%), de grains de radiolarite, d'antigorite, de chlorite dans des taux plus réduits.

2.2.4. Disposition des galets

L'orientation des galets allongés et l'inclinaison vers le NE des galets aplatis permet de distinguer une direction et un sens d'apport dirigé du NE vers le SW.



2.2.5. Figures de base de banc



A la base d'un banc de grès recoupant les conglomérats, des grooves et des flutes casts indiquent une direction de courant N 190.

2.2.6. Conclusion

Ces "Conglomérats de Nances" sont situés à l'E de l'ensemble des "Sables de Chimilin"; plus côtiers, ils correspondent à un dépôt sur une aire deltaïque subaérienne.

2.3. Les "Conglomérats de l'Epine"

2.3.1. Analyse séquentielle: (Cf. pl. 57, p.125)

L'analyse séquentielle de la formation conglomératique de l'Epine permet de constater:

- qu'il y a rythmicité entre les bancs conglomératiques et les bancs gréseux;
- que la phase conglomératique est dominante sur l'ensemble de la formation;
- que les passées marno-argileuses, parfois fossilifères, sont rares et isolées; elles correspondent à des zones calmes lagunolacustres, périphériques par rapport aux axes des courants d'apports principaux.

2.3.2. Granulométrie des conglomérats (Cf. pl. 56, p.124)

: N° Echantillon :	Q1 :	Q2 :	Q3 :	Sorting :	Qdφ :	He :	Assymétrie :
:	(mm) :	(mm) :	(mm) :	Index :	:	:	:
: 725-12 b :	0,420 :	20 :	36 :	9,3 :	3,25 :	0,80 :	0,036 :

Le sédiment est mal classé et mal trié. Il évoque un dépôt fluviatile.

L'hétérométrie est bonne dans la fraction graveleuse.

L'assymétrie, très fortement négative, évoque un courant très turbulent qui remanie en permanence les sédiments déposés ou un dépôt côtier de cordon littoral.

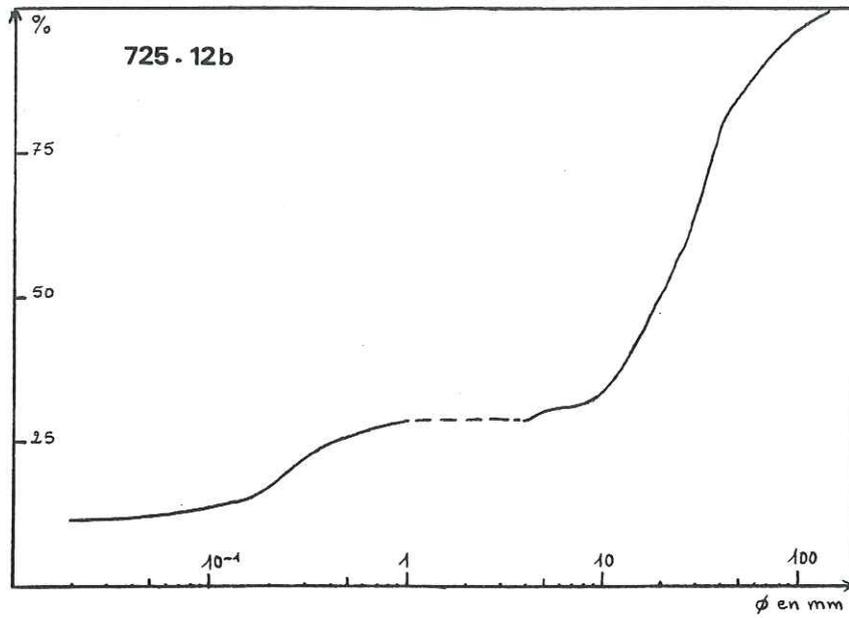
Ces caractères qualifient un dépôt au niveau de la côte par des appareils fluviatiles.

2.3.3. Morphométrie des galets calcaires (Cf. pl. 56 p.124)

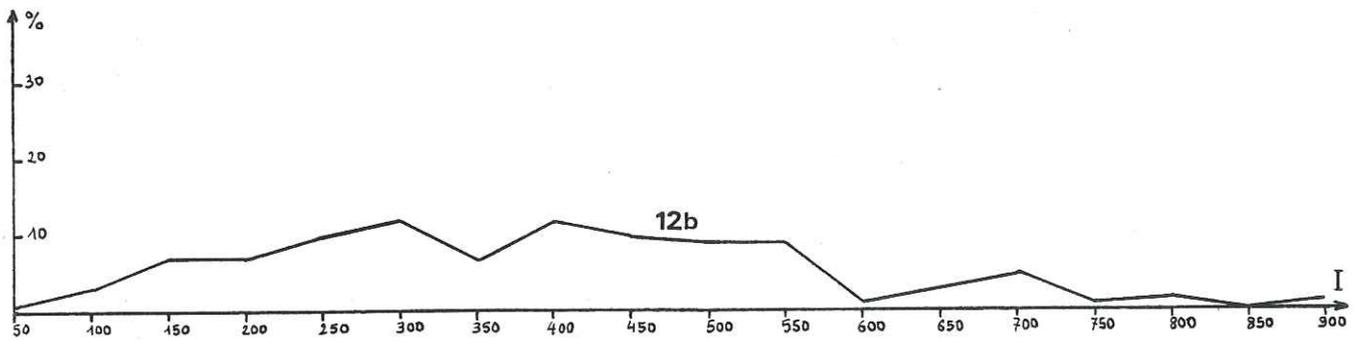
Echantillon n° 725-12 b:

: Indice d'émoussé: I :			: Indice d'aplatissement: A :			
: Médiane :	: $I \leq 100$:	: $I \geq 500$:	: Rang :	: Médiane :	: $A \leq 150$:	: $A \geq 250$:
:	:	:	85 :	:	:	:
: 380 :	: 3 :	: 27 :	: 260 :	: 180 :	: 29 :	: 21 :

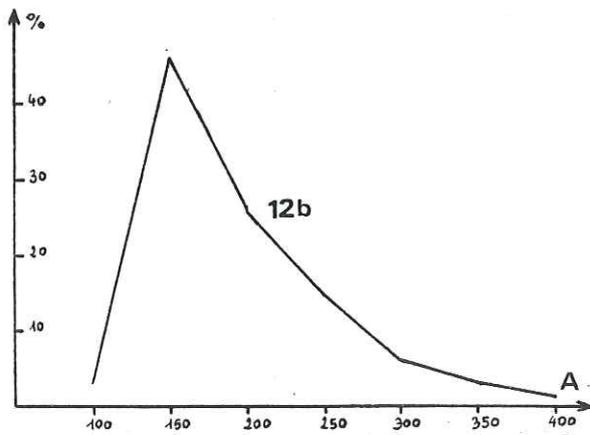
../..



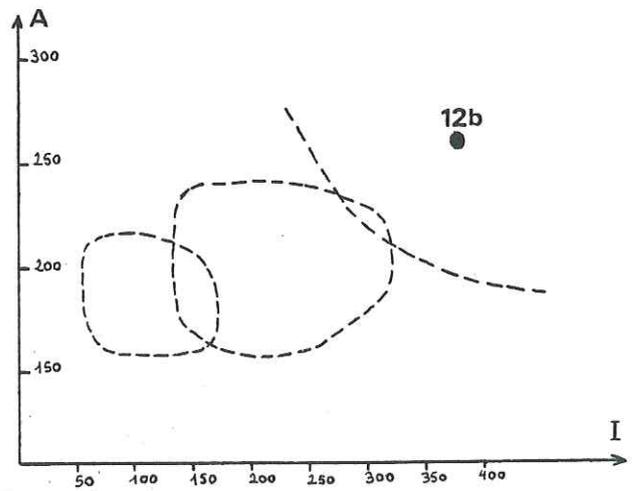
GRANULOMETRIE DANS LES CONGLOMERATS DE L'EPINE
(courbe de fréquence cumulée)



-courbe de fréquence simple de l'indice d'émoussé.



-courbe de fréquence simple
de l'indice d'aplatissement.



-indice d'émoussé et d'aplatissement
en représentation conjuguée.

MORPHOMETRIE DES GALETS CALCAIRES DANS LES CONGLOMERATS DE L'EPINE.

- Indice d'émoussé :

Les galets sont en général bien émoussés. 27% d'entre eux sont très émoussés, alors que seulement 3% sont peu émoussés. Leur usure est assez poussée, de type marin.

- Indice d'aplatissement :

Le pourcentage de galets très aplatis est équivalent au pourcentage de galets peu aplatis. Ce stock élevé de galets très aplatis indique un transport de type fluviatile violent.

La représentation conjuguée de l'indice d'émoussé et de l'indice d'aplatissement situe notre échantillon dans le domaine des usures marines.

Ces caractères morphométriques invoquent une usure de type marine, successive à une usure de type fluviatile, par brassage sur un rivage deltaïque subaérien.

2.3.4. Pétrographie des galets

Calcaire pur beige : 44% - Calcaire pur gris : 14% - Calcaire grés-glaucieux : 9% - Calcaire marneux : 14 % - Calcaire noir spathique : 8% - Calcaire roux : 11% -

Ce comptage pétrographique, constant dans toute l'épaisseur de la formation, révèle que ces conglomérats de l'Epine sont uniquement composés de galets calcaires provenant des régions subalpines. L'orogénèse alpine, qui n'a cessé d'évoluer d'E en W pendant tout le Miocène, affecte finalement les terrains subalpins bordant le bassin molassique. Le conglomérat de l'Epine est l'image de l'accumulation des produits les plus tendres à proximité de la zone de démantèlement.

Notons aussi que tous les galets sont impressionnés.

2.3.5. Pétrographie des grès (Echantillon 725-12 a)

Ils sont composés essentiellement de grains de quartz (31%), de grains de calcaire (57%); la matrice (12%) est calcaréo-marneuse.

Par carbonatimétrie (grains calcaire + matrice) on trouve un taux de 80% de $\text{CO}_3 \text{Ca}$ dans ces grès.

2.3.6. Conclusion

Transportés depuis leur province distributrice subalpine jusqu'au bassin de sédimentation par des cours d'eau rapides et turbulents, ces conglomérats ont été abandonnés dans la zone côtière d'un delta subaérien.

../..

- Indice d'émoussé :

Les galets sont en général bien émoussés. 27% d'entre eux sont très émoussés, alors que seulement 3% sont peu émoussés. Leur usure est assez poussée, de type marin.

- Indice d'aplatissement :

Le pourcentage de galets très aplatis est équivalent au pourcentage de galets peu aplatis. Ce stock élevé de galets très aplatis indique un transport de type fluviatile violent.

La représentation conjuguée de l'indice d'émoussé et de l'indice d'aplatissement situe notre échantillon dans le domaine des usures marines.

Ces caractères morphométriques invoquent une usure de type marine, successive à une usure de type fluviatile, par brassage sur un rivage deltaïque subaérien.

2.3.4. Pétrographie des galets

Calcaire pur beige : 44% - Calcaire pur gris : 14% - Calcaire grés-glauconieux : 9% - Calcaire marneux : 14 % - Calcaire noir spathique : 8% - Calcaire roux : 11% -

Ce comptage pétrographique, constant dans toute l'épaisseur de la formation, révèle que ces conglomérats de l'Epine sont uniquement composés de galets calcaires provenant des régions subalpines. L'orogénèse alpine, qui n'a cessé d'évoluer d'E en W pendant tout le Miocène, affecte finalement les terrains subalpins bordant le bassin molassique.

Le conglomérat de l'Epine est l'image de l'accumulation des produits les plus tendres à proximité de la zone de démantèlement.

Notons aussi que tous les galets sont impressionnés.

2.3.5. Pétrographie des grès (Echantillon 725-12 a)

Ils sont composés essentiellement de grains de quartz (31%), de grains de calcaire (57%); la matrice (12%) est calcaréo-marneuse.

Par carbonatimétrie (grains calcaire + matrice) on trouve un taux de 80% de $\text{CO}_3 \text{Ca}$ dans ces grès.

2.3.6. Conclusion

Transportés depuis leur province distributrice subalpine jusqu'au bassin de sédimentation par des cours d'eau rapides et turbulents, ces conglomérats ont été abandonnés dans la zone côtière d'un delta subaérien.

../..

2.4. Les "Conglomérats de la Tour du Pin:

Ils ont été étudiés par G. LATREILLE en 1969.

Contemporain des conglomérats de l'Épine, ces conglomérats de La Tour du Pin montrent, à côté d'un fort pourcentage ($>50\%$) des galets calcaires très émoussés et normalement aplatis (intermédiaire entre fluviatile et marin), un matériel plus résistant tel que des silex, des radiolarites légèrement mét amorphisées, des granites, des quartzites.

L'abondance des calcaires, tous impressionnés, est d'autant plus importante que l'on se trouve plus à l'Est. Ce fait traduit un plus grand éloignement des provinces distributrices par rapport à la formation de l'Épine.

Au Sud de la région de la Tour du Pin, sur le plateau de Chambaran, ces conglomérats prennent le nom de "Conglomérats de Toutes Aures" et ont été étudiés par D. MORTAZ-DAJILI (1977). Cet auteur les attribue à un dépôt sur un glaciaire de sédimentation, sous forme d'épandages en nappe, par des cours d'eau divagants, alimentés par des chasses d'eau plus ou moins brutales.

V.3. CONCLUSION SUR LA SERIE SUPERIEURE DU MIOCENE

Pendant le Miocène supérieur, la grosseur moyenne du matériel détritique augmente. On en déduit une augmentation de la valeur du détritisme au fur et à mesure que l'orogénèse alpine gagne les zones les plus externes.

Cette évolution est marquée par l'apparition d'une mégaséquence⁽¹⁾ sédimentaire à caractère négatif: grès fin (Helvétien inférieur-moyen), grès moyen (Helvétien moyen), grès grossier (Helvétien moyen-supérieur), conglomérats (Helvétien supérieur-Tortonien). Cette mégaséquence négative traduit l'émersion progressive et la fermeture du bassin de sédimentation.

Parallèlement, la nature de l'environnement du milieu de dépôt évolue en fonction de la dynamique du bassin de sédimentation qui voit sa subsidence varier en intensité dans le temps et dans l'espace (voir chapitre I, p.37) pendant l'Helvétien inférieur et moyen les apports détritiques compensent à peu près la subsidence.

Le milieu de dépôt est marin, l'aire de remblaiement est stable. Avant la fin de l'Helvétien moyen, pendant l'Helvétien supérieur et le Tortonien, la subsidence ne suffit plus à compenser les apports détritiques. Il y a alors progradation des dépôts vers l'Ouest, c'est-à-dire vers la partie distale du bassin, avec édification d'un delta sous-marin (Helvétien supérieur), puis subaérien (Tortonien inférieur et supérieur). L'aire de remblaiement est instable et le littoral s'avance progressivement en direction de la mer.

..//..

(1) Mégaséquence: superposition de cycles fondamentaux correspondants aux diverses séries sédimentaires (L. YAPAUDJAN - 1972)

VI - CONCLUSION A L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

Outre l'aide qu'elle a apportée à la caractérisation de chaque série sédimentaire, l'étude sédimentologique des dépôts miocènes nous a permis de connaître:

- la province de départ du matériel détritique en relation avec l'orogénèse alpine;
- la nature des agents de transport;
- la nature et le style des dépôts permettant de définir le milieu de sédimentation;
- la nature des paléoclimats.

VI.1. LA PROVINCE DE DEPART DU MATERIEL DETRITIQUE

L'étude pétrographique des divers conglomérats permet de délimiter les sources du matériel détritique et de les subordonner aux mouvements orogéniques alpins.

Sur la planche 58 nous avons représenté, pour une zone paléogéographique limitée de façon à lui conserver une certaine unité, l'évolution de la nature pétrographique des galets des conglomérats au cours des temps miocènes.

Les faits marquants que l'on peut relever sur ce diagramme sont les suivants:

- les quartzites, provenant essentiellement du Trias alpin (J. BOCQUET 1966) sont très effacées jusqu'à l'Helvétien supérieur, restant toujours en proportion très inférieure au matériel alpin interne (radiolarites, roches vertes, rhyolites).

A partir de l'Helvétien supérieur et pendant le Tortonien leur proportion augmente brusquement et elles deviennent même majoritaires (de 1% à 25%).

- les éléments alpins internes (radiolarites, roches vertes, rhyolites provenant de la zone piémontaise selon J. BOCQUET 1966) sont abondants pendant le Burdigalien et enregistrent une baisse à l'Helvétien supérieur (baisse qui est d'ailleurs générale pour les éléments de nature pétrographique différente des calcaires).

Il est à noter que pendant l'Helvétien inférieur et moyen, les radiolarites sont très grosses et non métamorphisées, tandis qu'au Burdigalien elles sont petites et métamorphisées.

- les gneiss restent très effacés jusqu'à l'Helvétien supérieur comme les quartzites, puis atteignent une proportion nettement plus représentative pendant le Tortonien.

A partir de ces faits nous proposons l'hypothèse suivante sur le cycle d'érosion de la chaîne alpine au Miocène.

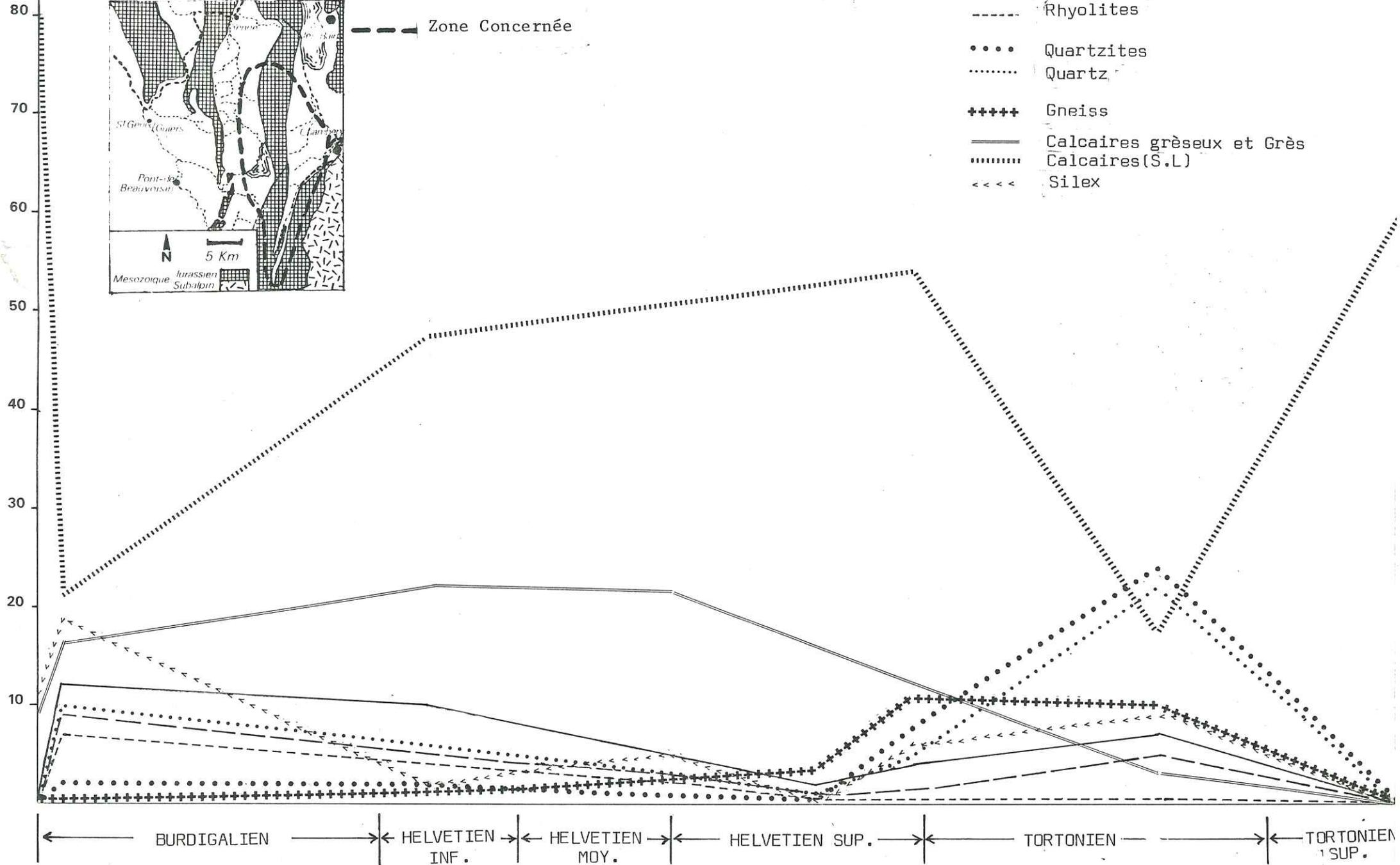
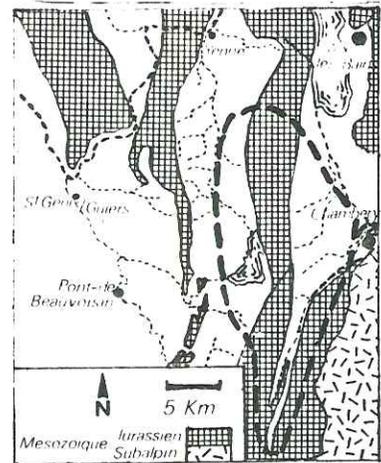
- au Burdigalien, les soulèvements alpins affectent la zone piémontaise dont l'érosion fournit les nombreuses et petites radiolarites métamorphiques caractéristiques des conglomérats burdigaliens.

- au cours de l'Helvétien, l'orogénèse alpine atteint, à l'Ouest, des zones plus proches du bassin

% tige

PL58 DIAGRAMME D'EVOLUTION DE LA NATURE PETROGRAPHIQUE DES GALETS CONTENUS DANS DES LENTILLES OU ENSEMBLES CONGLOMERATIQUES AU COURS DU MIOCENE.

- Radiolarites
- - - Roches vertes
- - - Rhyolites
- Quartzites
- Quartz
- +++++ Gneiss
- ==== Calcaires gréseux et Grès
- Calcaires(S.L)
- <<<< Silex



molassique, là où les premières nappes de charriage d'origine interne sont déjà installées et commencent à être démantellées. Elles fournissent alors les grosses radiolarites non métamorphiques que l'on retrouve dans les conglomérats de Chamoux et de la Genaz.

- au Tortonien, le démantèlement de ces nappes s'achève, tandis que la zone qui les avait accueillies continue à se soulever. La série autochtone jusqu'alors protégée est à son tour soumise à l'érosion: le Trias briançonnais fournit alors les nombreuses quartzites et quartz des conglomérats tortoniens.

- à la fin du Tortonien, la zone subalpine se soulève à son tour et fournit l'essentiel du matériel détritique qui devient essentiellement calcaire.

VI.2. LA NATURE DES AGENTS DE TRANSPORT

Ils sont fluviaux ou torrentiels ; ils nous sont donnés par les indices d'émoussé, d'aplatissement et de dissymétrie des galets des conglomérats.

VI.3. LA NATURE ET LE STYLE DES DEPOTS DANS LE BASSIN DE SEDIMENTATION

Ils nous sont révélés:

- par l'analyse granulométrique des conglomérats, des sables, des silts et des marnes;
- par la disposition des galets dans les conglomérats;
- par les nombreuses structures et figures sédimentaires;
- par l'analyse séquentielle.

Ainsi, on a pu distinguer chronologiquement au cours du Miocène des dépôts:

- continentaux bréchiques (conglomérats du Chaffaron et de Vimines: Aquitaniens);
- continentaux à lacustres (marnes rouges aquitaniennes)
- côtiers de cordon littoral (conglomérats à galets lithophagés de la base du Burdigalien)
- marins francs, en milieu ouvert (silt et grès glauconieux du Burdigalien)
- marins de mer calme (marnes bleues argileuses burdigalo-helvétienne)
- marins de mer agitée (grès verts de l'Helvétien inférieur et moyen)
- de plateforme médiolittorale (Tidal flat: ensemble marno-silto-gréseux de l'Helvétien moyen)
- conglomératiques de cône deltaïque d'un fleuve côtier ("Conglomérats de Chamoux": Helvétien moyen et supérieur)
- de plateforme deltaïque sous-marine (Sables de Pont de Beauvoisin: Helvétien supérieur)
- côtiers conglomératiques ("Conglomérats de la Genaz": Helvétien supérieur)

- de plateforme deltaïque subaérienne (Sables de Chimilin: Tortonien inférieur)
- côtiers conglomératiques de plateforme deltaïque subaérienne (Conglomérats de "Nances", de "l'Epine", de "Pont de Beauvoisin": Tortonien inférieur et supérieur).

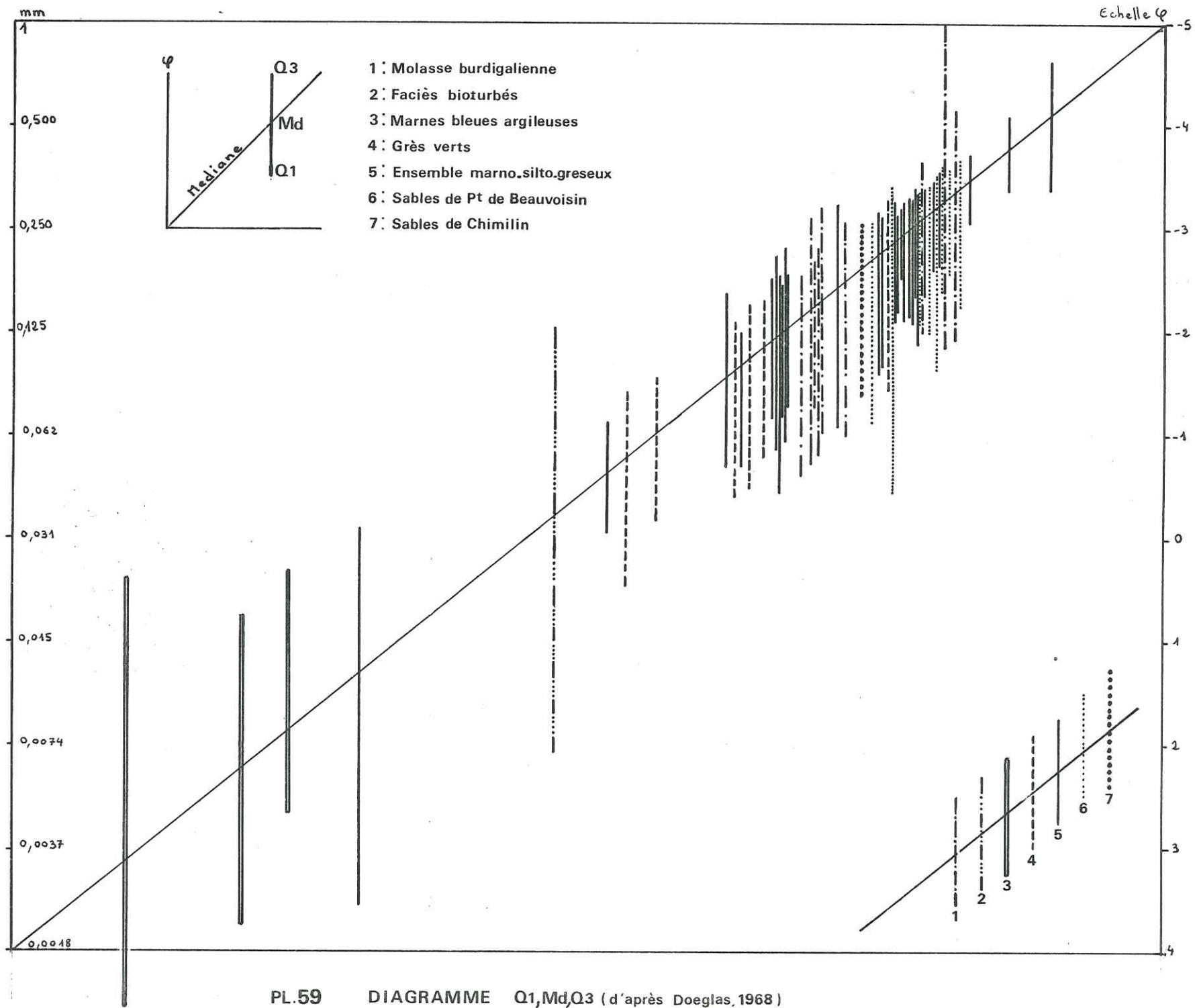
Les caractéristiques granulométriques des grès, des silts et marnes sont résumées sur un diagramme classique Q1, Md, Q3 de D.J. DOEGLAS (1968) voir pl. 59 p.132

La droite représentant le sédiment est d'autant plus longue que celui-ci est plus hétérométrique et son asymétrie est d'autant plus forte que les deux branches situées de part et d'autre de Md sont plus dissemblables; cette asymétrie est positive si la branche Md.Q3 est plus longue que la branche Md.Q2, et négative dans le cas inverse.

VI.4. NATURE DES PALEOCLIMATS

Les paléoclimats nous sont donnés par l'étude des argiles contenues dans les sédiments.

Ainsi, le climat fut chaud et humide, type tropical humide pendant l'Aquitaniens, puis tempéré frais pendant tout le reste du Miocène.



PL.59 DIAGRAMME Q1,Md,Q3 (d'après Doeglas, 1968)

TROISIEME CHAPITRE

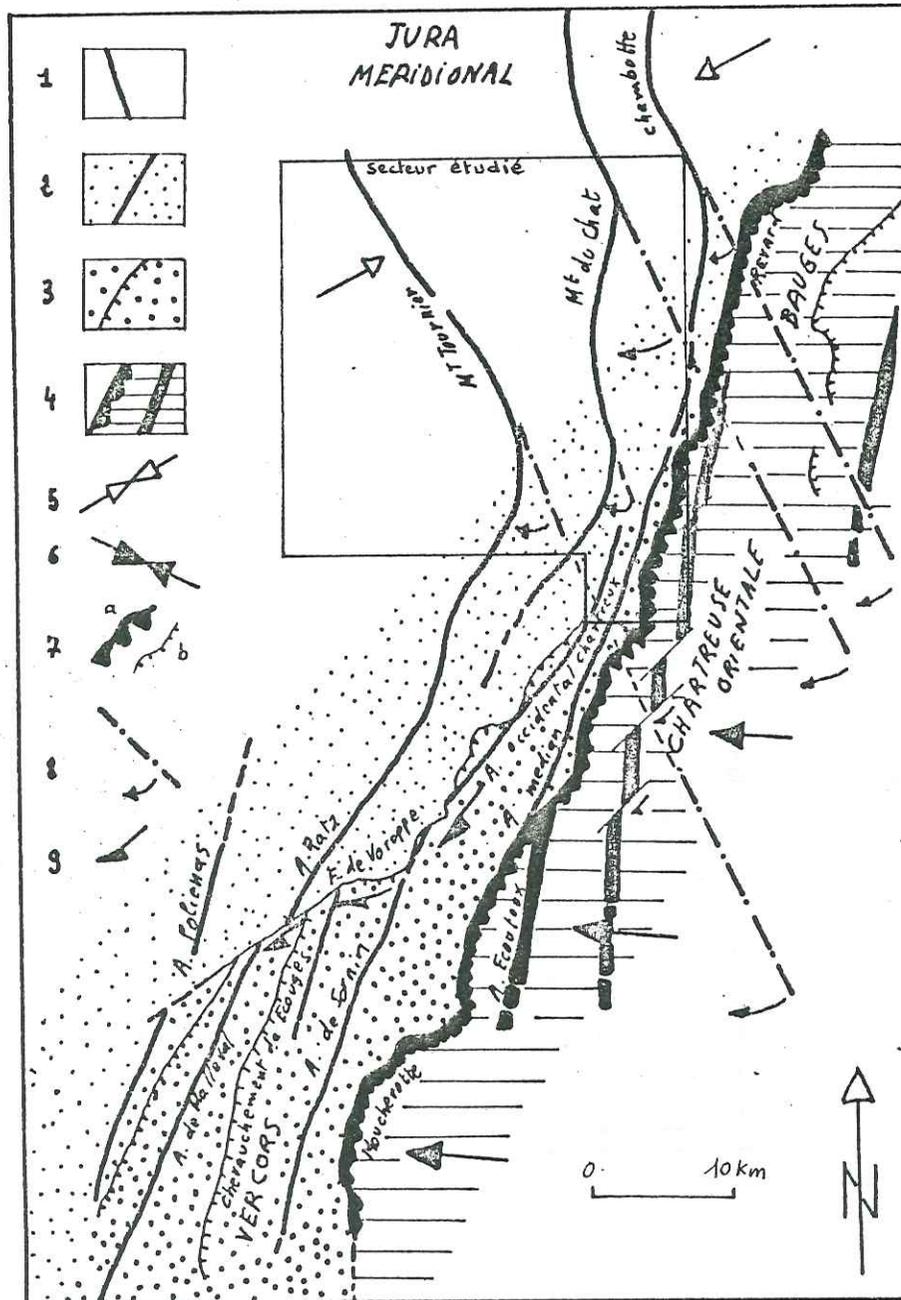
TECTONIQUE

I - RAPPEL HISTORIQUE

II - LES APPORTS DE LA STRATIGRAPHIE DU MIOCÈNE

III - LES APPORTS DE LA SÉDIMENTOLOGIE DES SÉRIES MIOCÈNES

IV - CONCLUSION



CADRE STRUCTURAL DES RAPPORTS ENTRE JURA ET MASSIFS SUBALPINS.

1. Plis du JURA.
2. Plis jurassiens probablement tordus après le Miocène (zone de cisaillement dextre sans décrochements ni chevauchements importants).
3. Plis jurassiens affectés par des chevauchements post-miocènes et intégrés aux massifs subalpins.
4. Plis subalpins proprement dits (à l'Est du chevauchement frontal REVARD - MOUCHEROTTE).
5. Directions de serrage jurassiennes.
6. Directions de serrage subalpines.
7. a) Chevauchement frontal des massifs subalpins septentrionaux ; b) chevauchements post-miocènes.
8. Position originelle supposée des plis jurassiens tordus et intégrés aux chaînes subalpines.
9. Coulisement le long de la faille de VOREPPE.

D'après M.GIDON-Notice de la
Feuille Grenoble 1/50 000è.
(Sous presse)

I - RAPPEL HISTORIQUE

On distingue, classiquement, deux phases tectoniques encadrant la période des dépôts miocènes (M. GIDON 1964 - M. GIGOUT 1975):

- la première, anté-aquitaniennne, a vu se former de grandes structures anticlinales très continues et rectilignes qui avaient l'aspect de larges bombements. Ces structures sont intéressées par des failles verticales NW-SE (faille du Mont Tournier).

A cette surrection, fait suite une période d'érosion alimentant la sédimentation aquitaniennne.

- la seconde, post-tortonienne, correspond à la phase ponto-pliocène de J. DEBELMAS. Cette phase, considérée comme majeure, reprend les structures ébauchées lors de la phase anté-aquitaniennne, les soulève avec les terrains miocènes susjaccents, puis, sous l'effet de contraintes tangentielles marquées, les refoule vers l'Ouest, donnant ainsi naissance à des plis dissymétriques.

De plus, cette phase semble être à l'origine du changement de direction des structures jurassiennes dans leur zone de contact avec les structures subalpines (voir pl. 60 p. 134)

II - LES APPORTS DE LA STRATIGRAPHIE DU MIOCENE

Dans la zone étudiée, la connaissance stratigraphique des séries miocènes dans leurs rapports avec le substratum mésozoïque nous ont permis de préciser par de nouvelles données structurales certains aspects de la phase tectonique ponto-pliocène.

II.1. LA FAILLE CHEVAUCHANTE FRONTALE DU MONT DU CHAT

Cf. pl. 61 p 137 et pl. 63 p 146

Mis en évidence cartographiquement, cet accident affecte le flanc inverse occidental du pli anticlinal du Mont du Chat-l'Epine, au niveau des séries miocènes.

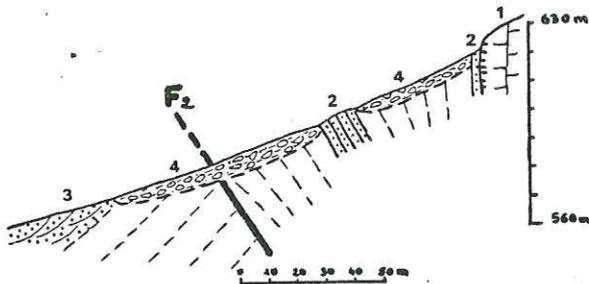
Il matérialise un large chevauchement vers l'Ouest sur le synclinal molassique de Novalaise depuis la sortie occidentale du Tunnel du Chat, au Nord, jusqu'au Lac d'Aiguebelette, au Sud, secteur dans lequel il s'amortit.

../..

La faille du St-Michel, située au Sud immédiat du Lac d'Aiguebelette et d'orientation NE-SW semble avoir joué le rôle d'"amortisseur" pour cet accident qui disparaît vers le Sud. Son mouvement décrochant a encaissé par coullissage le mouvement chevauchant vers l'Ouest.

Sur le terrain, cette faille frontale du Mont du Chat-L'Epine est particulièrement visible aux Ménards (725-6) et aux Villas Doria (725-13).

. A l'Est des Ménards, de l'altitude 560 à 640m, nous avons la coupe suivante:



3. Sables jaunes de Pont de Beauvoisin (Helvétien supérieur).

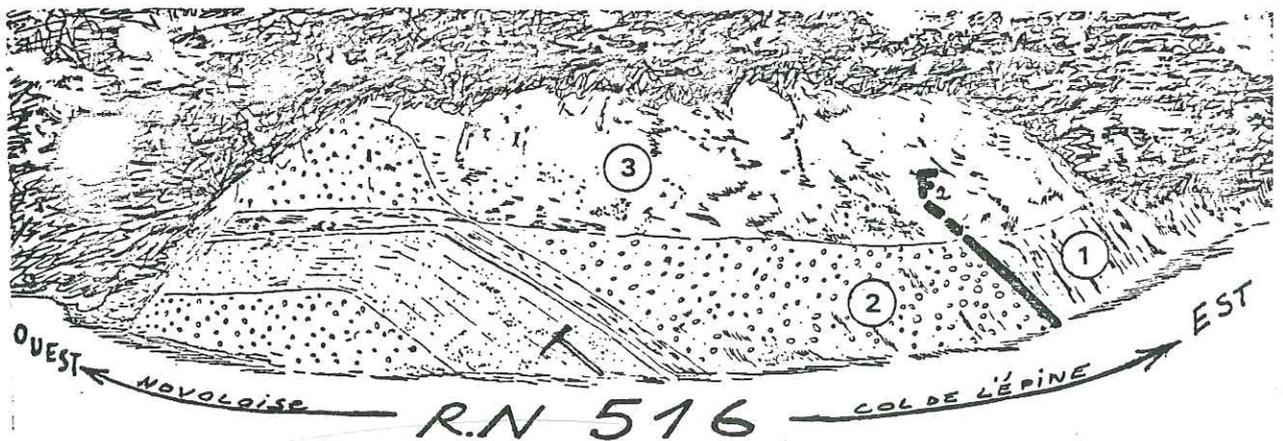
F₂. Accident frontal (il matérialise une lacune de plus de 600m de sédiments miocènes)

2. Grès calcaréo-glaucconieux (Burdigalien): pendage subvertical vers l'Est.

1. Calcaire du Valanginien (perforé par des lithophages sur leur surface de transgression).

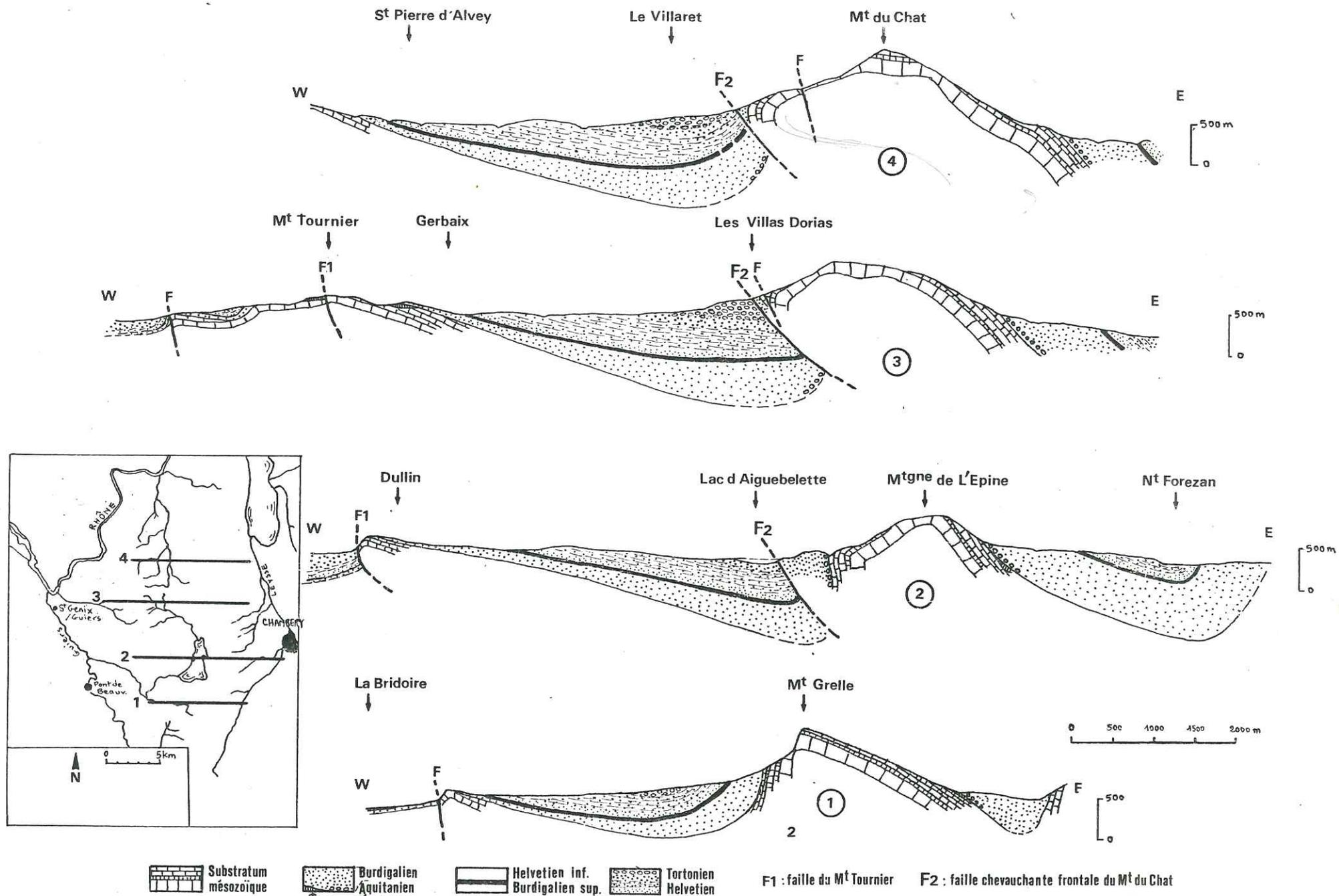
. Aux Villas Doria: altitude 710m

A cet endroit, l'accident bourré de marnes bleues plastiques très compressées, met en contact les grès calcaireux du Burdigalien avec les conglomérats terminaux du Tortonien supérieur.



1. Burdigalien - 2. Tortonien-supérieur - 3. Quaternaire

Incomplet!



PL.61 COUPES SERIEES DES CHAINONS JURASSIENS MERIDIONAUX.

II. 2. LE REJEU DE LA FAILLE DU MONT TOURNIER

Contemporaine de la phase aquitaniennne, cette faille se divise en deux tronçons:

- 1 tronçon NW-SE au Nord du Mont-Chaffaron
- 1 tronçon N-S au Sud du Mont-Chaffaron

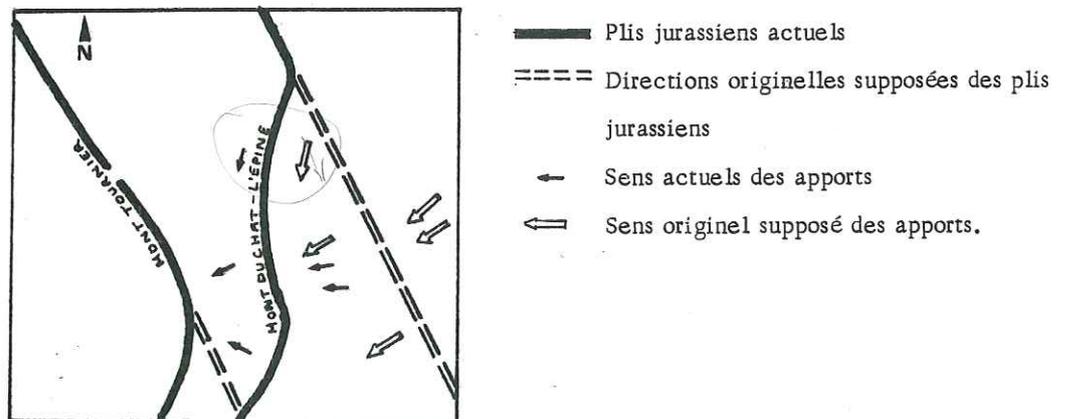
Le premier tronçon NW-SE n'a pas rejoué au moment de la phase tectonique ponto-pliocène; par contre, le tronçon N-S, qu'il faut considérer comme originellement NW-SE, c'est à dire dans le prolongement du premier tronçon, a pivoté vers l'Ouest, provoquant le chevauchement des séries miocènes de la bordure nord-orientale du Bas-Dauphiné (voir pl. 62 p.145 pl. 63 p.146)

Le Mont Chaffaron sur lequel repose les conglomérats aquitaniens, aurait donc joué comme le point fixe autour duquel se serait fait le pivotement vers l'Ouest.

II. 3. LES APPORTS DE LA SEDIMENTOLOGIE DES SERIES MIOCENES

Les directions des apports détritiques obtenus dans les séries du Miocène supérieur favorisent l'hypothèse de M. GIDON quant à un pivotement vers l'Ouest de la portion méridionale des chafnons jurassiens.

En effet, si on replace les structures jurassiennes dans leur position originelle supposée avant la phase tectonique ponto-pliocène, on obtient une uniformisation du sens des apports détritiques qui s'oriente alors suivant un axe NE-SW.



.../...

II. 4. CONCLUSION

Cette révision tectonique, basée sur la connaissance des terrains miocènes, nous a permis de confirmer le pivotement vers l'Ouest de la portion méridionale des chaînons jurassiens au moment de la phase tectonique ponto-pliocène.

Ce pivotement se traduit par:

- la naissance au niveau des séries miocènes d'une faille chevauchante au front de la structure anticlinale couchée du Mont du Chat - L'Epine
 - la torsion de la faille du Mont Tournier
 - la modification des directions d'apports originels pour les sédiments du Miocène supérieur.
-

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

- ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET GÉODYNAMIQUE DE LA ZONE ÉTUDIÉE, AU TERTIAIRE (cf. Planche 62 p. 145)
- CARTE INTERPRÉTATIVE DU MIOCÈNE (cf. Planche 63 p. 146)

Les études relatives à ce mémoire nous permettent, en conclusion, de distinguer trois épisodes dans l'évolution paléogéographique et géodynamique de la zone étudiée, au Tertiaire (Cf. pl. 62, p. 145)

1er épisode

Il correspond à une période continentale éocène-oligocène qui aboutit, au moment de la phase tectonique compressive antéaquitaniennne, à la mise en évidence de reliefs ayant l'aspect de larges bombements (rides anticlinales), s'alignant suivant un axe NW-SE.

Consécutive à cette surrection, l'érosion alimente, sous climat hydrolysant (type tropical humide), la sédimentation détritque aquitaniennne qui est au début bréchiqque en milieu continental aérien (Conglomérats du Chaffaron et Conglomérats de Vimines) puis, marno-argileuse en milieu continental-lacustre (Marnes rouges).

2ème épisode

Il correspond à une période extensive, traduite par l'arrivée d'une mer au niveau d'un sillon subsident étroit, au Miocène moyen.

Faisant suite à cette invasion marine, trois périodes, liées à la fois à l'évolution paléodynamique du bassin de sédimentation et à l'intensité des apports détritiques arrivant des Alpes naissantes jusqu'à la mer peuvent alors être distinguées au cours de la sédimentation marine du Miocène.

1ère période =====

Elle correspond aux dépôts de la "Série de base du Miocène"(Etage Burdigalien). La mer est localisée dans un sillon étroit, allongé sensiblement S.N. et parsemé d'**flots** suivant un alignement NW-SE, reliquat de la tectonique antéaquitaniennne. Continuant leur démantellement, ces **flots** fournissent le matériel conglomératique de la base du Burdigalien (conglomérat de transgression).

A l'Est où se situent les pôles d'alimentation, le rivage est mal défini.

A l'Ouest, la ligne de rivage suit un peu en retrait la bordure occidentale de la chaîne du Mont Tournier, dans sa position originelle NW-SE (voir pl. 60, p. 134)

Pendant cette période, la subsidence est d'intensité uniforme dans le temps et reste stable dans l'espace. Elle compense le volume des apports détritiques provenant des zones alpines très internes (zone piémontaise).

Cette subsidence permanente provoque l'invasion progressive des paléo-flots aquitaniens par la mer.

La taille des éléments détritiques est moyenne pendant cette période (grès moyens prédominants).

2ème période

Elle correspond aux dépôts de la série intermédiaire du Miocène: les Marnes bleues argileuses burdigalo-helvétiques.

La subsidence cesse. Des sédiments très fins (marno-argileux), traduisant un calme dans l'orogénèse alpine, se décantent alors dans un bassin marin très calme où l'activité biologique est importante.

Le processus de comblement du bassin entraîne un retrait vers l'Est du rivage occidental, parallèlement à la limite paléogéographique du sillon burdigalien.

3ème période

Elle correspond aux dépôts de la "Série supérieure du Miocène" (Helvétien inférieur au Tortonien supérieur).

La subsidence du bassin reprend, mais son axe migre progressivement vers le Sud-Ouest: elle dépasse le sillon marin burdigalien et provoque l'invasion marine du Bas-Dauphiné (Helvétien moyen).

A partir de l'Helvétien supérieur, la subsidence du bassin s'amortit dans le temps. Elle ne va plus compenser le volume des apports détritiques et un processus de progradation des dépôts vers le large est amorcé.

L'aire de remblaiement devenue instable par rapport au niveau marin, évolue de la plateforme marine (Helvétien inférieur) vers une plateforme deltaïque sous-marine (Helvétien supérieur) puis subaérienne (Tortonien), matérialisant ainsi une régression de la mer vers le Sud-Ouest.

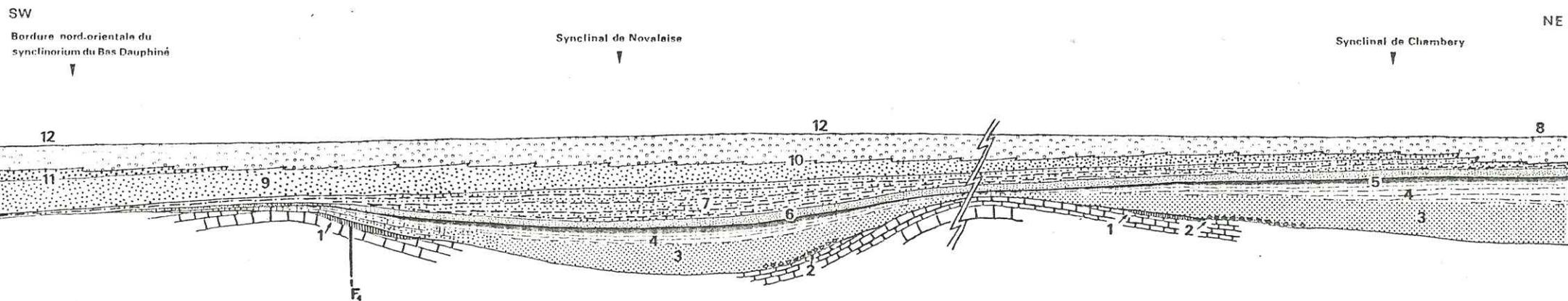
Au cours de cette période, mises à part les intercalations silto-marneuses de l'ensemble marno-silto-gréseux de l'Helvétien inférieur dues à un environnement de type marais salé proche du rivage marin, la grossièreté régulièrement croissante du matériel détritique traduit l'érosion de zones alpines de plus en plus rapprochées.

Un mégacycle régressif négatif est alors constitué.

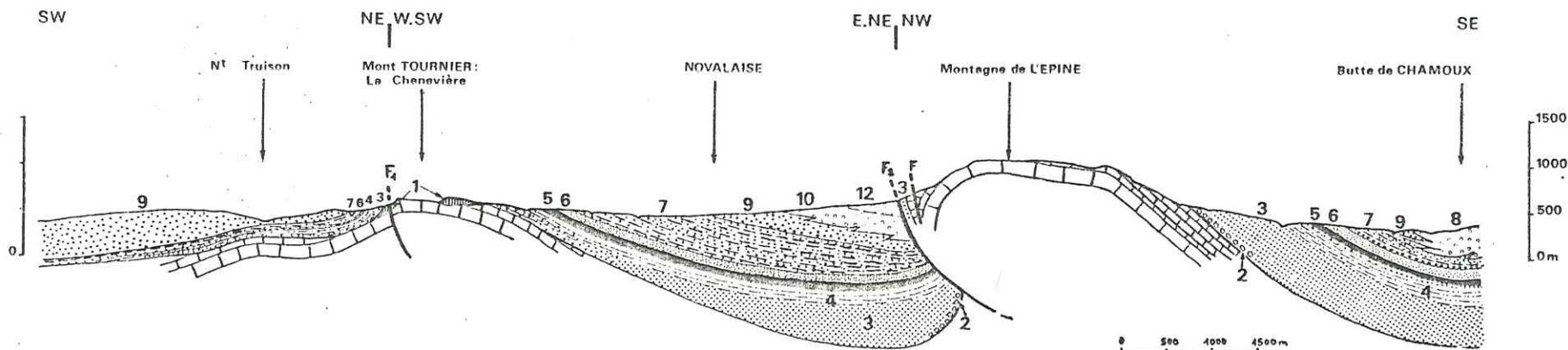
3ème épisode

L'orogénèse alpine, qui n'a pas cessé de se déplacer d'Est en Ouest pendant tout le Miocène, affecte finalement le bassin molassique: elle le soulève au moment de la phase tectonique ponto-pliocène puis, sous l'effet de contraintes tangentiellles, elle conduit la zone jurassienne méridionale vers le modelé structural actuel (Cf. pl. 62b p 145)

Il n'existe pas de dépôts tertiaires postérieurs à cette tectonique dans la zone étudiée.



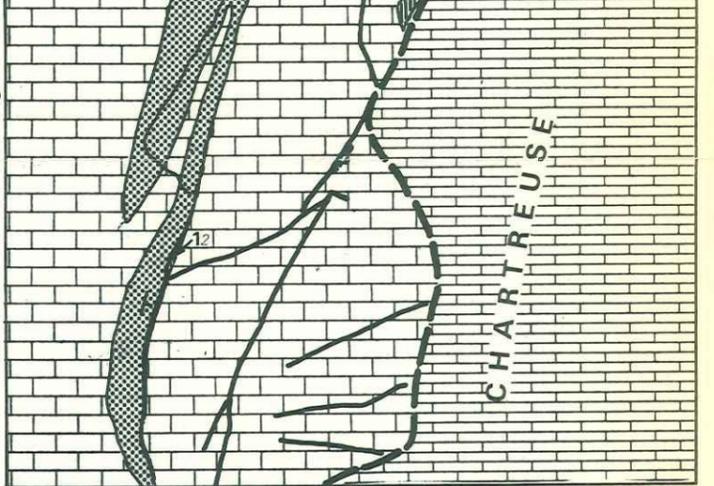
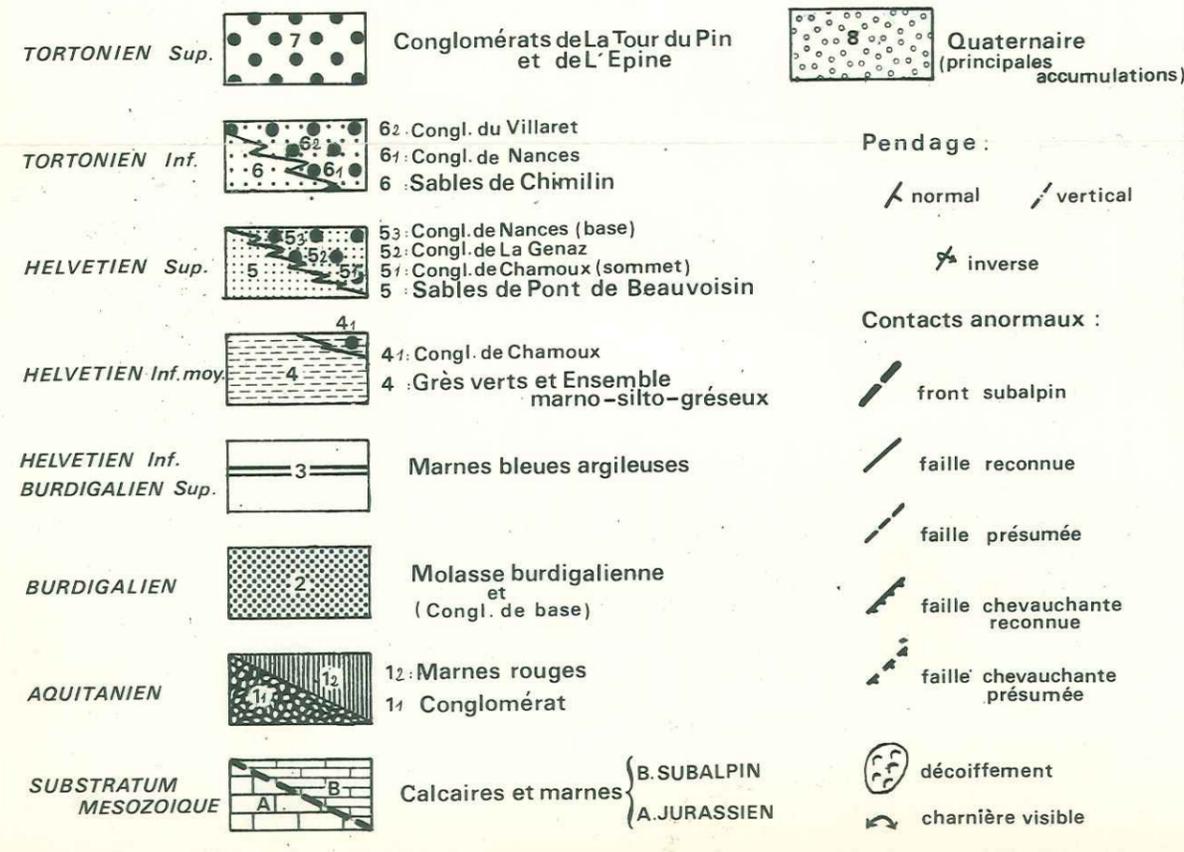
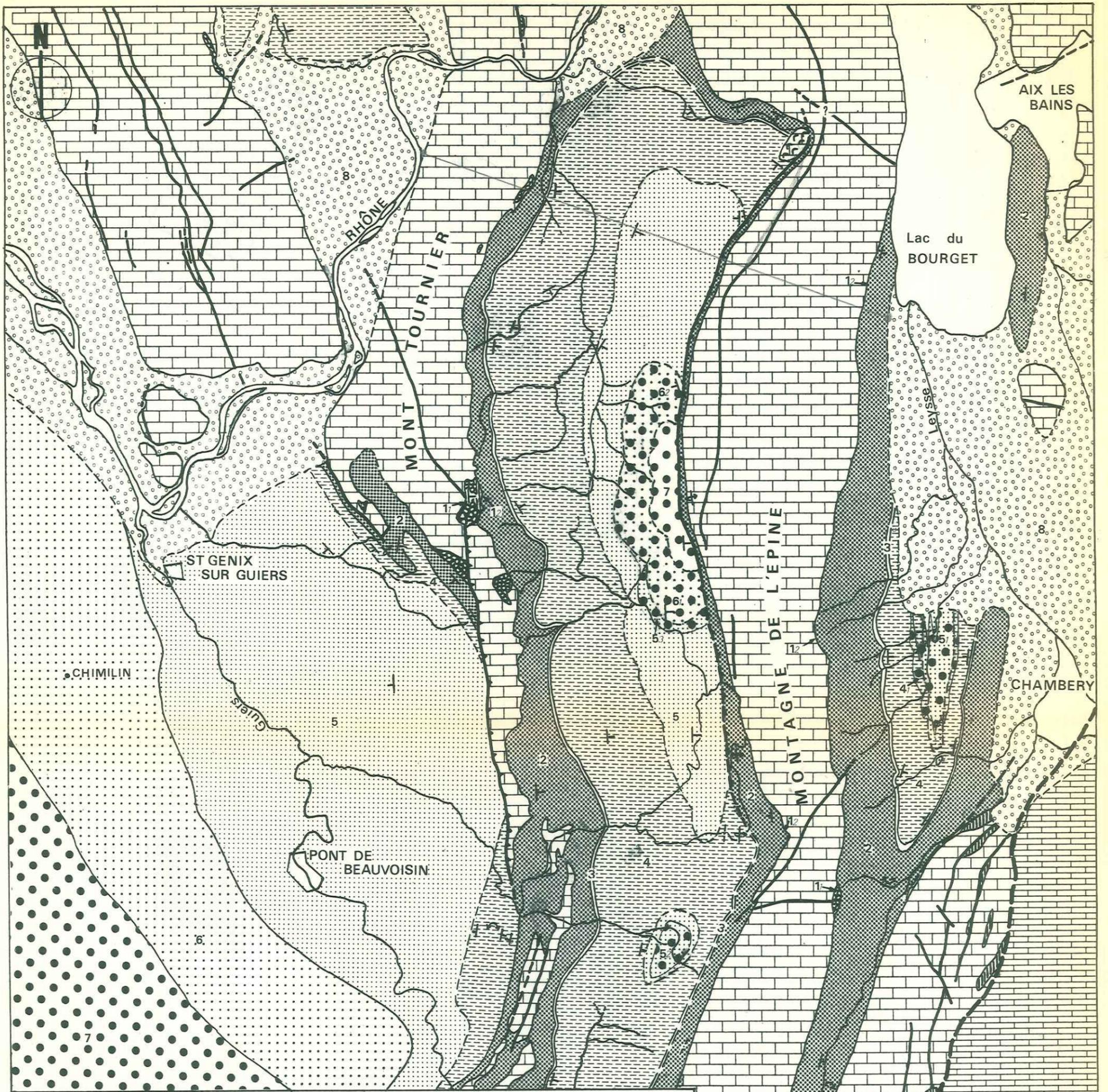
a) Coupe géologique interprétative au fini-miocène



b) Coupe géologique actuelle

Substratum mésozoïque - 1. Conglomérats et marnes (Aquitainien) - 2. Conglomérat de base (Burdigalien) - 3. Faciès calcareo-molassique (Burdigalien) - 4. Faciès silto-gréseux (Burdigalien) - 5. Marnes bleues argileuses burdigalo-helvétiques - 6. Grès verts (Helvétien inf. moy.) - 7. Ensemble marno-silto-gréseux (Helvétien moy.) - 8. Conglomérats de Chamoux (Helvétien moy. sup.) - 9. Sables de Pont-de-Beauvoisin (Helvétien sup.) - 10. Conglomérats de Nances (Helvétien sup. Tortonien inf.) - 11. Sables de Chimilin (Tortonien inf.) - 12. Conglomérats de l'Epine et de la Tour du Pin (Tortonien sup.).

F₁: Faille du Mont Tournier - F₂: Faille chevauchante frontale du Mont du Chat - l'Epine.



0 1 2 3 4 5 Km
ECHELLE

1/100 000^e

CARTE GEOLOGIQUE INTERPRETATIVE DU MIOCENE

(Chainons jurassiens meridionaux et Bas Dauphiné nord oriental)

BIBLIOGRAPHIE

- ANGLADA R., CARBONNEL G., DEMARCQ G. et MAGNE J. (1974) - Le Burdigalien stratotypique de la vallée du Rhône, sa position biostratigraphique. Bull. Soc. Géol. Fr. 7ème série, T. XVI, n°3.
- BERSIER A. (1936) - La forme de la transgression burdigalienne dans la région Vaudoise. C.R. sommaire Soc. Géol. France, Paris, p.111 à 113.
- BERSIER A. (1938) - Caractère et signification de la sédimentation dans l'avant fosse alpine (phase externe) C.R. Acad. Sc. Paris, T.206, p.193 à 195.
- BERSIER A. (1938) - La subsidence dans l'avant fosse molassique des Alpes, C.R. Acad.Sc. Paris, T. 206, p.445-447.
- BERSIER A. (1945) - Sédimentation molassique. Variations latérales et horizons à l'Oligocène. Eclogae géol. Helv. T. 38, 2.
- BERSIER A. (1948) - Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant fosse molassique alpine. Int. Géol. Congress. 18th Session. Great-Britain, Paris IV.
- BERSIER A. (1953) - La sédimentation cyclique des faciès détritiques molassique et houiller. Signification et causes. Revue I.F.P. , p.51.
- BERSIER A. (1958) - Séquences détritiques et divagations fluviales. Eclogae Geol. Helv. vol. 51, n°3, 5ème Congrès International de Sédimentologie, p. 854 à 893.
- BERTHOIS L. (1975) - Etudes sédimentologiques des roches meubles (techniques et méthodes), DOIN Editeurs, Paris.
- BIZON G. et BIZON J.J. (1972) - Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen-Oligocène à Quaternaire. Ed. Technip, Paris.
- BLOW W.H. (1969) - Late middle Eocene to recent planktonic biostratigraphy. Proc. Ist. Int. Cong. Plankt. microf. Genève 1967. Leiden E.J. Bull. Edit. vol. I. p.199.422
- BOCQUET J. (1966) - Le delta de Voreppe: étude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble. Géologie alpine Grenoble - Thèse 3° cycle.
- BOCQUET J. et MICHEL R. (1966) - Sur la présence de galets rhyolithiques dans les conglomérats du delta miocène de Voreppe (Isère). Bull. Soc. Géol. Fr., 7e série, T. VIII, n°2, p. 281-284.
- CAILLEUX A. (1934) - L'orientation des galets dans certaines formations marines. Bull. Soc. Géol. Fr., T.4, p.3-12.
- CAILLEUX A. (1938) - La disposition individuelle des galets dans les formations détritiques. Revue géogr. phys. et Géol. Dyn. T.XI, fasc.3, p.171-198.
- CAILLEUX A. (1943) - Distinction des sables marins et fluviaux, Bull. Soc. Géol. Fr. T.XIII, p.125-138.
- CAILLEUX A. (1945) - Distinction des galets marins et fluviaux, Bull. Soc. Géol. Fr., T.XV, p.373.404.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets, 3 tomes, C.D.U. Paris.
- COURME-RAULT M.D. et LORENZ Cl. (1972) - Les divisions stratigraphiques du Miocène et la place du Langhien. C.R. sommaire Soc. Géol. Fr., fasc. 5, p.212-213.
- COUREL L., DURAND M., GALL J.C., PERRIAUX J. (1975) - La sédimentation continentale du Trias et les modalités de la transgression marine de la base mésozoïque dans l'Est du bassin de Paris. Extraits de publications du IX° Congrès International de Sédimentologie, Nice.

- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. T.L.G., T.39, p.125-172.
- DEMARCO G. (1962) - Etude stratigraphique du Miocène Rhodanien. Thèse Fac. Sc. Paris n°4723, 405 p dactylo.
- DEMARCO G. (1973) - Lyonnais, Vallée du Rhône, Guides Géologiques Régionaux, Masson et Cie édit., PARIS VI.
- DOUGLAS D.J. (1968) - Grain sizes indices, classification and environment. Sedimentology, 10, 2, p. 83 à 100.
- DOUXAMI H. (1895) - Le Miocène des environs de Bourgoin et de La Tour du Pin. C.R. Acad. Sc. Paris, n°124, 4p.
- DOUXAMI H. (1895-1896) - Feuilles de Chambéry, Grenoble et Nantua. Bull. Serv. Carte Géol. France, Paris, T.7, n°44, p.91.93
- DOUXAMI H. (1896) - Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. Ed. Masson Paris 312p., 31 fig., 6pl.
- DOUXAMI H. (1896-1897) - Feuilles de Chambéry et d'Alberville; révision de Nantua, Annecy et Thonon. Bull. Serv. Carte géol., France, Paris, T.8, n°53, p.151-154, 1fig.
- DOUXAMI H. (1899) - Feuille de Chambéry; révision de Nantua, Annecy et Thonon. Bull. Serv. Carte Géol. France, Paris, T.10, n°69, p.90-94, 1fig.
- DOUXAMI H. (1911) - Mémoires de l'Académie des sciences, belles lettres et arts de Savoie. 5è série, T.I chap.VII, p. 695-731.
- DOUXAMI H. et REVIL J. (1895) - Existence du Pontien dans la vallée de Novalaise. Bull. Soc. Géol. France 3è série, T.XXIII, p.98.
- DOUXAMI H. et REVIL J. (1895) - Sur le Miocène de la vallée de Novalaise. C.R. Acad. Sc. T CXX, p.98
- GIDON P. (1963) - Géologie chambérienne. Annales du centre d'enseignement supérieur de Chambéry.
- GIDON M. (1964) - Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes. T.L.G. T.40, p.187.205.
- GIGOUT M., PIERRE G., RAMPNOUX J.P. (1975) - Sur la géologie des confins de la Savoie et du Bas Bugey. Annales du C.U.S., T.II, pp.131.146
- GUIGON F. (1976) - Géologie et travaux souterrains. Etude d'avant-projet du tunnel du Bourget. Bilan des observations sur cinquante tunnels ferroviaires dans la région Rhône-Alpes. Thèse 3e cycle - Grenoble.
- HOLLANDE M. (1892) - Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry (Savoie). Bull. Serv. carte géol. France, Paris, T.4., n°29.
- KAZO S. (1975) - Sédimentologie du Tertiaire du Massif des Bauges (Alpes de Savoie) - France. Thèse 3ème cycle-Grenoble.
- KISSLING D. (1974) - L'Oligocène de l'extrémité occidentale du bassin molassique suisse. Stratigraphie et aperçu sédimentologique. Thèse Fac. Sciences de Genève n°1648.
- KOGBLEVI J.C. (1973) - Contribution à l'étude de quelques formations de flysch et de molasse des Alpes et réflexions sur les critères distinctifs de ces deux faciès. Thèse 3è cycle, Univ. Paris VI.

- ANGLADA R., CARBONNEL G., DEMARCQ G. et MAGNE J. (1974) - Le Burdigalien stratotypique de la vallée du Rhône, sa position biostratigraphique. Bull. Soc. Géol. Fr. 7ème série, T. XVI, n°3.
- BERSIER A. (1936) - La forme de la transgression burdigalienne dans la région Vaudoise. C.R. sommaire Soc. Géol. France, Paris, p.111 à 113.
- BERSIER A. (1938) - Caractère et signification de la sédimentation dans l'avant fosse alpine (phase externe) C.R. Acad. Sc. Paris, T.206, p.193 à 195.
- BERSIER A. (1938) - La subsidence dans l'avant fosse molassique des Alpes. C.R. Acad.Sc. Paris, T. 206, p.445-447.
- BERSIER A. (1945) - Sédimentation molassique. Variations latérales et horizons à l'Oligocène. Eclogae géol. Helv. T. 38, 2.
- BERSIER A. (1948) - Les sédimentations rythmiques synorogéniques dans l'avant fosse molassique alpine. Int. Géol. Congress. 18th Session. Great-Britain, Paris IV.
- BERSIER A. (1953) - La sédimentation cyclique des faciès détritiques molassique et houiller. Signification et causes. Revue I.F.P. , p.51.
- BERSIER A. (1958) - Séquences détritiques et divagations fluviales. Eclogae Geol. Helv. vol. 51, n°3, 5ème Congrès International de Sédimentologie, p. 854 à 893.
- BERTHOIS L. (1975) - Etudes sédimentologiques des roches meubles (techniques et méthodes), DOIN Editeurs, Paris.
- BIZON G. et BIZON J.J. (1972) - Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen-Oligocène à Quaternaire. Ed. Technip. Paris.
- BLOW W.H. (1969) - Late middle Eocene to recent planktonic biostratigraphy. Proc. Ist. Int. Cong. Plankt. microf. Genève 1967. Leiden E.J. Bull. Edit. vol. I. p.199.422
- BOCQUET J. (1966) - Le delta de Voreppe: étude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble. Géologie alpine Grenoble - Thèse 3° cycle.
- BOCQUET J. et MICHEL R. (1966) - Sur la présence de galets rhyolithiques dans les conglomérats du delta miocène de Voreppe (Isère). Bull. Soc. Géol. Fr., 7e série, T. VIII, n°2, p. 281-284.
- CAILLEUX A. (1934) - L'orientation des galets dans certaines formations marines. Bull. Soc. Géol. Fr., T.4, p.3-12.
- CAILLEUX A. (1938) - La disposition individuelle des galets dans les formations détritiques. Revue géogr. phys. et Géol. Dyn. T.XI, fasc.3, p.171-198.
- CAILLEUX A. (1943) - Distinction des sables marins et fluviaux. Bull. Soc. Géol. Fr. T.XIII, p.125-138.
- CAILLEUX A. (1945) - Distinction des galets marins et fluviaux. Bull. Soc. Géol. Fr., T.XV, p.373.404.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) - Initiation à l'étude des sables et des galets, 3 tomes, C.D.U. Paris.
- COURME-RAULT M.D. et LORENZ Cl. (1972) - Les divisions stratigraphiques du Miocène et la place du Langhien. C.R. sommaire Soc. Géol. Fr., fasc. 5, p.212-213.
- COUREL L., DURAND M., GALL J.C., PERRIAUX J. (1975) - La sédimentation continentale du Trias et les modalités de la transgression marine de la base mésozoïque dans l'Est du bassin de Paris. Extraits de publications du IX° Congrès International de Sédimentologie, Nice.

- KOGBLEVI J.C., LANG J., LUCAS G., PERRIAUX J., USELLE J.P. (1974) - Etude des critères descriptifs utilisés pour définir des faciès réputés flysch ou molasse à partir d'exemples choisis dans les Alpes. Bull. Géol. alpine, T.50, p.99,105.
- LATREILLE G. (1969) - La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes Thèse Fac. Sc. Lyon, n°567.
- LORY Ch. (1860) - Description géologique du Dauphiné pour servir d'explication à la carte géologique de cette province. Savy édit. Paris, 748 p. 83 fig., 5 pl.
- MEON-VILAIN H. (1970) - Palynologie des formations miocènes supérieures et pliocènes du bassin du Rhône (France). Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon n°38, 167p., 15pl., 51fig., 17tabl.
- MORET L. et GIGNOUX M. (1952) - Géologie dauphinoise, Paris Masson 1^{er} vol. in 8ème, 391 p.
- MULLER C. (1970) - Nannoplankton - Zonen der Unteren Meeresmolasse. Bayerns Geol. Bavarica, Vol.63, pp.107,118, 1 tabl., pts. 1-9 München.
- PERRIAUX J. (1961) - Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Thèse Nancy.
- PERRIAUX J. (1961) - Etude de la forme des grains par la méthode Ligus (Tricart J.) complétée d'après les travaux de Alimen H.
- PERRIAUX J. (1967) - Conférence du 13 septembre sur les roches sédimentaires détritiques, Grenoble.
- PERRIAUX J. (1970) - Rapport de synthèse de la réunion ordinaire de la S.G.F. du 15 juin 1970 à Grenoble sur le thème "Flysch et Molasse"
- POMEROL Ch. (1973) - Stratigraphie et paléogéographie. Ere Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). Ed. Doin Paris.
- REVIL J. (1921) - Les régions jurassiennes, subalpines et alpines de la Savoie. Réunion extraordinaire de la Société géol. de France. p.10-29
- REVIL J. et ROCH E. (1925) - Sur les relations tectoniques du Pontien de Novalaise (Savoie) et de son substratum. Assoc. F.P.A. des Sciences, Grenoble.
- RIVIERE A. (1952) - Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles.
- STEINFATT E. (1975) - Géologie de la Feuille Voiron au 1/50.000è: Etudes sur le Miocène et le Quaternaire de l'avant pays alpin. Thèse 3è cycle-Grenoble.
- TERWINDT J.H.J. (1963) - Excursion Rhine/Meuse Estuary (Haringvliet). Sixth International sedimentological congress.
- VATAN A.(1949) - La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au Crétacé et au Tertiaire. C.R. Sommaire Soc. Géol. France, Paris, p.102,104.
- VATAN A. , ROUGE P. et BOYER E. (1957) - Etudes sédimentologiques et pétrographiques dans le Tertiaire subalpin et Jurassien de Savoie et des régions limitrophes. Rev. Institut Fr. Pétrole et Ann. Combust. Liquides, Paris, 12, n°4, p.468-480, 8 fig.
- VATAN A. (1968) - Manuel de sédimentologie - Technip. Paris.
- YAPAUDJAN L. (1972) - Une approche actualiste en géologie sédimentaire (Quelques données d'interprétation des séquences de plateforme). Mém. B.R.G.M. Fr. n°77.
-

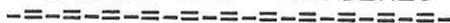
LISTE DES PLANCHES



Pl. 1. - Carte d'affleurement	1
Pl. 2. - Situation géographique	3
Pl. 3. - Esquisse géologique	5
Pl. 4. - Esquisse paléogéographique	7
Pl. 5. - Tableau des subdivisions stratigraphiques classiques du Miocène des chaînons jurassiens méridionaux et du Bas Dauphiné Nord-oriental	10
Pl. 6. - Coupe en bordure nord-orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné dans la région de Sainte-Marie-d'Alvey	21
Pl. 7. - Localisation géographique et synthèse des coupes faciologiques de la molasse burdigalienne burdigalienne	23
Pl. 8. - Coupes dans la partie méridionale du synclinal de Chambéry	28
Pl. 9. - Schéma de localisation stratigraphique des divers ensembles conglomératiques du Miocène supérieur	35
Pl. 10. - Schéma stratigraphique du Miocène du sillon périalpin de Chambéry à St-Genix-sur-Guiers	38
Pl. 11. - Notice pour le lever d'une série sédimentaire	42
Pl. 12. - Coupe lithologique: Conglomérats et marnes du Mont Chaffaron	46
Pl. 13. - Morphométrie des galets du conglomérat du Mont Chaffaron	47
Pl. 14. - Granulométrie des marnes aquitaniennes	50
Pl. 15. - Morphométrie des galets du conglomérat de base du Burdigalien	52
Pl. 16. - Granulométrie de la molasse burdigalienne: la molasse verdâtre	56
Pl. 17. - Granulométrie de la molasse burdigalienne: les grès calcareux	57
Pl. 18. - Granulométrie de la molasse burdigalienne: silts gréseux et grès silteux	60
Pl. 19. - Histogramme du degré d'usure des grains de quartz de la molasse burdigalienne : les grès calcareux	61
Pl. 20. - Analyse séquentielle de la molasse burdigalienne	65 à 71
à 26	
Pl. 27 - Granulométrie des Marnes bleues argileuses burdigalo-helvétiques	73
Pl. 28. - Analyse séquentielle des Marnes bleues argileuses	75
Pl. 29. - Granulométrie des Grès verts (Helvétien inférieur moyen)	78
Pl. 30 à 34. - Analyse séquentielle des Grès verts	79 à 83
Pl. 35 bis. - Tableau des granulométries des Grès de l'ensemble marno-silto-gréseux	85
Pl. 35 à 37. - Granulométrie des grès de l'ensemble marno-silto-gréseux	86 à 88
Pl. 38. - Granulométrie des marnes et silts marneux de l'ensemble marno-silto-gréseux	89
Pl. 39. - Analyse séquentielle de l'ensemble marno-silto-gréseux	92 à 100
à 47	
Pl. 48. - Granulométrie des sables jaunes (Helvétien supérieur)	103
Pl. 49. - Analyse séquentielle des sables jaunes	105
Pl. 50. - Granulométrie et morphométrie dans les "Conglomérats de Chamoux"	108

Pl. 51 - Analyse séquentielle de l'ensemble conglomératique de Chamoux	112-113
à 52.	
Pl. 53. - Granulométrie et morphométrie dans le Conglomérat de la Génaz	115
Pl. 54. - Granulométrie et morphométrie dans les "Sables de Chimilin"	118
Pl. 55. - Granulométrie et morphométrie dans les "Conglomérats de Nances" (conglomérat du Villaret)	121
Pl. 56. - Granulométrie et morphométrie dans les "Conglomérats de l'Epine"	124
Pl. 57. - Analyse séquentielle de l'ensemble conglomératique de l'Epine	125
Pl. 58. - Diagramme d'évolution de la nature des galets contenus dans des lentilles ou ensembles conglomératiques au cours du Miocène	129
Pl. 59. - Diagramme Q1, Md, Q3	132
Pl. 60. - Cadre structural des rapports entre Jura et massifs subalpins	134
Pl. 61. - Coupes sériées des chainons jurassiens méridionaux	137
Pl. 62. - Schéma de l'évolution géodynamique du secteur étudié	145
Pl. 63. - Carte géologique interprétative du Miocène	146

TABLE DES MATIERES



SOMMAIRE	I
REMERCIEMENTS	III
<u>INTRODUCTION</u>	1
I - Cadre géographique	4
II - Cadre géologique et paléogéographique	4
III - Historique	4
IV - Objet de l'étude	6
<u>PREMIER CHAPITRE: STRATIGRAPHIE</u>	9
I - Introduction	11
I.1. Géologie générale	11
I.2. Le Miocène	11
I.3. Avertissement	12
II - Aquitanien	12
II.1. de la chaîne du Mont Tournier	13
II.2. des bordures de la chaîne de l'Épine	13
II.3. de la bordure occidentale de la Chartreuse	14
III - Les formations post-aquitaniennes	14
III.1. La série de base du Miocène: Etage Burdigalien	16
1.1. Le conglomérat de base	16
1.2. La "Molasse" burdigalienne	17
1.2.1. Synclinal de Chambéry	17
a) la molasse verdâtre et les grès calcaires	17
b) les silt gréseux bioturbés et les grès calcaires - glauconieux	17
1.2.2. Flanc oriental du synclinal de Novalaise	18
a) la série normale: la molasse verdâtre, les grès calcaires et les silt bioturbés	18
b) la série réduite de "Villas Doria"	19
c) Conclusion	19
1.2.3. Flanc occidental du synclinal de Novalaise et bordure nord-orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné	19
a) Les faciès de la molasse burdigalienne	19
b) Conclusion	22
1.3. Conclusion	22

III.2. La série intermédiaire du Miocène: les Marnes bleues argileuses burdigalo-helvétiques.....	24
2.1. Synclinal de Chambéry	24
2.2. Synclinal de Novalaise	24
2.3. Bordure nord-orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné	25
2.4. Intérêt et âge	25
III.3. Les séries supérieures du Miocène (Helvétique et Tortonien)	26
3.1. Les grès verts et l'ensemble marno-silto-gréseux	26
(Helvétique inférieur et moyen)	
3.1.1. Présentation générale	26
3.1.2. Synclinal de Chambéry	27
a) Grès verts	27
b) Ensemble marno-silto-gréseux et conglomératique	27
3.1.3. Synclinal de Novalaise	29
a) Grès verts	29
b) Ensemble marno-silto-gréseux (Formation du Merdaret).....	29
3.1.4. Bordure nord-orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné	30
3.1.5. Age	30
3.1.6. Conclusion	31
3.2. Sables jaunes de Pont-de-Beauvoisin et équivalents latéraux conglomératiques (Helvétique supérieur).....	31
3.2.1. Synclinal de Chambéry	31
3.2.2. Synclinal de Novalaise	32
3.2.3. Bordure nord-orientale du synclinorium du Bas-Dauphiné	32
3.2.4. Age	33
3.2.5. Conclusion	33
3.3. Sables de Chimilin et équivalents latéraux conglomératiques (Tortonien).....	33
3.3.1. Sables de Chimilin et conglomérats polygéniques (Tortonien inférieur)....	33
3.3.2. Conglomérats de la Tour du Pin et conglomérats de l'Epine (Tortonien supérieur)	34
3.3.3. Conclusion.....	36
IV - Conclusion	36
<u>DEUXIEME CHAPITRE : SEDIMENTOLOGIE</u>	39
I - Introduction	40

I.1. La "molasse" ou "mollasse"	40
I.2. Méthodologie	40
2.1. Techniques de terrain	40
2.1.1. Analyse séquentielle	40
2.1.2. Pour les conglomérats	40
2.2. Techniques de Laboratoire	41
2.2.1. La granulométrie	41
2.2.2. Le comptage pétrographique	41
2.2.3. La morphoscopie	41
2.2.4. Analyse des argiles	41
2.2.5. Carbonatimétrie	43
2.2.6. Lavage des marnes	43
2.3. Techniques de bureau	43
2.3.1. Etablissement d'une fiche d'analyse séquentielle	43
2.3.2. Granulométrie	43
2.3.3. Morphométrie, morphoscopie et pétrographie	44
2.3.4. Disposition des galets, figures sédimentaires.....	44
I.3. Les minéraux lourds	44
II - Les formations aquitaniennes	44
II.1. Les conglomérats et marnes rouges du Mont-Chaffaron	44
1.1. Le conglomérat de Chaffaron	45
1.1.1. Etude granulométrique	45
1.1.2. Morphométrie des galets	45
1.1.3. Pétrographie	45
1.1.4. Conclusion	48
1.2. Les marnes et calcaires marneux rouges	48
1.2.1. Granulométrie	48
1.2.2. Pétrographie	48
1.3. Conclusion à l'étude des conglomérats et marnes du Mont-Chaffaron	49
II.2. Les marnes aquitaniennes.....	49
2.1. Granulométrie	49
2.2. Pétrographie	51
II.3. Conclusion	51

III - La série de base du Miocène: Burdigalien	51
III.1. Le conglomérat de base.....	51
1.1. Granulométrie	51
1.2. Morphométrie des galets calcaires	53
1.3. Pétrographie	53
1.4. Conclusion sur le conglomérat de base du Burdigalien.....	54
III.2. La molasse burdigalienne.....	54
2.1. Analyse séquentielle	54
2.2. Etudes granulométriques de la molasse burdigalienne.....	55
2.2.1. La molasse verdâtre	55
2.2.2. Les grès calcaireux.....	58
2.2.3. Silts gréseux et grès silteux silteux bioturbés.....	58
2.3. Morphoscopie	59
2.4. Pétrographie	62
2.4.1. La molasse verdâtre.....	62
2.4.2. Lentille de conglomérat fin dans la molasse verdâtre	62
2.4.3. Les grès calcaireux	62
2.4.4. Silts gréseux et grès silteux bioturbés	64
2.5. Particularité sédimentaire	64
2.6. Conclusion sur la molasse burdigalienne	64
IV - La série intermédiaire du Miocène: burdigalo-helvétienne:(les Marnes bleues argileuses)	72
IV.1. Analyse séquentielle	72
IV.2. Granulométrie	72
IV.3. Pétrographie.....	72
3.1. Examen à l'oeil nu	72
3.2. Examen au microscope	72
3.3. Carbonatimétrie	74
3.4. Analyse aux Rayons X	74
3.5. Conclusion à l'étude pétrographique	74
IV.4. Les joints gréseux millimétriques de la base de l'ensemble des marnes bleues.....	74
IV.5. Conclusion à l'étude des Marnes bleues argileuses	74
V - Les séries supérieures du Miocène	76
V.1. Les formations helvétiques	76
1.1. Les grès verts	76
1.1.1. Analyse séquentielle	76
1.1.2. Figures et structures sédimentaires	76
1.1.3. Granulométrie	76

1.1.4. Pétrographie	76
1.1.5. Conclusion	77
1.2. L'ensemble marno-silto-gréseux	77
1.2.1. Analyse séquentielle	77
1.2.2. Granulométrie	84
1.2.2.1. Granulométrie des grès	84
1.2.2.2. Granulométrie des marnes	84
1.2.2.3. Granulométrie des silts	90
1.2.3. Pétrographie	90
1.2.3.1. Analyse pétrographique des grès	90
1.2.3.2. Carbonatimétrie	91
1.2.3.3. Analyse aux Rayons X	91
1.2.4. Conclusion	101
1.3. Les "Sables jaunes de Pont-de-Beauvoisin"	101
1.3.1. Analyse séquentielle	101
1.3.2. Figures et structures sédimentaires	101
1.3.3. Granulométrie	102
1.3.4. Pétrographie	104
1.3.4.1. Carbonatimétrie	104
1.3.4.1. Analyse aux Rayons X	104
1.3.5. Conclusion	104
1.4. Les conglomérats helvétiques	104
1.4.1. Le conglomérat du Nant Forezan	104
1.4.1.1. Pétrographie	106
1.4.1.2. Directions d'apports	106
1.4.1.3. Conclusion	107
1.4.2. Les "Conglomérats de Chamoux"	107
1.4.2.1. Analyse séquentielle	107
1.4.2.2. Granulométrie des "Conglomérats de Chamoux"	107
1.4.2.3. Morphométrie des galets calcaires	109
1.4.2.4. Pétrographie des galets	109
1.4.2.5. Directions d'apports	110
1.4.2.6. Conclusion	111
1.4.3. Le "Conglomérat de la Genaz"	111
1.4.3.1. Granulométrie	111
1.4.3.2. Morphométrie des galets calcaires	114
1.4.3.3. Pétrographie	114
1.4.3.4. Disposition des galets	116
1.4.3.5. Conclusion	116

V.2. Les formations tortoniennes	117
2.1. Les "Sables de Chimilin".....	117
2.1.1. Granulométrie des sables	117
2.1.2. Pétrographie des sables	117
2.1.3. Granulométrie des lentilles conglomératiques	117
2.1.4. Morphométrie des galets (quartzites).....	119
2.1.5. Pétrographie des galets	119
2.1.6. Conclusion	120
2.2. Les "Conglomérats de Nances".....	120
2.2.1. Granulométrie	120
2.2.2. Morphométrie des galets de quartzite	120
2.2.3. Pétrographie	122
2.2.4. Disposition des galets	122
2.2.5. Figures de base de banc	122
2.2.6. Conclusion	123
2.3. Conglomérats de l'Epine"	123
2.3.1. Analyse séquentielle	123
2.3.2. Granulométrie des conglomérats	123
2.3.3. Pétrographie	123
2.3.4. Pétrographie des galets	126
2.3.5. Pétrographie des grès	126
2.3.6. Conclusion	126
2.4. Les "Conglomérats de la Tour du Pin"	127
V.3. Conclusion sur la série supérieure du Miocène	127
VI. Conclusion à l'étude sédimentologique	128
VI.1. La province de départ du matériel détritique	128
VI.2. La nature des agents de transport	130
VI.3. La nature et le style des dépôts dans le bassin de sédimentation	130
VI.4. La nature des paléoclimats	131
<u>TROISIEME CHAPITRE : TECTONIQUE</u>	133
I. Rappel historique	135
II. Les apports de la stratigraphie du Miocène	135
II.1. La faille chevauchante frontale du Mont du Chat	135
II.2. Le jeu de la faille du Mont Tournier	138
III. Les apports de la sédimentologie des séries miocènes	138
IV. Conclusion	139

CONCLUSIONS GENERALES	143
BIBLIOGRAPHIE	147
LISTE DES PLANCHES	153
TABLE DES MATIERES	157
ANNEXE.	
Coordonnées cartographiques	
Planches photographiques	

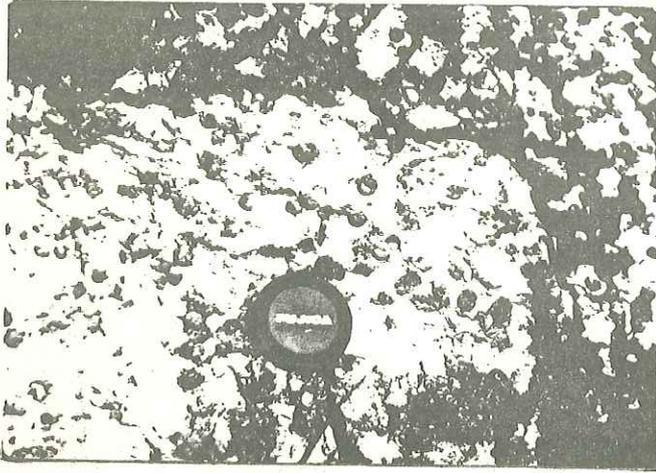
ANNEXE :

-Tableaux des coordonnées cartographiques
des affleurements.

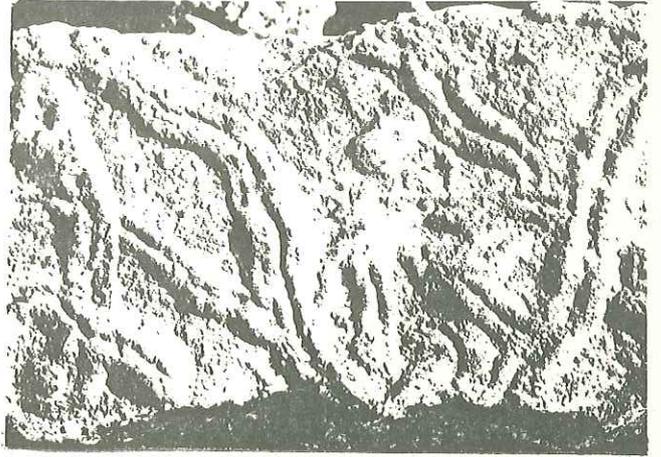
-Planches photographiques.

Station	Lieu-dit	Coordonnées		Altitude en mètres
		X	Lambert Y	
725-1	Haut Somont	871,280	83,640	310
725-2	Haut Somont	869,840 869,820	83,960 83,420 à 83,640	335 300 à 320
725-3	Chevelu	871,880	82,360	415
725-4	Tresserve	877,120	81,960	234
725-5	Bourdeau	874,180 à 874,160	80,660 à 81,200	260 à 275
725-6	Les Ménards	870,800 à 870,960	80,900 à 80,740	560 à 640
725-7	† Paul/Yenne	867,180	80,780	287
725-8	Le Bourget du Lac	874,440	78,620	237
725-9	Tholou	867,060	77,740	360
725-10	Villaret	869,040	76,730	578
725-11	Le Monard	867,320 à 867,400	76,300 à 76,500	390
725-12	R ^{te} de L'Epine Villas Doria	869,200 à 869,860	73,200 à 72,900	610 à 700
725-13	Villas Doria	869,900	72,910	710
725-14	† de Gariod	873,930 à 874,540	71,440 à 71,860	390 à 340
725-15	† Villard	873,020 à 873,640	71,660 à 71,900	510 à 430
725-16	Nances	869,380	71,350	490
725-17	† Bruyant	874,000 à 874,440 874,860 à 875,380	70,510 à 70,760 70,860 à 71,180	385 à 360 340 à 300
725-18	Le Molassier	872,980	70,680	620
725-19	R. Banérieux	874,260 à 874,900	70,140 à 70,500	410 à 345
725-20	† de La Dhuy	875,080 à 875,480	69,580 à 70,300	385 à 325
725-21	† du Merderet	876,300 à 876,360	69,440 à 69,820	390 à 350
725-22	Les Ecorchuts	873,140 à 873,580	69,340 à 69,520	637 à 580
725-23	Pk. A43 Nances	869,630	69,360	385
725-24	Les Pichons	868,220	68,340	485
725-25	Le Gojat	870,020	68,420	383
725-26	† Forezan _{aval}	876,760 à 875,840	68,150 à 68,280	315 à 337
	† Forezan _{amont}	875,860 à 874,860	68,220 à 67,450	337 à 410
725-27	La Combe	870,880 à 871,100	68,220 à 68,200	395
725-28	Vimines	875,640	66,570	510
725-29	Le Chatelard	872,100	66,500	530
725-30	Vimines	874,890	68,200	510
725-31	La Déserte	877,130	68,390	365

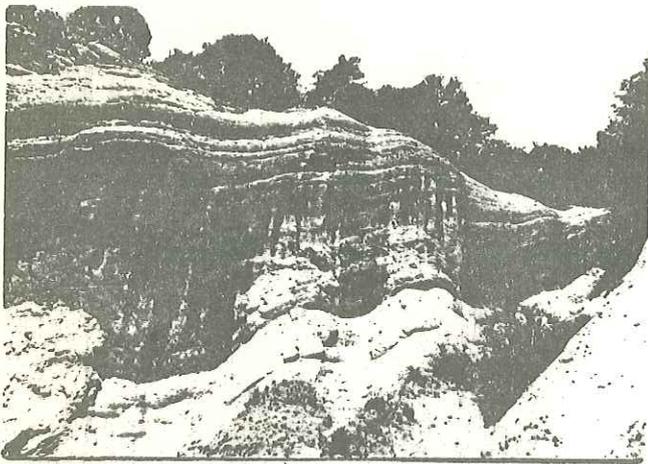
Station	Lieu-dit	Coordonnées		Altitude en mètres
		X	Lambert Y	
749-32	Aiguebelette	870,800 870,890	66,070 66,040	379
749-33	N ^t Jouant	874,600 à 875,090	65,125 à 65,140	480 à 405
749-34	Pierre rouge	873,600	64,940	608
749-35	La Génaz	869,450	63,390	560
749-36	Gerbizet	870,190	60,500	1020
749-37	Les Simonds	872,950	61,075	585
749-38	S ^t Jean de Couz	872,625	58,685	620
749-39	Les Egaux Corbel	872,250 à 872,500	354,100 à 353,575	870 à 860
749-40	Corbel	872,600	353,540	860
724-41	Peyzieu	859,220	85,140	326
724-42	R. du Théou	865,860 à 865,990	81,210 à 80,900	305 à 350
724-43	Malods	864,220	80,060	500
724-44	R. du Merdaret	864,200 à 865,310 866,290 à 866,720	77,560 à 77,960 79,110 à 79,480	605 à 470 352 à 328
724-45	La Chapelle S ^t Martin	866,540	78,120	435
724-46	M ^t Chaffaron	864,250 864,475	73,550 73,625	840 740
724-47	Gerbaix	865,020 865,340	73,520 73,500	650 590
724-48	Le Crénon	862,825	72,725	530
724-49	La Vernassière	861,850 à 861,900 861,350	72,925 72,750	350 à 370 340
724-50	R. de La Bertinière	865,640 à 867,630	72,260 à 72,050	530 à 425
724-51	S ^{te} Marie d'Alvey	864,125 à 864,150 863,725 864,400	71,000 à 72,875 72,100 71,800	590 à 610 460 540
724-52	Avressieux	863,350 à 863,500	69,600	340
724-53	Dullin	866,700	67,260	460
724-54	Pont de Beauv.	861,175	65,650	270
748-55	Le Croibier	865,220 à 865,520	63,310 à 63,320	315 à 298
748-56	Les Antes	865,800	60,890	585
748-57	Chailles	866,000 à 866,200	58,250 à 58,210	390 à 400
724-58	Bois les Terne	853,300	368,300	280



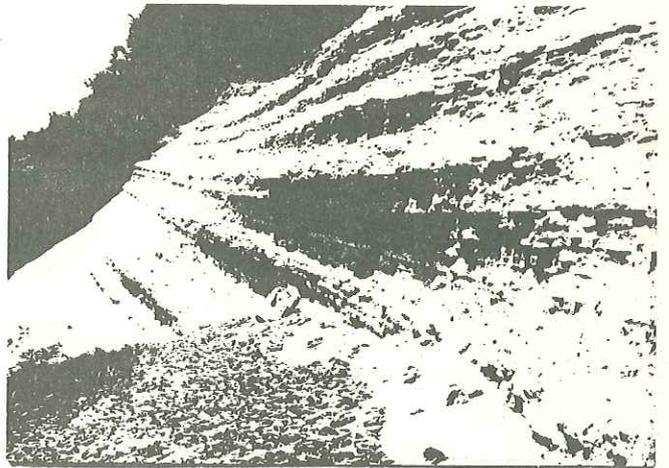
Surface lithophagée des calcaires urgoniens: Haut-Somont (725-1)



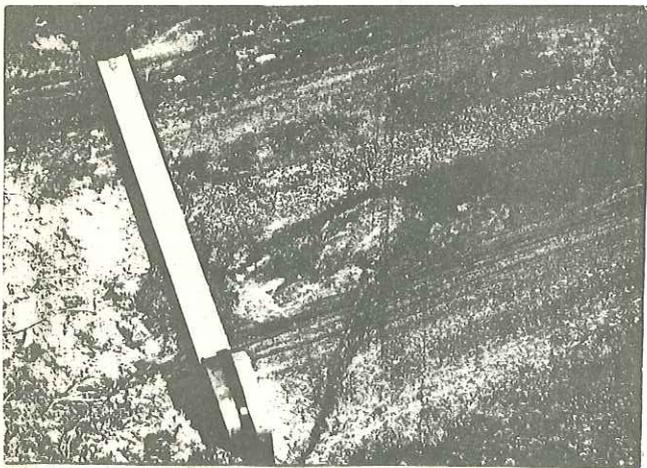
Empreintes de pistes d'annélides sur la face inférieure d'un banc de grès calcaireux. Le Bourget du lac (725-8)



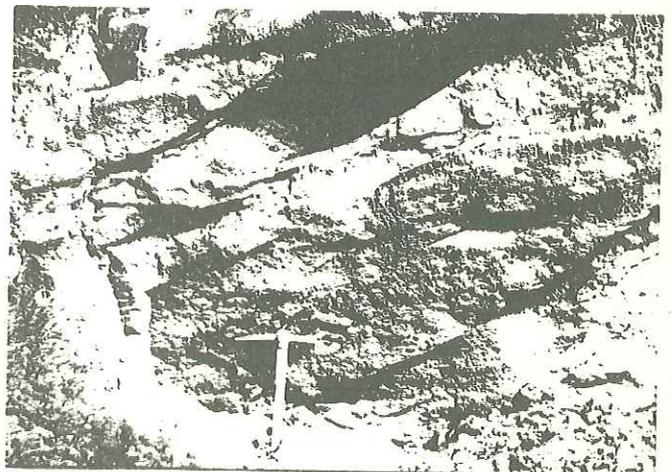
Silts gréseux et grès silteux bioturbés: Nant Jouant (725-33)



Les "Marnes bleues argileuses": Amont du Nant Forezan (725-26)



Granodécroissance dans l'ensemble marno-silto-gréseux. Les Pichons (725-24)



Structures entrecroisées dans les "Sables jaunes de Pont de Beauvoisin". Parking A43 de Nances (725-23)

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 4 Novembre 1977

Le Président de la thèse

J. Perriaux

J. PERRIAUX

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 22 novembre 1977

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale



G. Cau

Dr G. CAU