



HAL
open science

Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le jurassique terminal-berriasien des chaînes subalpines méridionales / Bernard Beaudoin

Bernard Beaudoin

► **To cite this version:**

Bernard Beaudoin. Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le jurassique terminal-berriasien des chaînes subalpines méridionales / Bernard Beaudoin. Stratigraphie. Université de Caen, 1977. Français. NNT : . tel-00805588

HAL Id: tel-00805588

<https://theses.hal.science/tel-00805588>

Submitted on 28 Mar 2013

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

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

N° D'ORDRE _____

ANNÉE 1977

N° C.N.R.S. _____

GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D 050 031543 2

BEAUDOIN (B.)

Vol I

A1

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE CAEN
U.E.R. DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'AMÉNAGEMENT RÉGIONAL

pour l'obtention du Grade de

DOCTEUR ÈS-SCIENCES

par

Bernard BEAUDOIN

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

15 FEV. 1982

MÉTHODES D'ANALYSE SÉDIMENTAIRE
ET RECONSTITUTION DU BASSIN :

LE JURASSIQUE TERMINAL - BERRIASIEN
DES CHAÎNES SUBALPINES MÉRIDIIONALES

soutenue le 9 Juin 1977 devant la Commission d'Examen

Monsieur M. LANTEAUME *Président*
Madame Y. GUBLER *Rapporteur*
Monsieur A. LOMBARD *Rapporteur*
Monsieur J. AUBOUIN *Examineur*
Monsieur J. GOGUEL *Examineur*
Monsieur C. PAREYN *Examineur*

N° D'ORDRE _____

ANNÉE 1977

N° C.N.R.S. _____

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE CAEN
U.E.R. DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'AMÉNAGEMENT RÉGIONAL

pour l'obtention du Grade de

DOCTEUR ÈS-SCIENCES

par

Bernard BEAUDOIN

15 FEV. 1982

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

MÉTHODES D'ANALYSE SÉDIMENTAIRE
ET RECONSTITUTION DU BASSIN :

LE JURASSIQUE TERMINAL - BERRIASIEN
DES CHAÎNES SUBALPINES MÉRIDIIONALES

2

soutenue le 9 Juin 1977 devant la Commission d'Examen

Monsieur M. LANTEAUME *Président*

Madame Y. GUBLER *Rapporteur*

Monsieur A. LOMBARD *Rapporteur*

Monsieur J. AUBOUIN *Examineur*

Monsieur J. GOGUEL *Examineur*

Monsieur C. PAREYN *Examineur*

10446526

UNIVERSITE DE CAEN

ADMINISTRATION DE L'UNIVERSITE

Président de l'Université : M. Max ROBBA, Professeur
Vice-Président : M. Armand FREMONT, Professeur
Secrétaire Général : M. Roger CAUCAL, C.A.S.U.

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

Directeur : M. Francis DORE, Maître de Conférences
Directeurs adjoints : M. Félix HINSCHBERGER, Professeur
M. Claude LARSONNEUR, Maître de
Conférences

PERSONNEL ENSEIGNANT

M. Louis DANGEARD	Professeur Honoraire
M. André JOURNAUX	Professeur, Doyen Honoraire
M. Pierre BRUNET	Professeur
M. Claude PAREYN	Professeur
M. Marcel LANTEAUME	Professeur
M. Félix HINSCHBERGER	Professeur
M. Armand FREMONT	Professeur
M. Francis DORE	Maître de Conférences
Mme Anne-Marie BABONAUX	Maître de Conférences
M. Claude LARSONNEUR	Maître de Conférences
M. Paul CLERC	Chargé d'enseignement

MAITRES-ASSISTANTS

Section GÉOLOGIE

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

Section GÉOGRAPHIE

M. Pichel DANDURAND
M. Daniel CLARY
M. Robert HERIN
M. Max-André BRIER
M. Michel CHESNAIS
M. Jean-Jacques MULLER
M. Arnel COUDE
M. Gérard HOUZARD

Section PHYTOGÉOGRAPHIE

M. Pichel PROVOST
M. Alain LECOINTE

ASSISTANTS

Section GÉOLOGIE

M. Jean-Paul AUFFRET
M. Guy FILY
M. Jean LEGALL
M. Lionel DUPRET

Section GÉOGRAPHIE

M. Jean-Louis BALLAIS
M. Jean-René BERTRAND
M. Jean-Pierre MICHEL
M. Jacques CHEVALIER

à ma femme,
à mes parents.

Que tous ceux qui m'ont permis, au long des
années, de réaliser ce travail, maîtres, collègues
et amis, élèves de l'Ecole, techniciens et personnel
administratif, habitants des régions visitées, soient
ici remerciés.

R E S U M E

Le Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes Subalpines méridionales (étudié entre la Drôme et la Tinée, et de Gap à Castellane) a fourni le support d'un travail méthodologique visant à restituer - à partir des données directement fournies par les sédiments - les processus et conditions du dépôt puis l'architecture du bassin.

La série étudiée correspond à un *pôle carbonaté* s'inscrivant, dans une évolution symétrique plus vaste, entre deux formations marneuses. Elle est constituée par un empilement de *séquences* apparemment fort diverses, parmi lesquelles des niveaux de *calcaire fin*, de *brèches* d'origine longtemps controversée et des *faisceaux contournés*. Ces faciès sont irrégulièrement répartis dans le bassin, tandis que les épaisseurs varient elles-mêmes considérablement.

L'ANALYSE SEDIMENTAIRE

Les séquences détritiques (arénites et rudites) ont fait les premières l'objet d'observations importantes :

- elles sont marquées par des surfaces inférieures nettes, souvent *ravinantes*, parfois ornées de *figures sédimentaires* ;
- elles sont caractérisées très généralement par un net *granoclassement*, conduisant dans le cas le plus complet à une micrite sommitale ; à ce granoclassement se superposent des laminations parallèles ou entrecroisées (rides de courant).

On peut alors proposer que la mise en place de telles séquences correspond à un courant *transportant* un stock détritique important (d'origine partiellement peu profonde), en régime turbulent, *érodant* le substrat, *déposant* enfin le matériel par perte d'énergie, dans un environnement calme ; soit un *courant turbide*.

On peut à la suite envisager que les bancs calcaires et les alternances calcaire-marne (ou tout au moins partie d'entre eux) relèvent du même processus.

En effet la présence d'un granoclassement structurant les dépôts fins eux-mêmes (soit en tant que sommet de séquence détritique, soit en tant que banc calcaire), associée à une évolution des épaisseurs de séquences de même type que pour les faciès détritiques conduisent à cette hypothèse. De même, la non-indépendance des épaisseurs entre banc calcaire et lit marneux dans l'alternance, rapprochée d'une organisation séquentielle à trois termes (calcarénite / calcaire / marne) suggère une mise en place dynamique du *couple fondamental calcaire/marne*.

La genèse des faisceaux contournés est moins énigmatique. On s'est surtout attaché ici à leur mise en évidence sur le terrain (malaisée parfois dans une série uniquement calcaire), à l'analyse des structures permettant la restitution des *pentés*. On a pu montrer des différences d'âge importantes entre le dépôt initial et le re-dépôt, et corréliser certains niveaux sur des surfaces importantes. Ces faisceaux contournés sont génétiquement liés aux niveaux détritiques (ou tout au moins une partie d'entre eux), comme le montre la *séquence-type* dégagée des observations de terrain : conglomérat à la base (lié aux frottements sur le fond), faisceau contourné passant à une *séquence granoclassée*, parfois terminée par un calcaire fin (correspondant au dépôt final d'une sorte de "nuage" surmontant et suivant la masse glissant sur la pente).

Si bien que l'ensemble du dépôt paraît correspondre à une *re-sédimentation*, essentiellement gouvernée par l'existence de *pentés*.

Parmi les phénomènes diagénétiques, on a retenu la *silicification*, correspondant à une évolution diagénétique précoce d'un sédiment carbonaté riche en Radiolaires et présentant des zones de perméabilité horizontale préférentielle au long des laminations.

Cette silicification s'est accompagnée (en particulier dans les faciès "en éponge") de l'expression de rhomboèdres dolomitiques (ensuite dé-dolomitisés).

En parallèle avec cette analyse sédimentaires, on s'est efforcé de développer une *analyse chronologique* précise ; d'une part pour fournir un outil de corrélation que permettent d'obtenir les micro-organismes présents (Globigérinidés, Saccocomidés, Calpionelles) ; d'autre part pour caractériser les *remaniements* ; (à la fois sur les plans chronologique et écologique). On notera que l'hypothèse proposée d'une resédimentation générale conduit à remettre (au moins partiellement) en cause les analyses fauniques quantitatives dans de tels faciès.

LE BASSIN DE SEDIMENTATION

La reconstitution du bassin s'est appuyée sur les répartitions d'épaisseurs (totales, des différents faciès, des pourcentages ...), les corrélations lithologiques, les indications de milieu (même à distance), et sur les informations directionnelles liées aux *courants* et *glissements* (figures et structures sédimentaires ; génératrices des faisceaux contournés). Ces diverses approches ont été menées à différentes échelles.

L'image paléomorphologique devient alors, au Nord des "calcaires blancs" (récifaux ou para-récifaux), celle d'un bassin à structure *pérenne de l'Oxfordien supérieur au Berriasien supérieur*, marquée par deux sillons subméridiens (sillon du Buech, sillon du Var) séparés par une zone haute (localement subaffleurante). C'est sur ces pentes que se développent les phénomènes

de resédimentation, si bien que, naturellement, les zones basses reçoivent plus de sédiment, *relativement* moins grossier. A cette mise en place sur les pentes se superpose l'acheminement par des voies préférentielles que sont les *canyons sous-marins* dont deux ont pu être reconstitués (celui de Céüse, celui de Pierre Ecrite sur les flancs occidental et oriental du sillon du Buech) : il s'agit de formes de grandes dimensions, correspondant à un transit important de matériel (souvent grossier et d'origine néritique) vers les zones basses (plus de 1000 m de profondeur) : dans ces morphologies l'équilibre est très variable entre les processus d'érosion et de dépôt.

Image d'une morphologie pérenne où les dépôts sont gouvernés par la présence de pentes entretenues. Ceci souligne le caractère de zone mobile de cette région (au même titre que les domaines orientaux "internes", et en opposition avec le domaine stable aquitain vers l'Ouest). L'architecture apparaît alors liée à des structures profondes ayant en fait conditionné l'évolution régionale tout au long du Mésozoïque et du Tertiaire, avec des phases paroxysmales. Au Jurassique terminal-Berriasien, elles se sont traduites par de simples subsidences différentielles, entretenant des pentes répartissant les re-sédiments ; ces conditions internes au bassin modulent l'évolution - d'origine externe - des dépôts autour du pôle carbonaté à la limite Jurassique/Crétacé.

TABLE DES MATIERES

	Pages
Première partie : INTRODUCTION	
<i>A - LE CADRE DE L'ETUDE</i>	5
I. Le cadre géographique	5
II. Les travaux antérieurs	9
 <i>B - PRESENTATION DE LA SERIE</i>	 17
I. La coupe du Vernet, série peu épaisse	17
II. La coupe de la Clue de Barles, série épaisse	21
III. La coupe du Pas de l'Escaie, série calcaire	28
IV. La coupe du ravin de Bramefaim, série lacunaire	29
 Deuxième partie : L'ANALYSE SEDIMENTAIRE	
 <i>A - LES NIVEAUX DETRITIQUES</i>	 35
A propos du terme "séquence"	35
I. Les surfaces de discontinuité	37
A. <i>Morphologie des surfaces</i>	37
B. <i>Les objets présents sur les surfaces (orientation des organismes)</i>	48
II. L'organisation interne	59
A. <i>Le granoclassement</i>	61
B. <i>Les laminations</i>	71
III. Un modèle de séquence	74
IV. Un processus de dépôt : les courants turbides	81

B. LES FACIES "FINS"	85
I. Les bancs calcaires	85
A. Les surfaces	86
B. L'organisation interne	87
C. L'épaisseur des bancs	89
II. Les alternances marno-calcaires	95
A. Les bancs calcaires	99
B. Les lits marneux	103
C. Les couples calcaire-marne	103
D. Le rapport marne/calcaire	105
E. Les rythmes	112
Corrélations entre les deux coupes	113
C. LES CONTOURNEMENTS (<i>slumping</i>)	117
I. Mise en évidence - Importance du phénomène	117
II. Structures caractéristiques et reconstitution des pentes	124
III. Origine et âge relatif du matériel	137
IV. Evolution verticale et horizontale. Rapport avec les séquences détritiques	141
V. Extension du phénomène, corrélations	149
D. DES ACCIDENTS SILICEUX	157
I. Les accidents siliceux. Description, relation avec le faciès encaissant	157
A. Les structures	158
B. Une origine de la silice ?	160
II. Une silicification diagénétique précoce	163
III. Les faciès en éponge (silicification et dolomitisation)	166
- les rhomboèdres	167

Troisième partie : L'ANALYSE CHRONOLOGIQUE

A. L'ECHELLE CHRONOLOGIQUE	175
I. Répartition des Globigérinidés	177
A. Répartition dans les coupes Cl.B, Cl.P.	177
B. L'âge de ce "pic à Globigérinidés"	179
II. Répartition des Saccocomidés	179
III. Répartition des Calpionelles	181
IV. Les repères chronologiques	183
B. LES REMANIEMENTS	185
I. L'amplitude des remaniements	185
II. Caractérisation des déplacements	187
Quatrième partie : LE BASSIN DE SEDIMENTATION	
A. LES PROCESSUS DE DEPOT	193
I. Les niveaux détritiques	193
II. Les faciès fins	194
III. Les contournements	195
IV. Les accidents siliceux	196
B. LES METHODES DE RECONSTITUTION	199
I. Les cartes d'isopaques	199

II. La distribution des faciès	201
III. La distribution de la silice	202
IV. Les corrélations lithologiques	203
V. Indicateurs de milieu	205
VI. Figures sédimentaires	206
VII. Structures sédimentaires	207
VIII. Structures de contournement	207
 C. LE BASSIN DE SEDIMENTATION	 209
I A. Le canyon de Ceüse	211
A. La zone de Chateauneuf d'Oze	213
B. La zone de la Montagne de Ceüse	231
C. Le canyon de Ceüse	233
I B. La morphologie de Pierre-Ecrite	241
II. Entre la Durance et le Verdon	255
A. Du Kimméridgien au Tithonique inférieur	259
B. Tithonique supérieur - Berriasien : zones A et B	269
C. Berriasien, zone C	275
D. Berriasien, zone D	279
III. Entre le Var et la Tinée	283
A. Du Kimméridgien au Tithonique inférieur	287

B. Tithonique supérieur - Berriasien : zones A et B	293
C. Berriasien, zone C	293
D. Berriasien, zone D	299
IV. Le bassin et son évolution	299
A. Entre la Drôme et la Tinée	301
B. Le bassin subalpin	304
 BIBLIOGRAPHIE	 319
 Liste des figures	 333

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

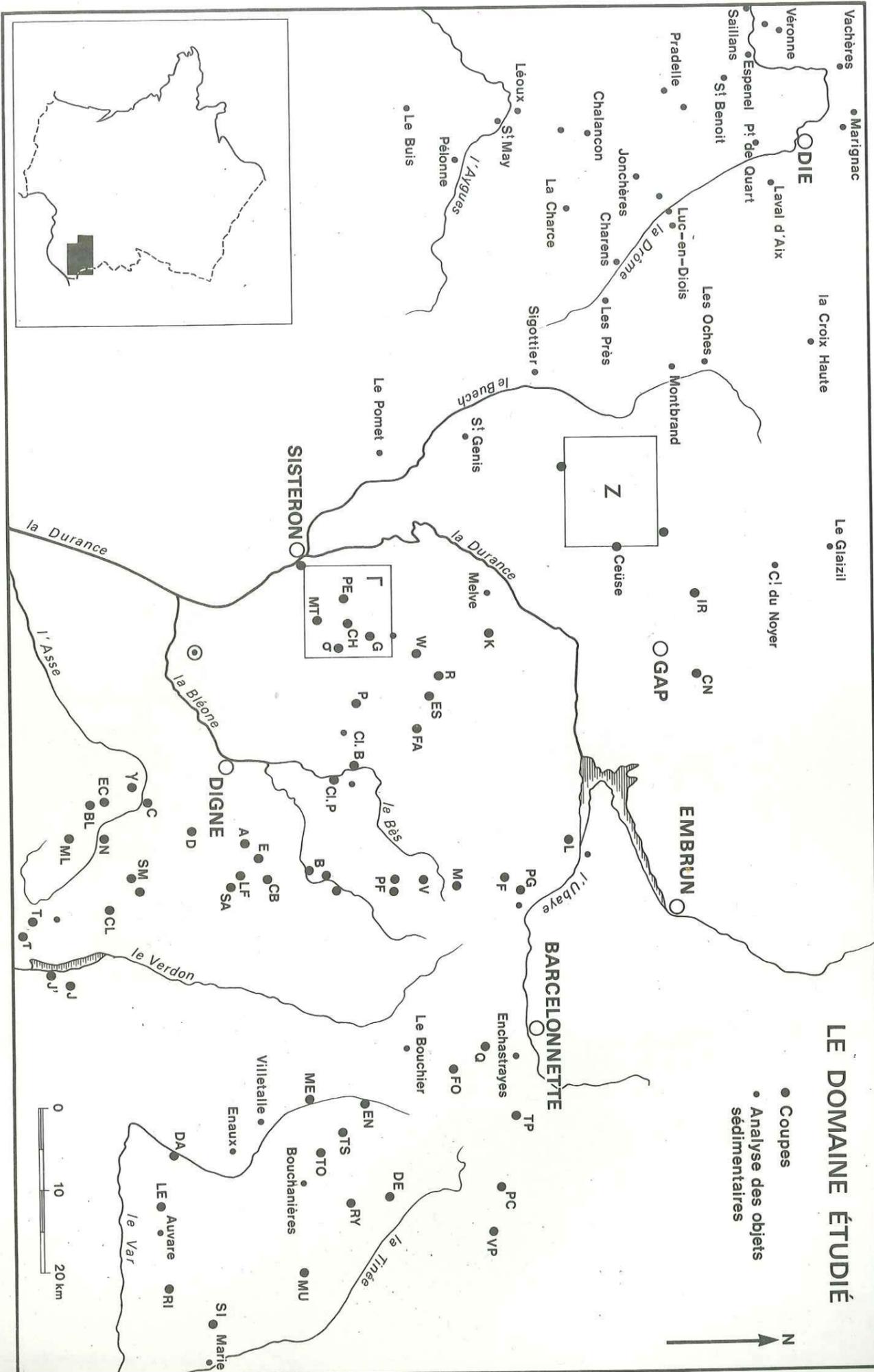
A - LE CADRE DE L'ETUDE

B - PRESENTATION DE LA SERIE

LES COUPES ETUDIEES

annexes p-		annexe p-	
-A.	Archail 7	-MI.	Saint Michel 54
-B.	Blégiers 8	-ML.	La Melle 55-56
-BL.	Blaches (Les) 9	-MU.	Mulines (Col des) 57
-C.	Chabrières - γ 10 à 13	-N.	Norante-Barrême 58
-CB.	Cheval Blanc 14	-O.16	Blégiers
-CH.	Chardavon 15	- .17	"
-Cl.B.	Barles 16 à 20	- .24	" 59-60
-Cl.P.	Pérouré -	-P.	Pierre-Mont 61 à 63
-Cl.	Clavoune 21	-PC.	Pas de la Cavale 64
-CN.	Chapeau Napoléon 22	-PE.	Pierre Ecrite 65-66
-D.	Dourbes 23-24	-PF.	Piè-Fourcha 67
-DA.	Daluis 25-26	-Pφ	Piè-Fourcha -
-DE.	Demandols 27	-PG.	Piè-Gros 68
-E.	Evêque (Pas de l') 28-29	-Q.	Queiron 69
-EC.	Escale (Pas de l') 30 à 33	-R.	Reynier 70-71
-EN.	Entraunes 34	-RI.	Rigaud 72-73
-ES.	Esparon 35	-RY.	Roya 74
-F.	Fau 36	-S.	Sisteron 75 à 77
-FA.	Farnisier 37	-SA.	Sauvage (Rav. du) 78
-FO.	Fours 38	-SI.	Sinna (Col) 79
-G.	Geniez St. 39	-SM.	Saint-Martin 80
-G.F.	Le Grand Fond 40	-SM'.	" 81
-II à XXI :	région de Pierre Ecrite -	-σ	Sivoyau 82
-IR.	Rabou 41	-T.	Taulanne 83 à 86
-J.	Julien St. Vergons 42-43	-τ	Taulanne 87
-J'.	" 44-45	-TO.	Tourres Les 88
-K,k.	Le Caire 46-47	-TS.	Trente Souches 89
-L.	Lauzet-St. Vincent-les-Forts 48	-V.	Vernet Le 90
-LE.	Leouvê 49-50	-VP.	Vallon-Pourriac 91
-LF.	La Faille 51	-W.	Valavoire 92-93
-M.	Cabane des Mulets 52	-ZI à LXV:	région de Veynes-
-ME.	St Martin d'Entraunes 53		Céüse 95 -

Figure -1



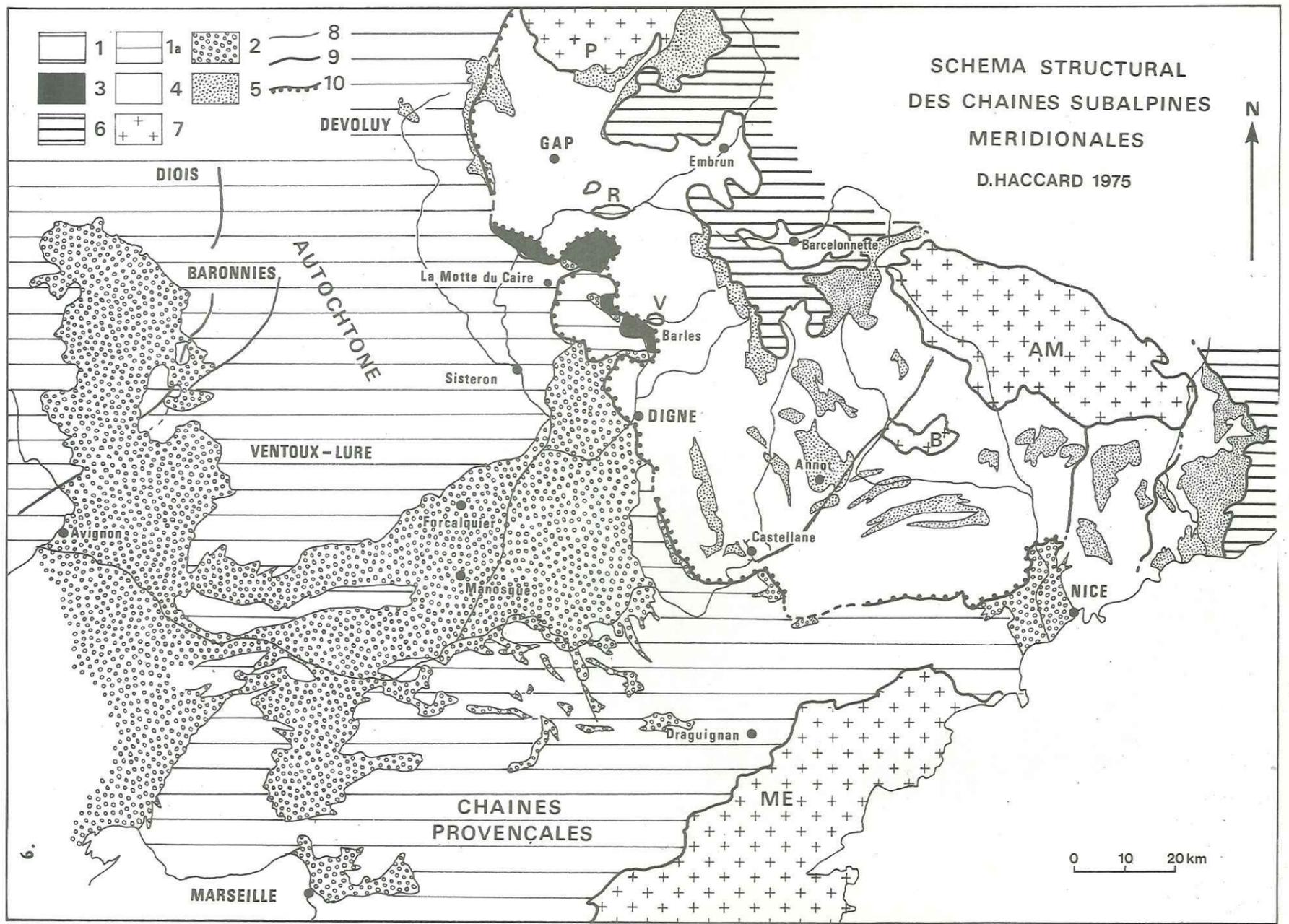


Figure 2

CHAPITRE A

LE CADRE DE L'ETUDE

L'observation de la série essentiellement calcaire qui représente l'intervalle allant du sommet de l'Oxfordien au sommet du Berriasien, dans les Chaînes Subalpines méridionales, conduit d'emblée à poser le problème de la genèse respective des *faciès "fins"* (bancs calcaires et alternance calcaire-marne) et des *termes détritiques* qui peuvent y être présents à tout niveau ; qu'il s'agisse de matériel fin ou grossier, en bancs centimétriques ou en masses mal stratifiées, ce sont pratiquement toujours des éléments calcaires dans un ciment calcaire ou marneux. Ces niveaux, souvent désignés sous le nom de brèches, ont donné lieu à des interprétations variées. Ils fournissent en fait un fil directeur d'une recherche qui se propose de reconstituer à la fois la dynamique des dépôts et l'architecture du bassin.

I - LE CADRE GEOGRAPHIQUE

La définition de limites géographiques dans un travail de ce type ne relève d'aucune justification rigoureuse. Aussi bien nous bornerons nous à préciser le domaine qui a été inventorié (figure 1).

L'analyse sédimentaire(+) a été effectuée dans une zone sensiblement comprise entre la Drôme et la Tinée, limitée au Nord par une ligne DIE-GAP-BARCELONNETTE, au Sud par une ligne SISTERON-CASTELLANE ; à l'Ouest par le méridien de Saillans, à l'Est par le cours de la Tinée.

(+) Je tiens à remercier ici de leur collaboration les optionnaires Géologie de l'Ecole des Mines qui ont été associés à ce travail, ainsi que M. PINAULT.

Figure 2 (D. HACCARD, 1975)

Schéma structural des Chaînes Subalpines méridionales

1 - Autochtone, lobe de Mélan-Clamensane (1a), et Chaînes provençales. 2- Tertiaire de l'autochtone caractérisé par un Eocène *continental* (exception faite des affleurements du Dévoluy), de l'Oligocène continental (Molasses rouges), du Miocène marin et du Pliocène. 3- Nappe de Turriers. 4- Nappe de Digne. 5- Tertiaire de la nappe de Digne, caractérisé par de l'Eocène *marin*, et, au Nord et à l'Est, un Eocène terminal - Oligocène (?) marin (bassin du Flysch d'Annot) ; au Sud un Oligocène continental (bassin de Barrême-Taulanne) ; le Miocène y est continental. 6- Nappes de l'Ubaye - Embrunais et des Alpes maritimes franco-italiennes. 7- Massifs cristallins et leur tégument (Carbonifère et Permien) : MC Massif central, ME Maures-Estérel, AM Argentera-Mercantour, P Pelvoux, R Remollon, V Verdaches, B Barrot. 8- failles ou décrochements. 9- trace du contact de la couverture décollée sur les massifs cristallins. 10- Contact anormal de la nappe de Digne et chevauchements des Arcs de Castellane et de Nice.

L'analyse chrono-stratigraphique a été réalisée plus particulièrement dans la partie de ce domaine située à l'Est du méridien de Sisteron. Dans ce cadre, une centaine de coupes ont été levées, à l'échelle du 1/50e), avec prise d'échantillon à la maille moyenne de cinquante centimètres (ces levés sont présentés en annexe à l'échelle du 1/200e).

Ce domaine est couvert par une série de cartes géologiques au 1/80.000e et au 1/50.000e qui ont servi de guide dans la recherche des coupes susceptibles d'être étudiées, et d'autre part de support dans la *reconstitution des déformations* pour la remise en place des points dans leur *position originelle au sein du bassin*. Dans cette restitution, j'ai utilisé les résultats des travaux menés par l'équipe travaillant dans la région de Sisteron-La Javie-Digne-Castellane .

Une excellente synthèse en a été présentée par D. HACCARD (in BEAUDOIN, CAMPREDON et al. 1975), et l'on s'y reportera ; on indiquera seulement ici que l'on a estimé les *déplacements respectifs des nappes de Digne et Turriers à 40 et 20 km du Nord vers le Sud* (voir figure 2).

Enfin on ajoutera que les séries étudiées affleurent largement dans notre domaine : en raison d'une tectonique vigoureuse, d'une morphologie accusée et d'un recouvrement végétal réduit, les observations y sont aisées et le plus souvent continues. Cependant de vastes zones échappent à l'analyse en raison de l'importance des dépôts tertiaires et du recouvrement par des éléments structuraux allochtones (fig. 2). Enfin l'existence de vastes zones où affleurent le Jurassique inférieur et moyen ainsi que le complexe des "Terres Noires" limite encore les possibilités d'observation. Aussi les points sont-ils répartis de façon quelque peu hétérogène sur l'ensemble du domaine. La densité n'en demeure pas moins suffisante.

II - LES TRAVAUX ANTERIEURS

Avant de présenter brièvement les travaux menés antérieurement ou parallèlement, dans la même région, sur cette même série, je voudrais faire un rappel concis des recherches qui se trouvent à l'amont de cette étude. En effet, elle s'inscrit non pas tant dans un cadre chronologique ou géographique que dans une perspective méthodologique. Et, dans ce domaine, c'est à propos des séries détritiques à matériel essentiellement terrigène que les progrès décisifs ont été réalisés.

Il n'est pas question d'en faire ici l'inventaire : on se reportera pour cela à la revue qu'en a fait A. LOMBARD (1972). On rappellera seulement l'impulsion donnée à *l'analyse séquentielle* par A. LOMBARD (1956), conduisant à une observation minutieuse et systématique ; l'introduction et le développement de la notion de *courant de turbidité* par KUENEN, liée à une interprétation dynamique des objets sédimentaires ; les apports de l'Ecole polonaise, en particulier de S. DZULINSKI, dans la diagnose et la reconstitution expérimentale des *figures sédimentaires*, les résultats *expérimentaux* de G. MIDDLETON (1967), les analyses de *rythmes* par WALKER (1967)...

Ces travaux concernent les processus. Des études régionales ont montré l'efficacité des méthodes de restitution basées sur l'étude des témoins de la dynamique des dépôts : les exemples en sont multiples dans tous les pays, mais rares en France.

Cependant la plupart de ces travaux concernent des séries, d'une part principalement détritiques, d'autre part à matériel essentiellement terrigène. L'application à des séries carbonatées est beaucoup plus rare. Certes la présence des mêmes objets que dans les "flyschs" y a été relevée par divers auteurs, tels CAROZZI (1952, 1956), KUENEN et TEN HAAF (1956), AUBOUIN

(1959), TEN HAAF (1959), REMANE (1960), BERNOULLI (1964, 1967), MEISCHNER (1964), BOSELLINI (1967), ou encore DAVIES (1968) dans les sédiments récents. Cependant ces observations ont le plus souvent conduit à des reconstitutions *qualitatives*, la présence de "*turbidites calcaires*" impliquant l'existence d'une source que l'on cherche à situer dans un schéma général.

Revenons au cadre géographique et chronologique : Jurassique terminal et Berriasien des Chaînes Subalpines méridionales. Ce domaine a fait, et fait encore, l'objet de nombreux travaux, essentiellement orientés vers les leviers cartographiques et l'analyse structurale de détail ; bien entendu de telles recherches conduisent leurs auteurs à préciser la nature et l'âge des diverses formations. Cependant les études spécifiquement stratigraphiques ont été bien plus rares, les travaux à caractère sédimentologique étant, quant à eux, presque inexistant pour la série considérée (compte non tenu de recherches menées récemment par diverses sociétés pétrolières).

Cette revue, nécessairement incomplète, sera ainsi essentiellement consacrée aux travaux déjà anciens qui ont tout à la fois débrouillé la stratigraphie et défini les grands traits structuraux.

KILIAN (1888) a donné, parmi les tous premiers, une remarquable analyse de la série du Jurassique terminal et du Crétacé supérieur. Les coupes présentées sont nombreuses et étudiées en détail, les données paléontologiques abondantes. Cet auteur avait été frappé par la présence de calcaires "bréchoïdes", conglomératiques, "bréchiformes", "conglomérés", et avait signalé, près du hameau des Naux (aux environs de Sisteron) en particulier, l'existence de "mélanges d'espèces d'Ammonites", évoquant "une formation détritique où seraient réunies

des espèces arrachées à plusieurs assises d'âge différent et charriées ensuite par les eaux". Cependant il pense que "ces brèches se sont probablement formées sur place ; nous croyons qu'elles sont dues simplement à un remaniement des dépôts non encore complètement consolidés et par conséquent peu postérieur à la date de leurs formations. Pour que le phénomène qui leur a donné naissance ait pu se produire sur de si grandes distances, il faut nécessairement que les eaux aient été très agitées à ce moment là. (...) En résumé le faciès des calcaires massifs est un faciès vaseux à Céphalopodes, portant la trace d'une sédimentation troublée par les dislocations de régions assez rapprochées".

Le même auteur admettra plus tard (1895) qu'il s'agit le plus souvent de formations concrétionnaires, d'où la dénomination de "fausses brèches", "pseudo-brèches".

HAUG (1891) reprend pour ces niveaux les hypothèses de KILIAN, et propose un schéma de distribution des faciès, opposant le faciès "calcaréo-vaseux", caractéristique du centre du bassin, au "faciès provençal" et au "faciès briançonnais". Pour lui, la série exposée aux environs de SEYNE représente "par excellence le faciès calcaréo-vaseux".

J. GOGUEL (1944) propose que le sédiment non encore consolidé a été mis en mouvement sous l'action de phénomènes brutaux, des tremblements de terre, conduisant ainsi à un remaniement sur place du matériel. L'auteur souligne la présence d'un "classement, qui prouve que le banc s'est formé en une seule fois".

Par ailleurs, il évoque la possibilité de *coulées boueuses* correspondant là à un transport en masse du sédiment. Parmi les premiers, il met en évidence les structures de contournement correspondant à un *glissement synsédimentaire*, en envisage les conditions, et esquisse une reconstitution paléogéographique dynamique fondée sur leur répartition (1938, 1939, 1944, 1947).

GIGNOUX et MORET (1952) reprennent l'hypothèse concrétionnaire, opposant les "pseudobrèches" aux brèches véritables ; ils proposent une formation "non par un assemblage de blocs tombés d'ailleurs, mais par la juxtaposition de zones concrétionnées qui se sont produites par circulation des eaux d'imprégnation de la roche elle-même. (...) Ces faciès de pseudobrèches témoignent donc, sinon d'une émergence, tout au moins d'une diminution de profondeur".

Plus récemment divers travaux ont été effectués ou entrepris dans cette même région. Nous relèverons en particulier un certain nombre d'études synthétiques.

STURANI (1962) a essentiellement étudié la terminaison nord-occidentale du massif de l'Argentera, et donné là plusieurs coupes importantes de la série, proposant, à la suite de REMANE, une mise en place de certains niveaux détritiques par le mécanisme des courants de turbidité.

REMANE a entrepris, depuis les années 60, une étude exhaustive du Tithonique des Chaînes subalpines. Dans un article sur les formations bréchiques (1960), il passe en revue les hypothèses antérieures, et livre une somme remarquable d'informations qui le conduisent, au vu de l'importance des remaniements et des venues de matériel néritique dans un contexte profond, à proposer des processus liés à des courants de turbidité ou des coulées boueuses. Esquissant une paléographie du Tithonique des Chaînes subalpines (1966), il rappelle que "les brèches resédimentées représentent des dépôts profonds", et suggère que la répartition spatiale de ces niveaux permet d'atteindre une restitution du bassin. Dans cette même note, il pense "que les points de départ des "avalanches" sous-marines se situaient surtout dans le domaine profond. Il faut cependant avouer que cette question est encore loin d'être résolue, car on trouve aussi des galets (...)

à cachet nettement néritique qui militeraient plutôt en faveur d'une origine plus ou moins côtière des dépôts resédimentés. Mais ils n'ont pas encore été retrouvés in situ, et, d'une manière générale, les distances des bordures de la fosse vocontienne jusqu'au centre sont si grandes qu'il est difficile d'admettre un transport si lointain par des courants de turbidité" (...). "Dans le faciès purement calcaire du Tithonique, il est malheureusement impossible de déterminer les directions de courant ; en revanche on peut dater grâce aux Calpionelles des galets de taille même assez réduite. Une telle possibilité permettra sans doute d'obtenir des renseignements précieux sur ces processus de sédimentation si particuliers, et par là-même sur la paléogéographie de la fosse vocontienne durant cette époque".

Cet aspect paléogéographique est abordé dans une note importante (1970) qui met en évidence des morphologies sous-marines E-W à l'Ouest du Buech, servant de lieu de transit aux "re-sédiments" (terme que nous emprunterons à J. REMANE, tant il souligne bien, dans sa conclusion, le caractère fondamental de ces dépôts).

Il faut souligner l'apport essentiel de ce même auteur dans l'analyse stratigraphique de ces séries, en raison de ses travaux sur les Calpionelles, tant au Tithonique qu'au Berriasien (REMANE 1963, 1967 ; LE HEGARAT et REMANE 1968).

G. LE HEGARAT vient de terminer (1973) un travail essentiellement stratigraphique sur le Berriasien depuis la Durance jusqu'en Ardèche. En dehors des résultats importants d'ordre bio-stratigraphique (ib. et LE HEGARAT et REMANE 1968), il a montré l'extension des phénomènes de remaniement dans la région de DIE (1966) et de LUC-EN-DIOIS (DONZE et LE HEGARAT 1966), tentant une synchronisation entre divers niveaux bréchiques, et soulignant

l'interférence entre une sédimentation autochtone et des apports néritiques. Sur le plan paléogéographique, il retrouve les grands traits définis par REMANE, sous la forme de rides et sillons E-W se dessinant au S de Die (1973). De plus, il étudie les relations avec les marges occidentale et septentrionale du bassin.

Dans la partie sud-orientale de la région étudiée, TEMPIER pour le Jurassique terminal et P. COTILLON pour le Crétacé inférieur, ont mené des travaux stratigraphiques et faciologiques, soulignant l'un et l'autre les relations de la partie méridionale du bassin avec les "calcaires blancs" du faciès provençal. Cependant si COTILLON (1968) envisage une certaine alimentation depuis le Nord, TEMPIER (1966) définit trois faciès, le Tithonique, les "faciès de transition", les "calcaires blancs", s'organisant suivant un schéma conduisant d'une plateforme au Sud (calcaires blancs) au fond du bassin (Tithonique) par l'intermédiaire d'une pente (faciès de transition). Il remarque l'indépendance des lignes isopiques avec les accidents tectoniques alpins et provençaux, tandis que COTILLON souligne, lui, les relations de l'architecture du bassin avec les accidents tectoniques de l'Arc de Castellane. Enfin COTILLON a développé ces dernières années une analyse extrêmement détaillée des "calcaires blancs", en particulier de leur partie supérieure, montrant (1974, 1975) l'agencement séquentiel de ces faciès inter à supra-tidaux.

On ajoutera enfin les travaux d'ARTRU (1972) consacrés au difficile sujet du Complexe des Terres Noires : le domaine de recouvrement est faible, puisque les séries étudiées ici surmontent les faciès en question. Cependant la reconnaissance d'une mise en place mécanique des bancs dans certains domaines implique une morphologie assez accusée du bassin.

Au terme de cette brève revue, il apparaît que les efforts ont surtout porté sur la morphologie de certaines parties du bassin. Dans cette direction, ce sont essentiellement des analyses bio-stratigraphiques qui ont été conduites, complétées par l'étude de l'enchaînement des divers faciès. Mais il semble que l'analyse des conditions et processus de dépôt des termes détritiques calcaires, et plus généralement ceux de l'ensemble de la série, n'ait pas été abordée du point de vue de la *géologie sédimentaire*, qui cherche à reconnaître, dans le sédiment lui-même, des témoins de sa mise en place. Et, partant, les relations entre processus et architecture du bassin restaient à définir.

CHAPITRE BPRESENTATION DE LA SERIE

C'est délibérément que j'ai choisi de ne pas présenter en détail l'ensemble des documents rassemblés, coupes levées au 1/50e et analyses de micro-faune. Les résultats en sont disponibles dans les annexes, et certaines coupes ou portions de coupes sont étudiées en détail dans le cours de l'exposé. Cependant il m'a paru indispensable de fournir d'emblée des successions lithologiques significatives, correspondant à des coupes représentant des domaines paléographiques contrastés. Quatre coupes ont pour cela été choisies : la coupe du Vernet (V) située dans une région où les dépôts sont d'épaisseur réduite, la coupe de la Clue de Barles (Cl. B) où les épaisseurs sont à l'opposé très importantes, la coupe du Pas de l'Escaie (EC) marquée par un très grand développement des calcaires à la marge méridionale du domaine, la coupe du ravin de Bramefaim (ZV) caractérisée par des lacunes importantes.

I - LA COUPE DU VERNET, SERIE PEU EPAISSE

Une représentation schématique de la succession est donnée par la figure 3* (la coupe au 1/200e figure dans les annexes, p.90). Cette coupe a été levée dans

 * Les quatre coupes sont présentées ici (figures 3, 4, 5 et 6) à la même échelle (1/500e) pour souligner - graphiquement - les contrastes d'épaisseur. Cette figure, comme toutes celles du volume, est analysée dans le texte.

18.

La coupe du Vernet

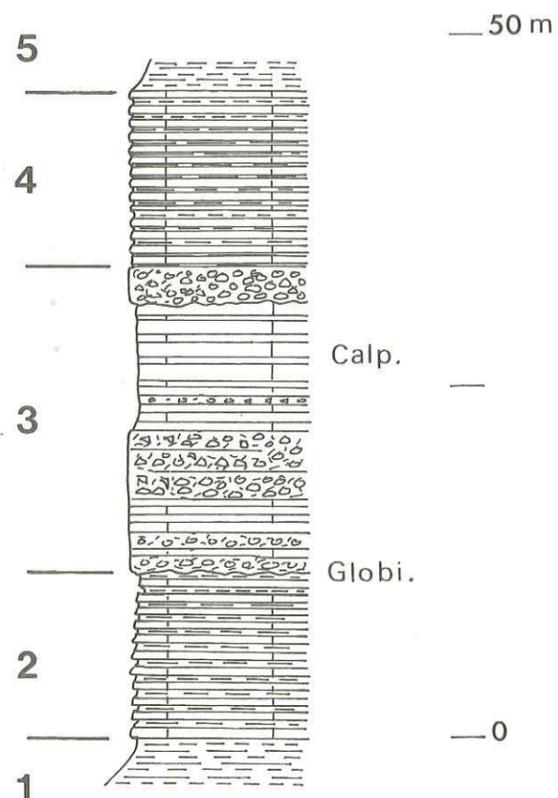


Figure - 3

une falaise calcaire pratiquement horizontale, en profitant d'un des rares passages. Cette barre calcaire forme, malgré sa faible puissance, un élément morphologique accusé, entre les "Terres Noires" sous-jacentes (complexe daté de l'Oxfordien dans sa partie supérieure) et les marnes et calcaires jaunâtres du Néocomien. La série représentée ici peut être attribuée à l'Oxfordien terminal-Berriasien, la succession y apparaissant complète. A cette échelle, on peut définir cinq ensembles lithologiques majeurs :

- 1 - La partie sommitale du complexe des "Terres Noires" s'enrichit progressivement en bancs calcaires puissants de quelques centimètres à quelques décimètres, et passe continuellement au terme suivant.
- 2 - Il s'agit d'une alternance assez régulière de bancs calcaires centimétriques à décimétriques, à patine jaunâtre, et de niveaux marneux de puissance analogue. Les surfaces de banc sont en général mal définies, le passage calcaire-marne apparaissant continu bien que très rapide. Cet ensemble lithologique représente sensiblement, sur une puissance de 12 mètres, l'Oxfordien supérieur (ex-Argovien).
- 3 - La barre calcaire proprement dite forme falaise dans toute la région ; les niveaux marneux y sont pratiquement absents. Il s'agit d'une succession de bancs calcaires décimétriques à métriques et de niveaux détritiques dont les plus grossiers représentent, en raison d'une altération superficielle importante, un aspect extérieur tout à fait caractéristique, en "peau de crocodile", qui correspond à la mise en relief différentielle des éléments par rapport au ciment. Les surfaces de banc sont là nettement définies, et l'on observe, à plusieurs niveaux, des *ravinements* nets.

Cet ensemble, d'aspect massif, comporte quelques *silex*, fréquemment localisés sur les surfaces de banc (ce caractère n'est cependant pas général, l'abondance, la localisation et la forme de ces accidents siliceux pouvant être très variables). Il représente, sur une épaisseur de 21 mètres, le Kimméridgien et le Tithonique : en effet la base de cette barre calcaire peut être caractérisée par la présence d'abondants Globigérinidés (repère pour le moins régional dont la valeur sera discutée), tandis que les Calpionelles apparaissent dans le tiers supérieur, caractérisant là le Tithonique supérieur. (Le niveau détritique sommital doit, en réalité, être déjà attribué au Berriasien).

4 - La barre calcaire précédente fait brutalement place à une série alternante de bancs calcaires décimétriques et de niveaux marneux de puissance analogue. Cet ensemble, puissant de 12 mètres, attribuable au Berriasien, passe continuellement aux marnes et calcaires jaunâtres valanginiens (5) sans que l'on puisse fixer ici de limite lithologique nette.

Cette coupe est marquée ainsi par l'épaisseur modeste de la barre calcaire qui la caractérise (une vingtaine de mètres) et par l'abondance, au sein de cette barre, des niveaux détritiques. L'ensemble des marno-calcaires berriasiens apparaît, quant à lui, d'une part également de faible puissance, d'autre part constitué par une alternance assez régulière, voire monotone, de bancs calcaires et de niveaux marneux, sans rupture de sédimentation observable.

II - LA COUPE DE LA CLUE DE BARLES, SERIE EPAISSE.

Cette coupe a été levée au long du Bès, en sa rive droite : le passage en clue du torrent permet une observation continue, sur plusieurs centaines de mètres, de l'ensemble de la série redressée à la verticale. Dans la région cette puissante série calcaire forme une falaise particulièrement spectaculaire, et conditionne toute la morphologie.

Entre le complexe des Terres Noires et les marnes et calcaires néocomiens, la série présente une succession de faisceaux lithologiques qui est donnée dans la figure 4 (voir annexes, p. 16). Au-dessus des Terres Noires et d'un ensemble marno-calcaire alternant représentant l'Oxfordien supérieur, on peut regrouper ces faisceaux en une succession d'ensembles à la fois proches et différents de ceux qui ont été dégagés dans la coupe précédente.

3 a - A la base, une première partie est caractérisée par l'alternance de faisceaux tendres, en retrait, formés par une succession de bancs centimétriques à joint souvent noduleux, et de faisceaux en relief qui correspondent le plus souvent à un empilement de petits bancs jointifs, parfois à des niveaux détritiques grossiers (ainsi J 8). Cette alternance, qui se développe sur 190 mètres, est largement accusée par les conditions d'affleurement, série verticale et passage en clue du Bès. Quelques observations importantes doivent être faites :

- Les surfaces de banc sont souvent, et plus particulièrement vers la base, irrégulières, et parfois supportent d'abondants *Aptychus* et *Ammonites*.

- Les *silex*, absents dans la partie basale, apparaissent à l'ensemble H : dès lors ils seront abondants

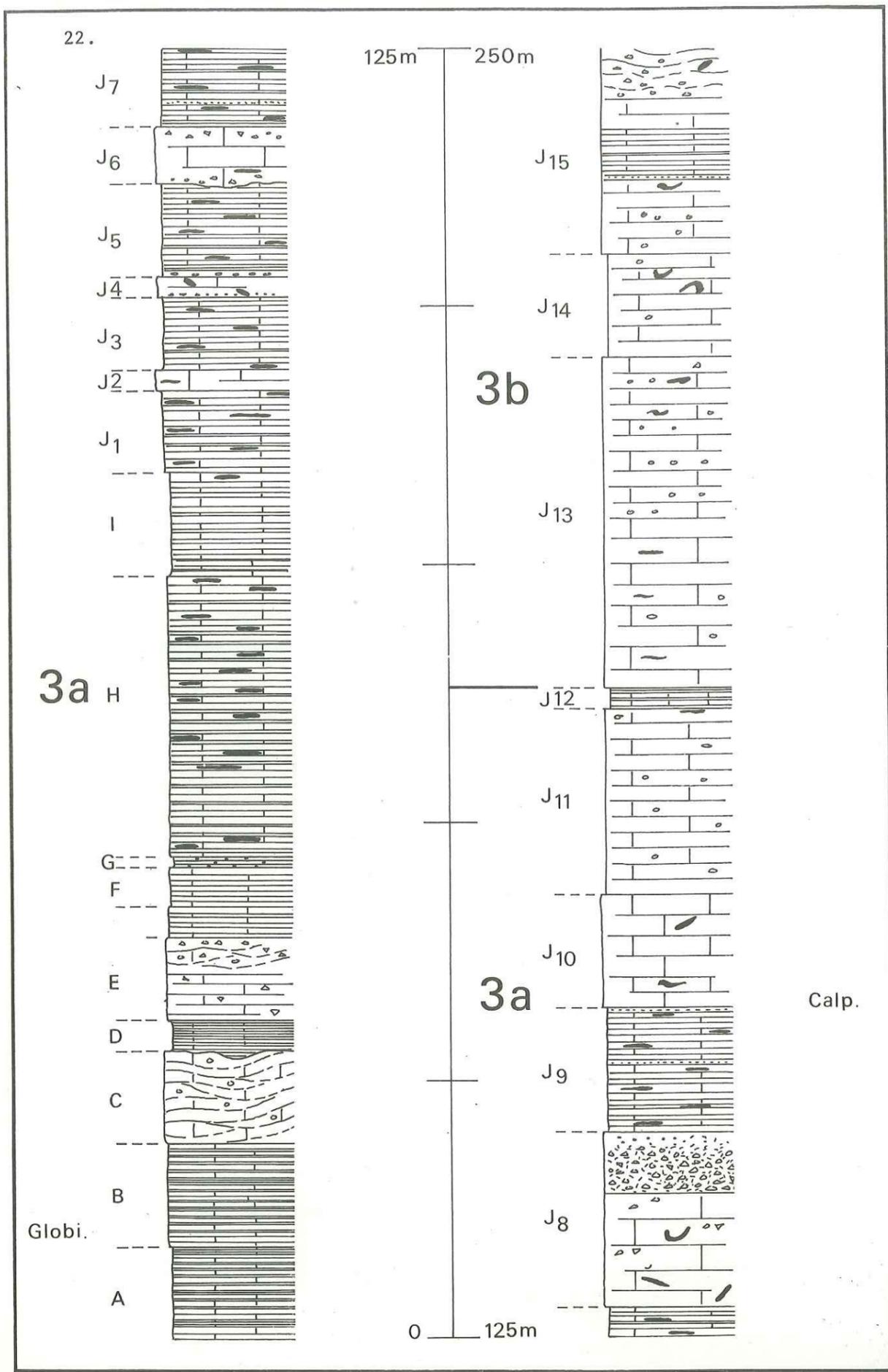


Figure - 4

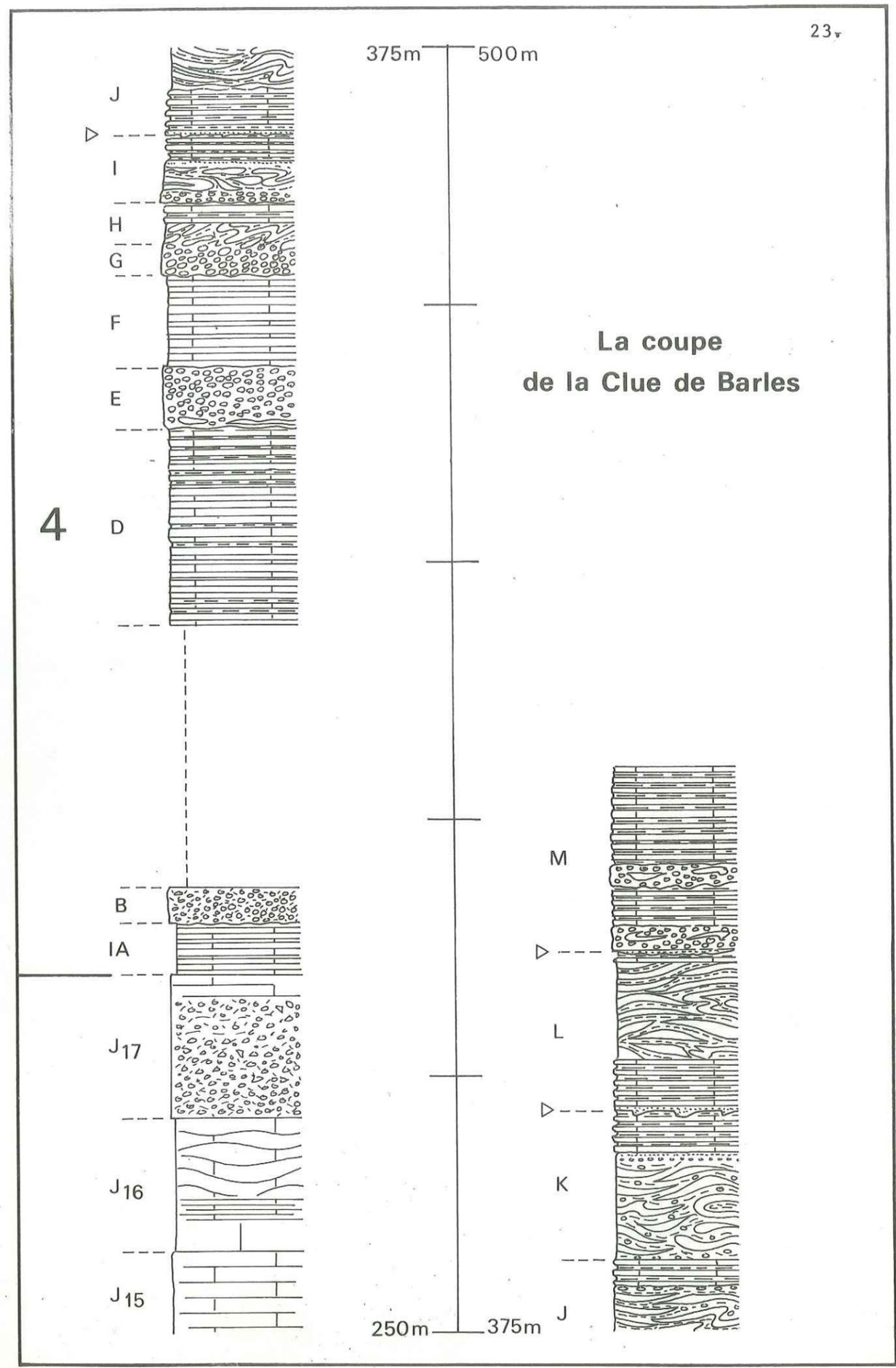


Figure - 4 (suite)

jusqu'au sommet de la barre calcaire. Ces silex sont le plus souvent organisés en cordons, parfois en lits continus ; au sein d'un banc ou sur les surfaces. La morphologie individuelle est très variable depuis les éléments sphériques à ellipsoïdaux jusqu'aux formes branchues, en passant par des flaques amiboïdes... Certains présentent des formes irrégulières au sein de masses mal stratifiées.

-On relève la présence d'un certain nombre de niveaux détritiques, souvent grossiers : leur description sera faite ci-dessous avec celle des niveaux semblables présents dans la partie supérieure de la falaise calcaire.

-Des morphologies de chenaux sont observables, en particulier au sommet de l'ensemble C ; l'analyse indique, après rabattement autour de l'horizontale, une génératrice orientée E - W.

Du point de vue chronologique, il s'agit là du Kimméridgien - base du Tithonique supérieur : en effet les Globigérinidés sont présents en abondance à la base (à la limite entre les ensembles A et B) et les Calpionelles apparaissent au niveau J 10, soit pratiquement 150 mètres au-dessus du repère précédent.

3 b - La seconde partie de la barre est caractérisée par la présence de faisceaux plus puissants que précédemment, constitués soit d'un empilement de bancs décimétriques, soit, le plus souvent, de masses au sein desquelles la stratification est difficilement discernable. Parmi ces niveaux puissants, on note plusieurs "brèches", dont

l'observation est importante ; il s'agit toujours de niveaux *uniquement calcaires*, les éléments n'étant mis en évidence que par une altération différentielle et des différences de couleur entre éléments et ciment, et entre les éléments eux-mêmes : les teintes couvrent toute la gamme des gris, atteignant parfois le rose ou le beige. La taille des éléments est très variable, au sein d'un même niveau ; en chaque point, on note la présence d'éléments de tailles différentes, et il apparaît souvent une certaine décroissance de la taille moyenne vers le haut. Des éléments de plusieurs dizaines de centimètres ont été notés à plusieurs reprises.

Certains niveaux épais ne paraissent pas détritiques ; mais ils présentent des surfaces de stratification confuses, non planes, ainsi que des silex aux formes inhabituelles : ce sont en fait des faisceaux contournés (voir p.117).

Sur le plan chronologique, il s'agit essentiellement du Tithonique supérieur, les premières formes de Calpionelles attribuées au Berriasien apparaissant au sein du faisceau J 15).

4 - Au-dessus des termes massifs précédents on note des bancs calcaires moins épais, généralement séparés par des niveaux marneux, alternance dans laquelle s'intercalent de nombreux termes détritiques. Une tendance générale à un enrichissement relatif en marnes fait passer d'une façon progressive de bancs calcaires jointifs vers le bas (I A) à des niveaux où les marnes dominent (I M), et qui assurent la transition avec les marnes et calcaires valanginiens superposés.

Le caractère majeur, sur le plan lithologique, concerne *l'abondance et la nature des termes résédimentés*. ce sont soit de conglomérats à éléments calcaires et matrice souvent marneuse (ainsi I G, ou la base de I I)

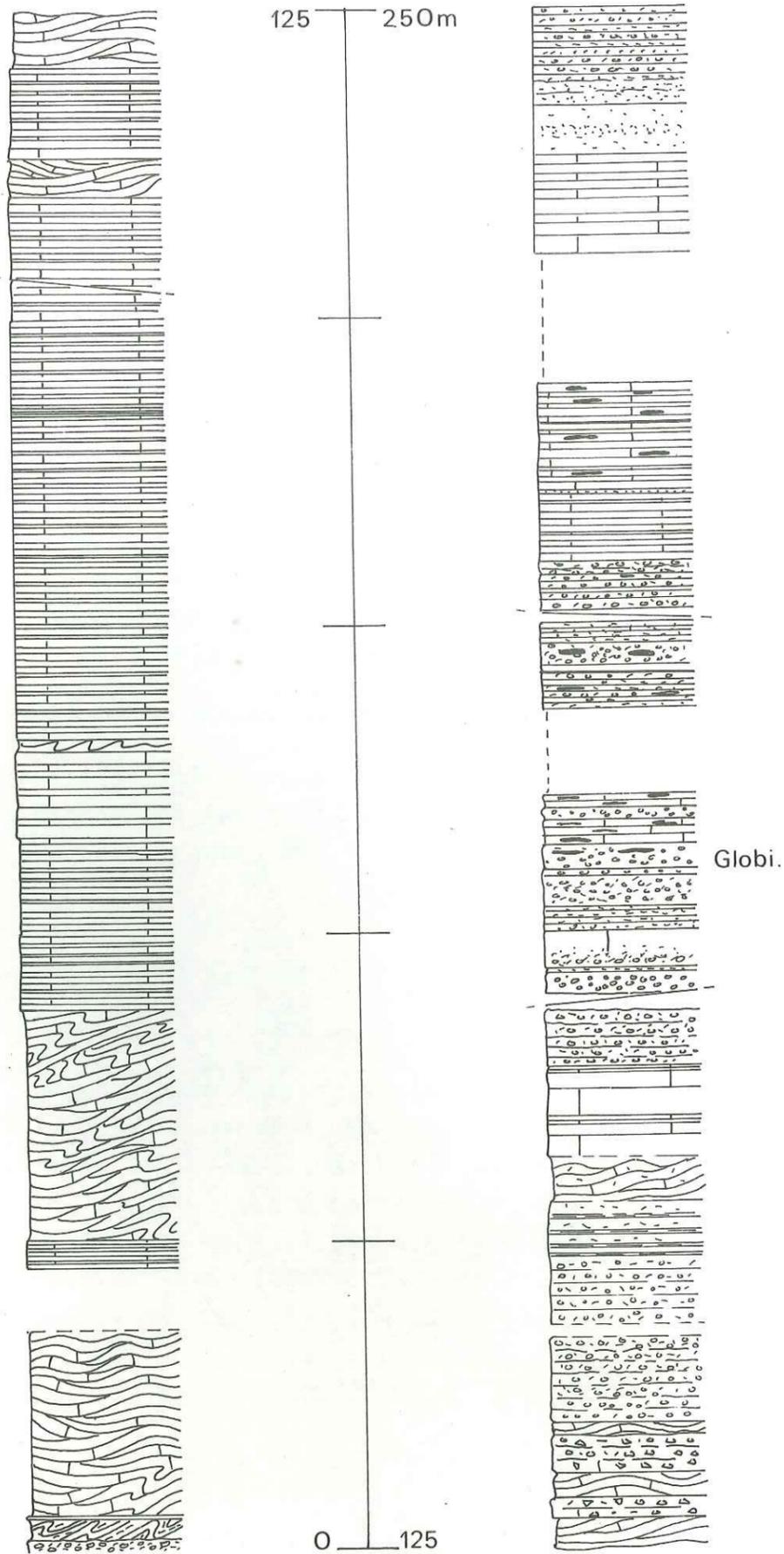


Figure - 5

La coupe du Pas de l'Escale

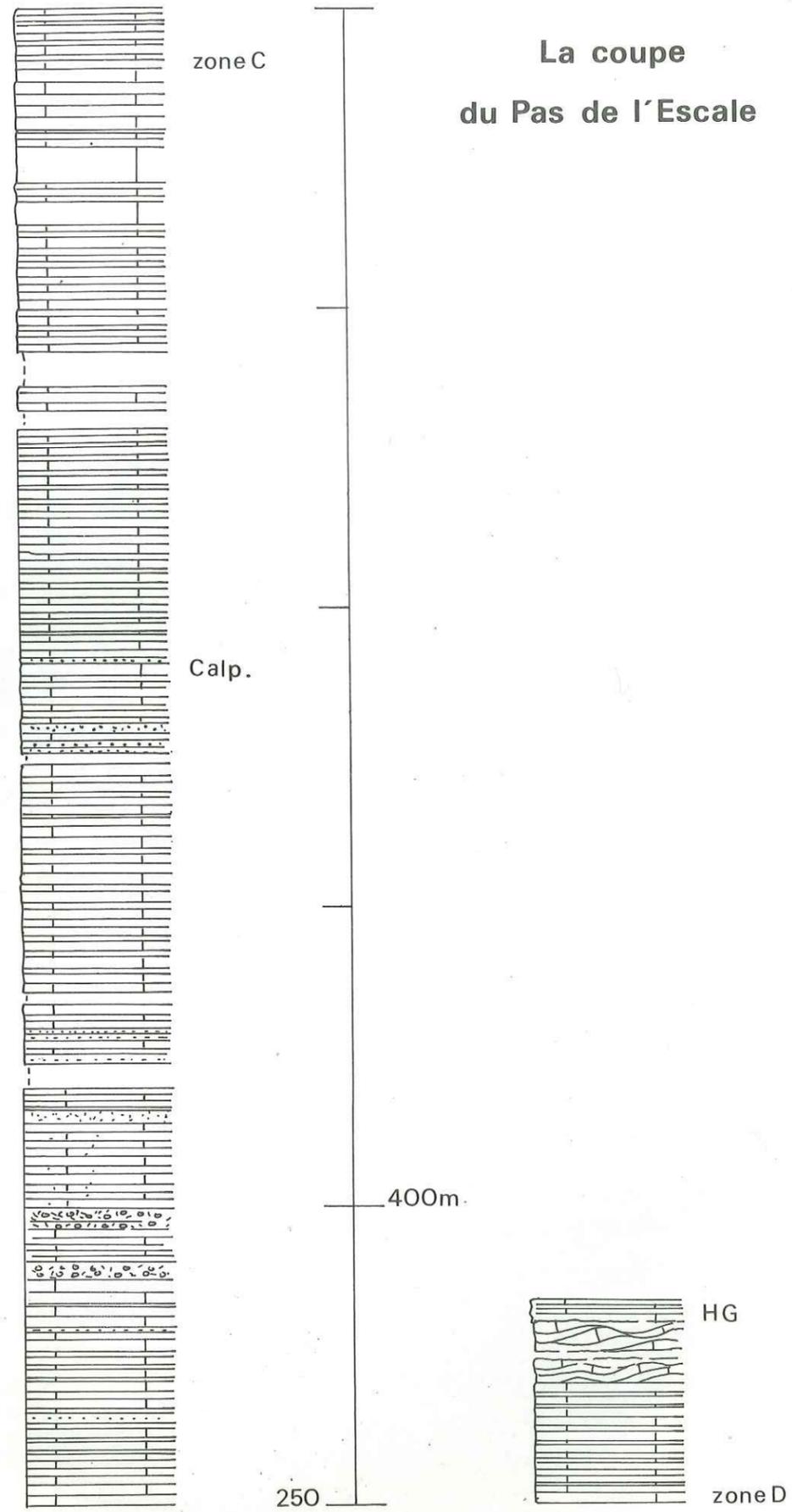


Figure - 5 (suite)

soit de calcarénites (par exemple la base des ensembles J, L et M). En outre, il apparaît que de nombreux niveaux présentent, qu'ils soient calcaires ou marneux, quantité d'éléments plus ou moins arrondis, souvent disséminés (ensembles J et L). Certains faisceaux apparaissent déformés par des *structures de contournement* nettes, et témoignent de glissements synsédimentaires (slumping). Une des particularités de cet ensemble, dans la Clue de Barles, concerne les *semelles* des niveaux de calcarénites J, L, M : les figures de courant y sont nombreuses et spectaculaires (voir p.41), indiquant un sens de courant d'Est en Ouest.

III - LA COUPE DU PAS DE L'ESCALE, SERIE CALCAIRE

La coupe du Pas de l'Escale a été levée au long de l'Estoublaise (annexes, p. 30) : il s'agit (J. LESSI, C. PIERRE 1974) d'une puissante série calcaire (environ 400 m) qui surmonte une formation marneuse très réduite (10 m environ). Cette coupe ne peut être mise simplement en parallèle avec les précédentes, sans utiliser les arguments chronologiques.

En effet les 150 premiers mètres (figure 5), qui correspondent au sommet de l'Oxfordien (soit les divisions 1 et 2 des coupes précédentes, sous forme de marnes noires puis de marno-calcaires jaunâtres alternant), sont ici sous la forme de sédiments calcaires. Ce premier ensemble comporte de nombreux faisceaux contournés, groupés en deux familles : une première puissante d'une cinquantaine de mètres, à la base ; une seconde, épaisse d'une quarantaine de mètres, au sommet.

Au-dessus vient un puissant ensemble de bancs calcaires détritiques à éléments centimétriques ou millimétriques, se développant sur environ 170 m. Cet ensemble correspond à l'intervalle Kimméridgien-Tithonique

inférieur. Des silex y sont localement présents.

L'ensemble sommital consiste en un empilement de bancs de calcaire clair, à cassure régulière. Vers le haut on note de nouveau des niveaux contournés, proches d'une surface de type "hard ground" et de bancs riches en Brachiopodes. Il s'agit du Tithonique supérieur-Berriasien, intervalle ici représenté uniquement par des faciès calcaires : le haut de la coupe correspond au Berriasien supérieur, période à laquelle des sédiments marneux se déposaient dans les domaines correspondant aux coupes précédemment étudiées.

IV - LA COUPE DU RAVIN DE BRAMEFAIN, SERIE LACUNAIRE

Cette coupe Z V, signalée par LE HEGARAT (1973), a été levée en compagnie de MOUTTE et SOLER (1975), dans le ravin de Bramefain (annexes, p. 95). Elle se caractérise d'abord (figure 6 et planche I), par le fait que les Terres Noires de l'Oxfordien moyen (1) sont directement surmontées, stratigraphiquement, par des termes élevés du Berriasien ; ceux-ci correspondent, sur toute la hauteur de la coupe, à un *empilement de faisceaux contournés et de niveaux conglomératiques se ravinant* ; pratiquement rien ne paraît pouvoir correspondre à autre chose qu'à une brutale resédimentation du matériel grossier. L'analyse chronologique montre là que si certains faisceaux sont monogéniques, d'autres correspondent à d'importants mélanges ; ainsi le faisceau G, conglomératique, d'âge berriasien supérieur, comporte des éléments dont les âges se répartissent entre le Kimméridgien et le Berriasien !

Ces quatre coupes montrent, dans leur diversité, les traits généraux de la série ainsi que les différences, permettant de poser les grandes lignes de ce travail.

La coupe
du ravin de Bramefaim

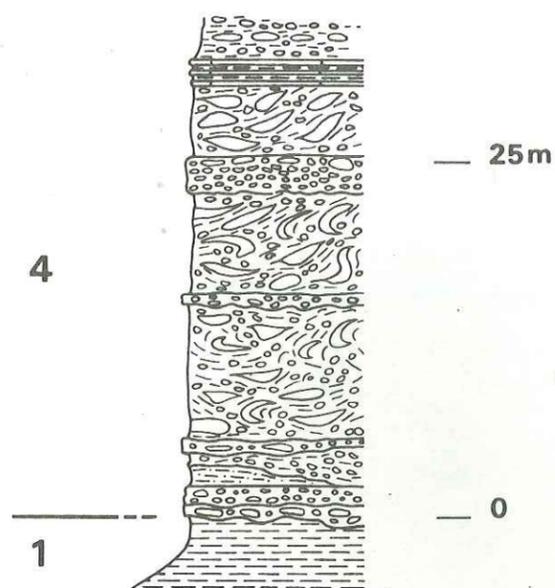


Figure - 6

Entre deux formations marneuses, "Terres Noires" dites oxfordiennes et "marnes valanginiennes", apparaît ainsi une barre calcaire formant un élément morphologique accusé, encadrée par deux formations marno-calcaires alternantes ("argovienne" à la base, berriasiennne au sommet). Cette succession peut être observée pratiquement tout au long de la région étudiée. Cependant, les variations sont extrêmement nombreuses ; en particulier, comme il a été montré, l'épaisseur de sédiment correspondant à une tranche de temps déterminée peut varier de façon considérable ; ainsi le rapport entre la puissance de la série du Vernet et celle de la Clue de Barles est-elle de 1 à 10 pour l'intervalle Kimméridgien inférieur - base du Portlandien supérieur. Qui plus est, ce même intervalle peut n'être pas du tout représenté, ce qui est le cas dans la coupe du ravin de Bramefaim. Par ailleurs, les faciès varient : ainsi les marnes noires présentes dans trois coupes (V, Cl. B, Z V) correspondent à la marge sud, à des dépôts calcaires (EC).

Il est clair que de telles distinctions resteraient superficielles. L'importance que peuvent prendre, localement au moins, les processus de *resédimentation* sous la forme de faisceaux contournés (Cl. B, EC, Z V) ou de conglomérats polygéniques (les quatre coupes), conduit à privilégier leur étude.

L'ensemble de cette analyse ne pourra se faire - tant en ce qui concerne les corrélations précises qu'implique l'importance des variations d'épaisseur et de faciès, que l'étude de l'origine et du moment de mise en place des resédiments - que sur la base d'une analyse chronologique fine.

Ce n'est qu'ensuite qu'il sera possible de tenter de reconstituer l'architecture du bassin.

C'est ce plan que nous suivrons.

La seconde partie sera consacrée à l'analyse sédimentaire; on y étudiera successivement

- *les niveaux détritiques*
- *les faciès fins*
- *les contournements*
- *les accidents siliceux.*

La troisième partie sera consacrée à l'analyse chronologique présentant

- *l'échelle chronologique*
- *les remaniements.*

La quatrième partie, enfin, traitera du bassin de sédimentation ; on y abordera

- *les processus de dépôt*
- *les méthodes de reconstitution*
- *le bassin de sédimentation.*

Enfin, l'ensemble des coupes étudiées pourra être trouvé en annexe, ainsi que les planches photographiques illustrant les phénomènes étudiés.

DEUXIEME PARTIE

L'ANALYSE SEDIMENTAIRE

- A - *LES NIVEAUX DETRITIQUES*
- B - *LES FACIES FINS*
- C - *LES CONTOURNEMENTS (slumping)*
- D - *DES ACCIDENTS SILICEUX*

CHAPITRE A

LES NIVEAUX DETRITIQUES

A propos du terme "séquence"

Dans cette série essentiellement calcaire (ou marno-calcaire), constituée par une succession de bancs aux surfaces souvent bien définies (ou une alternance de bancs calcaires et de niveaux marneux), on s'est efforcé de caractériser les *séquences* observées, c'est-à-dire les "tranches de sédiment comprises entre les surfaces de discontinuité de sédimentation successives". Une telle définition, à laquelle nous nous tenons depuis plusieurs années (BEAUDOIN *et al.* 1970 ; LANTEAUME *et al.* 1967) n'implique rien quant au contenu ; elle privilégie la notion de *discontinuité*, mais ne préjuge en rien de l'origine des surfaces, ni de l'organisation interne, ni encore de la nature du matériel.

Une telle définition s'éloigne du sens étymologique qui évoque bien au contraire l'idée de succession, de continuité. Ainsi la "séquence lithologique" est, pour LOMBARD (1956), "une série de deux termes lithologiques au moins formant une suite naturelle, sans autre interruption importante que celle des joints de stratification. Les épaisseurs n'entrent pas en ligne de compte" (p. 270). B. MAMET (1970) rappelle que "la séquence est une suite naturelle de strates séparées par des joints, de lithofaciès ordonnés suivant une série virtuelle locale" ; il complète alors la définition initiale de LOMBARD par l'adjonction, dans la définition elle-même, du but que LOMBARD assigne à *l'analyse séquentielle* : "identifier des séquences fondamentales dans une série naturelle".

Pour LOMBARD encore, "la série virtuelle locale est une petite série virtuelle théorique formée des principaux lithotopes observés dans les coupes de la région. Ces lithotopes sont disposés dans l'ordre vertical qu'ils occuperaient dans la série virtuelle, clastiques de plus en plus fines vers le haut, colloïdes de plus en plus purs, puis calcaires, dolomies et évaporites"... "Dans les séries clastiques, la mise en ordre virtuel est aisée. Dans les séries calcaires, il faut une longue expérience basée sur de nombreuses observations de série naturelles et des essais successifs".

C'est une telle démarche que nous tenterons. En insistant sur le fait qu'il serait dangereux de remplacer une *entité physique* ("série de deux termes lithologiques au moins", ou "tranche de sédiment") par le *concept* de suite, de succession ; ainsi MAMET (1970) fait remarquer que "tout comme une zone, cette séquence n'est pas *définie per se* : trois séquences sont nécessaires pour en définir ses limites, celles-ci sont de plus arbitraires puisqu'elles dépendent de l'ordre de la série virtuelle locale".

L'analyse doit être orientée, sur le terrain même, vers la mise en évidence de ces séquences, donc tout d'abord des surfaces qui en constituent les limites ; et ensuite vers l'analyse du contenu. (Comme l'ont souligné, entre autres, LOMBARD (1956) (1972), GAGNY (1961) ou MANGIN (1964), il faut superposer à cette notion de séquence celle *d'ordre de grandeur* qui a conduit ces auteurs à proposer des termes tels "séquence-unité" ou "séquence mineure"). Ce n'est qu'ensuite que des *séquences-types* pourront être dégagées, modèles établis à partir des objets analysés, et susceptibles de fournir un outil pour l'interprétation.

Ainsi conçue, l'"étude séquentielle (par exemple) est un outil fécond d'investigation stratigraphique quand on la dégage de tout présupposé génétique en la limitant à n'être qu'une simple méthode d'analyse objective" (DELFAUD 1970).

Nous étudierons donc ici successivement :

- I Les surfaces de discontinuité
- II L'organisation interne
- III Un modèle de séquence
- IV Un processus de dépôt : les courants turbides

I - LES SURFACES DE DISCONTINUITÉ

Tous les niveaux détritiques analysés, quelle que soit leur position dans la série, présentent une surface inférieure définie, ou *semelle*. Celle-ci, généralement irrégulière, comporte parfois des *figures sédimentaires* caractéristiques. Mais au delà de la morphologie, on doit étudier les objets présents sur ces surfaces, et plus particulièrement leur *agencement*. Nous aborderons successivement ces deux points.

A - LA MORPHOLOGIE DES SURFACES

L'analyse de la morphologie des surfaces inférieures a été développée depuis plusieurs années (BEAUDOIN 1968, 1969, 1970, 1972). Nous reprendrons ici les résultats essentiels. En particulier on ne reviendra pas sur la diagnose et l'interprétation des figures sédimentaires (on peut pour cela se reporter aux ouvrages classiques : POTTER et PETTIJOHN 1963, PETTIJOHN et POTTER 1964, BUGNICOURT *et al.* 1966, LANTEAUME *et al.* 1967). On rappellera cependant que l'examen est facilité par une restitution stéréoscopique.

En effet, la restitution du relief vrai à partir d'un couple de photographies stéréoscopiques nécessite de placer l'image de droite sous l'oeil droit et l'image de gauche sous l'oeil gauche (*orthoscopie*). Par contre si l'on présente l'image de gauche à l'oeil droit et

LE BERRIASIEN SOMMITAL DE RABOU

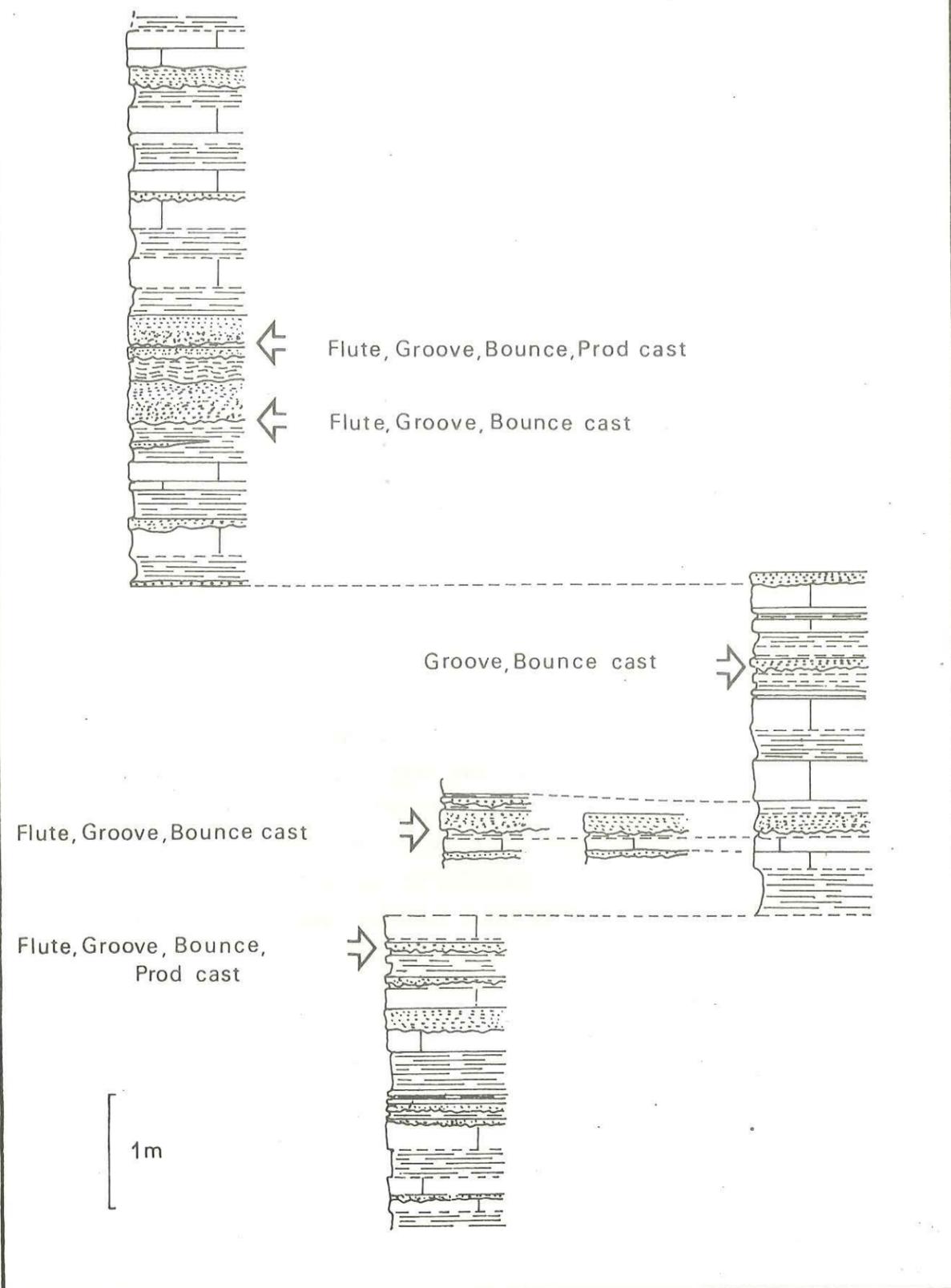


Figure - 7

inversement, ou après rotation de 180° de chacune des images du couple, le relief est inversé (*pseudoscopie*). De plus, le relief est, quantitativement, modifié.

Les figures sédimentaires que nous observons sur les semelles sont des contre-empreintes ; en inversant le relief, on restitue les empreintes originelles.

D'assez nombreux niveaux détritiques présentent donc, sur leur semelle, des figures sédimentaires. Il s'agit le plus souvent de niveaux isolés. Mais il est parfois possible d'observer plusieurs semelles voisines couvertes de telles figures. Ainsi le Berriasien supérieur de Rabou (coupe IR) comporte-t-il, sur une épaisseur de cinq mètres, 5 bancs de calcarénite dont les surfaces inférieures sont ornées de telles figures. (Sur la figure 7, elles sont marquées par une flèche. De même sur la planche II). On observe successivement, sur ces semelles, les associations suivantes :

- IR 17 : Flute cast, Groove cast, Bounce cast, Prod cast, sens de courant $30 \rightarrow 210$.
- IR 22 : Flute cast, Groove cast, Bounce cast, sens de courant $0 \rightarrow 180$.
- IR 28 : Groove cast, Bounce cast, direction de courant $0 - 180$
- IR 40 : Flute cast, Groove cast, Bounce cast, sens de courant $0 \rightarrow 180$.
- IR 43 : Flute cast, Groove cast, Bounce cast, Prod cast (planche II) sens de courant $0 \rightarrow 180$.

Il s'agit donc ici, à côté des Flute casts, essentiellement de *Tool casts*, figures liées à un impact, rebond ou traînage d'objet sur le fond (Prod cast, Bounce cast, Groove cast), objet transporté par un courant. Ce cas est semble-t-il exceptionnel dans le bassin ; en effet la plupart des figures observées sont des

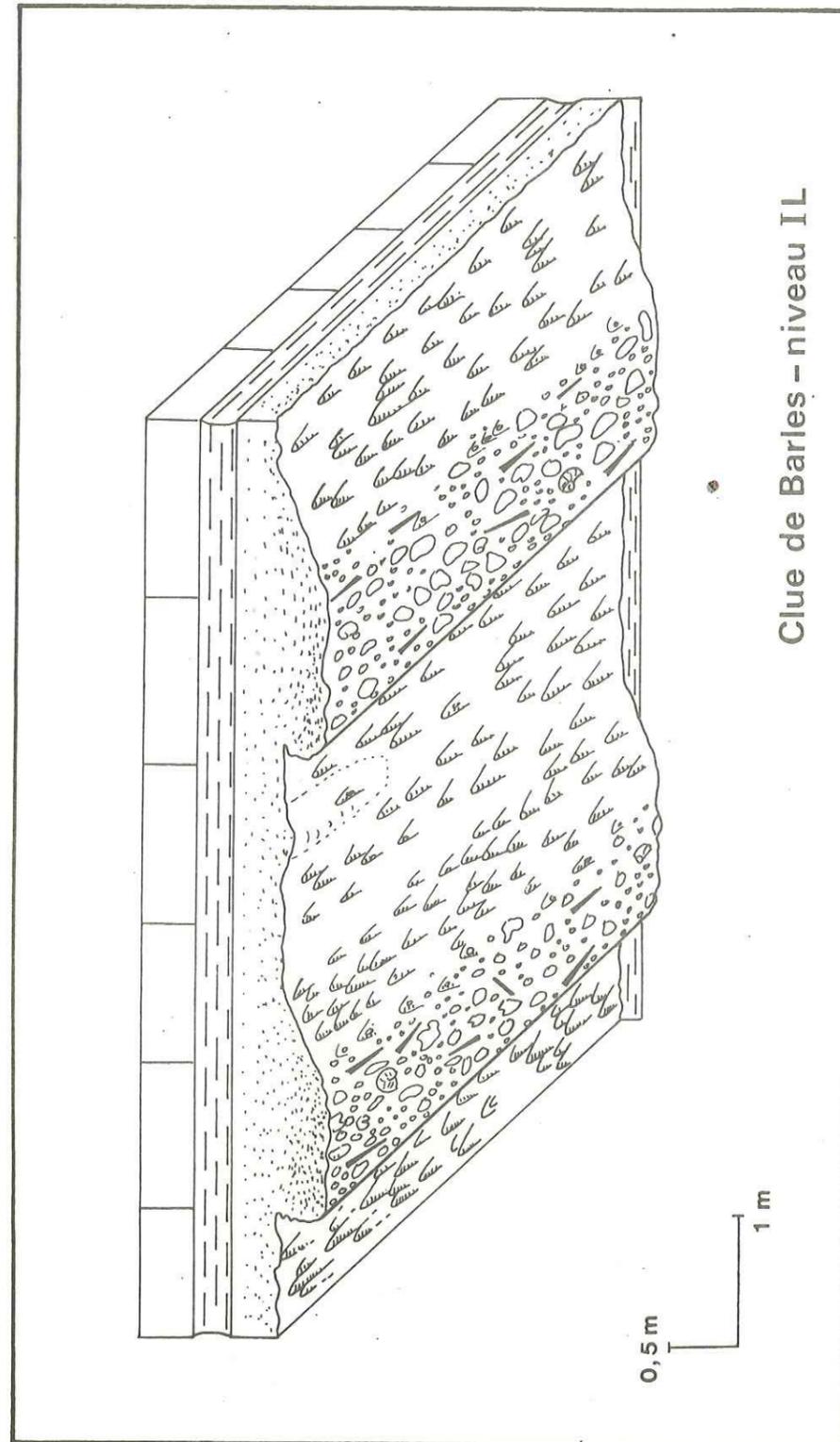


Figure - 8

Clue de Barles - niveau II

figures d'érosion (*Scour casts*).

Mais on observe ici, comme presque partout, que toutes ces figures indiquent des directions ou des sens de courant parfaitement conformes, à la fois sur une même surface, et entre semelles différentes. En particulier, il n'a *jamais* été observé de sens antagonistes*

Bien que spectaculaire, la coupe de Rabou n'est pas représentative des figures observables dans les différents points du bassin. C'est la Clue de Barles qui en fournit, semble-t-il, un des meilleurs exemples : il s'agit de trois niveaux de calcarénites riches en figures (BEAUDOIN 1968), les niveaux J, L, M (voir figure 4) dont le second fournit un modèle remarquable. (figure 8, planche III).

Il s'agit d'un banc de calcarénite rousse, puissant de 10 à 60 centimètres, qui surmonte un terme marneux aisément déblayé par l'érosion. Ce banc a été daté du Berriasien supérieur par les Calpionelles des bancs calcaires encadrants.

La semelle est d'abord caractérisée par un réseau de chenaux régulièrement espacés et parallèles entre eux. Ces chenaux de dimensions moyennes $h = 0,3 \text{ m}$, $l = 1 \text{ m}$, peuvent être suivis sur plusieurs mètres de long ; ils présentent un flanc abrupt, parfois vertical (exceptionnellement en surplomb) et un fond plat. Les plus profonds comportent un remplissage basal d'éléments calcaires centimétriques.

En dehors de ces fonds plats à remplissage grossier, la semelle est ornée, de façon constante, de *Flute casts*. On en observe même sur les flancs les plus abrupts des chenaux. Se développant à partir d'éléments détritiques (diamètre 0,5 cm en moyenne) demeurant ou non sur la surface, des *Crescent casts* sont localisés principalement en bordure du remplissage grossier et à la surface des *Flute casts* les plus profonds, qui ont joué également

* sauf en un point, le défilé du Gouravour (Coupe Z LII), qui correspond à une situation singulière dans la morphologie (p.211).

le rôle de piège vis-à-vis des éléments générateurs. Certains Crescent casts ont été engendrés par de simples irrégularités du substratum marneux.

Parmi les éléments du remplissage conglomératique, on observe des fragments d'Ammonites ainsi que des rostres de Belemnites. Ceux-ci apparaissent alignés parallèlement au courant ; ils présentent dans leur majorité leur pointe vers l'aval (voir ci-après p.50).

Toutes ces figures indiquent un même sens de courant, d'Est en Ouest. On peut décomposer leur genèse en stades successifs :

- . réalisation d'une première morphologie : Chenaux, Flute casts (pour partie)
- . mise en place d'éléments détritiques dans les parties les plus profondes.
- . reprise par un courant, donnant d'une part des figures d'érosion (Crescent casts, Flute casts), d'autre part de rares Tool casts.
- . remplissage de cette morphologie composite par un sédiment arénitique.

Cette succession ne signifie pas que les différentes étapes ont été espacées dans le temps. Bien au contraire, elle montre l'interférence entre les processus d'érosion du fond et ceux de la mise en place du matériel. Cette observation doit être complétée par l'analyse du remplissage : en effet la calcarénite fine qui constitue l'essentiel du banc présente un net *granoclassement* (voir p. 61) la définition que nous donnons de ce mot) qui conduit, dans la partie sommitale, à un calcaire fin, granoclassement auquel se superposent des laminations parallèles ou entrecroisées : ces structures caractérisent elles aussi la dynamique du dépôt (voir ci-après, p. 71).

Nous prendrons un autre exemple de semelle à morphologie complexe dans le Berriasien supérieur du Pomét (N.W. de Sisteron).

Il s'agit là d'un banc de calcarénite puissant de 6 à 20 centimètres. Sa surface inférieure est couverte de façon assez régulière de *Flute casts*. Mais de place en place apparaissent des chenaux, tel celui représenté schématiquement sur la figure 9, et illustré par la planche IV, 1, 2. La morphologie de cet échantillon est remarquable, en ce qu'elle montre un "étranglement" du chenal sous la forme d'une convergence. Celle-ci se traduit par un rétrécissement de la section, qui présente alors des flancs abrupts, voire en surplomb. La section devenant plus faible, et le débit demeurant constant, la vitesse du courant a dû augmenter, de même que son pouvoir érosif : ceci se traduit par l'abondance des *Flute casts* sur les flancs, alors qu'ils sont pratiquement absents du fond plat. Ce dernier est par contre marqué par l'abondance des grains calcaires (\varnothing de plusieurs millimètres). La disposition en "flaques" longitudinales est accusée, de même que la tendance des grains allongés à s'orienter parallèlement au courant (certains se disposent cependant transversalement). Nombre d'entre eux ont donné naissance à des *Crescent casts* qui permettent, de même que les *Flute Casts*, de préciser le sens du courant. La succession des événements est alors identique à celle que l'on a mise en évidence pour le niveau L de la Clue de Barles.

Le remplissage témoigne, là encore avec fidélité, de la dynamique du dépôt. Les sections correspondant aux extrémités amont et aval de ce même échantillon montrent la superposition, à un granoclassement d'ensemble, de laminations : *parallèles* dans la partie inférieure, *convolutées* dans la partie supérieure, traduisant alors une déformation par le courant du substrat qu'il vient

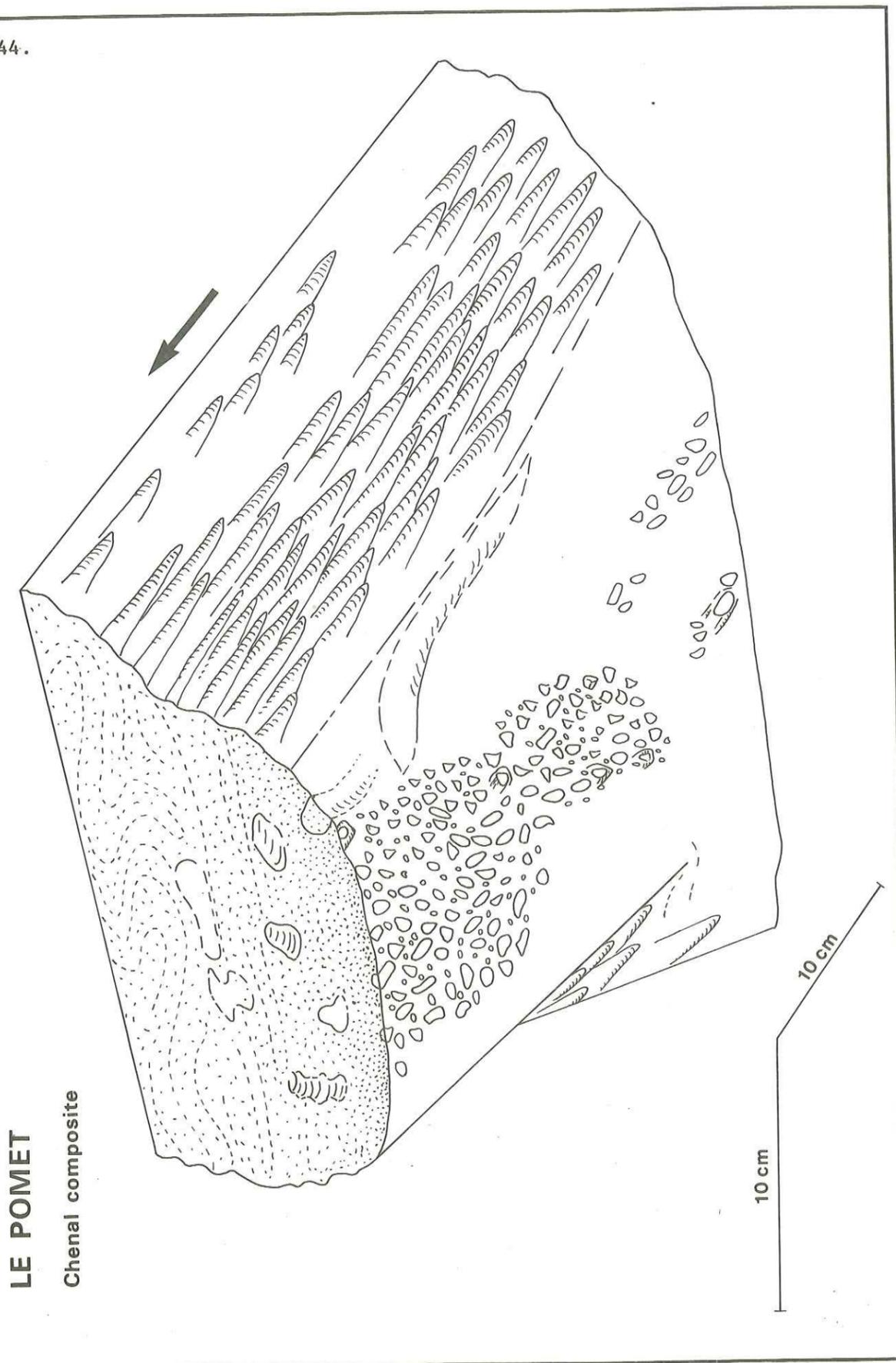


Figure - 9

lui-même de déposer. La différence entre les deux extrémités est là encore marquée : la zone de faible section, donc de vitesse plus élevée, est caractérisée par des déformations plus importantes. On notera enfin que l'ensemble du remplissage calcarénitique a été affecté par une importante bioturbation correspondant au passage d'organismes dont nous retrouvons ici les terriers (de diamètre généralement centimétrique) ; si bien que dans certaines zones il est devenu impossible de retrouver les structures originelles.

On pourrait décrire ainsi de nombreuses surfaces inférieures ornées de figures spectaculaires : les planches III et IV donnent une bonne représentation des figures qui ont été observées dans l'ensemble du bassin. Toutes témoignent d'une érosion du substrat. Mais leur forme parfaitement définie suggère tout à la fois que le sédiment sous-jacent avait subi sans doute un début de consolidation et que, surtout, le remplissage a dû se produire juste après le creusement de la morphologie, et sans doute suivant un processus délicat. Nous reprendrons ce point après l'analyse des caractères propres de ce remplissage.

Avant d'aborder l'étude des objets présents sur les surfaces, on doit encore considérer deux types de morphologie : il s'agit d'une part des "goutières" ou "cannelures", qui se dessinent à la base de certains faisceaux contournés, d'autre part des chenaux de grande dimension.

Pour les premières, une analyse est donnée ci-après, p.135, sur l'exemple des faisceaux contournés du Caire : on observe là (planche XIII) de larges goutières cylindriques (jusqu'à 1 mètre), profondes de 10 à 30 centimètres qui correspondent à une érosion du substrat par une masse calcaire glissant sur une pente. Leur direction fournit bien entendu celle du déplacement.

46.

PIERRE-ÉCRITE : CHENAUX À REMPLISSAGE CONGLOMÉRATIQUE

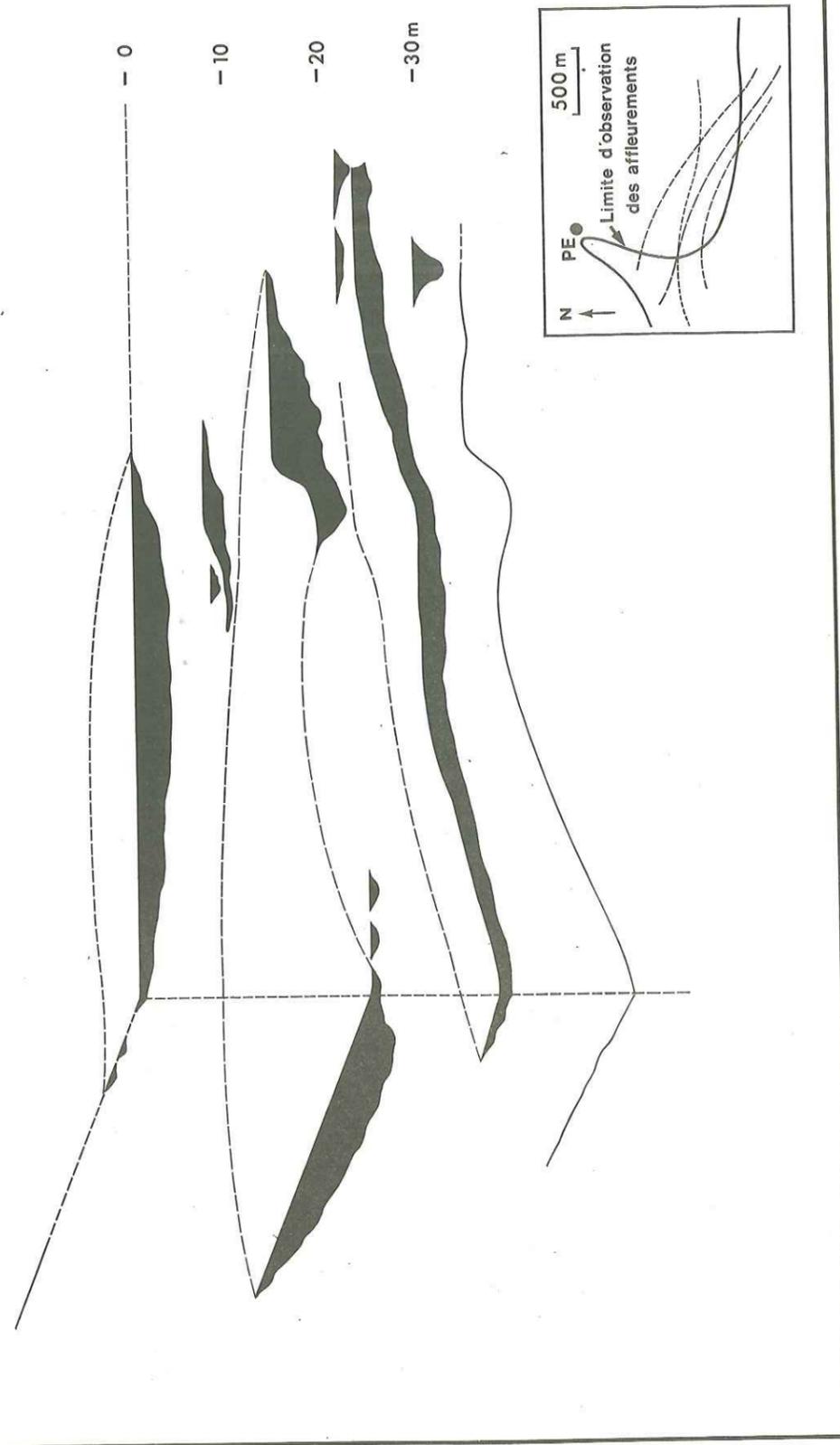


Figure - 10

La mise en évidence des chenaux de grande dimension et leur étude, ne peuvent être réalisées qu'en présence d'affleurements favorables : continus et accessibles sur de grandes distances. Ce cas est malheureusement assez rare, d'où le petit nombre d'exemples caractéristiques.

Parmi ceux-ci se trouve celui dit de Pierre Ecrite, illustré par la figure 10 et la planche V.

La coupe de Pierre Ecrite proprement dite, levée au long de la route allant d'Authon à Sisteron, présente de nombreux niveaux détritiques grossiers, tant dans le Tithonique que le Berriasien (annexe, coupe PE p. 65). Parmi ceux-ci, le niveau G 3, visible au bord de la route, est particulièrement caractéristique (planche V, 4).

L'examen du revers sud du flanc méridional du synclinal de Pierre Ecrite-Chardavon, au long de l'arête jalonnée par les points 1133, 1212, 1271 (feuille de Sisteron 3-4), permet d'identifier plusieurs niveaux conglomératiques dont il est aisé de suivre les évolutions latérales. Les résultats en sont reportés sur la figure 10, et illustrés par la planche V.

On a donc mis là en évidence sept niveaux conglomératiques berriasiens dont chacun présente une géométrie de *chenal* caractéristique, depuis le niveau noté I, de faible extension, (au long du profil d'observation, 150 m), jusqu'au niveau VII qui a été suivi sur plus d'un kilomètre. Les terminaisons latérales sont particulièrement nettes, l'effilement étant très rapide. On a donc là affaire au remplissage de morphologies de grandes dimensions par un matériel grossier : en effet les éléments présentent le plus souvent un diamètre moyen de plusieurs centimètres ; certains d'entre eux ont des dimensions beaucoup plus importantes : ainsi des *blocs* métriques ou des paquets de bancs glissés

et contournés de plusieurs mètres-cubes (planche V, 3); le niveau III est particulièrement riche en éléments de cette taille. On notera aussi, parmi les éléments, la présence d'assez nombreux silex (ce qui milite pour une origine diagénétique précoce de ceux-ci) ainsi que, en un point, de "*silex en éponge*" d'âge base du Tithonique supérieur (voir ci-après p. 166).

Chacun de ces niveaux présente donc les caractères d'un remplissage de chenal de grande dimension. L'examen de leur disposition (figure 10, planche V) montre de plus la permanence dans le temps d'une telle morphologie en creux ; il n'est que de voir les niveaux I, II, III, VI et VII s'emboîter avec une grande régularité, la migration étant, semble-t-il, continue. La variation de l'épaisseur totale comprise entre le niveau terminal VII et le toit de la barre calcaire milite également pour ce schéma. Aussi bien voyons-nous là un des premiers exemples de corrélation et de reconstitution d'une morphologie pérenne. Il est d'ailleurs possible de préciser encore la géométrie de ce dispositif ; ceci est analysé en détail dans la dernière partie, p.241 .

B - LES OBJETS PRESENTS SUR LES SURFACES (orientation des organismes)

Les objets envisagés ici recouvrent aussi bien les bio-éléments que les litho-éléments. Pour les premiers, il s'agit le plus souvent d'Ammonites entières ou en fragments, de rostrés de Bélemnites, d'Aptychus, plus rarement de débris d'organismes divers (radioles d'oursins par exemple) ; pour les seconds, il s'agit surtout d'éléments de calcaire fin, plus rarement de rudite ou d'arénite ; dans la plupart des cas, ils apparaissent peu roulés.

Ces objets peuvent être présents aussi bien sur les semelles que sur les surfaces supérieures. Si l'on admet que, non sphériques, ils sont susceptibles d'enregistrer, dans le sédiment lui-même, la trace d'éventuels courants, ils deviennent, en fonction de leur morphologie plus que de leur nature, source d'information.

Il a été montré précédemment que la localisation des éléments pouvait être directement liée à la morphologie de la surface qui les supporte. Mais on peut au-delà étudier la forme des *ensembles d'éléments*, ainsi que l'orientation *individuelle* de ceux-ci. Des exemples ont été présentés, provenant de la Clue de Barles (L) et du Pomet (figures 8 et 9), montrant des ensembles de grains. On peut, de façon générale, indiquer que :

- pour les *ensembles* (ainsi une "flaque de grains") la grande dimension est parallèle au courant.

- les *individus* présentent en général leur grande dimension suivant le courant.

Une question se pose alors : peut-on, dans le cas d'un objet long présentant des extrémités non symétriques, restituer le sens de courant ? La résolution de ce problème général dépasse largement l'intervalle chronologique étudié ici. Aussi nous en dégagerons-nous, pour aborder de façon plus large le sujet de l'orientation des organismes : ce sont eux qui représentent en effet les objets susceptibles d'orientation les plus fréquents. Les exemples présentés ici sont pour la plupart inédits, empruntés le plus souvent à des travaux connexes de celui-ci. Parmi ceux-ci une recherche originale, à support bibliographique, confiée à M. de SOUZA (1974).

D'un point de vue général, il s'agit de savoir si,

lors du déplacement d'un objet allongé sur un substrat, le frottement ou le glissement est prépondérant. Le glissement a pour effet d'aligner l'objet parallèlement au courant, pointe vers l'aval (tous les auteurs en sont d'accord : il s'agit là de considérations hydrodynamiques qu'ont confirmées entre autres les expériences de LÜDERS et TRUSHEIM, 1931). Le frottement a pour effet de favoriser les rotations au long de la génératrice, conduisant, dans le cas d'un cylindre, à une position orthogonale au courant, et, dans le cas d'un cône, à une orientation pointe amont (*ibid*). Ainsi donc peut-on déjà envisager des répartitions quadripolaires : *deux pôles transverses symétriques, deux pôles longitudinaux dissymétriques*. Cette première observation permettrait de définir aisément la direction du courant. Mais il semble que d'autres pôles secondaires puissent exister, simplement dûs au hasard (tels qu'en signale SEILACHER, 1960) ou liés à une non-symétrie de révolution (ainsi la présence d'ouvertures au long des Graptolites, MOORS (1969, 1970), ainsi la présence d'une ouverture, voire d'un antisiphon, pour les Gastéropodes, de SOUZA, 1974).

Le problème ainsi posé, nous avons cherché à le résoudre à la fois en s'aidant des travaux antérieurs, en multipliant les observations, et en recherchant un contrôle expérimental.

La plupart des auteurs s'accordent, tant en ce qui concerne l'observation sur le terrain que l'expérimentation (en canal le plus souvent), à reconnaître une orientation longitudinale préférentielle, pointe vers l'amont (LÜDERS et TRUSHEIM 1931, SEILACHER 1960, POTTER et PETTIJOHN 1963, MICHEL 1967, NAGGLE 1967). Nous étudierons divers exemples, conformes ou non à ces résultats, et chercherons ensuite à lever les contradictions apparues.

Nous avons déjà présenté (BEAUDOIN 1972) deux exemples, celui du niveau L de la Clue de Barles (cf. ci-dessus p.41) et celui du niveau TJ 40 de la Clue de Taulanne (planche VI, 1 p. 63 ; annexe p.83) montrant de nombreux rostres de Bélémnites statistiquement orientés suivant le courant, *la pointe vers l'aval*.

D'autres exemples ont été depuis rassemblés, sur des populations importantes. Nous avons choisi une surface particulièrement démonstrative, analysée par D. LE DOEUFF (figure 11). Il s'agit de la surface supérieure d'un banc hauterivien, affleurant au long de la route allant de Chateauneuf d'Oze à Espréaux. Cette surface comporte une grande densité de rostres de Bélemnites : environ 60 individus au m². Leur orientation a été relevée suivant une convention centripète (la pointe du vecteur-rostre dirigée vers le centre de la rosace), par rapport à l'horizontale du banc (ceci permet, après rabattement autour de cette horizontale, de reconstituer l'orientation au moment du dépôt). Le diagramme polaire de cette figure montre clairement deux pôles sensiblement équivalents (30 et 31 individus), orthogonaux à deux pôles très dissymétriques (48 et 21). On peut alors définir la direction du courant au long de ces deux derniers, en recherchant la médiane de ces distributions (diagramme inférieur). Le faible écart observé entre les médianes des pôles longitudinaux, et le fait qu'elles sont orthogonales à celles des pôles transverses, confirment la signification des coupures qui ont été choisies pour délimiter ces quatre pôles (M. CONARD, B. BEAUDOIN 1974). Après rabattement, on obtient une direction E-W, la pointe étant majoritairement dirigée vers l'Est. A quelques mètres, il est possible d'observer de remarquables *Flute casts* de grande dimension qui indiquent, eux, un sens de courant W → E. Ceci confirme bien le fait que ces rostres de Belemnites se sont disposés, pour

Espréaux
Hauterivien

BELEMNITES

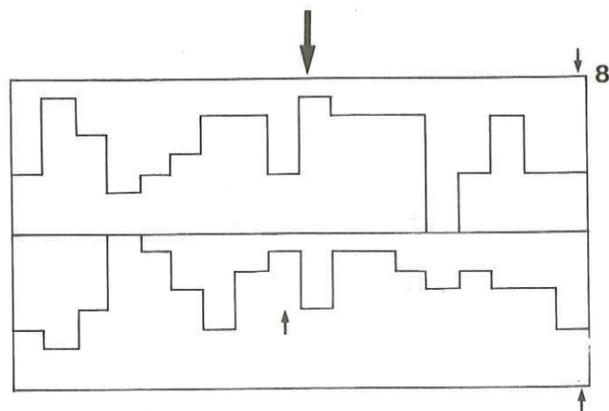
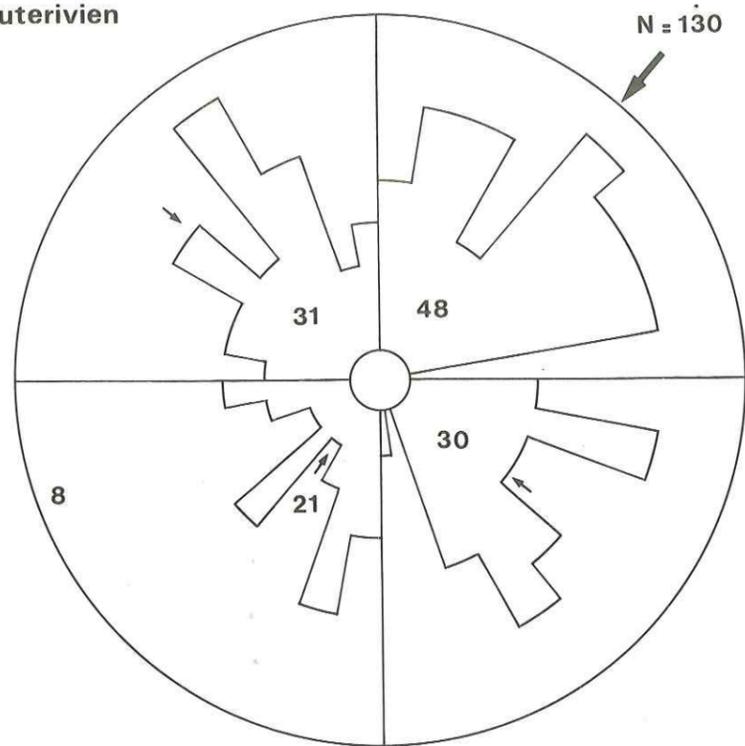


Figure - 11

ceux qui sont longitudinaux, dans leur majorité pointe aval. On retiendra encore de cet exemple l'importance de la dissymétrie des pôles ; en effet la population transverse (61 individus) est sensiblement égale à la population longitudinale (69). Si bien que seul le caractère *symétrique* ou non permet de les différencier.

On pourrait multiplier les exemples analogues relevés dans des séries diverses : ils montrent pratiquement tous des diagrammes semblables, les divers pôles ayant des poids relatifs variés, ainsi que des configurations plus ou moins reserrées (on pourra se reporter aux exemples présentés en 1972).

Il n'en reste pas moins que si les rostrales de Bélemnites paraissent bien s'orienter pointe aval, d'autres objets coniques tels les Gastéropodes se disposent, selon les auteurs et nos propres observations de terrain, pointe amont. Ainsi les relevés de Cérithes effectués avec J. CAMY-PEYRET dans les "faluns" miocènes de Soings en Sologne, rapportés sur la figure 12. Le sens de courant a été déterminé directement sur l'affleurement, en utilisant la ligne de plus grande pente des feuillettes de lamination oblique affectant les sables fossilifères. On peut vérifier ici que la majorité des Cérithes sont, dans les feuillettes obliques, disposés pointe amont : sur un total de 99 individus, 78 contre 21 (diagramme inférieur). Mais on observe aussi sur les deux diagrammes, une dissymétrie par rapport au support du vecteur-courant : ainsi 58 individus présentent leur pointe vers la droite, 41 vers la gauche.

Nous avons cherché, avec M. de SOUZA, à éclairer de tels diagrammes par des expériences simples (M. de SOUZA, 1974). Celles-ci nous ont de nouveau montré (BEAUDOIN 1972) que la position hydrodynamiquement stable de ces corps coniques, en l'absence de frottement, est pointe vers l'aval. Par contre, si la vitesse du courant n'est

SOINGS EN SOLOGNE

MIOCÈNE

CÉRITHES

N = 99

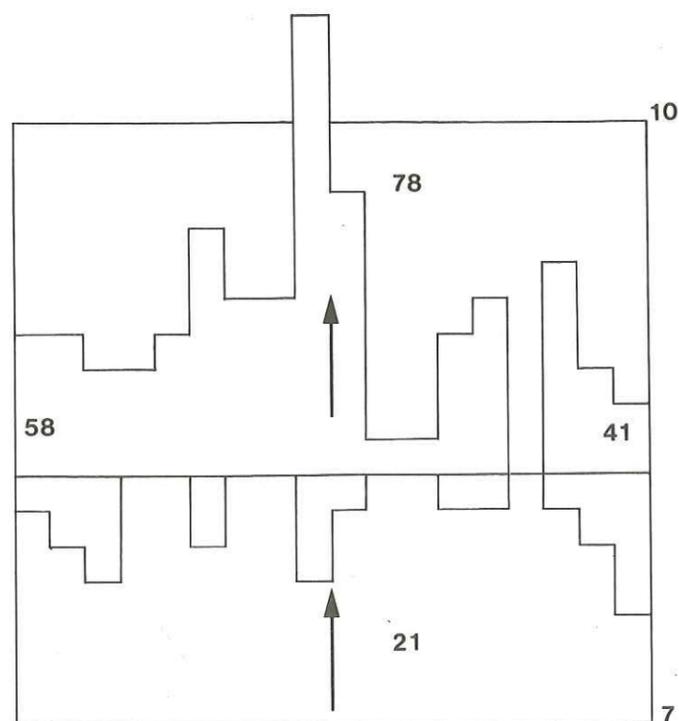
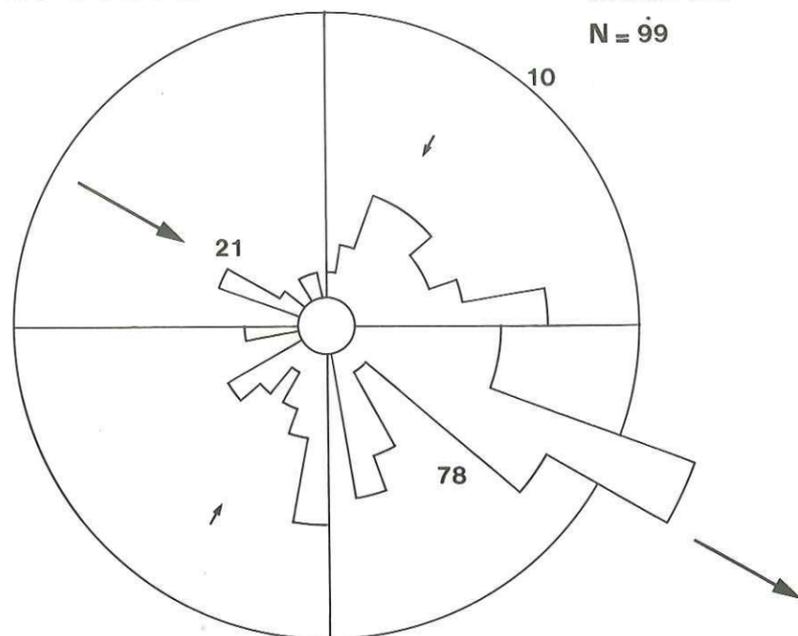
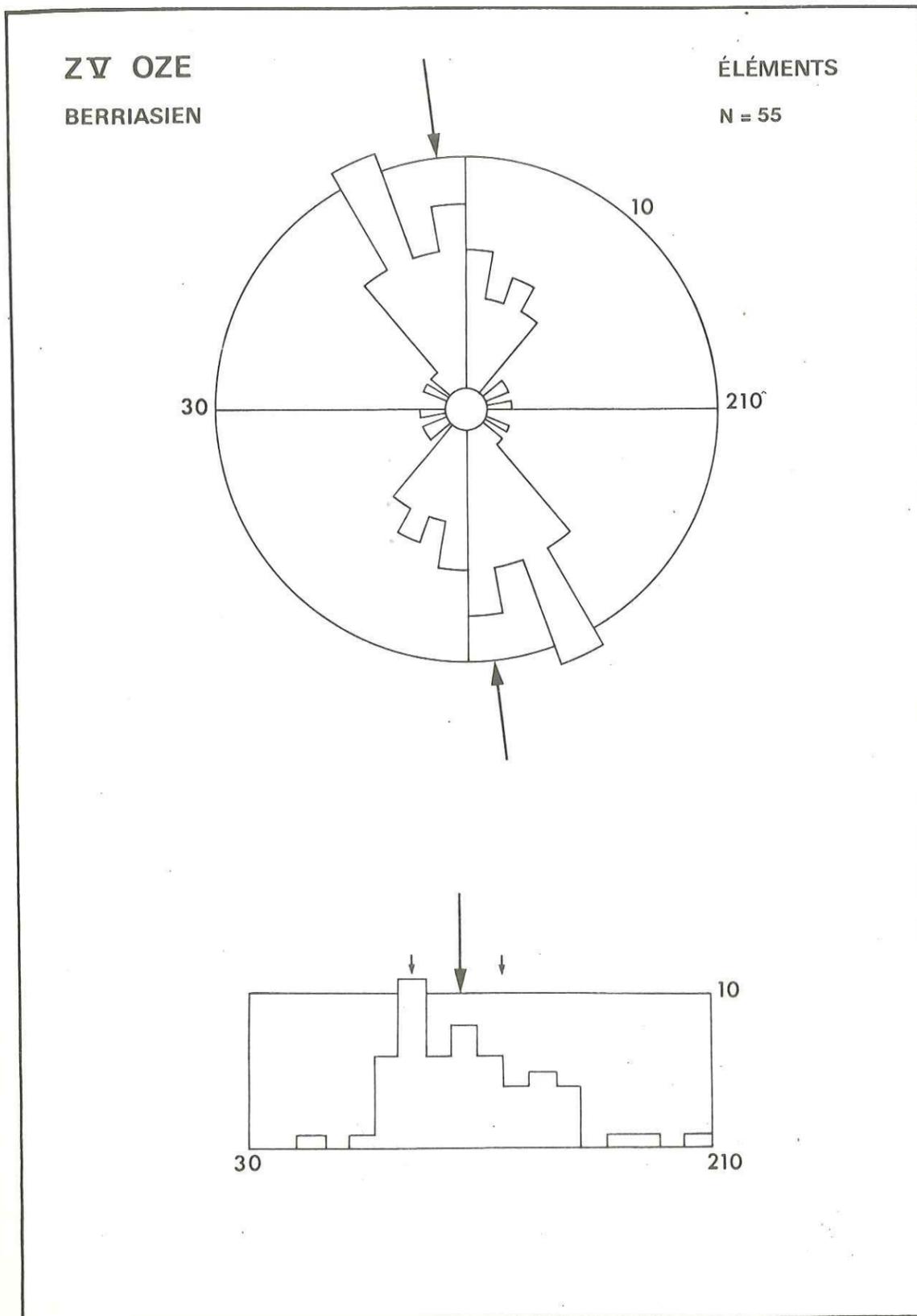


Figure - 12

pas trop élevée, les déplacements se font essentiellement par rotation au long de la génératrice, ce qui conduit évidemment à une position stable pointe amont : cette différence essentielle par rapport aux Bélemnites tient sans doute à ce que l'ornementation des Gastéropodes augmente les frottements et à ce que, souvent, les Bélemnites ne sont pas exactement coniques et donc susceptibles de rotation autour de leur centre de gravité plus qu'au long de leur génératrice. Reste la dissymétrie latérale ; elle paraît due essentiellement à la présence d'une ouverture : en raison du caractère dextre de l'enroulement, la position qui tend à freiner le déplacement est l'objet présentant l'ouverture vers le bas, et vers l'aval, soit l'apex à droite par rapport au sens du courant.

Plus généralement, il nous est apparu que si chaque espèce présentait des diagrammes d'orientation caractéristiques, ceux-ci variaient beaucoup en fonction de la forme, la taille, l'état de surface, la courbure des génératrices, l'emplacement et la taille de l'ouverture, la présence d'un siphon, d'un anti-siphon... Le rôle de l'état du fond est, dans tous les cas, important : lisse, il favorise le glissement ; rugueux, le roulement devient important.

Si l'on revient à l'intervalle chronologique étudié ici, on a pu d'une part utiliser des organismes tels ces rostres de Bélemnites, les Aptychus, plus rarement les radioles d'oursins ; d'autre part, en l'absence de formes d'érosion, la distribution des éléments de faciès détritiques grossiers sur les surfaces de bancs. Nous présenterons l'exemple du Berriasien supérieur (niveau G) du ravin de Bramefaim (près d'Oze, voir annexe coupe Z V, et LE HEGARAT 1973, p. 396) porté sur la figure 13 ; il s'agit d'éléments calcaires longs de plusieurs centimètres dont certains présentent un allongement suffisant



$\left(\frac{L}{l} > 2\right)$ pour permettre une mesure correcte. La figure montre une disposition longitudinale caractérisée, bien resserrée autour de la médiane (écart interquartile, marqué par les petites flèches sur l'histogramme, de 35°). Ceci nous permet de restituer, par rabattement de cette surface inférieure autour de l'horizontale, une direction de courant voisine de $130-310$.

On n'insistera pas ici sur l'imprécision de ces mesures. Mais on retiendra le fait qu'appliquée à un nombre suffisant d'individus, l'étude de la répartition des divers objets allongés sur les surfaces qui les supportent, considérés sous forme d'ensemble et en tant qu'individus, peut permettre de restituer la direction et même le sens du courant.

Mais si certains organismes sont ainsi susceptibles de se rassembler mécaniquement, on est conduit à se poser une double question : les associations d'organismes que l'on peut observer ne sont-elles pas bien souvent des thanatocénoses comprenant des formes d'âges variés et/ou provenant d'environnements d'origine différents ? Cette question sera développée ultérieurement, lorsque nous traiterons des remaniements (p.185).

Observations complémentaires

On a surtout exposé précédemment l'analyse des surfaces en tant que témoins de l'action de courants dont on cherche à reconstituer l'orientation. Deux autres types d'observations donnent des indications sur le déroulement du dépôt.

En premier lieu les traces animales. Celles-ci sont assez rares, le plus souvent présentes sur les

semelles de bancs détritiques (calcarénites). Il s'agit de terriers, de diamètre généralement égal au centimètre; dans certains cas, on peut noter la pénétration dans le sédiment sus-jacent (planche VI, 2) confirmant ainsi que le développement de l'activité animale est postérieur à la mise en place du matériel détritique. Ce dont témoigne aussi la présence de terriers au sein même des niveaux détritiques (ex. Le Pomet). L'abondance des terriers à l'interface entre un sédiment vaseux et le matériel détritique sus-jacent a été soulignée dans des séries de type "flysch" (LANTEAUME *et al.* 1967), et alors interprétée comme liée à la possibilité d'une teneur plus élevée en matière organique et gaz dissout. Une hypothèse analogue pourrait être proposée ici. A cette bioturbation par des organismes de taille importante, se superpose une intense activité, liée à des organismes millimétriques que l'on retrouvera dans l'étude des faciès fins.

En second lieu l'observation de la surface supérieure des bancs calcaires. En effet de nombreuses coupes comportent d'importants empilements de bancs aux surfaces planes en grand, mais qui dans le détail apparaissent très irrégulières, déchiquetées, évoquant l'intervention de phénomènes de dissolution. Souvent des oxydes de fer sont présents sur ces surfaces, sur les aspérités, tandis que les zones creuses contiennent parfois un mince remplissage finement détritique. Ces surfaces, fréquentes au Kimméridgien et au Tithonique (surtout dans sa partie inférieure) supportent assez souvent une faune d'Ammonites, Aptychus et rostrés de Bélemnites. Les Ammonites sont souvent corrodées sur leur face supérieure, témoignant d'une dissolution postérieure à la mise en place; ceci souligne le caractère discontinu du dépôt. De plus les fossiles présents apparaissent parfois (quand ils sont suffisamment nombreux) *orientés*, indiquant

alors l'action de courants susceptibles de les transporter ou tout au moins de les ré-orienter.

S'il ne semble pas qu'il y ait au sein de l'intervalle chronologique considéré, de périodes d'arrêt importantes susceptibles de conduire à la réalisation de véritables *fonds durcis* (hard-ground), on doit souligner le caractère fondamentalement discontinu du dépôt : à la mise en place d'une tranche de sédiment succède une phase de non-dépôt, voire de dissolution, parfois en relation avec des courants dont on enregistre l'action sur le fond. Ce temps de non-dépôt correspond à un début de lithification superficielle qu'accompagnent des phénomènes de dissolution : les morphologies résiduelles montrent en effet que le sédiment était - au moins partiellement - induré; si bien que c'est le fond marin du moment qui est là exposé et préservé. Cependant la bioturbation qui se développe à l'intérieur du sédiment suggère que cette induration précoce n'était sans doute que pelliculaire. Si bien que d'une part ce même sédiment sera susceptible d'être remobilisé sous forme de glissements synsédimentaires et, d'autre part, lors de telles déformations, les *jointes de stratification* seront cependant localement conservés (voir l'exemple de la coupe du Caire, chapitre C, p. 135).

II - L'ORGANISATION INTERNE

Avant d'étudier l'organisation interne des séquences détritiques, il est nécessaire de préciser le sens donné ici à certains termes courants du vocabulaire "sédimentologique". En effet il sera ici fréquemment question de *structures*.

Le terme de structures est pris dans le sens de "mode d'organisation des éléments" et désigne ainsi les

relations entre ces éléments ou leurs caractères, indépendamment de leur nature, leur forme ou leur granulométrie individuelles. Une telle définition s'éloigne de l'acception française classique, mais rejoint l'usage anglo-saxon (cf. PETTIJOHN et POTTER 1964) et la formulation qu'a donnée récemment A. LOMBARD (1972) : "agencement global des particules d'un sédiment". La *texture* représentera alors les propriétés individuelles des éléments, étudiées sur l'ensemble de ces éléments (forme, taille, morphoscopie ...).

Ainsi qu'il a été montré dans la première partie, lors de la présentation de la série, la granulométrie du matériel détritique couvre une gamme très large depuis les grains millimétriques jusqu'aux blocs métriques ou décimétriques (Luc-en-Diois).

L'ensemble du matériel est calcaire, contenant plus ou moins d'argile. Le ciment, quant à lui, est de même nature, ce qui conduit, dans certains cas, à des difficultés pour le différencier : l'analyse comparée ne peut bien souvent s'effectuer qu'en étudiant la microfauve contenue respectivement dans le ciment et les éléments ; cet aspect sera abordé dans la troisième partie ("les remaniements", p.185), et l'on se limitera ici aux relations éléments-ciment au sein de la séquence.

Ainsi qu'il a été rappelé dans l'historique, les niveaux détritiques considérés ici ont souvent été nommés "brèches", "fausses brèches", "pseudobrèches", "calcaires bréchoïdes", "calcaire mortadelle", "brèches de resédimentation", voire "brèches intraformationnelles", termes qui tous recouvrent, explicitement ou implicitement un pré-supposé génétique. On pourrait également les nommer "turbidites" (voir A. LOMBARD 1972) ou "calcaires allo-dapiques" (MEISCHNER 1964). Je préfère utiliser, pour

la description, les termes plus neutres de calcirudite ($\phi > 2$ mm) et calcarénite ($64 \mu\text{m} < \phi < 2$ mm) ; et de "calcaire", de préférence à calcilutite, par habitude sans doute. En outre il paraît que l'usage, dans le cas présent, des classifications courantes des carbonates ne ferait que compliquer le vocabulaire sans enrichir la connaissance des faciès.

L'analyse des surfaces de discontinuité nous a montré qu'il est possible de restituer le vecteur-courant. Celle des structures permet de préciser certains *processus et conditions* de mise en place du matériel détritique. Pour l'exposé, on traitera successivement du granoclasement, puis des laminations, ces deux types de structures se superposant au sein d'une même séquence.

A - LE GRANOCLASSEMENT

Le terme de granoclasement demande lui aussi à être clairement défini, tant la prolifération des acceptions (voir in LOMBARD 1972) tend à le vider de tout sens précis. Un premier point est que cette structure ne peut se définir qu'entre deux surfaces de discontinuité de même ordre. Ceci étant, le granoclasement représente pour nous "la variation continue, dans le même sens, de la taille moyenne des éléments à l'intérieur d'un mélange" (BEAUDOIN et GIGOT 1971 ; BEAUDOIN, GIGOT, HACCARD 1970). Il est à craindre que nombre de variantes proposées, ou bien correspondent à de simples récurrences, ou bien ne relèvent pas de la même structure, en ce qu'elles intègrent des séquences différentes : ainsi du "granoclasement inverse", structure que nous n'avons jamais (sous notre définition du granoclasement) observée ni vu figurée.

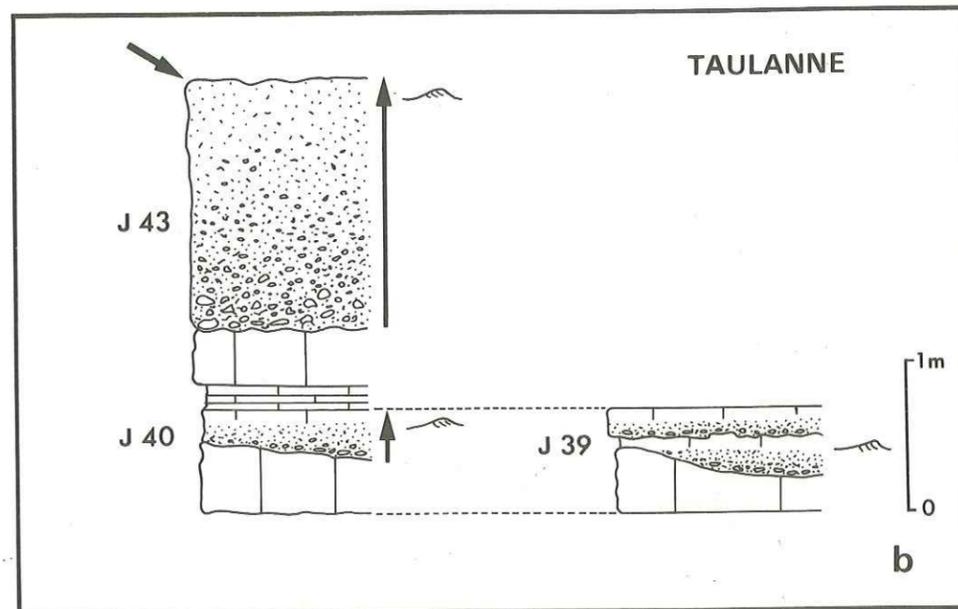
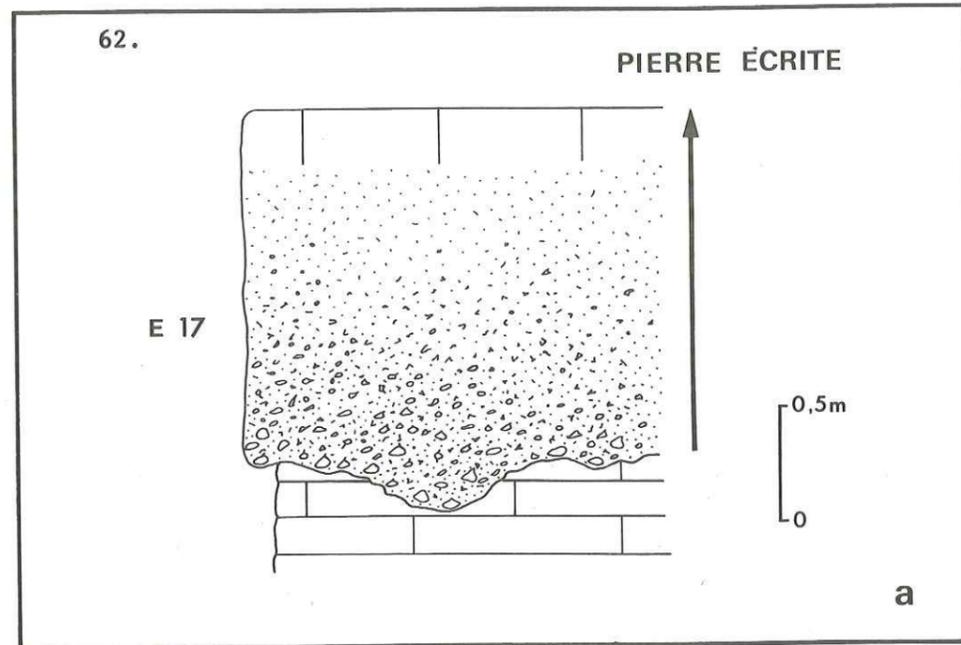


Figure-14

On se référera par contre à une communication récente (DESPRAIRIES, 1974) qui quantifie les diverses notions que nous introduisons (BEAUDOIN et al. 1970).

Cette structure de granoclassement caractérise la plus grande part des niveaux détritiques observés : elle conduit, dans les cas les plus complets, d'une calcirudite à la base (R), parfois grossière, à un "calcaire fin" (C) au sommet, par l'intermédiaire (et sans discontinuités autres que les laminations, structures de second ordre superposées) d'une calcarénite (A). Bien entendu, tous les cas de troncature sont possibles, donnant les successions RAC, RA ou AC (il est très rare d'observer une succession rudite-calcaire sans l'intercalation d'un mince niveau de calcarénite). D'innombrables exemples pourraient être présentés. Quelques-uns ont été choisis, illustrés par les figures 14 à 18 et la planche VII.

L'exemple de la figure 14a a été relevé dans le Berriasien de la coupe de Pierre-Écrite : il s'agit là d'une épaisse séquence, débutant par un conglomérat ravinant, à éléments centimétriques et ciment calcaréo-marneux blanchâtre ; elle se poursuit en continuité par des faciès moins grossiers, passant à une calcarénite qui évolue elle-même vers un calcaire fin. Cette partie supérieure très fine ne représente ici que le sixième de l'épaisseur totale (correspondant sans doute à un dépôt "proximal", BOUMA 1962, WALKER 1967).

L'exemple de la Clue de Taulanne, représenté par la figure 14b, est plus complet ; il nous montre, à la base du Tithonique, trois séquences granoclassées (J39, 40, 43). La surface supérieure de la séquence 43 a déjà été citée, p.51 et illustrée par la planche VI, 1 ; elle supporte de nombreux rostrés de Bélemnites parallèles. Les deux séquences inférieures, J39 et J40 débutent par une calcirudite ravinante, se prolongent par une calcarénite passant continuellement, par l'inter-

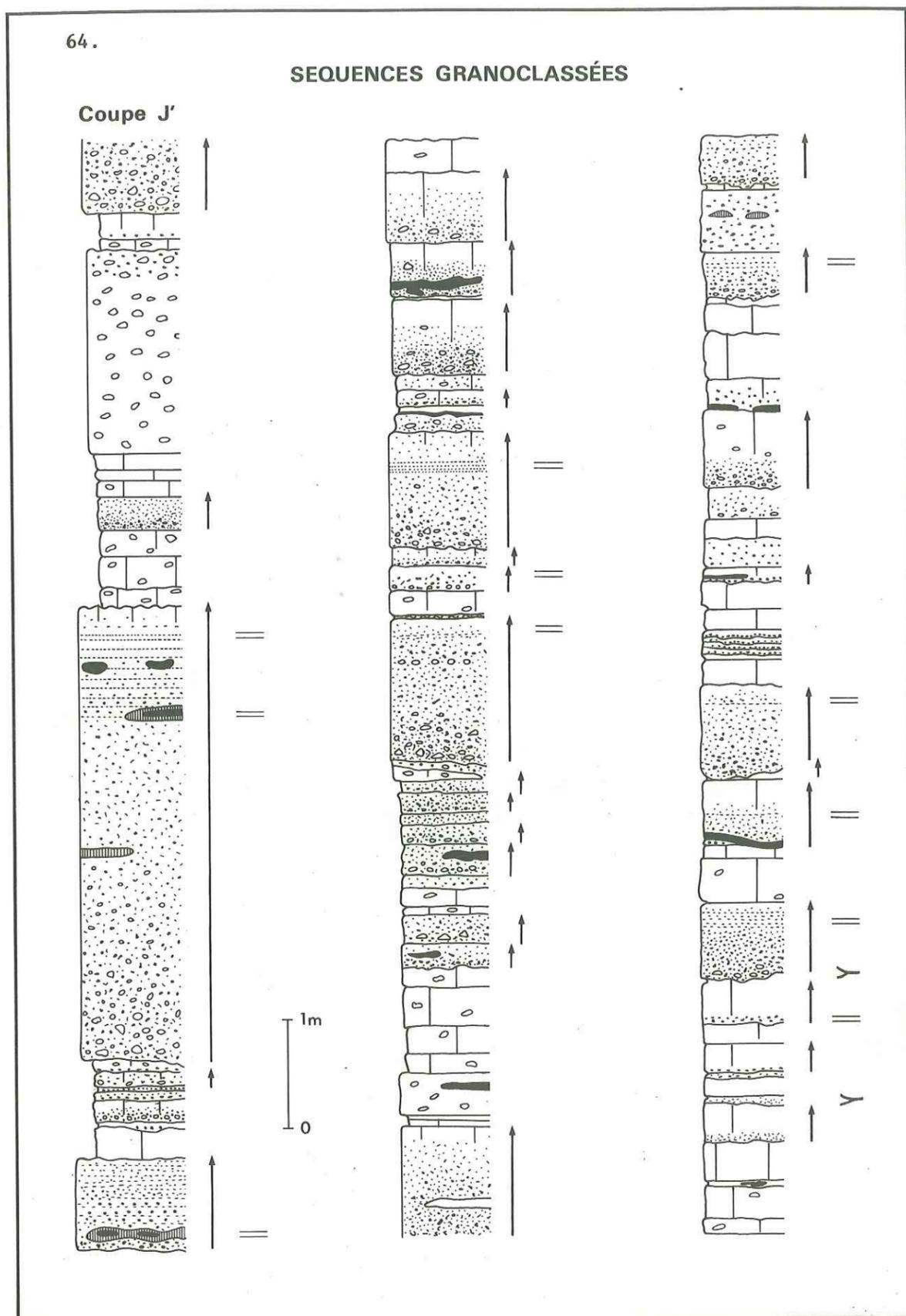


Figure - 15

médiaire de rides de courant (voir p. 72), au calcaire fin sus-jacent (planche VIII, 1). La séquence J39 disparaît latéralement, tronquée par le niveau supérieur

Ces deux exemples sont simples ; ils correspondent à des niveaux détritiques relativement isolés au sein de bancs calcaires fins. Tous deux correspondent également à une importante proportion de matériel grossier (rudite et arénite). Mais le passage continu au calcaire fin supérieur conduit déjà à se poser le problème de la mise en place de ce dernier. Ce point sera largement développé au chapitre suivant.

Si les exemples précédents apparaissent relativement isolés, certaines coupes ou sections de coupes présentent un véritable *empilement* de séquences granoclassées. Ainsi la coupe J' levée au bord du lac de Castillon, et dont la partie représentée sur la figure 15 correspond au sommet du Tithonique inférieur. Sur environ 30 mètres, on dénombre 90 séquences, dont plus du tiers sont clairement granoclassées ; la plupart se terminent par un terme calcaire fin. La présence d'un tel empilement suggère d'approfondir la constitution d'une telle série. Il apparaît d'abord sur la figure 16 que la majorité des séquences comporte des grains visibles à l'oeil, de taille et d'abondance variées (elles sont portées en noir sur cette figure). Par ailleurs, les épaisseurs varient peu, voisines de 15-20 centimètres, en dehors de bancs détritiques qui se détachent sur une sorte de "fond continu". Il est intéressant de noter que l'épaisseur de ces niveaux épais va diminuant vers le haut, comme si le phénomène générateur allait s'atténuant. Parallèlement le nombre relatif de bancs calcaires augmente (ils sont portés en blanc). La courbe de droite correspond elle au rapport de l'épaisseur de la phase calcaire (E_c) à l'épaisseur

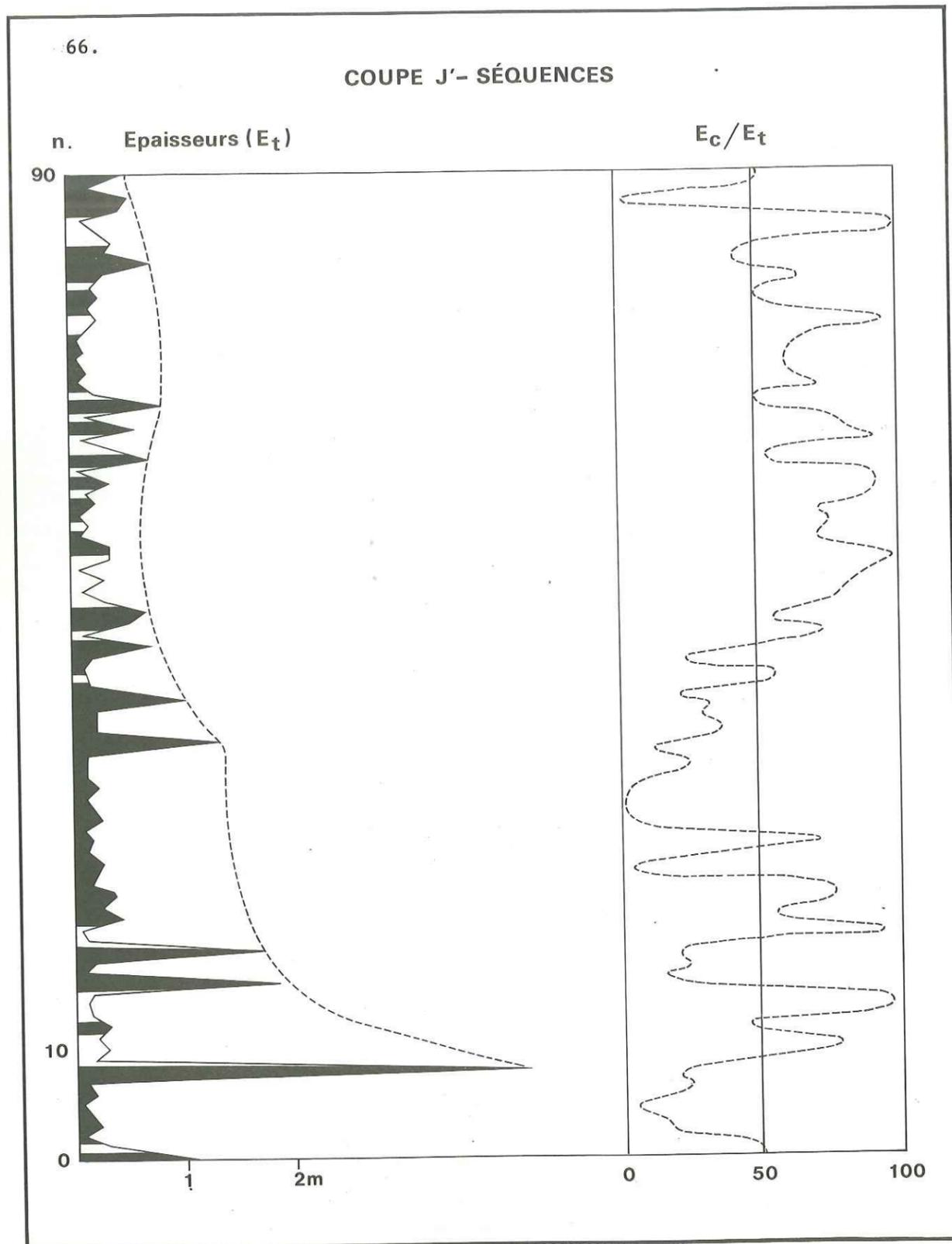


Figure - 16

totale de la séquence (E_t) ; cette courbe a été lissée. Les variations de ce rapport s'inscrivent sous la forme d'oscillations, auxquelles succède une croissance assez régulière au delà des trente premiers bancs. (Ce rapport E_c/E_t est, dans son principe, voisin de l'index proposé par WALKER, 1967). Ces trois caractères concordent pour indiquer un enrichissement en termes fins, correspondant à un éloignement des sources affectant un caractère "distal" au dépôt.

On retiendra encore de cette coupe J', d'une part la présence fréquente de laminations parallèles affectant les calcarénites, d'autre part la position des accidents siliceux dans la séquence, généralement associés à des calcarénites à laminations parallèles. Ces deux points seront développés plus loin.

Un autre exemple de superposition de séquences granoclassées est fourni (figure 17) par la coupe des Tourres (T0), dans le Tithonique supérieur. Sur une dizaine de mètres on individualise 28 bancs (soit une épaisseur moyenne de quarante centimètres environ) dont 19 (environ les deux tiers) sont, sur le terrain même, visiblement détritiques ; pratiquement tous ces niveaux détritiques sont granoclassés, passant continûment, pour les plus complets, d'une calcirudite à un calcaire fin. (On fera là encore les mêmes observations sur la position des laminations et celle des accidents siliceux, voir la planche IX, 1). Une telle répétition du même type de dépôt conduit naturellement à chercher à définir une séquence type. Et dans cette même coupe des Tourres, elle était assez *naturellement* caractérisée par la présence d'une phase calcarénitique basale (le plus souvent). Si bien qu'il a été possible de définir des séquences, au sein d'un banc (*unité morphologique*) sur la base de la seule présence d'un fin niveau de calcarénite. Sans cette présence, on en serait resté à la définition du *banc*, intégrant ces séquences élémentaires.

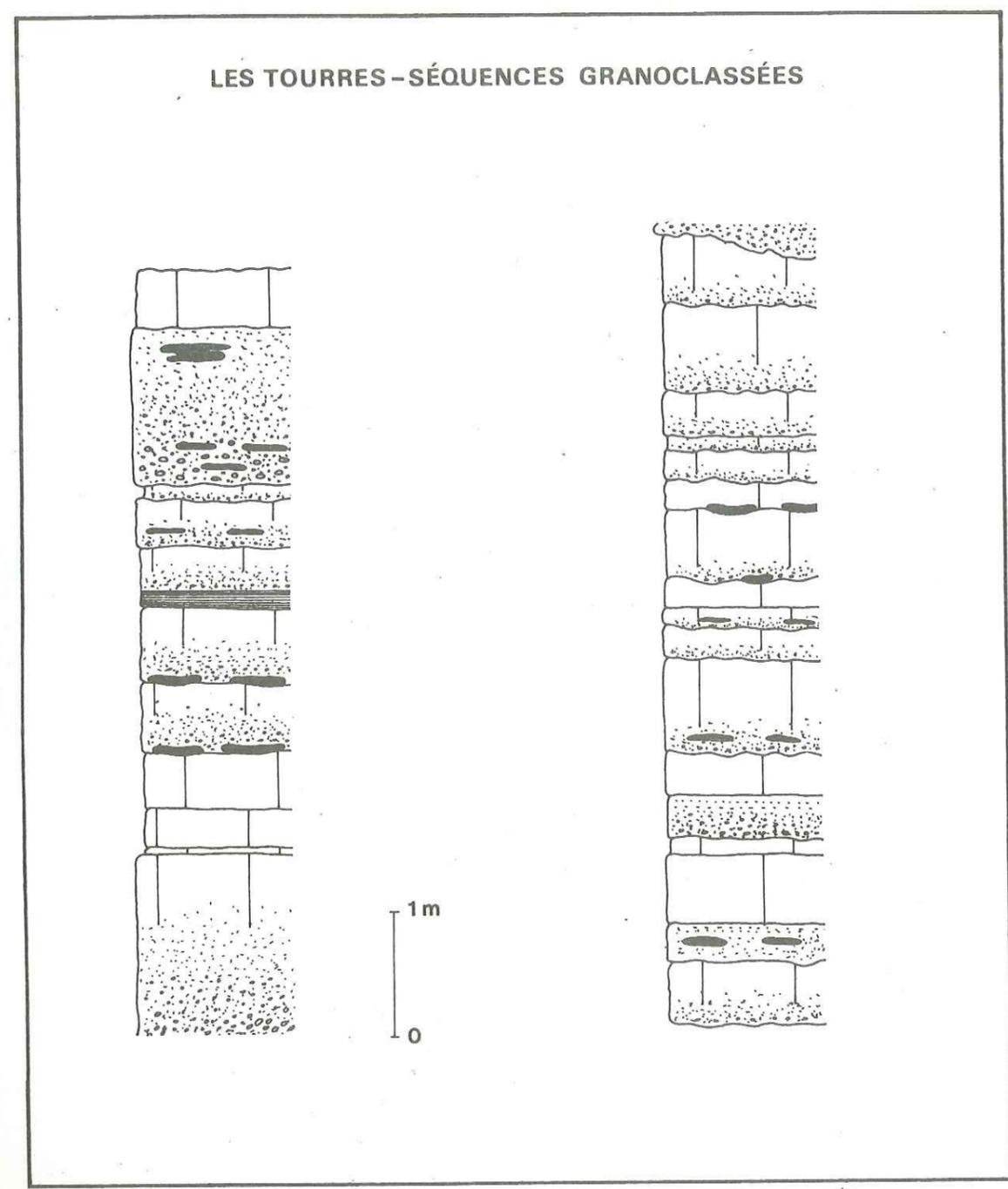


Figure-17

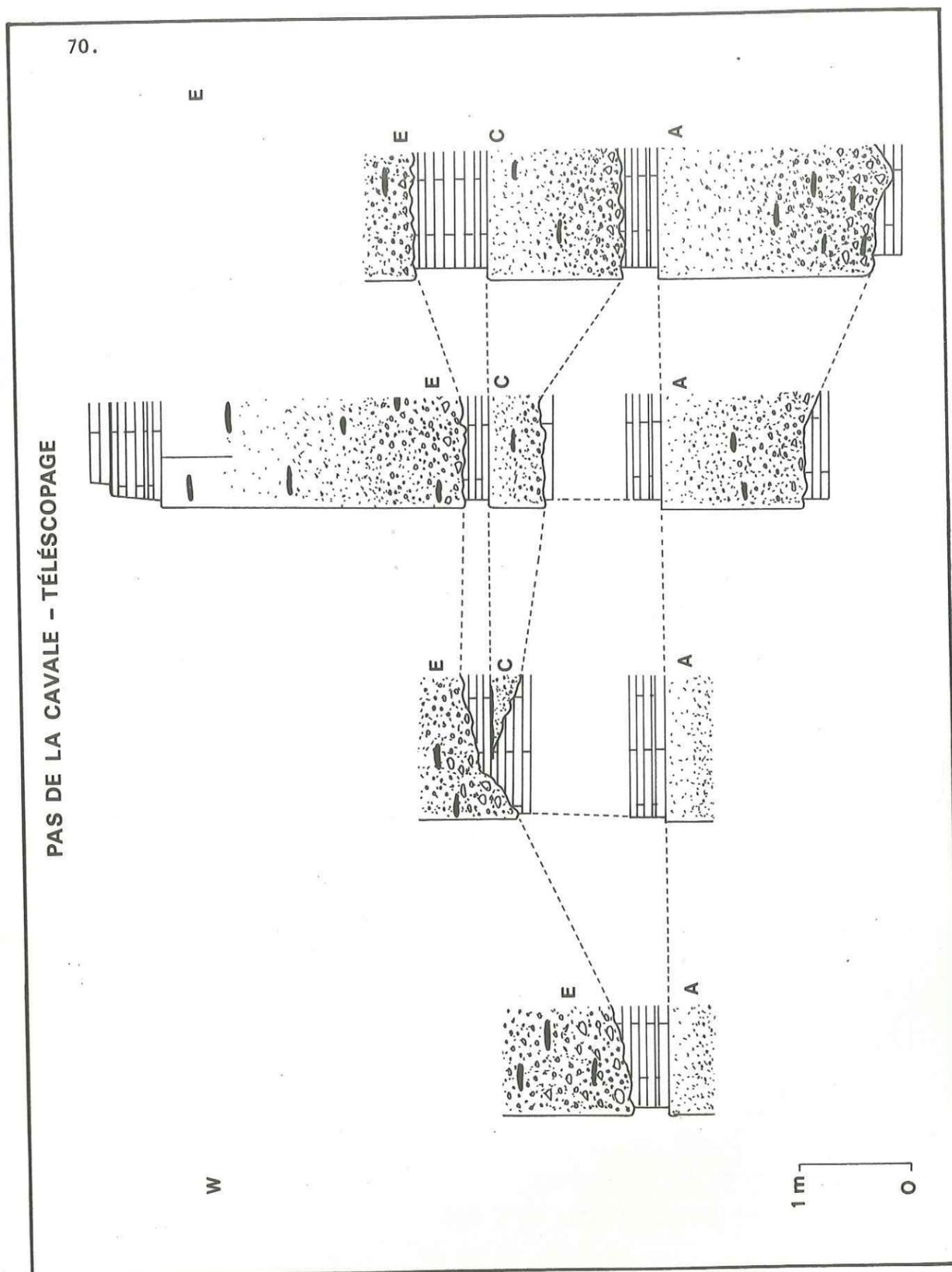


Figure - 18

Un exemple de télescopage, d'une toute autre échelle, concerne l'affleurement du Pas de la Cavale présenté par la figure 18 et la planche X. A l'Ouest du col, on voit se développer trois niveaux détritiques puissants, ravinant chacun son substrat de petits bancs calcaires ; tous les trois présentent un net granoclassement vertical, et particulièrement le niveau supérieur E qui débute par une calcirudite et passe, sans discontinuité, à un calcaire vers le sommet. Latéralement, ces trois barres varient rapidement :

- au col, on observe clairement les trois niveaux A, C, E, qui apparaissent là de puissances comparables (respectivement 2 m ; 1,5 m ; 2,5 m).
- vers l'Ouest, le niveau médian C diminue d'épaisseur, jusqu'à présenter une terminaison lenticulaire au sein d'une série de petits bancs calcaires. Le niveau E vient alors raviner les bancs calcaires subordonnés à ce même niveau médian C.
- plus loin encore, ce niveau détritique E vient pratiquement reposer sur le niveau inférieur A, si bien que l'on n'observe là qu'une seule barre présentant effectivement un granoclassement vertical d'ensemble (STURANI, 1962). Elle correspond en fait au télescopage de trois épisodes détritiques disjoints, et non à un dépôt unique.

Si bien que suivant les points on peut définir, dans une même épaisseur de sédiment, trois, deux ou même une seule séquence à caractère détritique. D'un point de vue génétique, il conviendrait alors de distinguer les séquences *apparentes*, actuellement observables, et les séquences *réelles*, initialement déposées.

B - LES LAMINATIONS

On se limitera ici essentiellement aux observations faites sur le terrain, celles relevant de l'examen au microscope étant présentées au chapitre suivant.

Les types de laminations les plus souvent observés correspondent, par fréquence décroissante, aux laminations *planes*, aux laminations *entrecroisées*, correspondant à des rides de courant le plus souvent, enfin aux laminations *convolutées*. Ces divers types sont présentés et analysés dans les planches VIII et IX.

Les laminations planes, parallèles, correspondent de loin au cas le plus fréquent. Elles affectent les calcarénites, apparaissant parfois dès la base des séquences. Aisément mises en relief par l'érosion, elles mettent en évidence le caractère détritique des bancs concernés. Ces structures se superposent, de façon générale, à un granoclassement d'ensemble. Et ceci dans un double sens : d'une part, dans les séquences les plus complètes, les laminations planes parallèles n'apparaissent qu'au dessus d'une première phase seulement granoclassée ; d'autre part ces laminations représentent elles-mêmes une structure de second ordre se surimposant à un granoclassement encore perceptible ; ceci est bien visible sur la planche VII. En cela les laminations, structure *discontinue*, se superposent sans l'altérer au granoclassement, structure fondamentalement *continue*.

Plus rares sont les laminations entrecroisées. Elles correspondent, dans la plupart des cas, à la superposition de rides de courant. (Un exemple en est donné par la planche VII, 2). Ces structures ne sont pas suffisamment fréquentes pour qu'il soit possible d'étudier systématiquement leurs caractéristiques. On indiquera cependant que les amplitudes sont de l'ordre de 5-8 millimètres, les longueurs d'ordre de 5-8 centimètres. Mais on soulignera surtout les points suivants :

. ces structures apparaissent au-dessus d'une phase à laminations planes parallèles, à matériel généralement plus grossier ;

. elles assurent fréquemment le passage récurrent de la calcarénite au calcaire fin (planches VII, VIII).

. elles sont assez souvent surmontées à leur tour par une nouvelle phase à laminations parallèles (celle-ci n'est de plus pas souvent perceptible au simple examen sur le terrain, en raison de la finesse du matériel affecté).

Quant aux laminations convolutées, elles correspondent à une déformation contemporaine du dépôt : en effet, elles affectent des sédiments déjà déposés, sous forme de laminations planes parallèles ou de rides de courant ; elles sont à leur tour tronquées avant la mise en place du sédiment sus-jacent. Ces structures ont été observées essentiellement dans des calcarénites, parfois dans du matériel plus fin ; elles surmontent le plus souvent une phase à laminations non déformées et sont à leur tour recouvertes par un dépôt affecté de laminations planes.

Avant de proposer un modèle de séquence intégrant l'ensemble des observations relatives tant aux surfaces de discontinuité qu'aux structures, granoclassement et laminations, on abordera ici un dernier point relatif à la disposition des organismes au sein des niveaux détritiques, et ceci en restant au niveau de l'examen macroscopique sur le terrain (ou sur échantillon). Il apparaît d'abord que les fragments se disposent, au sein du banc, en fonction de leur taille, comme tout autre élément. On notera ensuite que les organismes plats, tels les *Aptychus*, ont tendance à se disposer parallèlement au plan de stratification. A ce propos, il est intéressant de rechercher s'ils présentent leur convexité préférentiellement vers le haut ou vers le bas. Les exemples sont peu nombreux de niveaux où les *Aptychus* soient suffisamment abondants, ce qui interdit toute

généralisation ; on peut cependant indiquer que, sur des exemples pris d'une part à Saint-Vincent-les Forts (coupe L, niveau A12), d'autre part au flanc occidental de la Montagne de Ceüse (coupe Z X), on a relevé que les fragments d'Aptychus dans 60 % des cas présentaient leur concavité vers le haut contre 40 % concavité vers le bas. On soulignera le fait que la première position est la plus stable lors d'une chute verticale, alors que la seconde est plus stable lorsque l'objet est soumis à l'action latérale d'un courant. Dans les cas analysés, les Aptychus étaient associés à des calcarénites grossières.

III - UN MODELE DE SEQUENCE

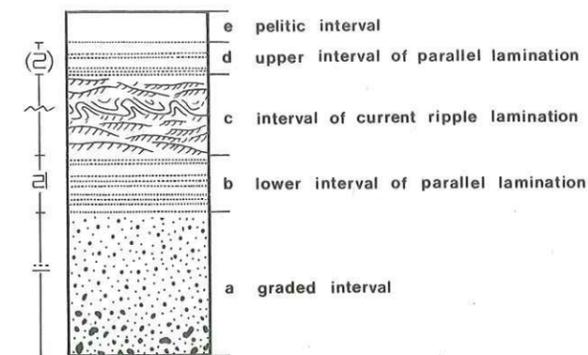
Cherchant à rassembler, de façon synthétique, les diverses informations présentées précédemment, on rappellera que, pour nous, une "séquence" correspond à une tranche de sédiment comprise entre deux surfaces de discontinuité. Mais, à partir de l'analyse de multiples séquences, il est naturel de chercher à définir une ou des séquences-types, modèles idéaux servant de référence pour juger des écarts d'une part, et facilitant la reconstitution synthétique des processus. En cela la *séquence-type* n'est pas donnée a priori mais résulte de l'expérience.

On se limitera ici aux séquences détritiques, laissant la question des bancs de calcaire fin et celle des marno-calcaires alternants pour le chapitre prochain.

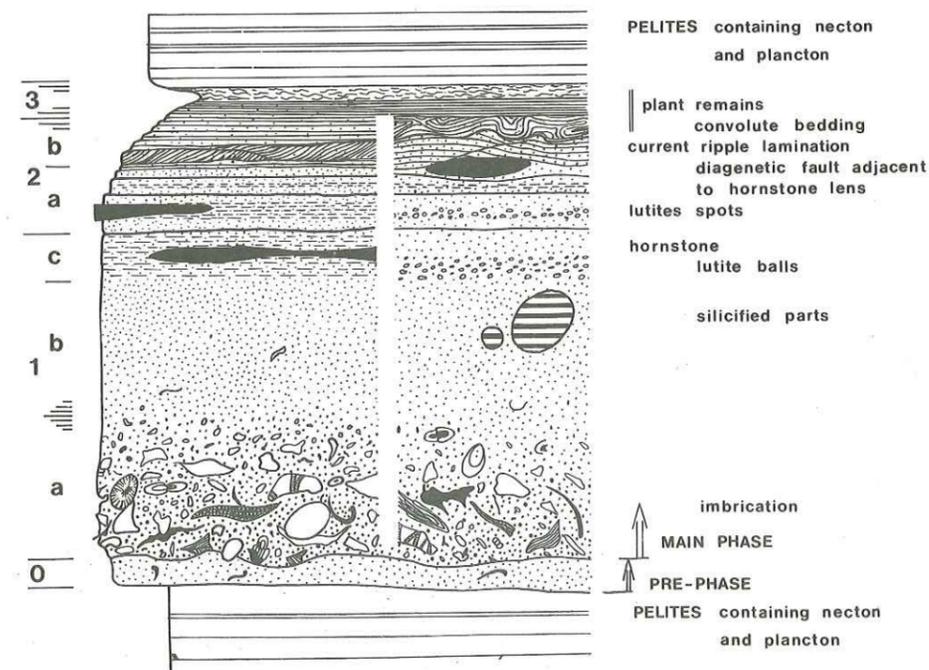
On peut alors définir une séquence type caractérisée fondamentalement par :

- une *semelle nette* comportant la trace d'une action érosive du courant sur le substrat, sous la forme de figures sédimentaires ;
- un *granoclassement* conduisant, dans le cas le plus complet, continûment d'une calcirudite à un calcaire fin.

Séquences-type



a - d'après BOUMA (1962)



b - d'après MEISCHNER (1964)

Figure - 19

- à cette structure de granoclassement se superposeront très souvent des *laminations*, essentiellement planes parallèles, parfois entrecroisées (rides de courant), voire convolutées. Ces structures sont de second ordre par rapport au granoclassement. Ces laminations s'ordonnent suivant une succession de valeur générale qui conduit, dans les cas les plus complets, à observer, de bas en haut

- une phase granoclassée sans laminations
- une phase à laminations planes parallèles
- une phase à laminations entrecroisées (rides de courant, laminations convolutées)
- (une phase à laminations planes)
- une phase de calcaire (marnes) fin.

Une telle succession représente l'équivalent de modèles proposés par de multiples auteurs à la suite de NESTEROFF (1962) pour les sédiments récents et de BOUMA (1962) pour les Grès d'Annot, ou de MEISCHNER (1964) pour les calcaires "allodapiques". On a, sur la figure 19, reproduit les séquences-types définies par BOUMA et MEISCHNER.

Au delà de la reconnaissance d'un même modèle de séquence détritique, communément nommé "turbidite", on soulignera d'une part le fait que la phase à laminations entrecroisées (soit l'"intervalle c" de BOUMA) semble assez rarement représentée, d'autre part la complication que fait intervenir dans le modèle la présence, dans le Berriasien en particulier, de calcaire et de marne dans la phase sommitale ; ce dernier point sera examiné ci-après, au chapitre B, p.85).

Disposant ainsi d'un modèle de séquence, que je nommerai "*séquence granoclassée*" et non "turbidite" pour

éviter les querelles sur des termes descriptifs à connotation génétique, on est conduit à rechercher les variations par rapport au standard, dans le but d'étudier l'évolution tant verticale qu'horizontale du dépôt. Une telle démarche s'inscrit à la suite de celles, en particulier, de LOMBARD et de WALKER. Ces deux auteurs ont en effet cherché de diverses manières à quantifier l'évolution des faciès.

En particulier, WALKER (1967, 1970) a défini et développé l'utilisation d'un index A B C indiquant, dans un diagramme ternaire, le nombre de bancs d'un groupe (25) débutant par les divisions ("intervalles" de BOUMA) A, B, C ; ou plus exactement la projection sur l'axe AB de ces points, permettant un calcul simple de cet index, alors égal à $A + 1/2 B$.

L'application de cette méthode, particulièrement opérante dans les séries détritiques étudiées par WALKER, ne peut être faite directement dans les séries étudiées ici, en raison d'une part de la rareté relative, en général, des séquences détritiques, et d'autre part de la fréquence réduite de la phase à laminations entrecroisées ("division C"). Une des rares coupes analysable dans cet esprit est celle du Berriasien sommital de Rabou qui présente (figure 7) de nombreuses séquences arénitiques aux structures prononcées. Cette analyse est illustrée par la figure 20.

On a d'abord porté, à gauche, la nature du sédiment en fonction du rang dans la succession sous forme d'un "rythmogramme" ; pour ce faire, on a distingué les arénites (A) des calcaires (C) et des marnes (M), ces distinctions ayant été faites sur le terrain-même, au moment du lever. On a ainsi relevé l'épaisseur de 20 bancs d'arénite, 30 niveaux calcaires, 31 lits marneux. Ces trois faciès paraissent sur ce diagramme, s'intriquer assez régulièrement. C'est ce que confirme la matrice de passage (ALLEGRE 1964) :

78.

RABOU - BERRIASIEN
ANALYSE SÉQUENTIELLE

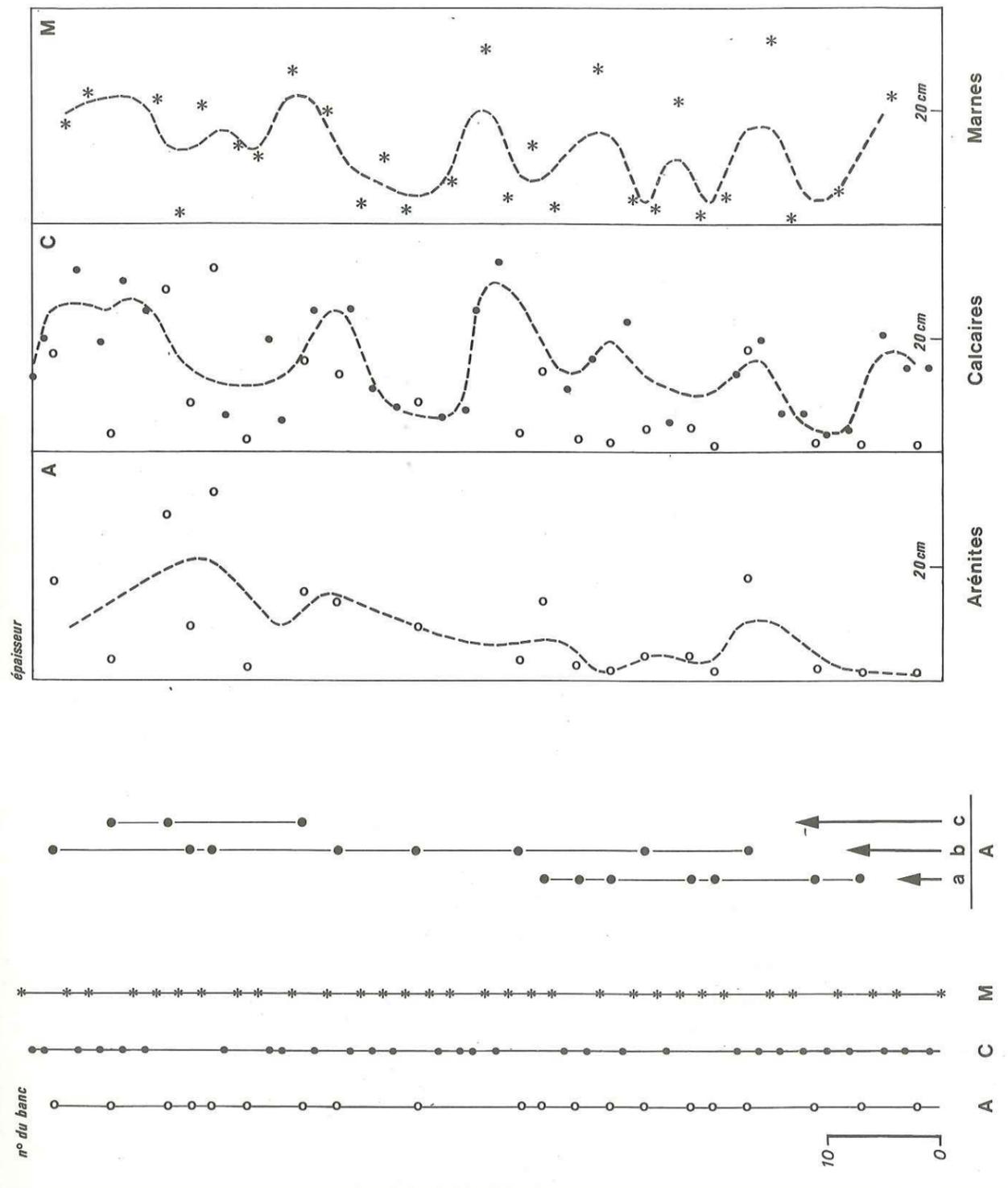


Figure -20

	A	C	M
A ↓	-	9	11
C	7	3	20
M	13	18	- (+)
	<hr/> 20	<hr/> 30	<hr/> 31

D'une telle matrice il paraît difficile d'extraire une succession-type entre les 3 faciès distingués : ou bien les arénites interfèrent, sans lien génétique, avec une sédimentation marno-calcaire alternante ; ou bien les calcaires comme les marnes peuvent être génétiquement liées au niveau de calcarénite qui leur est éventuellement subordonné. Ce point sera développé lors de l'étude du Berriasien marno-calcaire, voir p. 95. Sur cette même figure, on a porté les variations d'épaisseur des trois faciès, arénites, calcaires, marnes ; en grand, chacun montre une tendance à l'épaississement vers le haut. Dans le détail on constate d'une part que les variations d'épaisseur des calcaires s'enregistrent également dans celles des marnes, avec un léger retard, ce qui conduit à envisager que calcaire et marne pourraient, au sein de l'alternance, être génétiquement liés; d'autre part que les niveaux de calcarénites, portés sous forme de cercles dans le diagramme médian relatif aux épaisseurs des bancs calcaires, pourraient jouer le rôle du calcaire au sein de l'alternance.

On a également recensé, parmi les niveaux de calcarénite, ceux qui débutaient par une phase granoclassée, par une phase à laminations parallèles, par une phase à laminations convolutées : on a ainsi scindé les arénites (A) en trois groupes (a), (b), (c) reprenant les notations de BOUMA dans cette décomposition inspirée de WALKER. On observe alors que ces trois groupes apparaissent

(+) Comme il avait été fait observer (in ALLEGRE 1964), de telles successions ne se perçoivent que s'il y a une surface de discontinuité, bien difficile à percevoir dans les marnes. La figure 7 qui montre l'évolution latérale des faciès sur l'affleurement souligne ces difficultés.

successivement, dans cet ordre (a), (b), (c), avec certes un léger recouvrement mais dans une logique qui conduit à voir là une nette évolution d'un caractère "distal" croissant. Ceci s'inscrit d'ailleurs, à l'échelle de l'ensemble de la coupe (LE HEGARAT 1973, MOUTTE et SOLER 1975) dans une variation de même sens du caractère détritique du dépôt.

En ce qui concerne l'analyse verticale, on retiendra encore l'exemple de la coupe J', présenté ci-dessus p. 65'. Pour ce qui est de l'évolution horizontale, on se reportera à la dernière partie qui traite du bassin de sédimentation.

Mais avant de quitter l'analyse des séquences granoclassées pour leur interprétation génétique, on rappellera que leur observation est parfois rendue difficile en raison du télescopage (cf. le Pas de la Cavale), et que les variations latérales peuvent être très rapides (cf. Taulanne, Rabou). On soulignera que ces faciès s'inscrivent en particulier dans des morphologies en creux, sous forme de remplissage de mégachenaux (Pierre-Ecrite, Céüse). A partir de là, il est bien difficile d'estimer l'extension individuelle de ces niveaux détritiques, d'autant que certaines périodes paraissent avoir favorisé la réalisation de faciès particuliers : ainsi les "bancs roux" du Berriasien supérieur (DONZE et LE HEGARAT, 1966), dont il est sans doute difficile d'assurer l'exacte corrélation. Aussi bien doit-on examiner cet aspect avec une grande prudence. Cependant, on a pu suivre, en continuité, des bancs de calcarénite sur plus de 1,5 km, ou retrouver des faciès particuliers à plusieurs kilomètres de distance.

On est là encore loin des distances considérables indiquées par HESSE (1965) ou GRIGGS (1969) : plus de 100 km !

IV- UN PROCESSUS DE DEPOT : LES COURANTS TURBIDES

Si la quasi-totalité des niveaux détritiques analysés ne comportent pratiquement que du matériel carbonaté, il s'agit vraiment de matériel remanié, re-déposé, d'un *resédiment* (REMANE 1970) d'origine essentiellement allochtone. On verra, au chapitre B de la troisième partie, que d'une part on y observe des organismes benthiques alors que les termes calcaires voisins en sont quasi-dépourvus, et que d'autre part l'amplitude du remaniement (différence entre l'âge d'un élément et celui de son re-dépôt) interdit tout prélèvement sur place. La présence locale de quartz détritique renforce, si besoin, ce caractère.

L'existence de semelles ornées de figures sédimentaires souligne l'intervention de courants d'érosion, chargés ou non de sédiment. Dans certains cas, il est possible de montrer que cette phase d'érosion interfère avec un dépôt partiel : ainsi les cas de superposition de Crescent casts à une morphologie de chenal (Clue de Barles, niveau L ; Le Pomet), où l'on peut montrer que la réalisation des Crescent casts suit une première phase de dépôt, qui a elle-même succédé à un premier façonnement de la morphologie. De tels exemples soulignent l'interférence entre le transport, l'érosion et le dépôt : dans la Clue de Barles encore, au même niveau L, on a souligné l'identité des sens entre le courant d'érosion engendrant les chenaux et les Flute-casts, puis Flute casts et Crescent casts, et celui qui oriente les rostrés de Bélemnites, mis en place entre ces deux phases d'érosion.

En outre, l'excellente conservation de ces figures sédimentaires conduit à penser que leur fossilisation s'est effectuée d'une part peu après leur réalisation, d'autre part délicatement : il faut ainsi concilier une

action érosive importante (comme en témoignent certaines morphologies en surplomb) et une mise en place rapide mais délicate d'un matériel détritique parfois assez grossier.

Ce matériel lui-même témoigne certes d'un transport important, certainement sur des dizaines de kilomètres dans certains cas (voir la 4e partie, le bassin de sédimentation) ; mais ce transport a le plus souvent respecté la morphologie des grains, les usant peu : nombre de foraminifères benthiques sont intacts ou seulement brisés. Ceci suggère une densité importante du courant de transport. Il est d'ailleurs clair que les masses transportées ont été considérables.

Si l'on examine maintenant les structures, on retiendra le fait que la présence générale d'un grano-classement implique d'abord un dépôt *unitaire* (comme déjà l'envisageait J. GOGUEL, 1944). En second lieu une telle structure paraît correspondre au dépôt, dans un environnement *calme*, d'un mélange précédemment à caractère turbulent.

Les différentes conditions peuvent être ainsi résumées :

- transport d'une charge importante, sous forme d'un mélange homogénéisé par un régime turbulent,
- érosion (importante ou non) du substrat,
- dépôt succédant rapidement à cette érosion, se réalisant dans un environnement calme par perte d'énergie.

C'est un tel type de courant que nous avons nommé (BEAUDOIN 1968) "courant turbide".

Ce terme de "courant turbide" est directement inspiré de celui de "courant de turbidité". La non-utilisation de cette dernière locution tient uniquement au fait

que les implications présentées par KUENEN (1958), et contestées par MANGIN (1964) me paraissent trop strictes, en particulier en ce qui concerne la profondeur. On doit d'ailleurs ajouter que bien des positions se sont débloquées depuis cette période d'antagonisme exacerbé entre "turbidistes" et "non-turbidistes". Une littérature exubérante a jailli depuis la fameuse note de 1950 (KUENEN et MIGLIORINI), on n'en fera pas une nouvelle fois l'inventaire ici. Mais on rappellera combien la connaissance des objets et des mécanismes a progressé depuis (voir par exemple la récente mise au point de LOMBARD, 1972).

C'est à un tel type de séquences que nous avons proposé (BEAUDOIN, GIGOT, HACCARD, 1970) de donner le nom de "séquences à caractère flysch", bien que l'usage de ce dernier terme, pourtant utilisé par chacun, souffre d'un grave manque de clarté, source de multiples confusions.

En effet, les termes de "turbidite calcaire", "calcaire allodapique", qui peuvent avoir le mérite de la clarté, ont pour défaut le fait d'introduire une discontinuité néfaste basée sur la seule *nature* du matériel déposé, alors qu'en fait les *processus* sont identiques, puisque les mêmes objets sédimentaires (structures, textures, figures) y sont présents. Et pourtant le matériel carbonaté est parfois abondamment présent dans des "flyschs" incontestés : ainsi la série à dominante calcaire du Flysch à Helminthoïdes (LANTEAUME 62, 68) ; la parenté des processus entre cette série et celle étudiée ici s'étend d'ailleurs sans doute à la mise en place des calcaires fins (BEAUDOIN et HACCARD 1970). C'est d'ailleurs à l'étude de ces derniers qu'est consacré le chapitre suivant.

CHAPITRE B

LES FACIES "FINS"

Une fois admis le fait que les niveaux détritiques correspondent à une re-sédimentation (sous l'action, généralement, de courants turbides), restent donc deux types de sédiment : les faisceaux contournés dont on admettra volontiers qu'ils correspondent eux aussi à une re-mobilisation (leur étude fait l'objet du chapitre suivant), et les "faciès fins", qu'il s'agisse de bancs calcaires (calcilutite) au Kimméridgien-Tithonique ou d'une alternance de bancs calcaires et de lits marneux, à l'Oxfordien supérieur et surtout au Berriasien. La non-évidence de remaniement et la présence d'éléments de faune quasi uniquement pélagique (Ammonites, Bélemnites microfaune de Radiolaires, Saccocomidés ; Calpionelles essentiellement) ont conduit à proposer que l'on avait un sédiment "pélagique" représentant le dépôt "in situ".

Sans qu'il soit possible d'affirmer que cette interprétation doit être totalement abandonnée, il apparaît maintenant que d'autres hypothèses peuvent être formulées, tant en ce qui concerne les bancs calcaires que les alternances marno-calcaires.

On abordera successivement :

- I LES BANCS CALCAIRES
- II LES ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES

I - LES BANCS CALCAIRES

On ne traitera ici que des bancs, considérés dans un empilement de bancs de même faciès (calcilutites).

En d'autres termes, il s'agira d'entités morphologiques (tranches du sédiment en relief) et d'unités séquentielles : ces bancs sont limités par des surfaces, qui traduisent une discontinuité.

A - LES SURFACES

Comme précédemment, l'analyse des surfaces comporte celle de la morphologie et celle des objets présents.

Les surfaces supérieures des bancs sont nettes, bien définies. Elles sont généralement planes en grand, définissant le "plan de stratification" général. Mais dans le détail elles sont bien souvent irrégulières (voir ci-dessus, p. 58), parfois déchiquetées, évoquant alors des phénomènes de dissolution. Ces surfaces portent parfois des traces d'oxydes de fer, et les creux contiennent un mince remplissage finement détritique : cette observation montre bien que de telles surfaces ont une origine sédimentaire (alors que leur aspect, en particulier en section, évoque celui de stylolithes).

Ceci laisse alors à penser que ces surfaces de bancs caractérisent un non-dépôt, une interruption de la sédimentation pendant des temps que nous ne pouvons mesurer. L'abondance de ces surfaces souligne déjà le caractère fondamentalement discontinu de tels dépôts.

Les objets figurés, indépendamment des grains détritiques dont la présence a été évoquée ci-dessus, sont essentiellement d'origine organique : là encore, Aptychus et rostrés de Bélemnites apparaissent non distribués au hasard sur les surfaces, mais au contraire alignés, témoignant, comme précédemment, de l'action de courants.

Les surfaces inférieures sont rarement bien visibles. Elles correspondent dans la plupart des cas au moulage du substrat, et sont par là-même irrégulières.

Aussi irrégulières soient-elles dans le détail, ces surfaces définissent des bancs dont on peut analyser le contenu.

B - L'ORGANISATION INTERNE

La première observation concerne une nouvelle fois les cas intermédiaires. En effet l'examen des seuls bancs de "calcaire fin", à partir de l'observation sur le terrain et de l'examen de lames minces prises plus ou moins au hasard, dans un échantillon prélevé plus ou moins au hasard au sein d'un banc, a peu de chance de fournir les meilleures informations.

Ces cas intermédiaires concernent les niveaux calcaires qui terminent les séquences détritiques granoclassées : il est bien clair dans ces cas (planche VIII) que l'interférence millimétrique (ou moins) entre une fine calcarénite et une calcilutite, structurée le plus généralement sous forme de laminations parallèles couronnant une séquence granoclassée, implique que la mise en place de la calcilutite (le "calcaire fin") relève du même processus, c'est à dire du dépôt par un courant turbide.

Ceci admis, on est conduit à examiner les séquences détritiques (granoclassées) dont seule la partie basale présente des grains manifestement remaniés. Dans la même optique, on est amené à considérer, par exemple dans les coupes J' (fig. 15) ou T0 (fig. 17), que la partie "calcilutite" est, elle aussi, "remaniée". On voit bien que développant une telle hypothèse on en vient à proposer que certains bancs de calcaire fin (au moins) représentent la partie sommitale, et distale d'un dépôt de courant turbide.

Ce raisonnement, basé sur des développements théoriques, trouve des justifications (indépendantes) de deux ordres :

- les "bancs calcaires" qui apparaissent au sein d'une sédimentation majoritairement grossière (exemple la coupe J') inscrivent l'évolution de leur épaisseur dans le contexte de celle de leurs voisins grossiers, indiquant sans doute une non-indépendance génétique.

- l'examen microscopique de certains niveaux nous révèle la présence de structures significatives.

Observations microscopiques

Il apparaît d'abord que les structures de granoclasement sont perceptibles au niveau des laminae millimétriques de calcarénite ; les surfaces inférieures de ces séquences de second ordre ("séquence mineure" de GAGNY (1961) ou "séquence unité" de MANGIN (1964)), montrent, à leur échelle, des ravinements et des ruptures granulométriques. Ceci souligne bien le fait que ces laminations se superposent à une structure fondamentale, le granoclasement.

L'observation montre que le passage calcarénite-calcaire est bien progressif, réalisé d'une part par l'apparition et/ou le développement d'une matrice calcaire fine dans la calcarénite, d'autre part par la persistance d'éléments remaniés dans le calcaire fin (se raréfiant bien entendu vers le haut) ; si bien que le contraste est bien moindre qu'il ne paraissait (planche XI).

L'examen microscopique permet la mise en évidence de structures liées au seul *agencement des organismes* au sein d'une matrice calcaire (planche XI). C'est en particulier le cas des débris de Saccocomidés granoclassés, (ou disposés en séquences de second ordre granoclassées), des exemplaires de *Globochaete alpina* définissant des laminations parallèles, des Radiolaires granoclassés (rejoignant les observations de C. GAGNY, 1961). (On indi-

quera que certaines lames montrent des tests de Radiolaires, calcitisés, partiellement emplis de sédiment-calculutite -, le reste ayant donné lieu à une cristallisation de calcite sparitique ; certains exemples comportent des Radiolaires remaniés comme en témoigne la disposition anarchique de cette surface de séparation qui matérialise la surface de repos originelle, l'horizontale).

De telles observations confirment l'hypothèse avancée. D'autant que la recherche systématique des bases de bancs lors de la récolte des échantillons a permis - dans certains cas - de déceler la présence, à la base d'un calcaire, d'un mince film détritique où s'accumulent les débris d'organismes, tels les Saccocomidés (coupe du Caire, in BIE et al., 1973).

Il faut retourner la question : y a-t-il une sédimentation "in situ" ? S'il n'est pas possible de répondre catégoriquement, on doit souligner le fait que les arguments tirés de l'observation vont dans le sens d'une resédimentation. C'est sur cette base que seront examinées ci-dessous des possibilités de réflexion à partir de l'examen des épaisseurs de bancs.

Mais auparavant il faut souligner qu'une telle hypothèse conduit à remettre en cause l'utilisation des faunes d'une part sur le plan chronologique, d'autre part en tant qu'indicateurs du milieu de dépôt, voire la possibilité d'une étude quantitative pour l'établissement d'une échelle chronologique. Ces points seront repris dans la troisième partie consacrée à la chronologie.

C - L'ÉPAISSEUR DES BANCs

Tout essai de réflexion sur l'épaisseur des bancs exige que l'on dispose d'affleurements excellents, continus et présentant des niveaux de même faciès.

(Il convient en particulier de tenir compte du contexte structural, en éliminant les zones où des glissements banc sur banc et des amincissements corrélatifs ont pu se produire. Les mesures doivent par ailleurs être systématiques).

Nous examinerons ici deux aspects :

- l'évolution verticale dans le temps,
- les comparaisons horizontales, en liaison avec la situation dans le bassin.

L'évolution verticale

On examinera les deux exemples illustrés par la figure 21, auxquels on adjoindra ceux de la figure 22. Les coupes choisies ici, FA (Farnisiers), D, (Les Dourbes), ES (Esparon), appartiennent à des domaines très différents dans le bassin.

On a porté ici non pas la variation de l'épaisseur des bancs en fonction du temps, mais celle du nombre de bancs par mètre, en fonction de la cote. (Il s'agit du nombre b de bancs par tranche de 1 m, le pas glissant de 0,5 m. Ceci réalise un bon lissage des courbes. Les niveaux détritiques peu nombreux et peu épais n'altèrent pas une telle courbe).

Il apparaît sur les diverses courbes que l'épaisseur *moyenne* des bancs va croissant depuis le niveau à Globi-gérinidés (Oxfordien terminal - Kimmeridgien basal) jusqu'au Tithonique supérieur - Berriasien : ainsi dans la coupe des Farnisiers (FA) on passe sensiblement de 10 à 20 cm ; on constate des valeurs analogues aux Dourbes (D) et à Esparon-Reynier (ES, R). Certes ces variations ne sont pas régulières (ainsi sur la figure 22), mais elles semblent assez générales puisqu'affectant des domaines très variés du bassin.

On tentera de suggérer une interprétation génétique d'une telle évolution après l'examen - sur un exemple précis - des comparaisons horizontales.

90.

L'ÉPAISSEUR DES BANCS

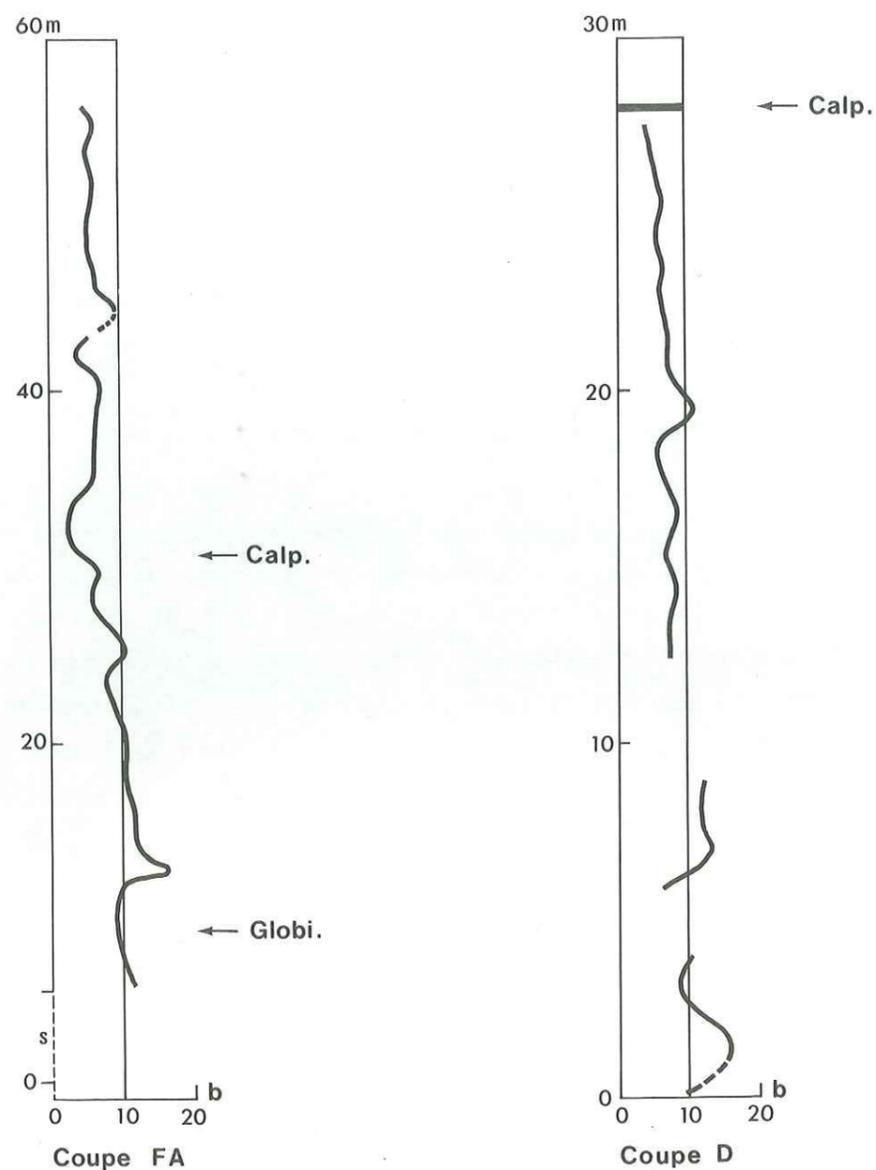


Figure - 21

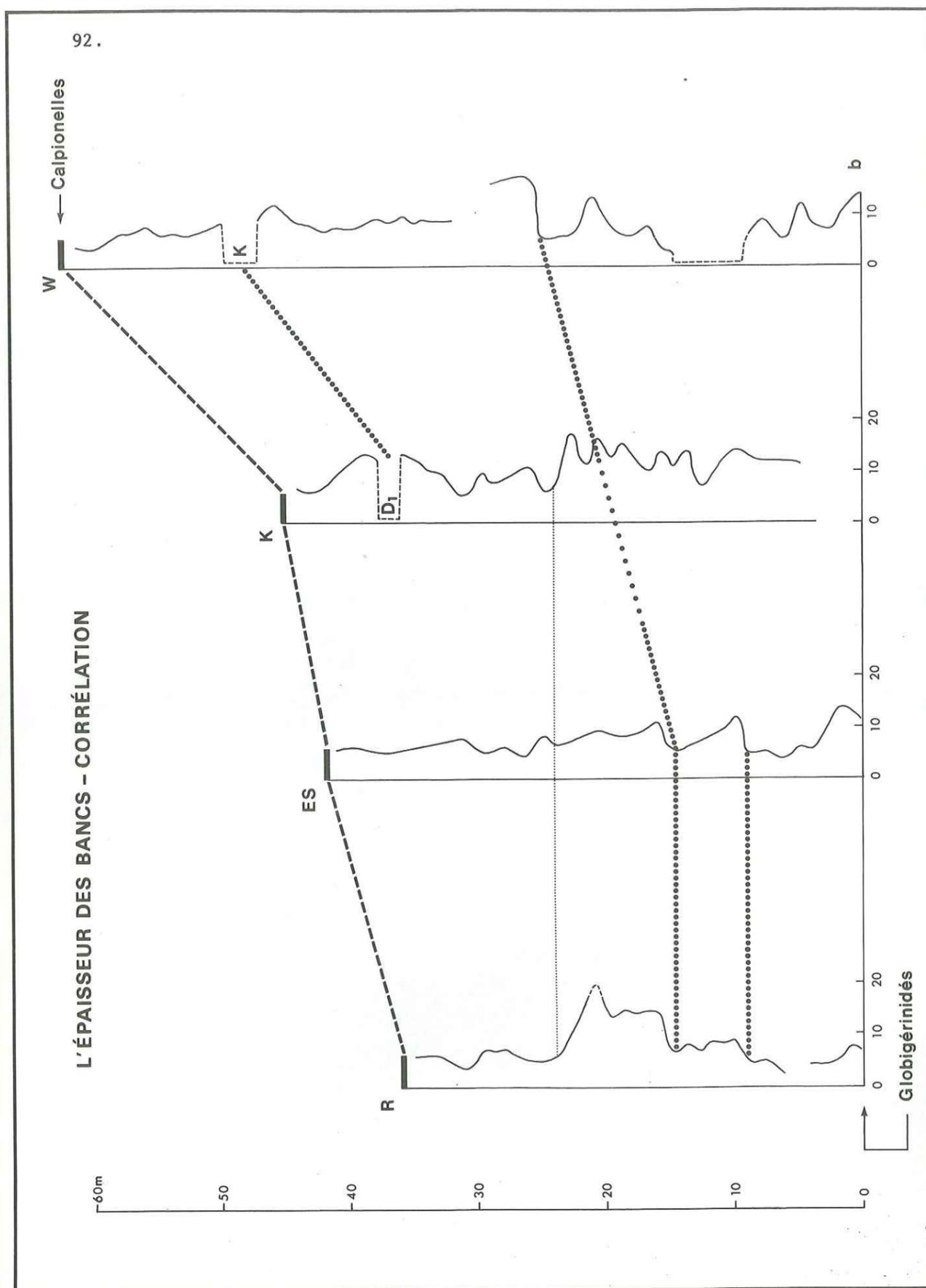


Figure -22

L'évolution horizontale, les corrélations

L'exemple choisi, illustré par la fig. 22, concerne quatre coupes situées au NE de Sisteron. Ces coupes proches ont donné lieu à diverses corrélations lithologiques, en particulier sur la base de faisceaux contournés (figure 48).

On se bornera ici aux seules considérations relevant de l'épaisseur des bancs. Ceux-ci sont nombreux, de 300 à 400 environ pour des épaisseurs cumulées allant de 36 à 60 mètres (soit des durées moyennes de dépôt allant de 20000 à 30000 ans par banc. Ce qui exprimé en vitesse moyenne donnerait de l'ordre de 4 à 5 cm/10000 ans, dans l'état actuel, c'est à dire après compaction).

La figure présente là encore l'évolution du nombre b de bancs par mètre en fonction de la cote.

On note d'abord, bien évidemment, que les faisceaux de petits bancs (valeur de b élevée) se corrélaient bien de coupe à coupe : les distances maximales sont ici de l'ordre de la dizaine de km (tenant compte des déformations). Ces corrélations lithologiques simples, soulignées par les lignes en pointillé nous montrent que l'épaisseur de la partie inférieure des coupes varie peu, de même que le nombre des bancs.

	R	ES	K	W
Épaisseur de la partie inférieure	24 m	25 m	≈ 25 m	≈ 30 m ⁺
nombre de bancs	234	209	240	237
			pour 18m	
épaisseur moyenne des bancs	10,3 cm	12,0 cm	7,5 cm	11,0 cm

+ dont 4 m de brèches.

L'épaisseur moyenne des bancs présente quelques variations, essentiellement marquées par une faible valeur dans la coupe du Caire (K).

La partie supérieure de la coupe montre des évolutions plus contrastées. Les différents termes du tableau précédent deviennent en effet.

	R	ES	K	W
Épaisseur de la partie supérieure	13 m	18 m	19 m ⁺	27 m
nombre de bancs	73	117	170	195
Épaisseur moyenne des bancs	17,8cm	15,4cm	11,2cm	13,8 cm

On voit ici que les épaisseurs varient de façon importante : du simple au double (13 à 27 m) entre Reynier et Valavoire (coupes distantes de 5 km au plus), que le nombre des bancs varie dans le même sens, et que l'épaisseur moyenne des bancs présente elle aussi des valeurs très différentes. On peut retenir de l'ensemble de ces variations la tendance générale suivante : les fortes épaisseurs correspondent à des bancs peu épais, en nombre (donc) beaucoup plus important. Cette observation peut être replacée dès maintenant dans un contexte (paléo) morphologique : ainsi qu'on le verra dans la dernière partie, les coupes du Caire et de Valavoire (K et W) sont en position aval par rapport aux coupes de Reynier et Esparon (R, ES). En d'autres termes, il apparaît sur cet exemple que *l'épaisseur (moyenne) des bancs calcaires diminue vers l'aval tandis que leur nombre augmente dans une proportion telle que l'épaisseur totale de sédiment augmente.*

Une telle observation s'inscrit aisément dans le cadre de l'hypothèse précédemment formulée : si en effet ces bancs calcaires représentent bien la partie sommitale et distale de séquences détritiques mises en place sous l'action de courants turbides, il apparaît naturel que leur épaisseur moyenne aille diminuant vers l'aval. Leur nombre plus important est d'interprétation moins immédiate :

(+) sans compter les brèches,

on pourrait peut-être proposer que les non-dépôts et/ou les ravinements sont plus importants dans la partie amont.

A partir de telles interprétations, on peut se demander si la tendance générale observée d'une augmentation assez régulière de l'épaisseur moyenne des bancs depuis le sommet de l'Oxfordien jusqu'au Tithonique supérieur ne traduit pas une variation analogue, c'est à dire le développement des zones de production des carbonates : et c'est bien en effet la tendance générale que l'on observe, en particulier quand on examine l'évolution des marges (et des zones hautes internes) du bassin (quatrième partie, p.191) ; dans ce cas c'est donc à de grands phénomènes extérieurs au bassin qu'il faut faire appel, phénomènes caractérisés par de larges tendances s'inscrivant à l'échelle de quelques millions d'années. On retiendra dès maintenant qu'ils sont fortement modulés par la morphologie propre du bassin.

II - LES ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES (Analyse du Berriasien du Caire)

Le faciès marno-calcaire alternant est représenté, dans la tranche de temps considérée dans ce travail, d'une part à l'Oxfordien supérieur, d'autre part et surtout au Berriasien ; et ceci dans la plus grande partie du domaine analysé, sauf dans les faciès méridionaux dont une part importante du Berriasien est représentée par le faciès "calcaire blanc" (COTILLON 1968, TEMPIER 1972). On s'attachera ici surtout au Berriasien.

Le terme même d'alternance indique clairement que cette formation consiste le plus souvent (c'est à dire en dehors des faciès détritiques analysés au chapitre précédent d'une part, et des faciès liés à des glissements synsédimentaires, étudiés eux-mêmes au chapitre suivant, d'autre part), en un empilement régulier, suivant

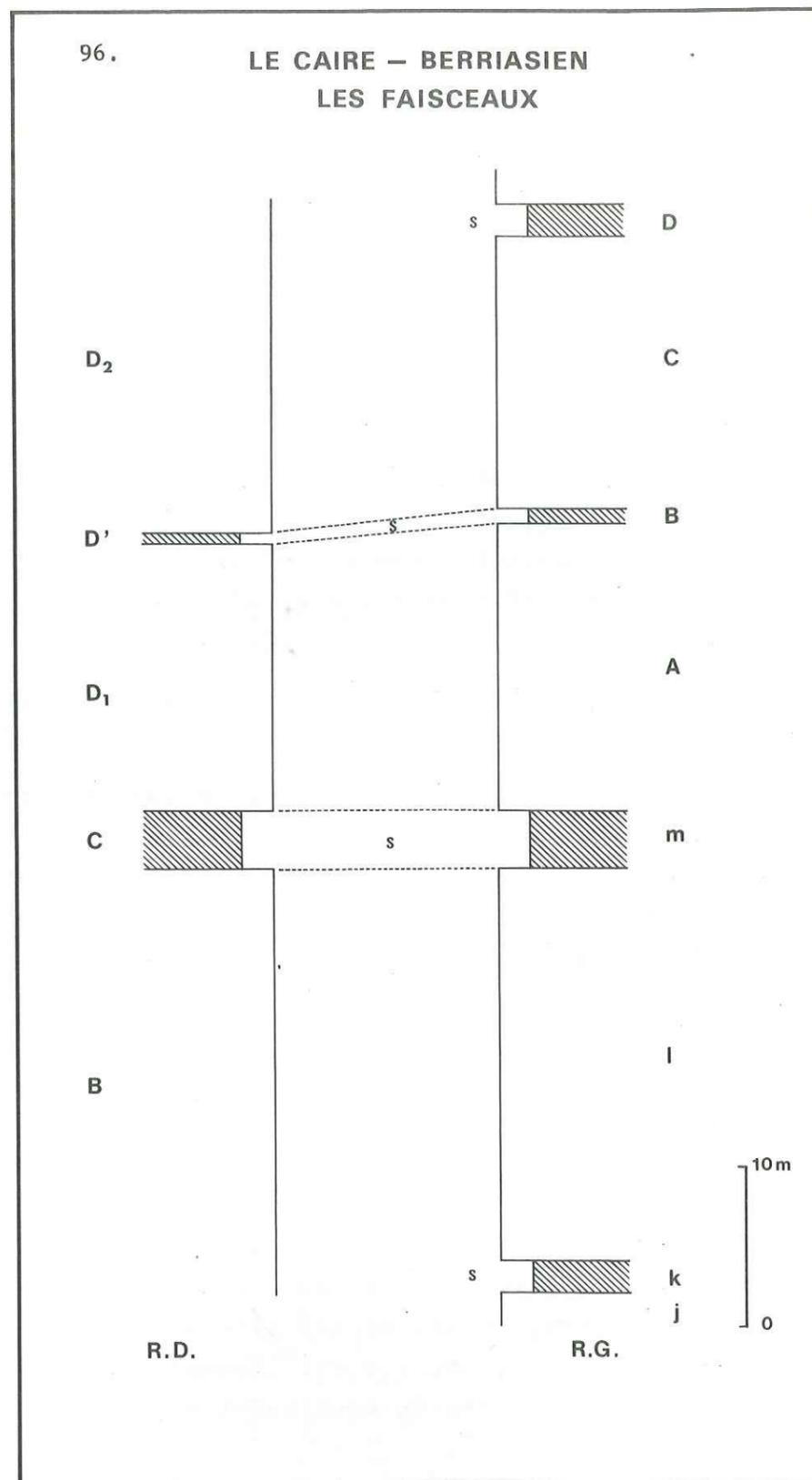


Figure -23

un mode a-b-a-b-, de bancs "calcaires" et de lits "marneux" (l'étude des composants argileux n'a pas été faite dans le cadre de ce travail. Il a paru préférable de commencer par la reconstitution des processus de dépôt et de la morphologie du bassin. On pourra se reporter cependant aux indications que donnent P. COTILLON (1968, 1971) et P. ARTRU (1972)), d'épaisseur sensiblement analogue. A. LOMBARD (1956, 1966, 1972) a particulièrement bien décrit et analysé ces types de formation et fourni une analyse bibliographique à laquelle on se référera. Par ailleurs, nous venons de publier un travail consacré aux formations marno-calcaires alternantes du Jurassique et du Crétacé dans les Chaînes subalpines méridionales (BEAUDOIN *et al.*, 1974). Aussi bien se limitera-t-on ici au seul Berriasien, étudié en détail au voisinage du village du Caire, en collaboration avec J. BIE, D. HERNANDEZ et M. PINAULT .

Deux coupes ont été levées, de part et d'autre du Grand Vallon, soit à environ 500 m de distance. Elles intéressent tout l'intervalle Berriasien-Hauterivien et ont fourni le support d'une première analyse de ces faciès marno-calcaires (BIE *et al.* 1973). Nous ne considérerons ici que le Berriasien représenté par environ 75 mètres de sédiment (voir planche XI, 3).

Sur ces 75 mètres, on compte quatre faisceaux contournés (compte non tenu du matériel tithonique resédimenté, voir p. 135) qui présentent une puissance cumulée de près de 9 m. Restent donc 66 m, en rive gauche, d'une alternance calcaire-marne apparemment monotone. Ces 66 m peuvent se décomposer, globalement, en 43,3 m de calcaire et 22,7^m de marnes, soit des épaisseurs moyennes (pour 219 bancs) de 19,8 cm pour les bancs calcaires et 10,4 cm pour les niveaux marneux, soit encore un rapport marne/calcaire, M/C = 0,52. Ajoutons que ces nombres correspondent à une durée moyenne de 30.000 ans par couple.

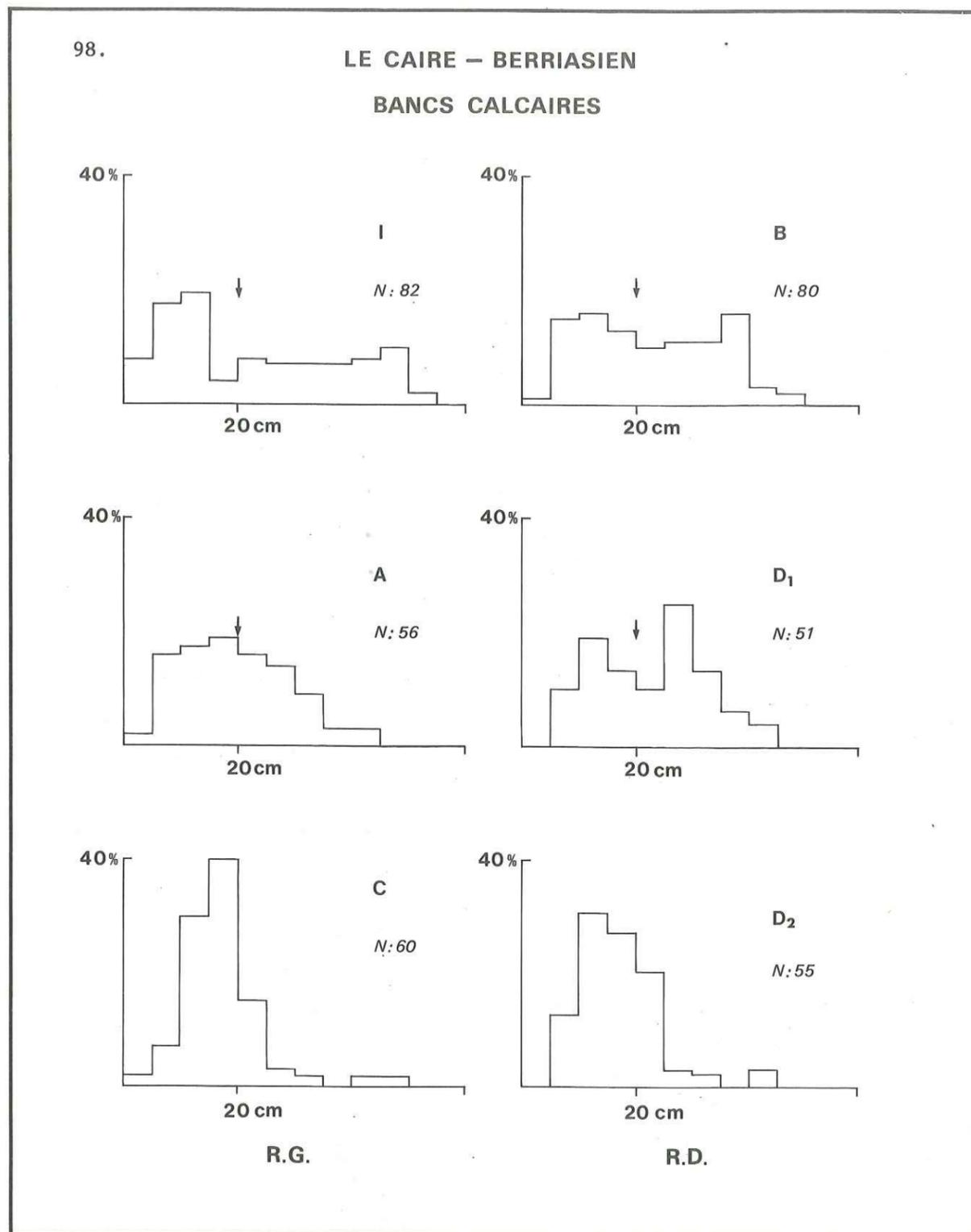


Figure - 24

C'est cet ensemble que nous allons essayer d'analyser plus précisément.

La présence de faisceaux contournés introduit des discontinuités nettes entre lesquelles on peut définir des faisceaux à sédimentation alternante (FSA), sans qu'il soit nécessaire d'introduire a priori des limites arbitraires dans une série apparemment régulière. On peut ainsi définir, sur les deux rives, trois faisceaux à sédimentation alternante, séparés par des faisceaux contournés d'épaisseur respective, de haut en bas :

	RD	RG	
	?	2,00 m	D
D'	0,60 m	1,10 m	B
C	3,50 m	3,56 m	m
	?	2,00 m	k

Ils sont présentés sur la figure 23. On analysera successivement les calcaires, les marnes, leurs rapports, l'évolution verticale de la série, les possibilités de corrélation entre les deux coupes.

A - LES BANCS CALCAIRES

L'analyse de la répartition des épaisseurs des bancs calcaires, au sein d'un même FSA, peut s'effectuer sur la figure 24.

Les histogrammes présentés, en pourcentage, indiquent, pour les deux faisceaux inférieurs (B et D₁ en rive droite), l'existence de deux "populations" (la mise en évidence du caractère di-polaire est malaisée pour le faisceau A, en RG ; cependant l'aspect non symétrique et l'élargissement vers les fortes valeurs militent pour cette interprétation). Pour le faisceau supérieur (D₂ en rive droite), la distribution est beaucoup plus simple.

On peut alors rechercher l'évolution verticale de ces épaisseurs, soit banc après banc, ce qui sera fait

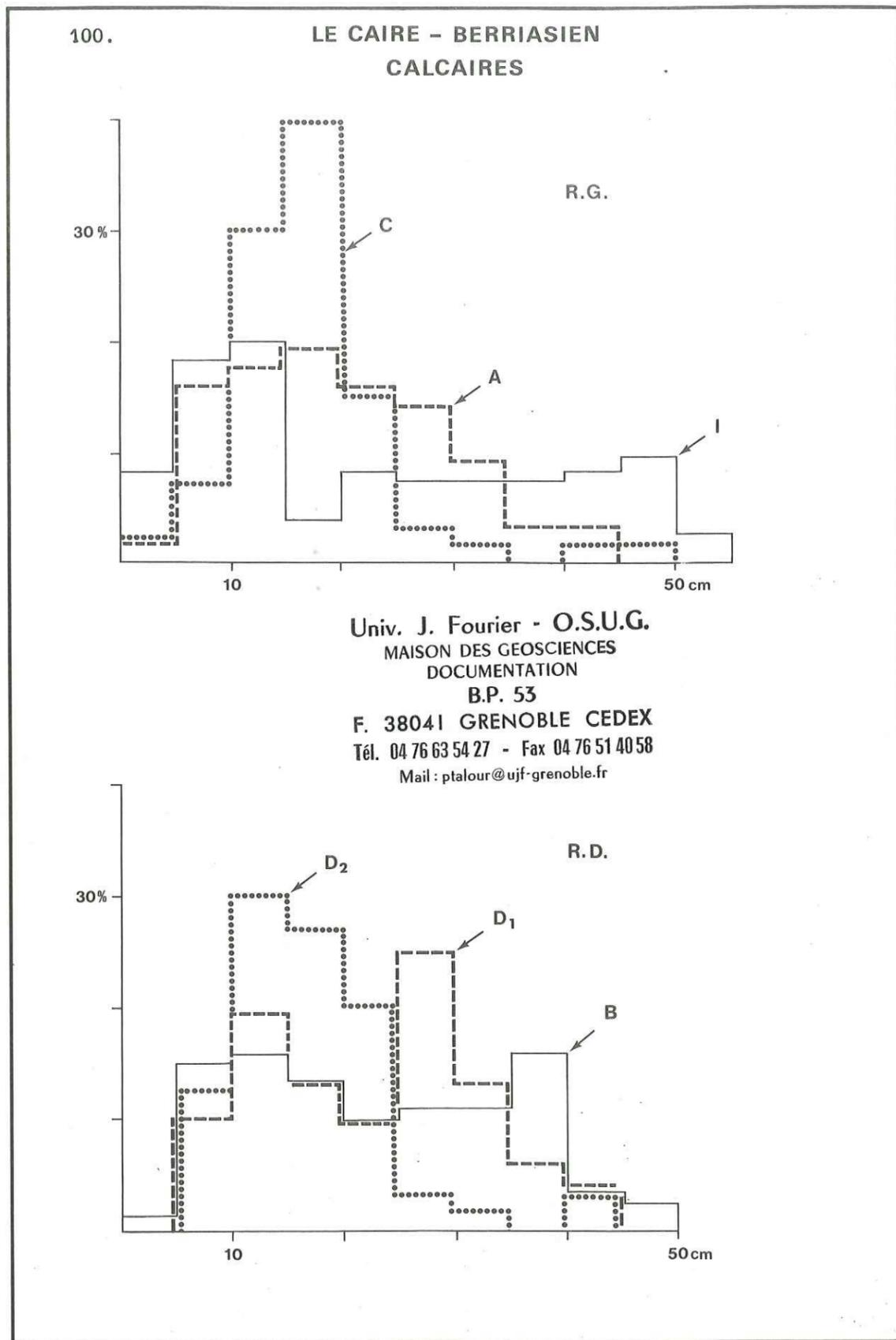


Figure - 25

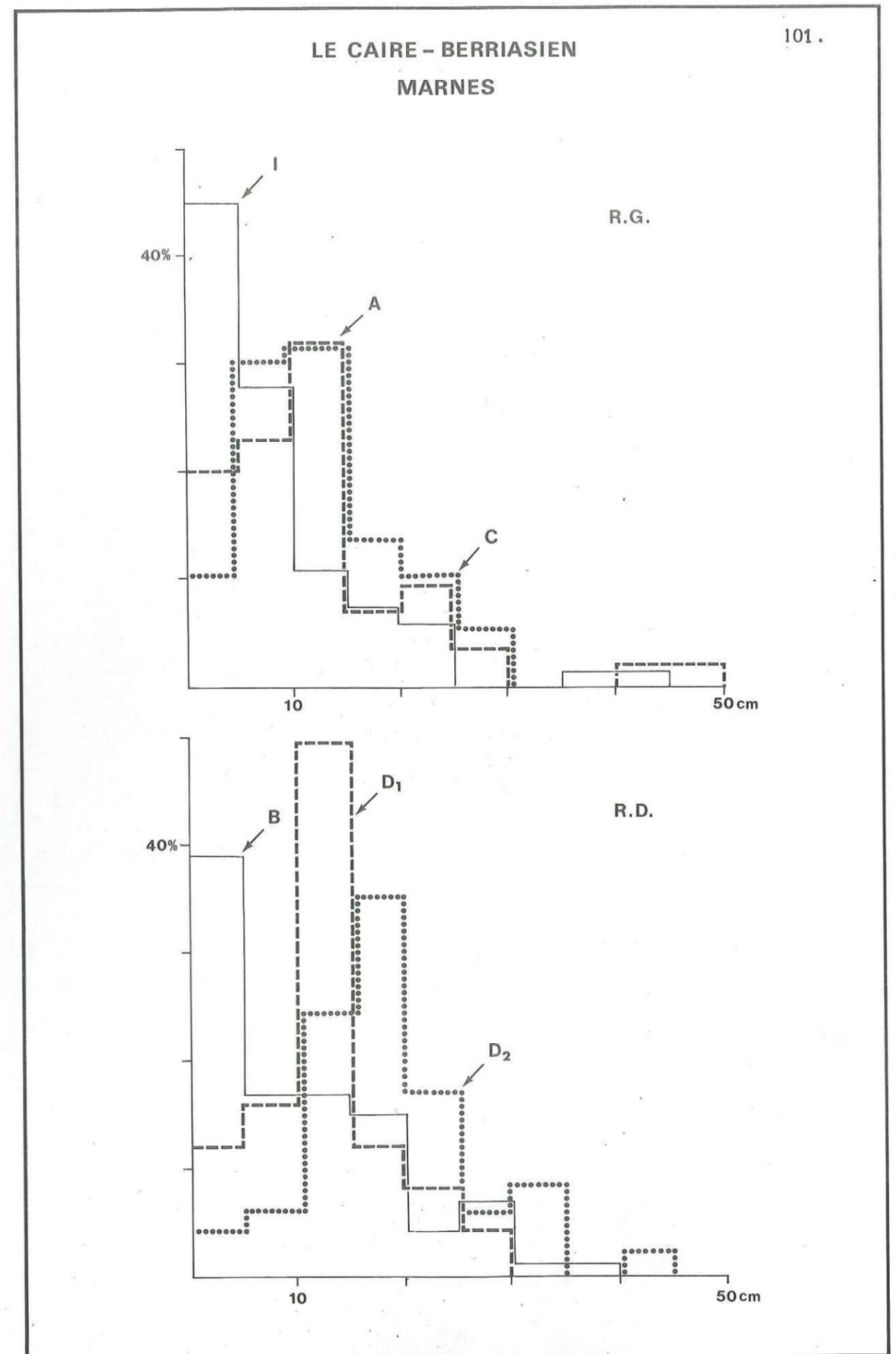


Figure - 26

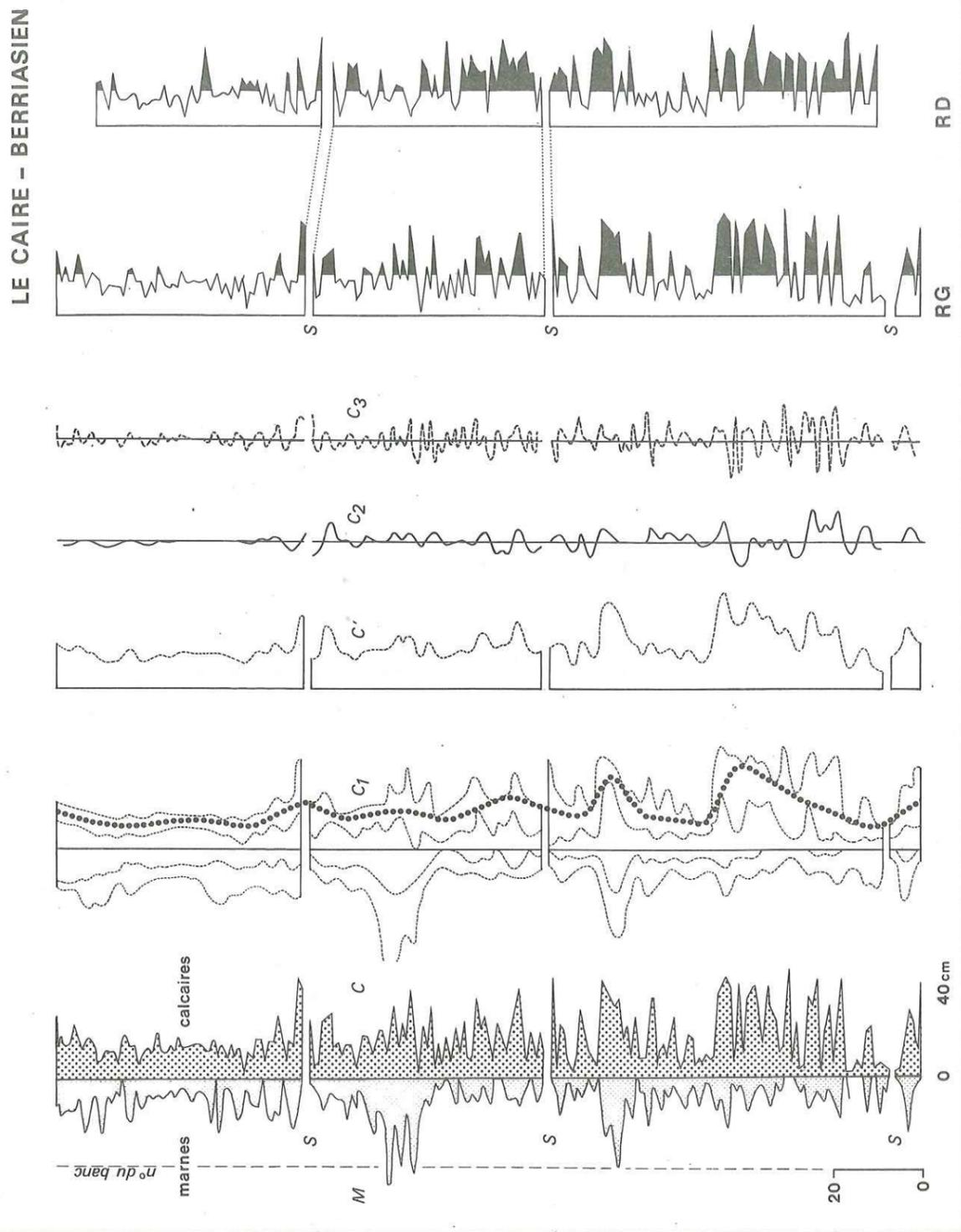


Figure - 27

plus loin, soit simplement en observant l'évolution des histogrammes : c'est l'objet de la figure 25. On y observe, aussi bien en rive gauche qu'en rive droite du Grand Vallon, un resserrement des histogrammes vers les faibles valeurs. Plus précisément on notera, entre le premier et le second faisceau, d'une part une stabilité de la répartition entre les deux "populations", d'autre part une diminution des épaisseurs, en moyenne, des bancs "épais" (plus de 20 cm). Cette tendance se poursuit, puisqu'au troisième faisceau on n'observe plus qu'un seul pôle correspondant sans doute, indépendamment de toute hypothèse génétique, à la coalescence des deux "populations" initiales.

B - LES LITS MARNEUX

On a établi les mêmes diagrammes pour les lits marneux que pour les bancs calcaires : ils sont synthétisés sur la figure 26, homologue de la figure 25. (Les pourcentages indiqués sur cette figure sont établis sur - pratiquement - le même nombre d'individus que pour les calcaires, voir figure 27). On doit d'abord noter le caractère unipolaire des distributions, et ensuite le fait que, du bas vers le haut, on enregistre une augmentation des épaisseurs : partant d'une moyenne de 9,5 cm pour le premier faisceau (B en rive droite), on note ensuite 12 cm (D1) puis 17,5 cm (D2).

Ainsi l'"enrichissement en marnes" qui s'observe entre le Berriasien et le Valanginien correspond à la fois à un épaissement des lits marneux et à une disparition des bancs calcaires les plus épais.

C - LES COUPLES CALCAIRE-MARNE

La présence d'une alternance calcaire-marne conduit, avant toute interprétation génétique, à poser successivement deux questions :

- y a-t-il indépendance entre les calcaires et les marnes, et dans ce cas il s'agit de deux types de dépôt interférant de façon aléatoire ;
- en cas de non-indépendance, on est conduit à envisager une unité de dépôt élémentaire (quand bien même le sédiment que nous analysons aujourd'hui aurait subi une évolution, voire une différenciation diagénétique) ; doit-on alors considérer un couple calcaire-marne ou un couple marne-calcaire ?

A ces deux questions, nous avons récemment pu donner des réponses appuyées sur des analyses approfondies de diverses séries marno-calcaires alternantes des Chaînes Subalpines méridionales (BEAUDOIN et al. 1974).

En ce qui concerne la dépendance, nous avons souligné que, dans tous les cas étudiés, les épaisseurs des bancs calcaires et des lits marneux n'évoluaient pas de façon indépendante : pour cette même coupe du Caire, en RG, on peut observer sur la figure 27, diagrammes de gauche, que les courbes (C) et (M) (images des variations d'épaisseur des "calcaires" et des "marnes") sont très semblables. Sur cette figure sont portés, en abscisse l'épaisseur des bancs calcaires (vers la droite) et des lits marneux (vers la gauche), en ordonnée le rang : on compte ainsi un peu plus de 200 couples calcaire-marne. On note que les mêmes variations affectent les deux courbes, les amplitudes étant certes différentes. Il faut ajouter que, le plus souvent dans cet exemple, les variations sont d'abord enregistrées par les calcaires (j) puis par les marnes sus-jacentes (j).

Cherchant si la liaison s'exerce dans le sens calcaire-marne plutôt que dans le sens marne-calcaire, on n'a pu trouver de différence significative entre les coefficients de corrélation : ceci est dû au fait, visible

sur la figure 27 et analysé en détail plus loin, que les épaisseurs des calcaires (ou des marnes) elles-mêmes ne varient pas de façon aléatoire, mais selon des rythmes conduisant à observer sur quelques bancs, des épaisseurs voisines.

Il faut chercher ailleurs la réponse à cette question ; il semble que les séries composites fournissent des indications précieuses. Pour le Berriasien, il est difficile de trouver des coupes satisfaisantes : la meilleure serait sans doute celle de Rabou (cf. p. 38). Mais les meilleurs arguments nous ont été fournis, pour l'instant, par deux coupes d'âge très différent : il s'agit d'une part du Dogger du Pont de Fer, constitué par un empilement de séquences granoclassées (A. COADOU, B. BEAUDOIN 1972), d'autre part de l'empilement de séquences levé dans le Coniacien de la Penne avec M. CONARD. Dans ce dernier cas, il a été montré que la série était constituée, sur 25 m environ, par la répétition d'une même séquence (plus ou moins complète) : cette séquence-type, granoclassée, débute par une calcarénite (parfois riche en quartz, glauconie) et passe continûment à des marnes par l'intermédiaire d'un calcaire de plus en plus marneux ; sur cet exemple se trouve ainsi confirmée la relation génétique calcaire-marne, et résolue la question de l'ordre : calcaire-marne.

D - LE RAPPORT MARNE/CALCAIRE

Le couple fondamental calcaire-marne peut être simplement caractérisé par les épaisseurs de deux éléments. Il est, semble-t-il, plus simple d'utiliser dans certains cas un seul paramètre, le rapport M/C de l'épaisseur d'un lit marneux j à celle du banc calcaire sous-jacent j. Ce paramètre pourra servir d'une part à l'analyse de la constitution de la série, d'autre part aux essais de corrélation.

La figure 28 montre un exemple d'évolution verticale de ce rapport M/C : il est aisé de décomposer le faisceau de la rive gauche en quatre éléments, comprenant chacun environ 20-25 bancs, et caractérisés alternativement par des fortes ou faibles valeurs du rapport M/C, le seuil se plaçant ici vers 0,5. On retrouvera ces éléments ci-après, dans l'analyse des rythmes. Mais on peut observer les variations d'ensemble, au long de toute la coupe, de ce même rapport.

Ainsi qu'il a été indiqué précédemment, le rapport M/C vaut en moyenne, sur l'ensemble de la coupe (en rive gauche), 0,52. L'analyse faisceau par faisceau donne les résultats suivants :

	RG		RD
l	0,33	B	0,47
A	0,65	D1	0,59
↓			
C	0,71	D2	1,05

En termes d'épaisseur, la série berriasiennne s'enrichit donc *relativement* en marnes vers le haut. Ceci correspond, nous l'avons vu, d'une part à l'augmentation de l'épaisseur des lits marneux, d'autre part à la disparition des bancs calcaires les plus épais.

Mais on observe également que la coupe de la rive droite est "plus marneuse" : le rapport M/C vaut, sur l'ensemble, 0,63 (au lieu de 0,52). Il est nettement plus élevé pour le premier faisceau (0,47 pour 0,33) et pour le troisième (1,05 pour 0,71). Ces différences correspondent essentiellement à des moyennes plus élevées d'épaisseur de marnes ; en effet les bancs calcaires présentent les mêmes épaisseurs moyennes de part et d'autre :

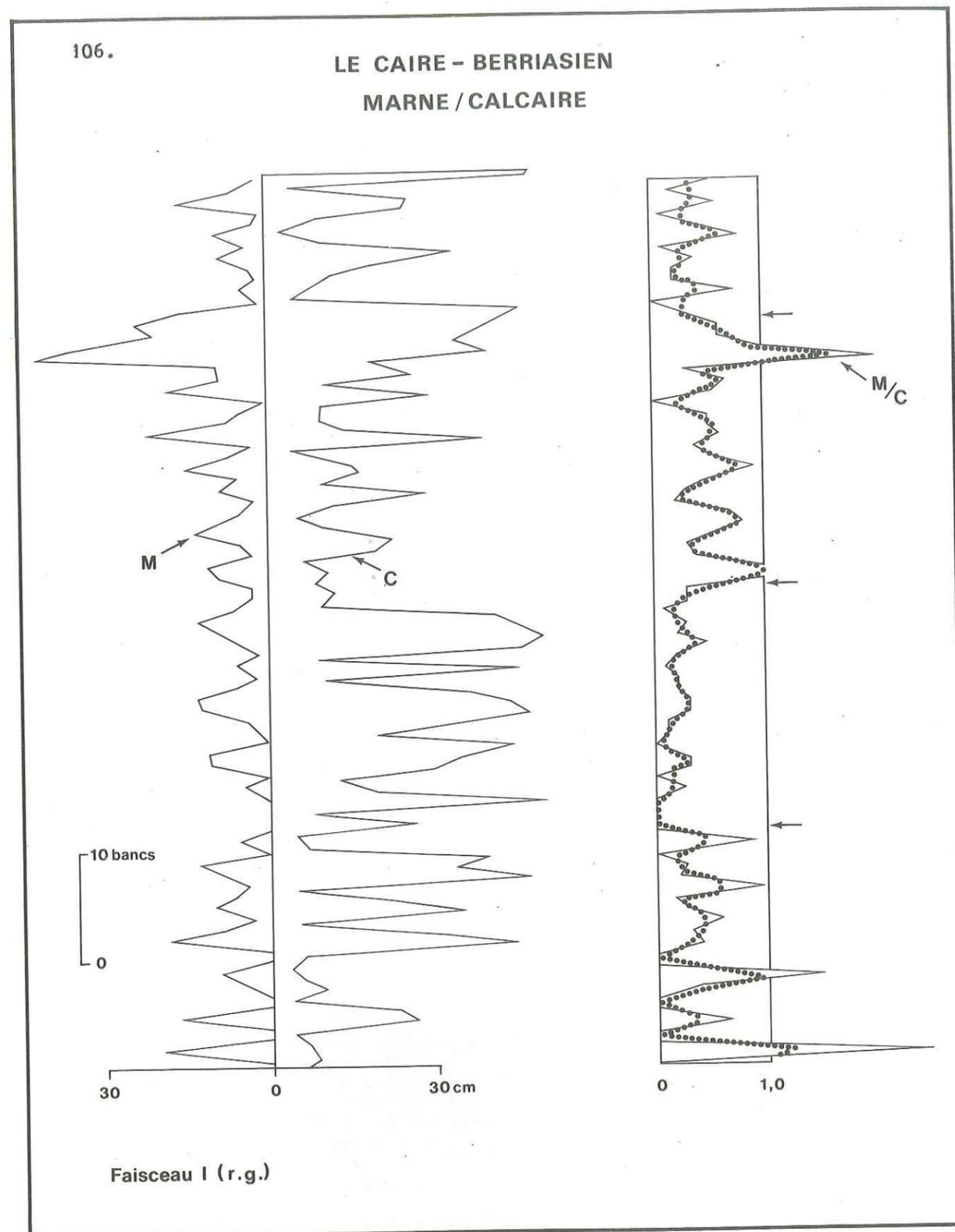


Figure -28

TABLEAU I

RD		RG		RD		RG		RD		RG	
C	M	C	M	C	M	C	M	C	M	C	M
{ 52 }		48	(14)	19	3	30	2	38	3	35	10
29	17	28		10	6	12	4	36	4	30	0
24	18	26	16	8	11	6	9	33	15	13	5
11	3	10	1	9	3	11	13	15	10	20	0
37	37	35	(29)	27	4	23	5	38	12	52	(7) ₀
26	9	20	8	16	8	20	3	32	5	{ 32 }	6
11	24	10	(18)	8	9	7	11	8	0	7	0
8	4	6	4	16	8	11	9	36	28	40	13
{ 52 }	0	47	1	10	4	9	3	{ 38 }	0	34	8
37	13	43	15	4	6	12	3	{ 48 }	4	47	4
33	25	40	24	14	4	10	6	6	4	4	6
44	18	35	20	46	34	42	13	23	5	25	10
39	28	40	35	26	12	45	9	32	19	36	(16)
21	(37)	20	9	{ 50 }	14	50	22	32	27	30	18
26	18	27	8	38	15	46	(17)				
12	8	11	8	{ 40 }	2	46	2	↓			
41	19	{ 40 }	18	12	3	10	6				
11	6	10	5	37	14	37	13				
17	12	15	7	39	8	44	12				
{ 32 }	(28)	40	22	48	16	47	4				
18	16	15	(14)	24	4	34	2				
6	21	17	15	18	3	20	0				
8	9	10	5	27	5	44	11				
	19		8								

	RG		RD	
	C	M	C	M
ℓ 23 cm		8 cm	23	10,5 B
A 19		12	20,5	12 D1
C 16		12	16,5	17,5 D2

De telles comparaisons entre des coupes levées à faible distance, par des opérateurs différents, dans des conditions d'affleurement non semblables, doivent être suspectées. Lors de tentatives de corrélation effectuées sur le terrain même, nous avons pu percevoir certaines limites de ces méthodes numériques. Bien plus que l'erreur sur les mesures, jouent d'une part la difficulté de placer une limite précise entre calcaire et marne et d'autre part la décision que prend l'opérateur de grouper ou non des niveaux différents : ainsi des bancs sont notés doubles d'un seul côté (deux bancs calcaires accolés, avec un interbanc marneux d'épaisseur nulle), ou des lits marneux comportent, reconnu d'un seul côté, un mince banc calcaire. Les essais de corrélation en fonction du seul rang présentent ainsi d'importantes difficultés. De même les valeurs du rapport M/C peuvent souffrir de regroupements trop systématiques.

Pour comparer correctement ces valeurs, on peut chercher à homogénéiser les données. Et pour cela commencer par corréler les deux coupes en mettant en regard les niveaux homologues : cette opération permet de mettre en évidence les regroupements qui ont été - involontairement - effectués. Ce travail a été réalisé en détail pour le F.S.A. inférieur (ℓ en R.G., B en R.D.), plus précisément pour les 60 couples supérieurs. Les résultats sont rassemblés dans le tableau I et sur la figure 29. Sur le tableau ont été portées (du haut vers le bas, de gauche à droite, dans le sens haut vers bas de la série) les épaisseurs en centimètres des bancs calcaires (C) et des lits marneux (M). Les niveaux considérés homologues

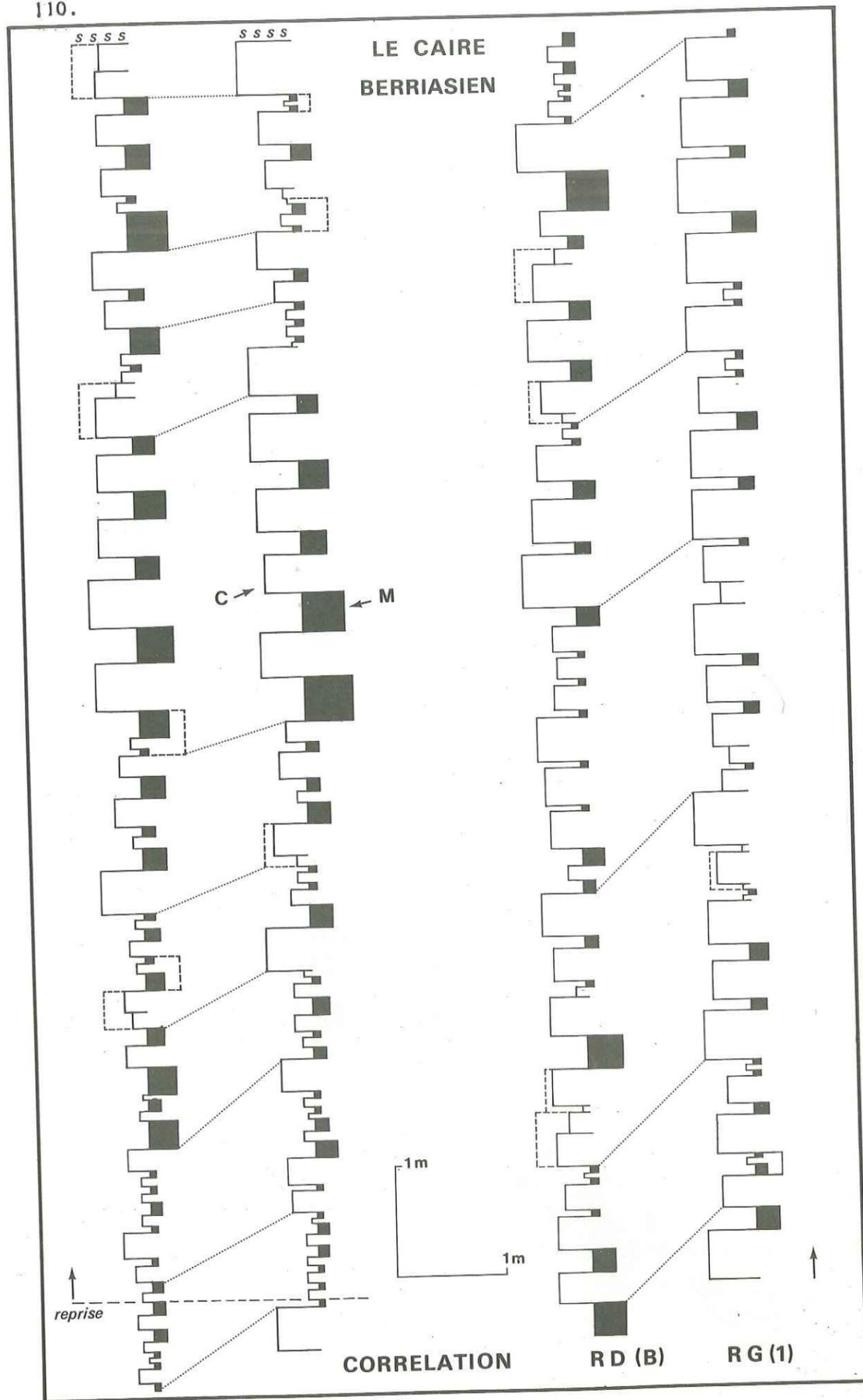


Figure -29

entre les deux coupes, faisceau B de la rive droite et faisceau l de la rive gauche, ont été mis en regard. Les épaisseurs de calcaire indiquées entre crochets correspondent à des bancs doubles ou multiples, les épaisseurs de marne entre parenthèses correspondent à des regroupements ; ceci correspond, sur la figure 29 au profil en trait interrompu. (Sur cette figure 29, on a porté les épaisseurs des bancs non seulement verticalement comme il est classique mais aussi 1) en portant les calcaires vers la gauche, les marnes vers la droite, en noir).

2) en visualisant les variations verticales d'épaisseur, en fonction de la cote en faisant varier la largeur du profil avec l'épaisseur des niveaux. Sur ce même log on peut ainsi apprécier non seulement la succession des niveaux mais aussi les variations d'épaisseur des calcaires d'une part, des marnes d'autre part, ainsi que leurs relations. Un certain nombre de corrélations sont soulignées par les pointillés).

Ainsi corrigés les résultats précédents deviennent :

	R G		R D	
	C	M	C	M
l	27 cm	10 cm	26	12 B
et les rapports M/C				
	0,39 (au lieu de 0,33)		0,47 (au lieu de 0,47)	

Ainsi donc l'écart n'a-t-il été que faiblement réduit. Il est intéressant de noter que les épaisseurs totales sont très voisines : 22,34 m (RG) et 22,87 (RD). C'est, bien entendu, sur les marnes que se constate l'écart le plus important : 6,20 m (RG) et 7,31 (RD). On peut donc être assuré du fait que la série berriasienne

du Caire, pour le faisceau inférieur et le faisceau supérieur est plus "marneuse" en RD qu'en RG, soit vers le N.W. (On peut confirmer ce résultat en observant l'évolution de chaque niveau : pour les calcaires on note que 32 bancs sont plus épais en RD qu'en RG contre 25 dans l'autre sens, écart peu significatif. Par contre, 35 lits marneux y sont plus épais, contre 20 dans l'autre sens).

E - LES RYTHMES

Nous suivrons ici la définition adoptée par LOMBARD (1972 p. 139) "distribution d'une durée en une suite d'intervalles réguliers, rendue sensible par le retour régulier d'un repère". Et nous reprendrons l'analyse de la figure 27.

On a procédé à plusieurs lissages successifs de la courbe (C) suivant différentes méthodes manuelles. (*) Ceci a permis d'aboutir à la courbe (C'). L'observation de cette courbe (C) montre que s'y superposent plusieurs ordres de variation. Tout d'abord des oscillations de haute fréquence, visibles sur la courbe (C₃) qui résulte de la soustraction de la courbe (C') à la courbe initiale (C) : c'est le résidu du lissage. Ces variations très rapides affectent 1-2 bancs ; elles s'amortissent vers le haut de la série.

Il est entendu qu'il y a de multiples façons de décomposer cette courbe (C') ; le choix fait ici résulte de plusieurs lissages manuels (*) : en particulier on a refusé d'introduire à tout prix des variations de caractère sinusoïdal. Il est alors proposé que la courbe (C') résulte de la superposition des courbes (C₁) et (C₂).

 (*) demi-somme des valeurs successives, opération répétée ; centre de gravité de triangles successifs, opération répétée. Les résultats sont fort voisins.

Cette dernière correspond essentiellement à des oscillations d'ampleur moyenne (inférieures à ± 12 cm) affectant environ 5-6 bancs. (Nous avons retrouvé cette même période dans la plupart des coupes analysées, voir BEAUDOIN et al. 1974). Ces oscillations s'amortissent également vers le haut de la section.

Reste alors la courbe (C₁) qui correspond aux variations les plus amples. Elle indique tout d'abord une décroissance de la taille moyenne des bancs vers le haut ou plus précisément, nous l'avons vu, une disparition des bancs épais (au delà de 20 cm). Mais cette variation est loin d'être régulière : on observe en fait, de bas en haut, d'abord deux motifs semblables correspondant à une augmentation régulière suivie d'une assez brusque diminution (on en voit le détail sur la figure 29) : les ensemble concernés sont constitués d'environ 30 bancs.

Ces divers rythmes, reconnus dans d'autres formations marno-calcaires, ne sont pas les seuls : on rappellera la présence de groupes de 15-20 bancs et d'ensembles d'une centaine de bancs identifiés dans l'Hauterivien (ibid.). Leur prise en considération aidera sans aucun doute à réaliser des corrélations de coupes à coupe. (*)

Corrélations entre les deux coupes

A plusieurs reprises dans ce qui précède, on a supposé qu'il était possible de mettre en regard des secteurs homologues des deux coupes levées de part et

 (*) Ce thème général des rythmes dans les alternances marno-calcaires et des corrélations que permet leur mise en évidence, constitue l'un des axes d'un travail de recherche confié à Mlle Dominique Le Doeuff sur le Valanginien Hauterivien. Ses propres résultats, auxquels on se réfère ici, seront publiés dans quelques mois.

d'autre du Grand Vallon (fig. 23) . Ceci repose d'abord sur le fait que les faisceaux contournés sont les mêmes de part et d'autre : ceci constitue bien une hypothèse raisonnable en raison de la faible distance, 500 mètres, (voir au chapitre C consacré aux contournements, p.149, les corrélations que l'on a établies jusqu'à plus de 10 km).

Au delà ce sont les niveaux calcaires ou marneux que l'on est tenté de corréler. Pour cela on s'est d'abord appuyé sur les termes présentant une singularité (épaisseur, notablement, plus grande ou plus faible que celle des termes voisins, bancs doubles, triples ...). C'est ce type de corrélation basé sur l'utilisation de niveaux-repères qui est présenté sur la figure 29. A partir de là, les niveaux intercalés peuvent être rapprochés. L'excellente mise en regard que l'on obtient alors (fig. 27 et 29, tableau I) ne laisse aucun doute sur la validité de ces corrélations. Les distances considérées ici (environ 500 m) sont d'ailleurs faibles, rapportées aux résultats signalés par divers auteurs qui proposent des corrélations de bancs sur 100 km ou même parfois plus (RICCI LUCCHI, 1975) ; dans des séries marno-calcaires alternantes, nous n'avons que rarement dépassé des distances de 20 km (D. Le Doeuff, inédit) (* - voir page précédente).

Mais le fait même que ces corrélations soient aussi bonnes, mis en relation avec l'hypothèse d'un dépôt à caractère instantané d'un couple calcaire-marne (hypothèse s'appuyant sur la présence d'un granoclasement dans les séquences les plus complètes, et de structures affectant les éléments organiques, BEAUDOIN et al. 1974) conduit à considérer que les corrélations *lithologiques* effectuées banc à banc sont également des corrélations *chronologiques*. Il n'est pas sûr par contre que la mise

en regard des rythmes de divers ordres (5-6 bancs, 30 bancs) permette une même assimilation. Les tentatives faites sur des distances plus importantes n'ont encore pu aboutir, étant données d'une part l'exigence d'affleurements exceptionnellement exposés et d'autre part la fréquente intercalation de niveaux détritiques ou contournés qui oblitèrent la succession régulière des calcaires et des marnes.

A la fin de cette présentation des faciès fins, on peut tenter de répondre à la question posée au début de ce chapitre : y a-t-il une sédimentation in situ ? Celle-ci ne pouvant être représentée par les niveaux détritiques (précédemment analysés au chapitre A) ni par les faisceaux contournés (objet du prochain chapitre C), restaient les faciès fins, calcaires et marno-calcaires.

Au terme des observations rapportées ici sur ces faciès, et devant les hypothèses proposées, on serait plutôt enclin à penser que la part d'un tel dépôt autochtone est sans doute réduite (et qu'un tel dépôt n'a pu être caractérisé de façon certaine). Nous serons alors conduit à envisager, dans la quatrième partie, que l'ensemble des sédiments correspond à une re-sédimentation, essentiellement gouvernée par la morphologie propre du bassin. Ceci relève encore d'une hypothèse de travail, que l'on se gardera de généraliser à l'ensemble des séries soit alternantes, soit constituées d'un empilement de bancs de calcaire fin. Hypothèse, certes, mais qui, au vu des observations faites, apparaît ici la plus vraisemblable.

CHAPITRE CLES CONTOURNEMENTS (slumping)

La présence de faisceaux contournés correspondant à des glissements synsédimentaires sur des pentes faibles a été signalée d'abord par J. GOGUEL (✱) (1938, 1944, 1947) et leur extension précisée plus récemment à l'Ouest de la Durance (RECY 1965, LE HEGARAT 1973).

On étudiera ici successivement :

- I Mise en évidence, importance du phénomène.
- II Structures caractéristiques et reconstitution des pentes.
- III Origine et âge relatif du matériel.
- IV Evolution verticale et horizontale ; rapports avec les séquences détritiques.
- V Extension du phénomène, corrélations.

I - MISE EN EVIDENCE - IMPORTANCE DU PHENOMENE

Il est possible d'observer des niveaux contournés dans chacun des termes de la série depuis le sommet de l'Oxfordien jusqu'au sommet du Berriasien (BEAUDOIN 1972, 1973). Là ne s'arrête d'ailleurs pas la manifestation des glissements synsédimentaires, puisque les plus nombreux (et les premiers reconnus) affectent les sédiments marno-calcaires alternant représentant le Valanginien et l'Haute-rivien.

Les plus visibles sont localisés dans le Berriasien marno-calcaire, ou dans la partie supérieure de l'Oxfordien. Leur mise en évidence dans l'ensemble calcaire tithonique est plus délicate (BEAUDOIN, 1972, 1973a,

 (✱) L'auteur décrit (1938) des "exemples de couches très fortement disloquées et plissotées comprises entre des assises régulières et tranquilles". Il est utilisé dans cette même note le terme de *contournement*.

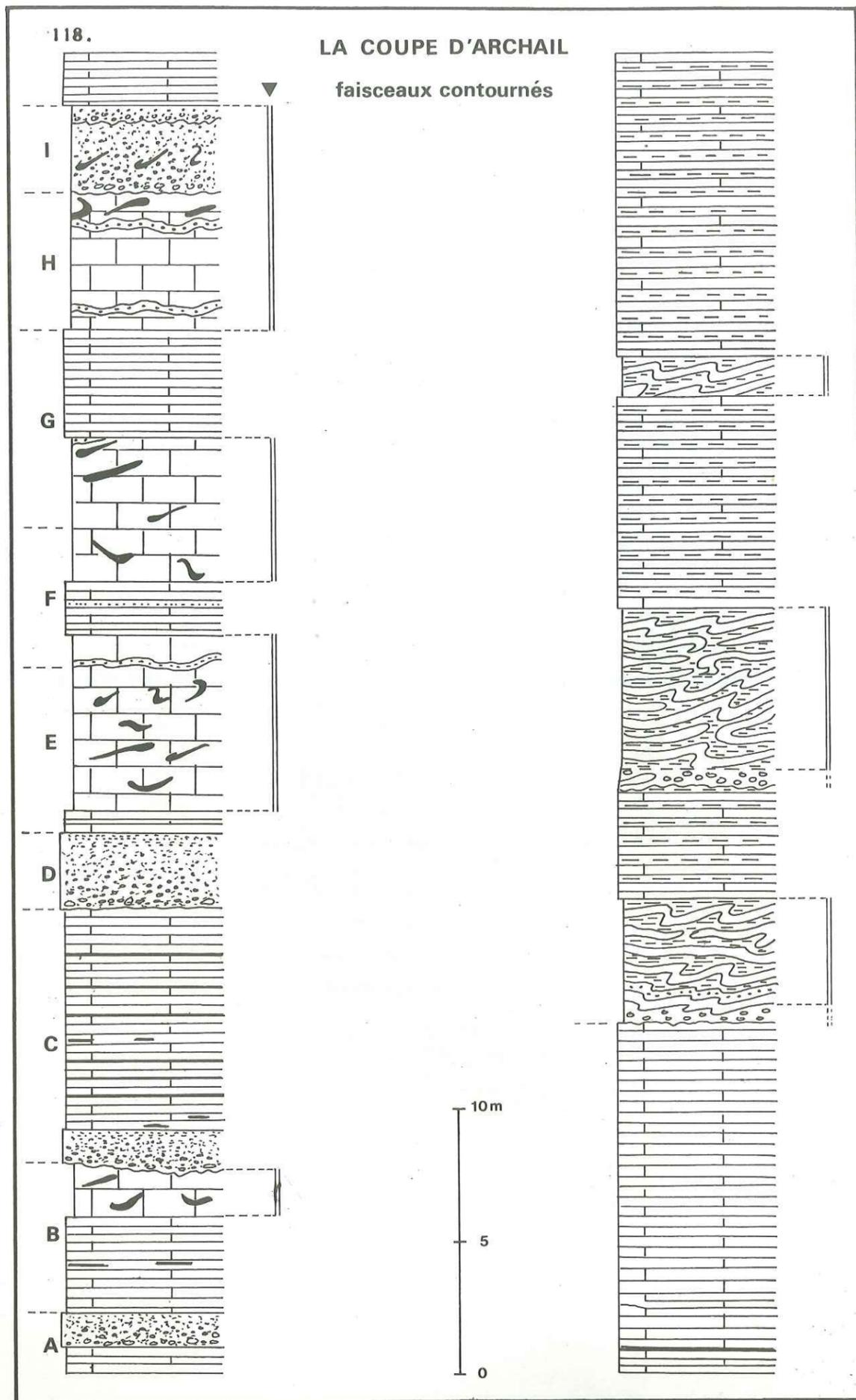


Figure - 30

119.

BEAUDOIN et al., 1974a) en raison d'une plus grande homogénéité du sédiment.

Nous en étudierons ici deux exemples, qui montrent la répétition du même phénomène au cours du temps.

La coupe d'Archail A (fig. 30).

La coupe présentée ici recouvre l'intervalle Tithonique supérieur-Berriasien, la différenciation lithologique s'effectuant sensiblement à la cote 50 m.

La falaise calcaire Tithonique (planche XII, 1) apparaît constituée par la répétition, sans ordre, de trois types de faciès :

- calcaire fin en petits bancs décimétriques, réguliers, à silex en lit ou en cordon ;

- niveaux détritiques puissants (1 à 3 m), présentant parfois un faciès siliceux caractéristique (chapitre D, page 166) ;

- ensembles calcaires massifs où la stratification devient indiscernable, marquant cependant parfois des entrecroisements grossiers. Les quatre ensembles (partie supérieure de B, E, F-G, H-I) individualisés sur la figure 30, comportent de gros silex aux formes irrégulières, contournées qui apparaissent le plus souvent obliques par rapport au plan général de stratification. Ils témoignent ainsi d'une déformation postérieure du sédiment (et donc d'une silicification précoce, voir page 163).

Sur une puissance totale (actuelle) de 50 mètres, l'épaisseur cumulée de ces zones contournées, re-sédimentées, atteint 22,5 m, soit un pourcentage de 45 %. (Si l'on ajoute l'épaisseur des niveaux détritiques, on obtient ici 55 % ; ceci conduit en particulier à poser la question de la signification des épaisseurs de sédiment).

La partie berriasienne, plus tendre car marno-calcaire, présente elle (colonne de droite), un dévelop-

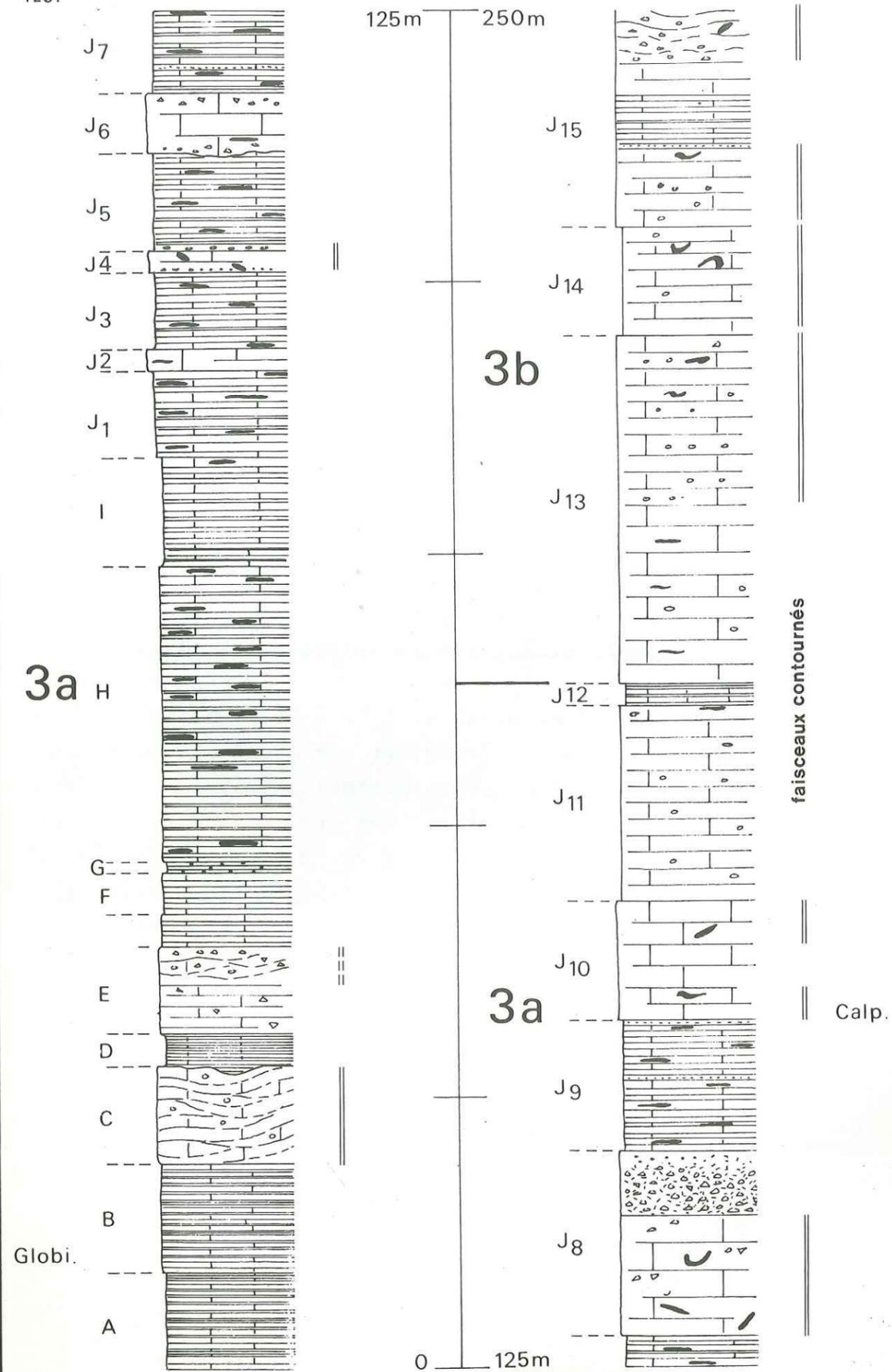


Figure - 31

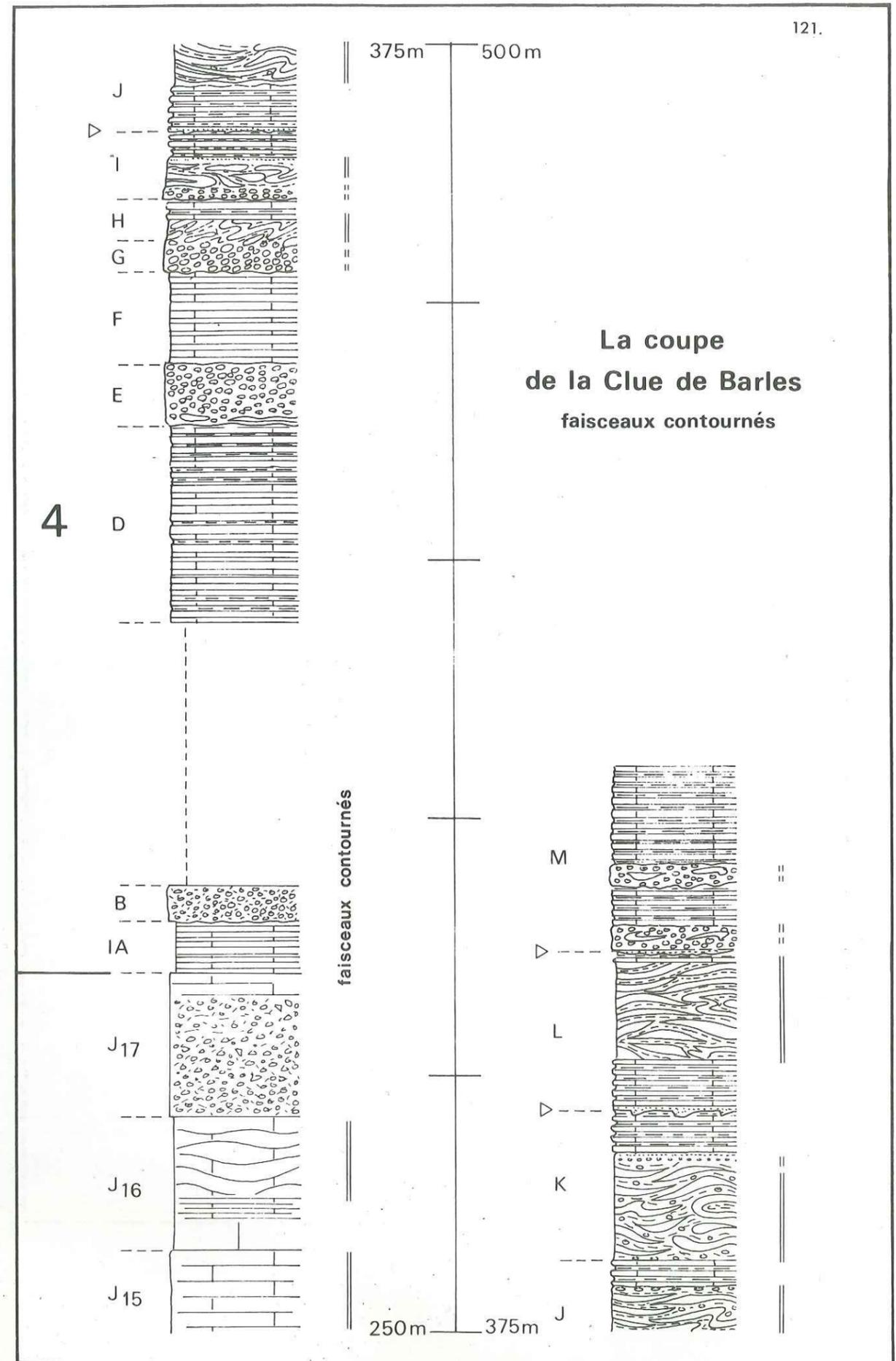


Figure - 31 (suite)

122.

LE BERRIASIEN DE LA CLUE DE BARLES

(partie supérieure)

marno-calcaires
alternants

niveaux contournés

calcirudite

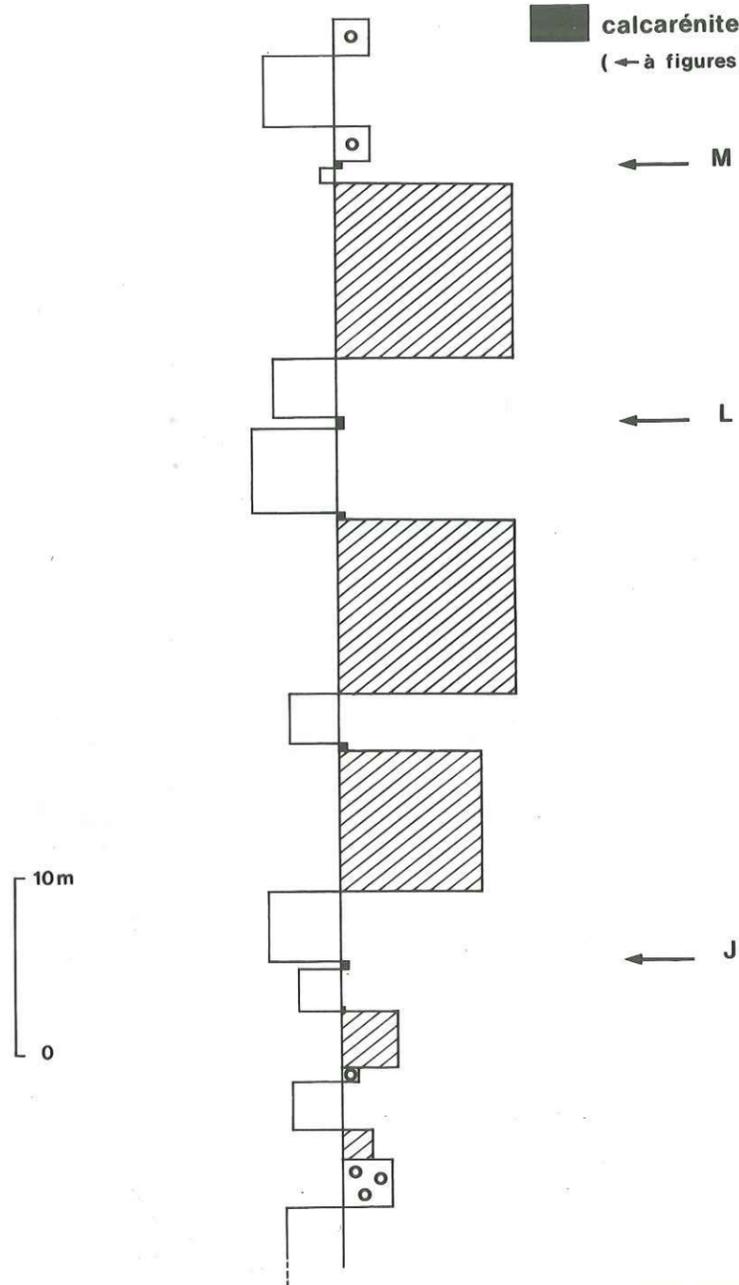
calcarénite
(← à figures)

Figure-32

pement (relatif) moindre. Cumulant l'épaisseur des trois niveaux contournés, on obtient un pourcentage de 25 %. On notera dès maintenant que les deux ensembles inférieurs comportent, à leur base, une semelle conglomératique.

Si bien que cette coupe d'Archail montre, sur une puissance totale de 100 mètres, sept niveaux contournés, assez régulièrement répartis, et qui, cumulés, représentent 35 % de l'épaisseur totale.

La coupe de la Clue de Barle Cl. B (fig. 31).

Cette coupe de la Clue de Barles qui a fourni précédemment des exemples de phénomènes spectaculaires, se caractérise également par une abondance de niveaux contournés. Comme dans la coupe d'Archail, ces niveaux sont présents tant dans le Tithonique que dans le Berriasien.

En ce qui concerne le Tithonique, c'est-à-dire lithologiquement jusque vers la cote 280, on peut relever la présence de huit niveaux différents (au moins), assez régulièrement répartis, puissants de deux à quinze mètres. On doit remarquer leur grande importance dans la partie supérieure du Tithonique supérieur (au delà de la cote 200). Sur l'ensemble du Tithonique supérieur, ces niveaux contournés représentent, en terme de puissance comparée, 50 % de l'ensemble du sédiment, soit un pourcentage analogue à celui d'Archail. Mais qui correspond ici à une épaisseur cumulée de 64 mètres. De même qu'à Archail, la caractéristique majeure est l'aspect massif de ces niveaux, tranchant sur la régularité des petits bancs calcaires voisins, et la présence générale de silex déformés, en ganglions obliques par rapport au plan général de stratification.

La partie berriasienne de cette même coupe présente, elle, cinq niveaux contournés successifs de puissances

croissantes (figure 32). Leur épaisseur cumulée est de 32 mètres, soit, rapportée au sédiment total (au delà de la cote 350), un pourcentage de 45 %. Le mode de représentation adopté sur cette figure, où le dépôt est considéré comme alternant et constitué d'une part de marno-calcaires réguliers (à gauche), d'autre part de matériel re-sédimenté (faisceaux contournés, niveaux détritiques), souligne la régularité de l'épaisseur des intervalles marno-calcaires entre les venues de matériel allochtone. En ce qui concerne ce dernier, les relations entre niveaux contournés et matériel détritique seront étudiées ci-après, page

Les deux coupes d'Archail et de la Clue de Barles montrent l'importance des glissements synsédimentaires en tant que phénomène générateur du dépôt. Les exemples sont innombrables, pratiquement aucune coupe n'en étant dépourvue. On le verra dans les paragraphes suivants, qui traiteront des différents caractères de ces niveaux contournés.

II - STRUCTURES CARACTERISTIQUES ET RECONSTITUTION DES PENTES

L'ensemble des auteurs semble s'accorder pour voir dans ces structures le résultat d'un glissement sur le fond, suivant une pente qui peut être très faible (voir en particulier GOGUEL, 1938, 44, 47, 1953; RECY, 1965; LOMBARD, 1966; POTTER et PETTIJOHN 1963).

Une telle pente doit être enregistrée dans le sédiment que nous observons maintenant (BEAUDOIN 1972, BLANC 1972). On peut en effet proposer que la génératrice des corps cylindriques matérialise l'horizontale du moment : la direction de glissement est alors orthogonale, et fixe la ligne de plus grande pente. Cette hypothèse ne peut

être fructueuse que si, sur un même affleurement, les résultats sont cohérents (ce qui implique, pratiquement, la multiplication des mesures au sein d'un même niveau). Ce problème est tout à fait général, dépassant bien entendu le cadre des séries que j'étudie ici. Nous nous sommes attachés à multiplier les mesures, et ce dans diverses séries. Si, de loin, les niveaux contournés présentent assez souvent un aspect chaotique, désordonné, le relevé détaillé indique, de façon générale, une cohérence des structures (BLANC, 1972; KENNEDY et JUIGNET, 1974) ainsi qu'une faible dispersion des génératrices. L'exemple suivant, relevé avec A. DESPLAN dans le Turonien de la région de Lambruisse (analyse de ces séries in EL KHOLY, 1973) est particulièrement convaincant : 92 génératrices ont été relevées, dont on a mesuré l'azimut. Sur la figure 33, les résultats ont été présentés de la même façon qu'au chapitre A (orientation d'objets, page 48). La répartition est bien regroupée autour de la médiane (écart interquartile de 40° , ce qui est très faible). Par ailleurs cette même médiane apparaît orthogonale à la coupure adoptée (le choix en était évident).

Il est clair sur un tel exemple que la direction de glissement (indiquée par la double flèche) est orthogonale à la médiane (soit ici une direction $6^\circ-186^\circ$; l'examen des rouleaux permet de préciser le sens : $6^\circ \rightarrow 186^\circ$; la précision sur l'orientation de la ligne de plus grande pente est certes illusoire. Mais un tel exemple de répartition démontre la validité de la méthode).

D'autres exemples, aux mesures moins nombreuses, peuvent être empruntées aux séries étudiées ici. Ainsi deux faisceaux contournés successifs de la coupe de Sisteron (S) ont fourni les distributions de la figure 34. De même que dans l'exemple précédent du Turonien de Lambruisse, on constate une faible dispersion des mesures, permettant d'affirmer, compte tenu du nombre de génératrices mesurées (respectivement 38 et 18 pour les deux

126.

LAMBRISSÉ : répartition des génératrices dans un faisceau contourné
(Turonien)

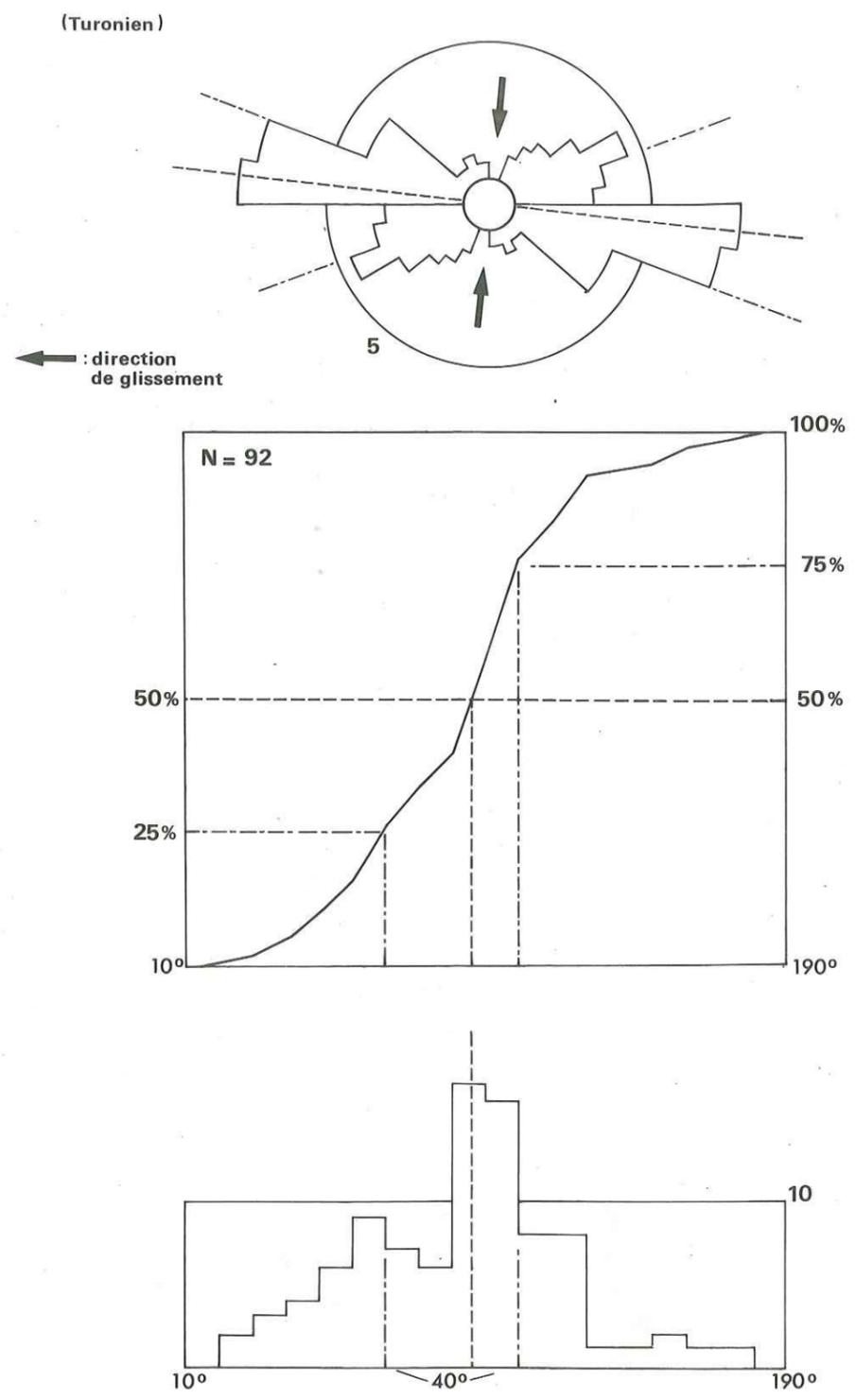


Figure - 33

127.

Coupe de Sisteron
Répartition des génératrices dans deux faisceaux contournés berriasiens

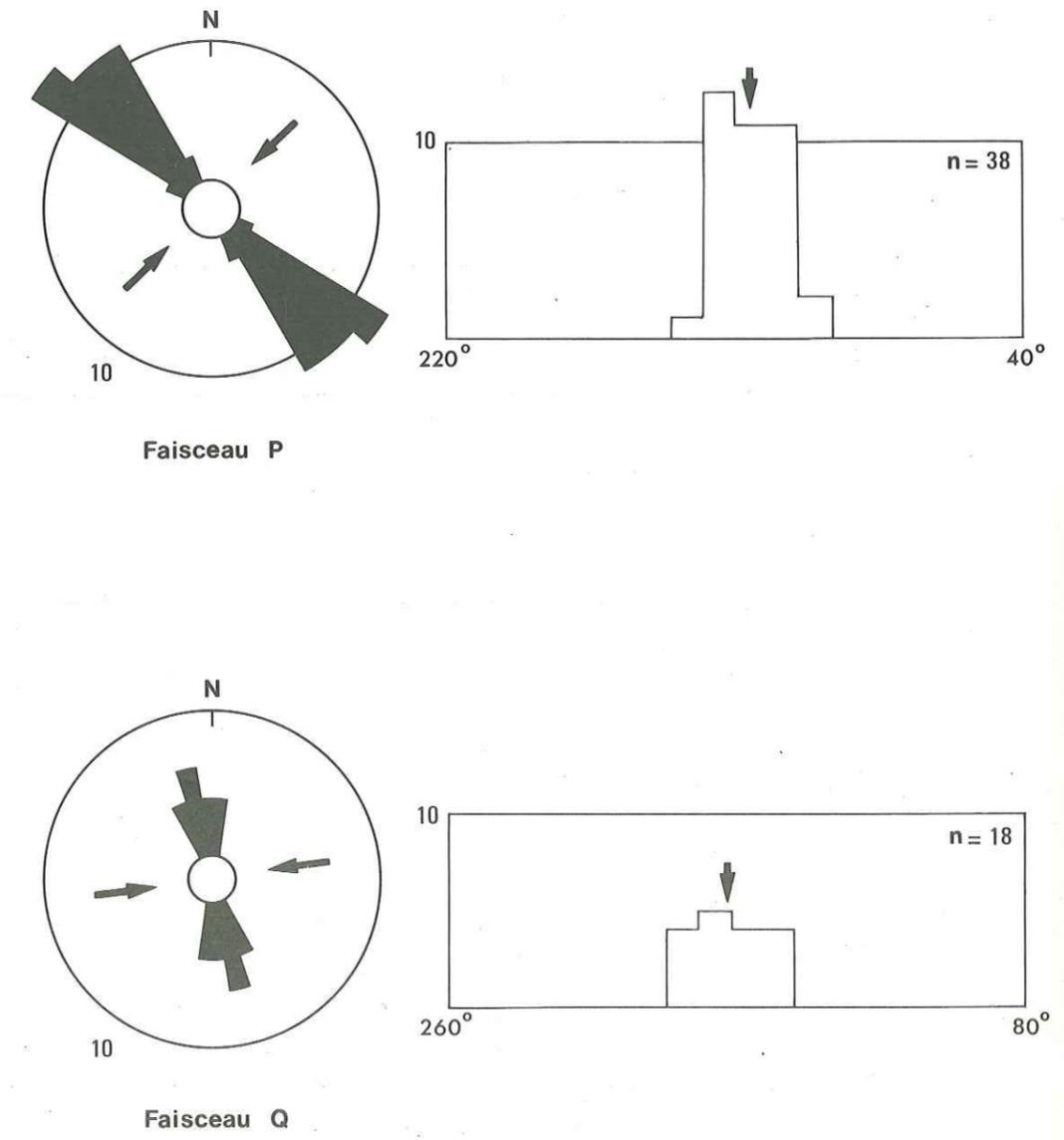


Figure - 34

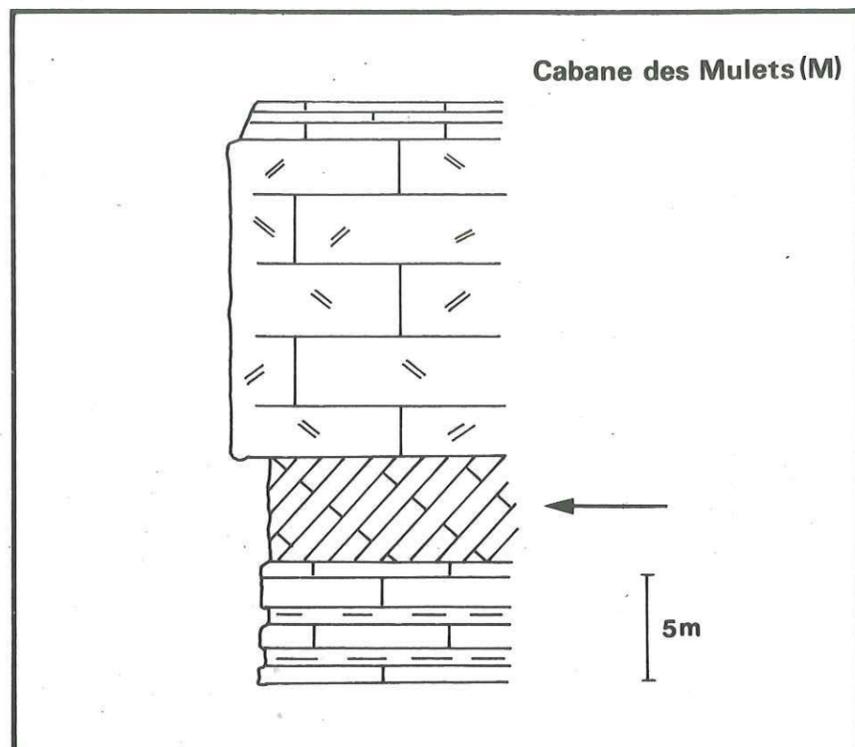


Figure -35

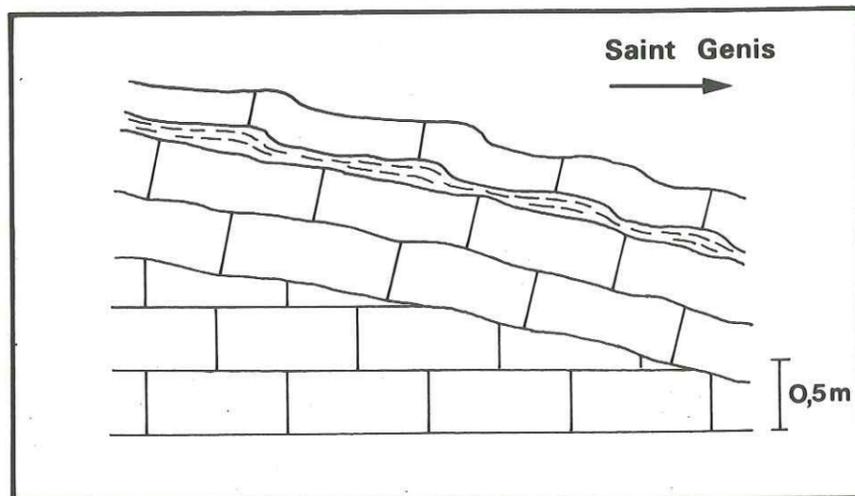


Figure -36

faisceaux P et Q), la validité générale de ce mode d'analyse. On ajoutera encore concernant cette même coupe de Sisteron, que des mesures analogues ont été effectuées dans quatre faisceaux contournés différents (Berriasien moyen - Valanginien inférieur). Les pentes correspondantes sont fort voisines :

50-230 ; 80-260 ; 30-210 ; 90-270.

On notera enfin qu'un niveau de calcarénite présente, sur sa semelle, des figures de courant indiquant un sens $90^\circ \rightarrow 270^\circ$.

On abordera dans la dernière partie (page 207) la signification de telles mesures dans une reconstitution paléogéographique. Sur différents exemples, on présentera ici les structures majeures observées, en indiquant dans quelle mesure elles permettent de reconstituer la direction (voire le sens) du glissement ainsi que certaines conditions ayant présidé à celui-ci. Parmi ces exemples, certains ont déjà été présentés (BEAUDOIN, 1972) ; aussi seront-ils simplement rappelés succinctement.

Coupe M (Cabane des Mulets), Tithonique inférieur, figure 35

On observe là, au sein d'une série faiblement inclinée, un niveau puissant d'environ 5 mètres, caractérisé par la présence de tronçons de bancs calcaires parallèles entre eux, formant avec le plan général de stratification un angle d'environ 45° . Les limites de ce faisceau sont franches, bien parallèles au plan général de stratification.

Ce pendage relatif suggère un déplacement (sur la figure) de la droite vers la gauche (matérialisé par la flèche). Ce sens est conforme à celui relevé quelques kilomètres au Sud sur la base de l'examen des figures sédimentaires (coupes V et PF).

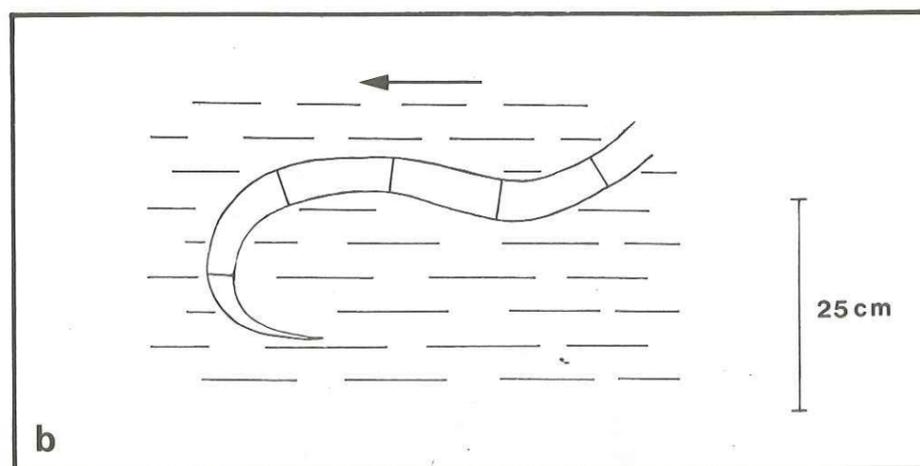
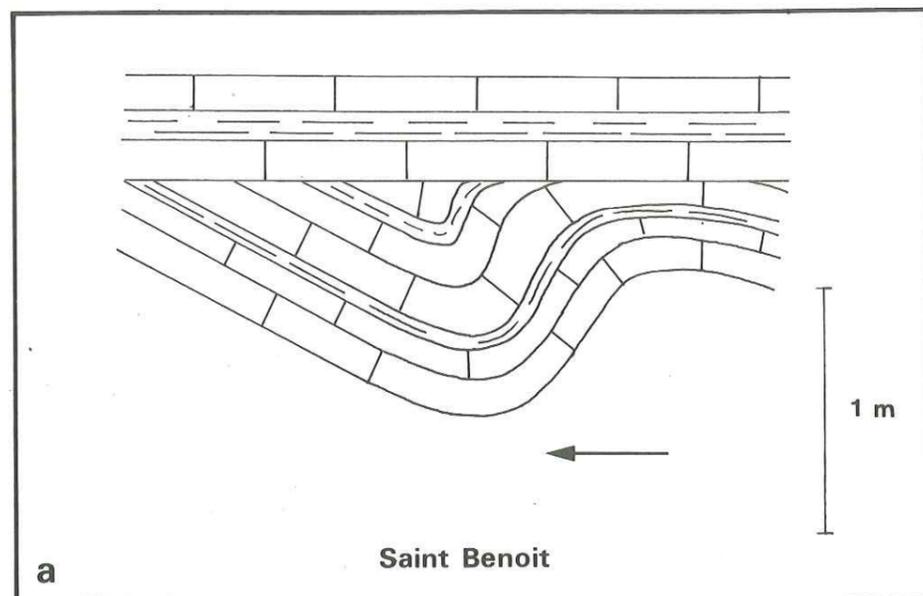


Figure - 37

Saint-Genis, Tithonique, figure 36

La série analysée en plusieurs points du synclinal de Saint-Genis (à une vingtaine de kilomètres au NW de Sisteron) a fourni plusieurs exemples de chenaux, tous orientés N-S. A la base de la falaise calcaire tithonique, on a relevé l'axe de plusieurs rouleaux dans un niveau contourné puissant de quelques mètres : l'ensemble des mesures correspond à des axes E-W, indiquant une direction de glissement N-S.

La figure 36 montre un exemple de structure qui permet de proposer le sens du glissement. On voit en effet là les bancs inférieurs, non affectés, tronqués par les termes supérieurs qui les ravinent. Ces relations suggèrent un déplacement de la gauche vers la droite, soit, sur le terrain, du Nord vers le Sud.

Saint Benoit, Berriasien, figure 37 a, b.

De nombreuses observations ont été effectuées dans les marno-calcaires berriasien entre le Pont d'Espenel et Saint-Benoit (SW de Die). Sur la base de chenaux et Flute-casts, on peut déterminer la direction et même le sens du courant, soit $300 \rightarrow 120$. Diverses mesures d'axes de rouleaux indiquent des directions de glissement $300-120$, $270-90$, $320-140$. Deux observations permettent de préciser le sens du déplacement.

La figure 37a présente un dispositif qui confirme clairement le caractère synsédimentaire de la déformation. En outre la nette dissymétrie du rouleau figuré ici permet de proposer que le déplacement s'est effectué sur ce schéma, de la droite vers la gauche, soit selon le sens $270 \rightarrow 90$.

Le détail de la figure 37b a été relevé au sein d'un niveau présentant de nombreux rouleaux ; il s'agit d'un lambeau de banc calcaire pris dans une matrice marneuse. La mesure de l'azimut de la génératrice indique

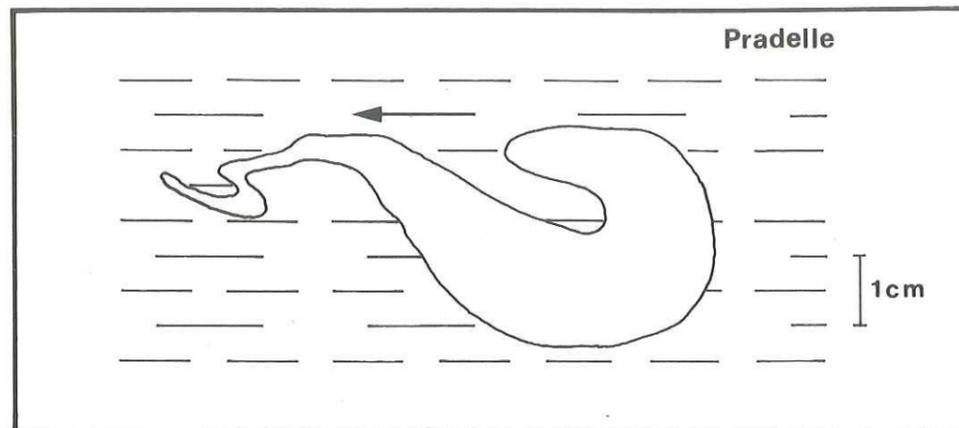


Figure - 38

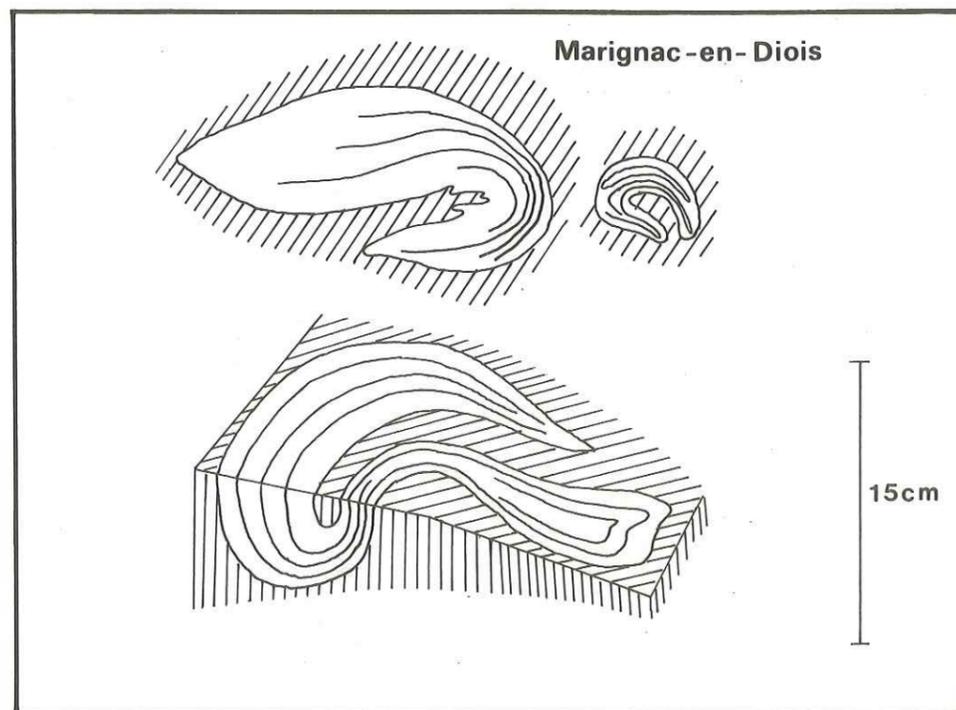


Figure - 39

(d'après ALLIOT et al. 1964)

une "paléo-horizontale" 50-230. La dissymétrie et surtout la terminaison effilée suggèrent un déplacement de la droite vers la gauche, soit sur le terrain de 320 vers 140.

Pradelle, Berriasien, figure 38

Au sein de la série berriasienne, plusieurs mesures d'axes de rouleaux permettent de déterminer la direction de glissement, soit 130-310. Reste à préciser le sens. Pour ce faire, on peut utiliser les très belles structures de contournement qui affectent dans le délai les "copeaux" calcaires présents dans une matrice marneuse. Ainsi sur la figure 38, où, à cette échelle centrimétrique, on peut proposer (en raison du déversement) que le déplacement s'est effectué, sur la figure, de la droite vers la gauche (soit un sens 310 → 130).

Ce type de structures a été assez fréquemment décrit dans cette région du Diois, en particulier dans la région de Marignac. Ce sont les "phacoïdes" reconnus par ALLIOT et al. (1964) et cités par LE HEGARAT (1973) : pour cet auteur, "les gravelles ont probablement emprunté de larges chenaux, le long desquels elles arrachèrent au substratum pélagique des fragments de calcaires non-induré. De plus, des lames de ce calcaire (ici figure 39) ont glissé depuis les parois instables et fluctuantes des chenaux jusque dans les masses graveleuses en mouvement".

Ces divers exemples, empruntés à des séries variées, montrent qu'il est possible, à différentes échelles, de reconstituer la direction, voire le sens, du glissement. Avant d'aborder le problème de l'origine du matériel, et d'étudier l'extension de ces phénomènes, nous étudierons en détail les affleurements de la coupe du Caire.

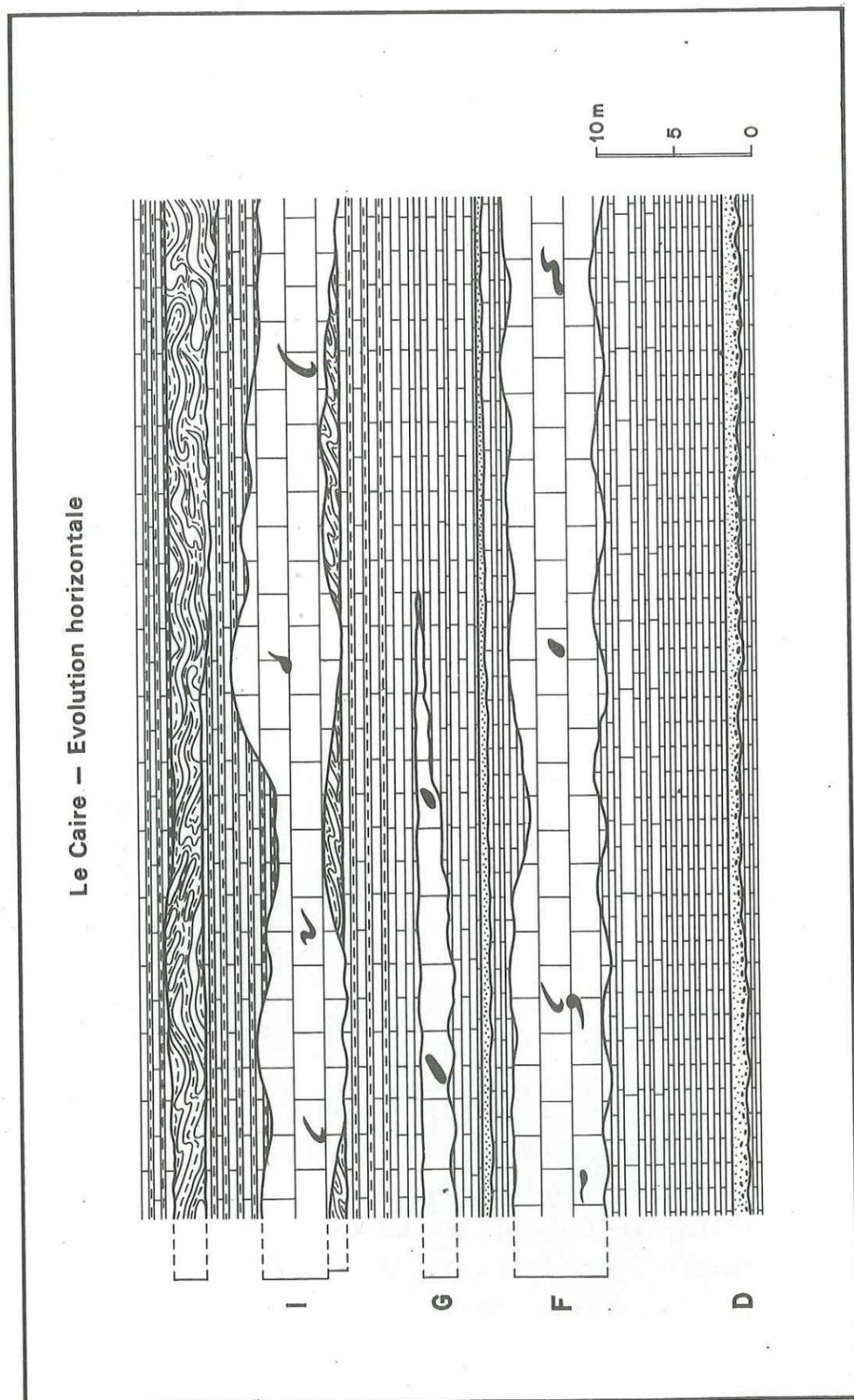


Figure - 40

Le Caire-Tithonique-Berriasien. Coupe K

Ainsi que nous l'avons rapporté (BEAUDOIN *et al.* 1974), la coupe du Caire (voir annexe p.46) comporte, au-dessus d'un ensemble de petits bancs calcaires jointifs représentant le Tithonique inférieur, trois barres calcaires puissantes (jusqu'à 4 m). Comme nous l'avons montré, ces trois barres F, G, I (figure 40 et planche XII, 2) correspondent à un glissement en masse de matériel fin d'âge base du Tithonique supérieur (voir ci-après, p. 139). On retrouve donc là les mêmes phénomènes que ceux signalés dans la coupe d'Archail (p.119).

L'affleurement du Caire permet une bonne observation des structures et de l'évolution latérale. Les résultats en sont synthétisés sur les figures 40 et 41. On voit là tout d'abord que l'épaisseur de ces niveaux calcaires contournés est très variable : de 0 à 3 m pour la barre médiane G, de 3 à 6 mètres pour la barre supérieure I. Ces variations d'épaisseur sont rapides ; elles correspondent à des irrégularités et de la surface inférieure, et du toit de ces barres calcaires. En effet, les barres *ravinent* le sédiment sous-jacent, si bien que le petit niveau contourné, marno-calcaire, que surmonte la barre I, n'apparaît que de façon discontinue. A ce ravinement en grand s'ajoute la présence de *goutières* basales, cylindriques, profondes de 10 à 30 centimètres, dont la géométrie évoque celle d'un chenal ; il s'agit clairement de larges cannelures réalisées par l'érosion du substrat par la masse calcaire en mouvement (elles donnent ainsi la direction du glissement) (voir la planche XIII, 1). Ces variations de la profondeur de ravinement conduisent même à la disparition latérale du niveau médian, qui apparaît ainsi sous forme de flaques discontinues.

Les variations de la surface supérieure sont tout aussi brutales (planche XIII). Ceci indique que le matériel avait une viscosité élevée, peut-être liée à

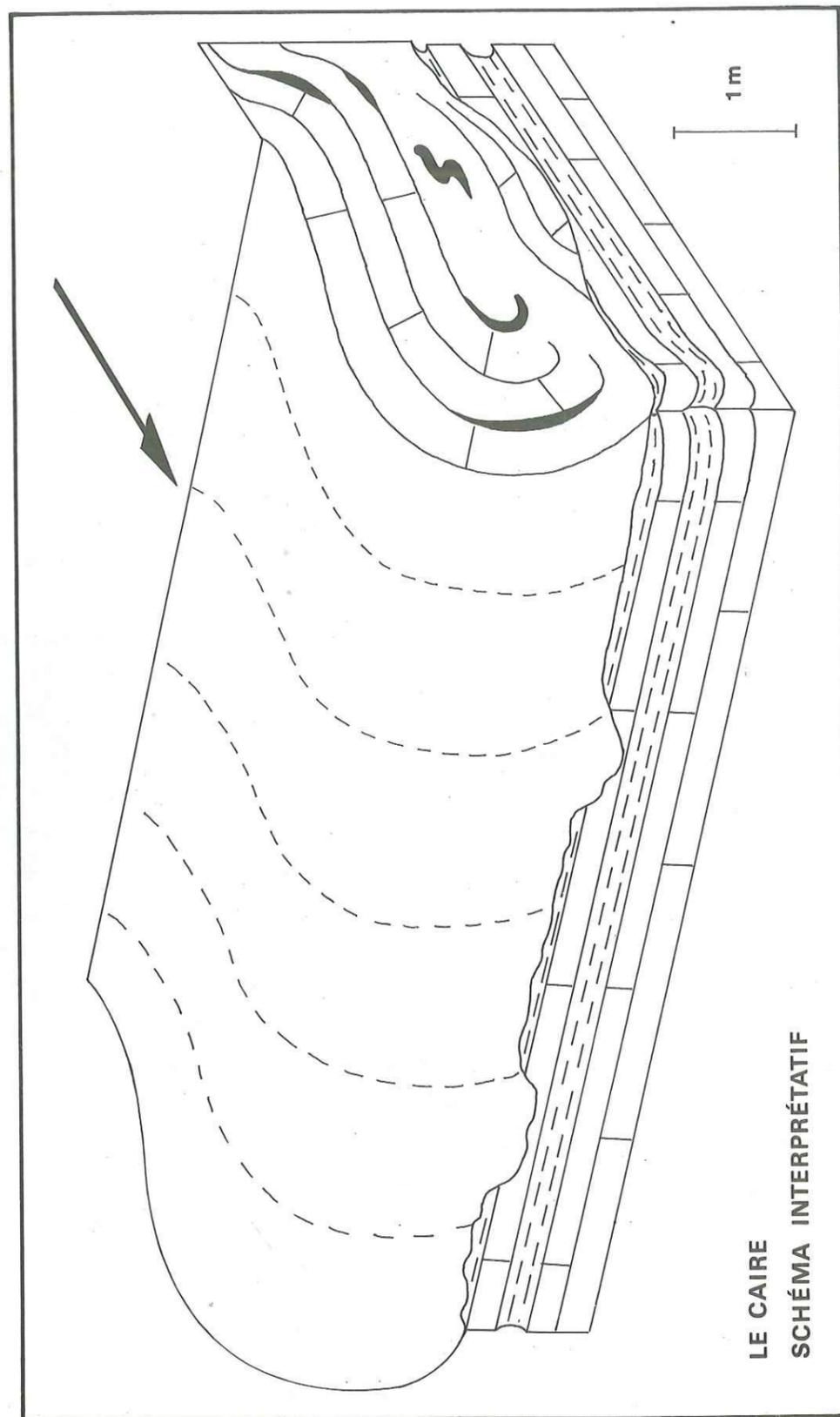


Figure - 41

un début de consolidation ainsi qu'à la faible teneur en argiles. La surface supérieure était donc fort irrégulière, reflétant en particulier la présence d'énormes "grumeaux" au sein de la masse calcaire (planche XIII, 2). Ces irrégularités ont été petit à petit effacées lors du comblement des dépressions par le sédiment supérieur.

L'observation des corps calcaires eux-mêmes conduit à reconnaître par place des traces de la stratification originelle. Soit directement, sous la forme de paquets de bancs restés cohérents (planche XIII, 3), voire sous la forme de rouleaux. Soit indirectement, en observant la géométrie des silex obliques (planche XIII) ou contournés. C'est d'ailleurs bien souvent la forme de ces accidents siliceux qui suggère que l'on a affaire à un faisceau contourné (voir ci-après, p. 165, la description de ces accidents siliceux dont l'origine diagénétique précoce peut être démontrée).

On peut regrouper ces diverses observations sous la forme du schéma de la figure 41 : on imagine bien ce rouleau de matériel visqueux glissant sur une pente, engendrant des grumeaux en son sein, raclant le substratum, et s'immobilisant en présentant une surface supérieure très irrégulière. La reconstitution dans l'espace des divers caractères permet aisément de restituer le sens du déplacement (figure 41), soit, sur le terrain, 80 → 260).

III - ORIGINE ET AGE RELATIF DU MATERIEL

S'il est relativement aisé de déterminer, ponctuellement, la direction (voire le sens) de déplacement, il est difficile d'en déterminer l'ampleur. On ne pourra estimer celle-ci qu'après avoir reconnu l'extension du phénomène sur la base de corrélation. Mais il est parfois possible de préciser les "déplacements dans le temps".

Dans de nombreux cas, en particulier pour le Berriasien, on ne peut mettre en évidence une différence d'âge entre le substratum et le matériel re-déposé par ce mécanisme de glissement synsédimentaire. Cependant quelques exemples montrent au contraire que cette différence peut être très importante. Nous en considérerons ici deux : la coupe de Saint-Martin (SM) d'une part, celle du Caire (K) d'autre part.

La coupe de Saint-Martin (SM)

Levée avec le concours de G. de Naurois, J.C. Chermette et M. Pinault, cette coupe a été la première à montrer un important décalage d'âge entre une masse glissée et son substratum.

On observe là, en effet, sur une douzaine de mètres, une tranche de sédiment d'âge kimméridgien-base du Tithonique supérieur, qui repose sur les premiers niveaux à Calpionelles de la base du Tithonique supérieur ; elle est à son tour surmontée par des marno-calcaires berriasien (annexe, coupe SM p. 80). L'absence de toute discontinuité d'origine tectonique au sein de cette coupe a permis de proposer que l'on avait là le résultat d'un glissement synsédimentaire qui avait conduit, en ce point, à une conformité des pendages. L'examen des affleurements voisins a largement confirmé cette hypothèse : les structures de contournement sont particulièrement caractéristiques (Planche XIV, 1).

La coupe du Caire (K)

Ainsi qu'il a été indiqué précédemment, la série du Caire comporte trois barres calcaires qui doivent être interprétées comme résultant d'un re-dépôt par glissement sous-marin.

On peut disposer, au sein de la série du Jurassique terminal-Berriasien, d'une échelle chronologique particu-

lièrement fine (voir la troisième partie, l'analyse chronologique). On peut donc dater avec précision les faisceaux contournés d'une part, les niveaux encadrants et en particulier leur substrat, d'autre part.

- le substrat de la première barre (F) représente le haut du Tithonique inférieur (Saccocomidés seuls) : ce même niveau repose latéralement sur des assises comportant, associées aux derniers Saccocomidés, les premières Calpionelles, en particulier *Cr. intermedia*).
- le substrat de la seconde (G), le passage Tithonique-Berriasien (*Cr. parvula*, *C. alpina*, *T. carpathica*).
- le substrat de la troisième (I), marno-calcaire, représente (abstraction faite du faisceau contourné présent de façon discontinue) le bas du Berriasien moyen (*T. carpathica*, *C. alpina*; juste au-dessus apparaît *C. elliptica*).

Les trois barres F, G, I comportent, elles, associées à des Saccocomidés, des Calpionelles de la base du Tithonique supérieur (*Cr. intermedia*, *Cr. massutiniana*, *C. alpina*).

Cet important décalage souligne le caractère *resédimenté* de ces masses de calcaire fin. Il indique que ces sédiments d'âge base du Tithonique supérieur n'étaient pas complètement lithifiés au Berriasien moyen, soit une amplitude que l'on peut estimer à 5-8 millions d'années (Geol. Soc. Phanerozoic time-scale, 1964). Cet important contraste explique sans doute, pour partie tout au moins, la forte viscosité du matériel. Mais il implique également que ce Tithonique supérieur (basal) affleurerait, et sur une surface sans doute importante, au Berriasien moyen. D'où l'image d'une pente, ou un haut de pente, dénudé et présentant à l'affleurement un matériel non totalement consolidé.

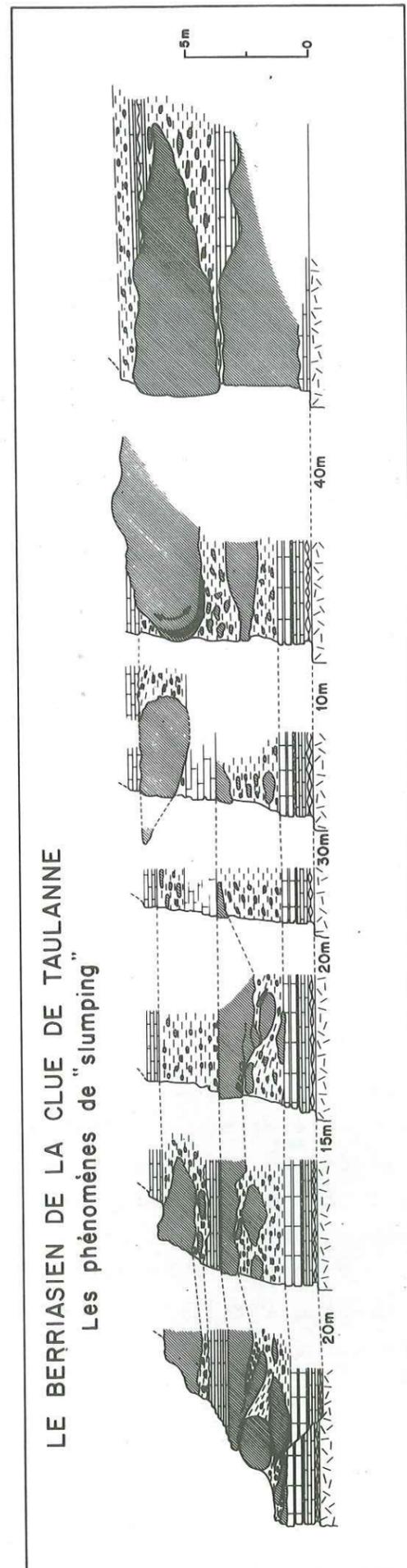


Figure - 42

IV - EVOLUTION VERTICALE ET HORIZONTALE ; RAPPORTS AVEC LES SEQUENCES DETRITIQUES.

L'analyse des rapports avec les séquences détritiques peut se faire soit en recherchant des faciès intermédiaires ou composites, soit en observant d'éventuelles relations verticales (sur une même coupe), soit enfin en cherchant à suivre des évolutions latérales (ce qui suppose qu'on soit assuré de la continuité ou tout au moins de la précision de la corrélation). C'est cette triple démarche que nous suivrons.

Un des meilleurs exemples de faciès composite s'observe juste au-dessus de la série calcaire puissante qui caractérise les coupes de Chabrières, du Pas de l'Escaie et de Taulanne. L'affleurement le plus démonstratif est sans doute celui du ravin de Tabori, où a été levée la coupe τ , constituée en fait par une série d'observations reportées sur les 7 schémas de la figure 42. La distance totale entre les points extrêmes du cheminement est d'environ 150 m. On observe là deux (voire 3) niveaux conglomératiques, séparés par des bancs réguliers de calcaire berriasien. Ces niveaux conglomératiques ravinent leur substrat, jusqu'à devenir coalescents (coupes III, VI). Mais la caractéristique majeure est la présence d'énormes blocs de calcaire au sein de ces conglomérats. (L'analyse de la micro-faune ne permet pas de les distinguer, chronologiquement, des autres éléments détritiques, ni pratiquement du substrat). Mais on a la certitude que ces blocs n'étaient pas consolidés ; dans la coupe I, l'accolement des paquets de sédiment encore mous a été si bien réalisé qu'on ne peut plus définir de limite ; au niveau de la coupe VI l'un des plus gros blocs (plus de 15 mètres de long) présente (planche XIV, 2) une "charnière" caractéristique d'un rouleau de contournement. On avait donc là, au sein de la masse en mouvement, sensiblement isochrone, des

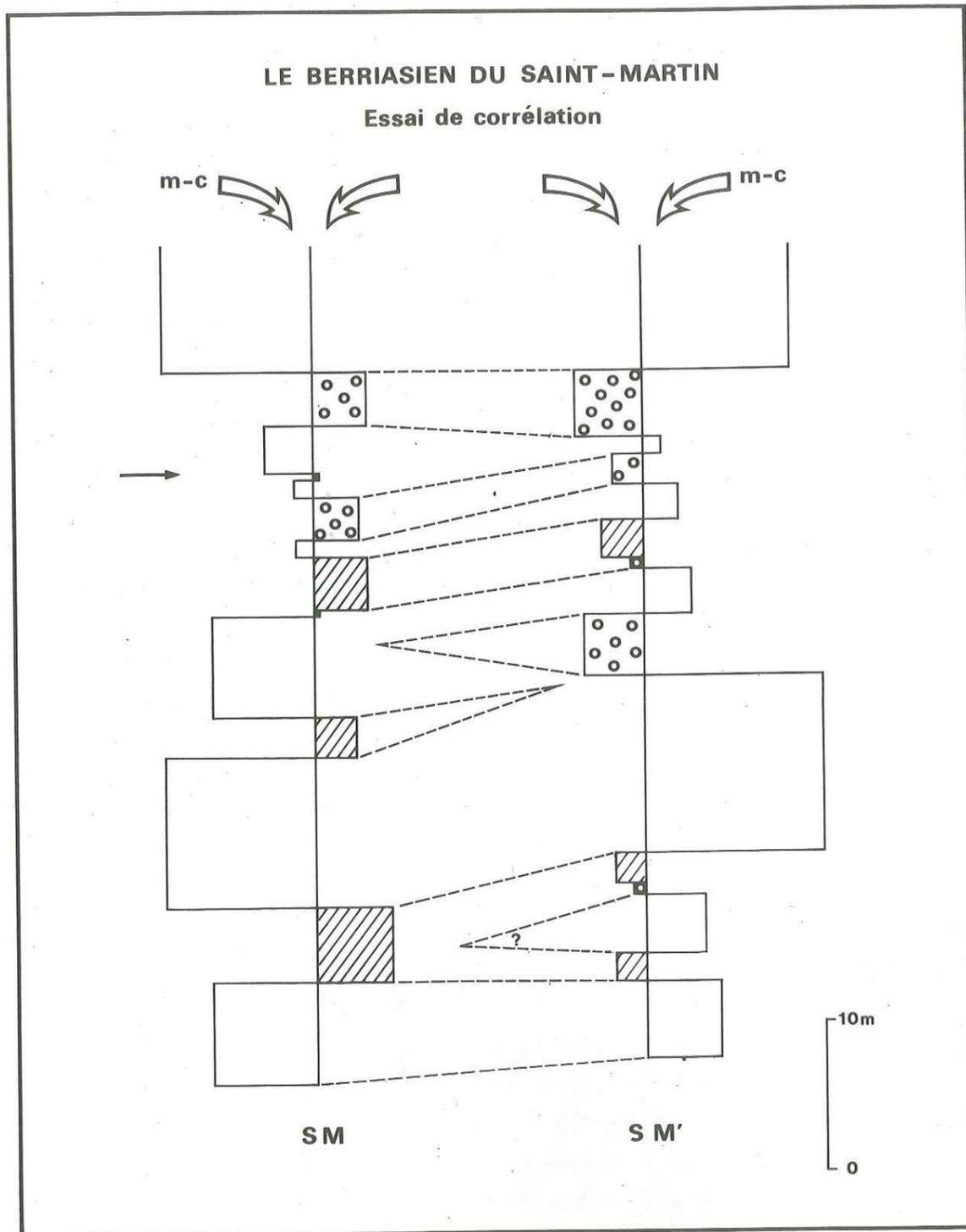


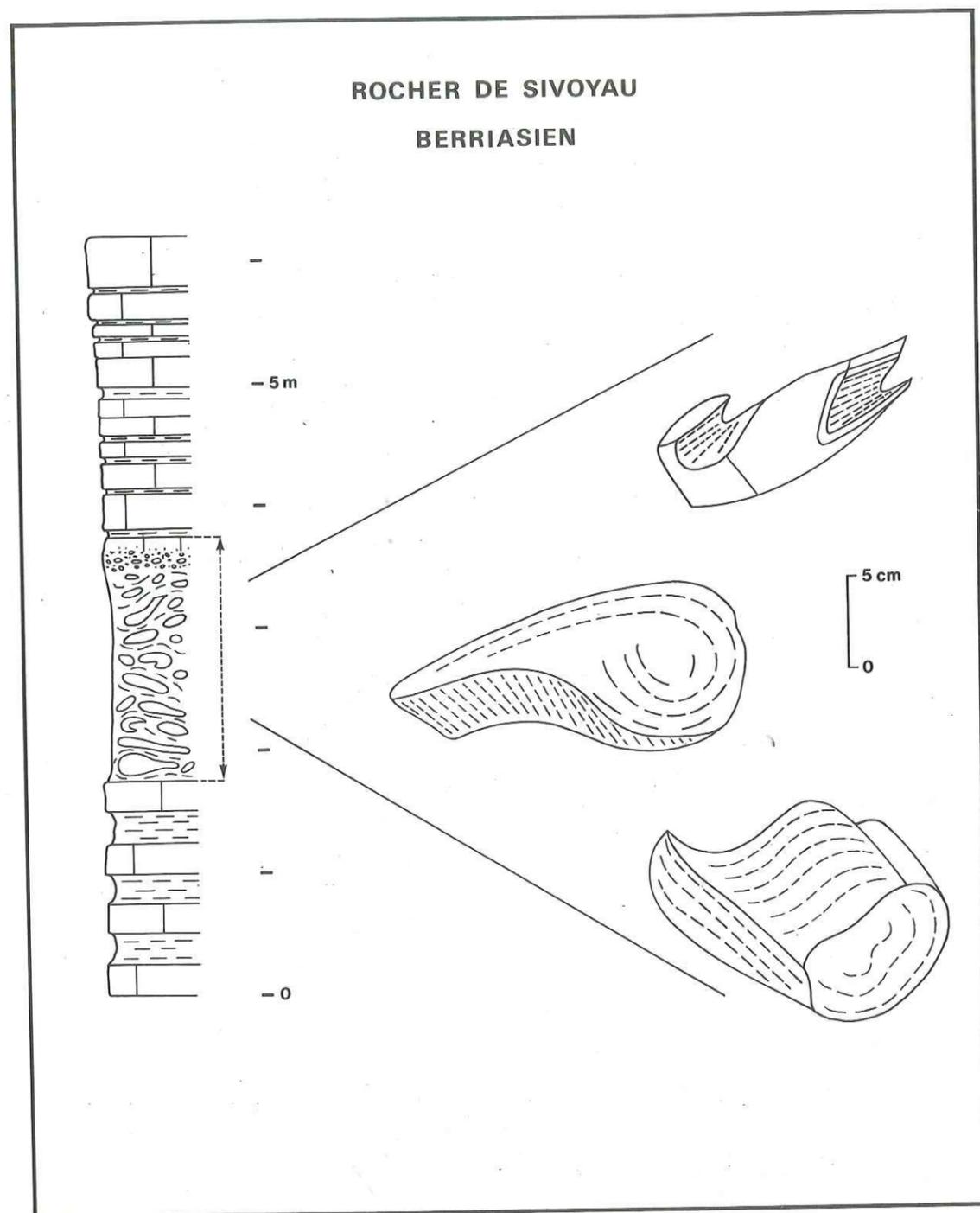
Figure-43

lambeaux de grande dimension susceptibles de se contourner. Leur viscosité était importante, comme en témoigne leur surface supérieure très irrégulière, qui les fait parfois ressembler à de très gros grumeaux. Ce qui fait que dans certains cas (coupes VI et VII en particulier) le sédiment sus-jacent commence par régulariser la surface (planche XIV, 3).

Les mêmes caractères s'observent dans les coupes γ et BL qui concernent, elles aussi, les premiers mètres de sédiment surmontant la série calcaire puissante (voir annexe, p.9, 13). L'extrême parenté conduit à penser que l'on observe là un même phénomène, de grande ampleur, qui a sans doute correspondu à un important glissement sur la pente de matériel berriasien non consolidé. En fonction des points d'observation, il demeure plus ou moins de paquets de sédiment cohérent, qui ont le plus souvent subi des déformations importantes.

Si cet exemple de Taulanne est parmi les plus caractéristiques, on doit indiquer que ces faciès composites, intermédiaires entre un simple faisceau contourné et un niveau détritique (souvent conglomératique) sont abondants. Leur présence a déjà été signalée au chapitre A, où il est indiqué, au sein de conglomérats à matrice marneuse, des lambeaux calcaires manifestement mous au moment de leur re-dépôt (ainsi les niveaux G73 de Saint-Geniez, DI1 des Dourbes ...).

En ce qui concerne les relations verticales entre les faisceaux contournés et les niveaux détritiques, un certain nombre de coupes s'avèrent particulièrement instructives. Il s'agit en particulier de celle de la Clue de Barles (fig. 31), celles du Saint-Martin (figure 43), ou encore celle d'Archail (figure 30).



On observe dans ces trois cas que la partie basale des faisceaux contournés est assez souvent constituée par un niveau conglomératique : c'est le cas dans le Berriasien de la Clue de Barles pour les deux faisceaux contournés inférieurs (fig. 31 et 32), dans la coupe d'Archail (fig. 30) pour les deux faisceaux inférieurs de l'ensemble K ; c'est aussi ce que l'on observe dans la coupe S M' du Saint-Martin (figure 43), à deux reprises. Il semble que l'on puisse expliquer cette relation en proposant que les *frottements* exercés sur le fond conduisent à une fragmentation du matériel de la partie basale de la masse en mouvement.

A l'inverse, il apparaît dans certain cas soit un niveau conglomératique à ciment abondant, soit un niveau calcarénitique au sommet des faisceaux contournés. Dans ce cas on peut imaginer qu'il s'agit là du dépôt d'une sorte de nuage qui surmontait la masse de sédiment en mouvement pendant le déplacement, et qui s'est en quelque sorte "décanté" lors de son arrêt.

Un exemple en est fourni par le Berriasien du Rocher de Sivoyau (au Sud de la coupe de Saint Geniez, G).

On note là en particulier la présence d'un faisceau contourné puissant de 2 mètres (figure 44) ; ce niveau présente des éléments décimétriques contournés aux structures caractéristiques dont l'analyse permet de préciser le sens du déplacement (+ 140, + 200) ; ces éléments, analogues aux "phacoïdes" cités par LE HEGARAT (cf. p. 374) représentent un terme de passage entre les faisceaux contournés et les conglomérats. Ce même faisceau présente une structure caractéristique en ce qu'il est couronné par un mince *niveau granoclassé* débutant, sans limite franche avec son substrat, par un conglomérat à éléments centimétriques dont certains sont marneux, et passant progressivement à un calcaire fin. Si bien que l'ensemble des deux mètres de sédiment correspond

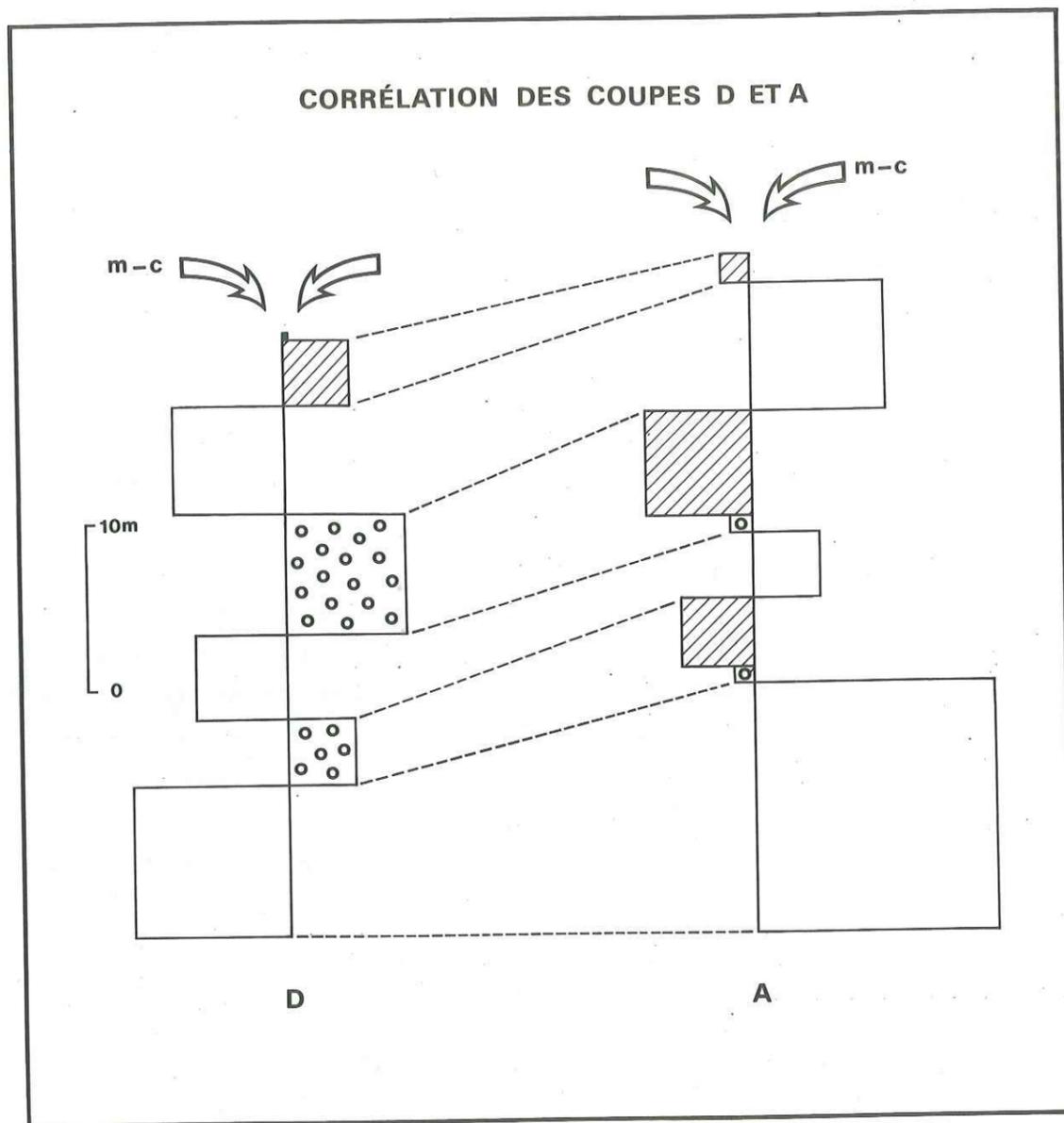


Figure - 45

à un seul temps de mise en place.

La relation avec les niveaux détritiques peut ainsi correspondre, sur une même verticale, à la présence

- d'un *conglomérat basal*, résultant de la désorganisation du matériel liée au *frottement* sur le fond.
- d'une *calcarénite granoclassée sommitale*, parfois plus grossière dans sa partie inférieure, liée à la mise en place finale d'une sorte de nuage suivant et surmontant la masse en mouvement.

Cette séquence caractéristique des faisceaux contournés une fois dégagée, et reconnue sur de nombreux exemples, on est conduit à en rechercher l'évolution latérale.

De ce point de vue nous retiendrons essentiellement le couple des coupes A et D, d'Archail et des Dourbes, illustré par la figure 45. Cette figure a été établie suivant les mêmes conventions que les figures 32 et 43. On y notera le fait que les deux faisceaux contournés inférieurs de la coupe d'Archail (dont on signalait plus haut qu'ils comportaient une partie basale conglomératique) trouvent leur équivalent, dans la coupe des Dourbes, c'est à dire à une distance d'environ 5 km, dans deux niveaux conglomératiques de puissance très voisine ; ces niveaux comportent d'abondants lambeaux calcaires, dont certains ont subi une déformation de type contournement au cours de leur déplacement (planche XIV, 4). La relation génétique est ici particulièrement claire ; cette observation conduit à placer la coupe D en position "aval" par rapport à celle d'Archail (tout au moins en projection sur cette transversale). Les relations spatiales seront d'ailleurs complétées ci-après (figure 49).

On est conduit à proposer que les niveaux détritiques peuvent résulter de la *désorganisation basale*,

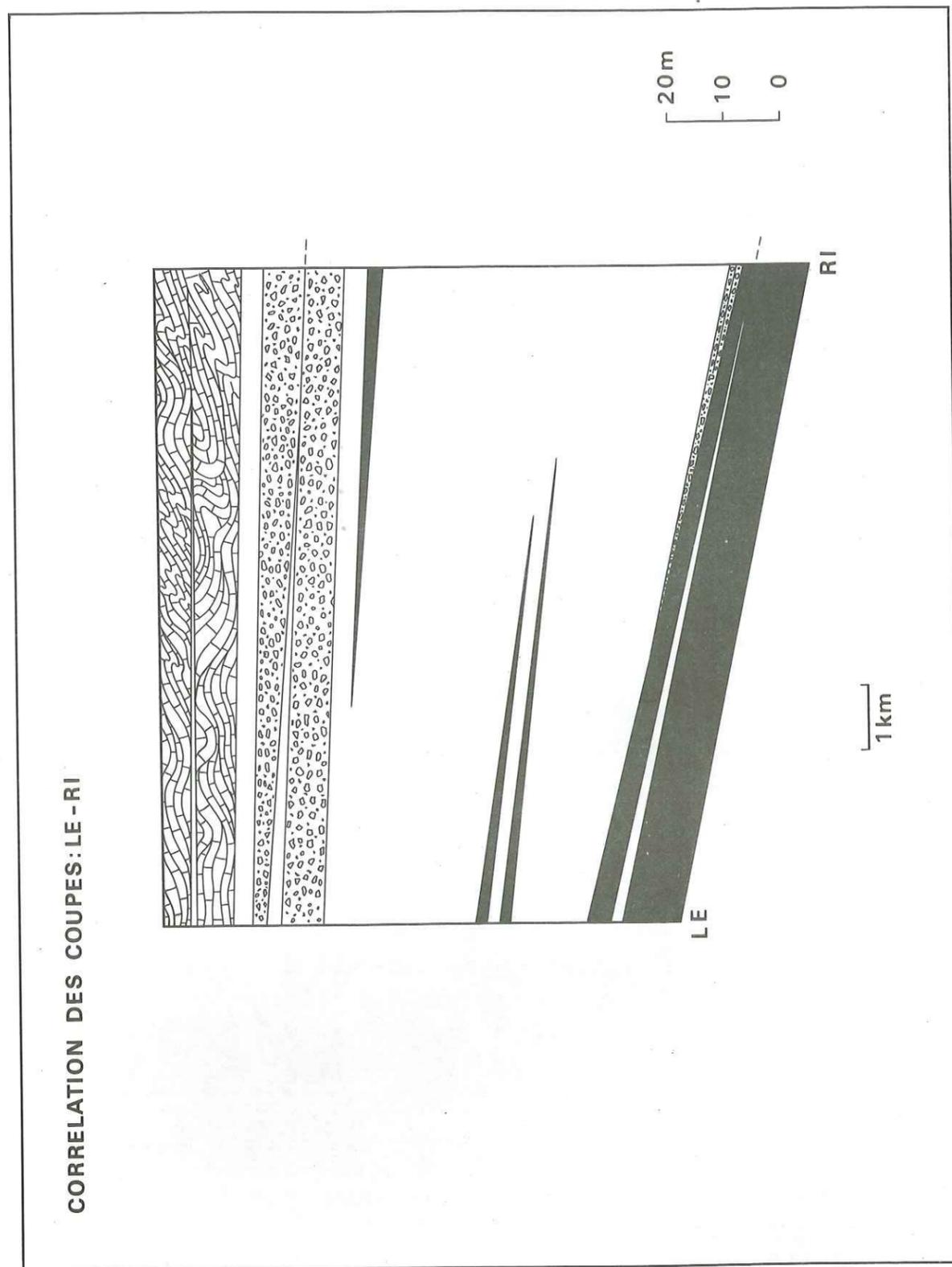


Figure - 46

latérale ou distale, d'une masse de sédiment précédemment ordonnée glissant sur le fond. Rappelons que l'amplitude de remaniement (la différence d'âge) n'est pas un obstacle, étant donné que l'on a montré que certains glissements s'étaient effectués longtemps après la sédimentation initiale.

V - EXTENSION DU PHENOMENE ; CORRELATIONS

Il est essentiel de pouvoir estimer l'importance de ces phénomènes de glissement sur le fond. Nous savons que les épaisseurs concernées peuvent être très importantes ; ainsi une dizaine de mètres pour un même faisceau dans la Clue de Barles (figure 31). Mais il faut faire là encore attention aux télescopages possibles. Cependant c'est sans doute plus encore la surface couverte qui importe (d'où des indications sur le volume de sédiment affecté).

Tout ceci implique que l'on soit certain des corrélations que l'on effectue de coupe à coupe, puisqu'il n'est pas possible d'assurer des observations continues. Nous aborderons successivement quatre exemples.

Corrélations entre Léouvé et Rigaud (LE-RI)

Ces deux coupes, situées respectivement dans les vallées de la Roudoule et du Cians, sont distantes, compte tenu des déplacements ultérieurs, d'une dizaine de kilomètres. Toutes deux comptent, dès la partie inférieure calcaire représentant le haut de l'Oxfordien, de nombreux niveaux contournés mêlés à des faisceaux détritiques.

On est alors conduit à proposer les corrélations indiquées sur la figure 46, qui sont corroborées par l'analyse chronologique ; celle-ci indique (Globigéri-nidés, Calpionelles) que les deux niveaux bréchi-ques supérieurs sont homologues entre les deux coupes.

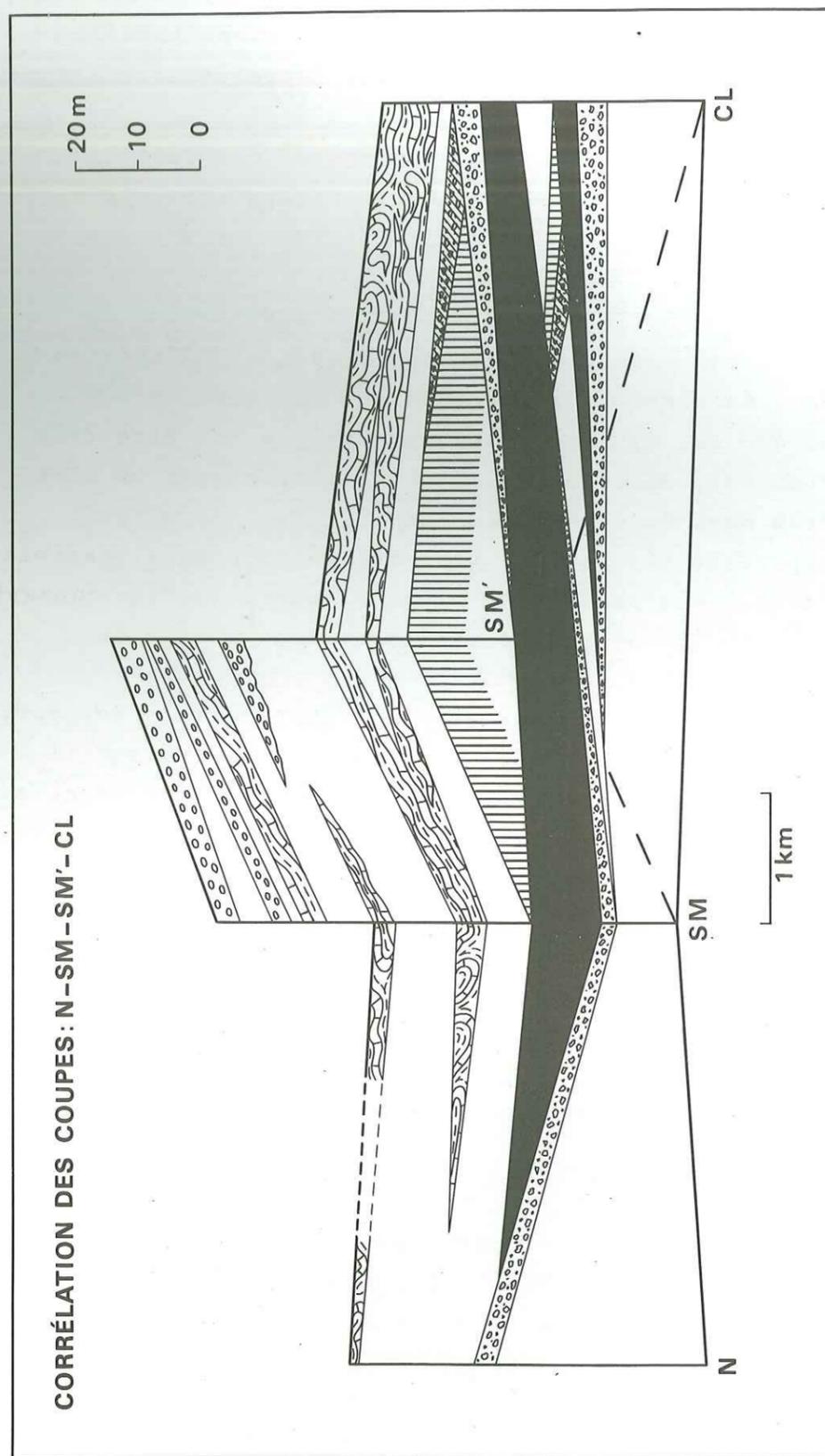


Figure -47

On remarquera alors que les niveaux les plus épais se retrouvent régulièrement, avec une certaine tendance à l'épaississement de LE vers RI et surtout une fréquente diminution, voire disparition, des bancs intermédiaires. A trois reprises on observe en effet, et pour les faisceaux contournés, et pour les niveaux bréchiques, un *télescopage* qui se fait dans le même sens, de LE vers RI. Si bien qu'il n'est parfois plus possible, pour le faisceau contourné supérieur par exemple, de mettre en évidence une quelconque discontinuité interne.

Corrélations entre Clavoune, le Saint Martin et Norante
(coupes CL, SM et SM', N)

Les corrélations proposées sont indiquées sur la figure 47. Elles s'appuient sur les caractères lithologiques et sur les données chronologiques : ainsi le faisceau glissé précédemment analysé au Saint Martin (p.138) correspond à un matériel beaucoup plus ancien que son substrat : c'est également ce que l'on constate à Clavoune et même à Norante : là en effet ce faisceau n'apparaît plus. Mais le niveau conglomératique qui marque sa base au Saint-Martin est présent, plus épais, et lui aussi situé juste au-dessus des premières Calpionelles. Par contre l'écart par rapport au pic à Globigérinidés (voir ci-après, p.117) a beaucoup cru par rapport au Saint Martin. Ceci pourrait être interprété en considérant que ces coupes SM et SM' représenteraient une zone de passage de matériel au cours de re-dépôt, qui aurait été comblée (partiellement) lors de la mise en place de cette masse importante. En tout cas le conglomérat que l'on observe à Norante en représente l'équivalent (distal ou latéral).

Sur une transversale Norante-Clavoune, et compte tenu des déformations, on suit donc un même niveau sur environ 8-9 km. Les faisceaux berriasiens présentent, semble-t-il une extension analogue.

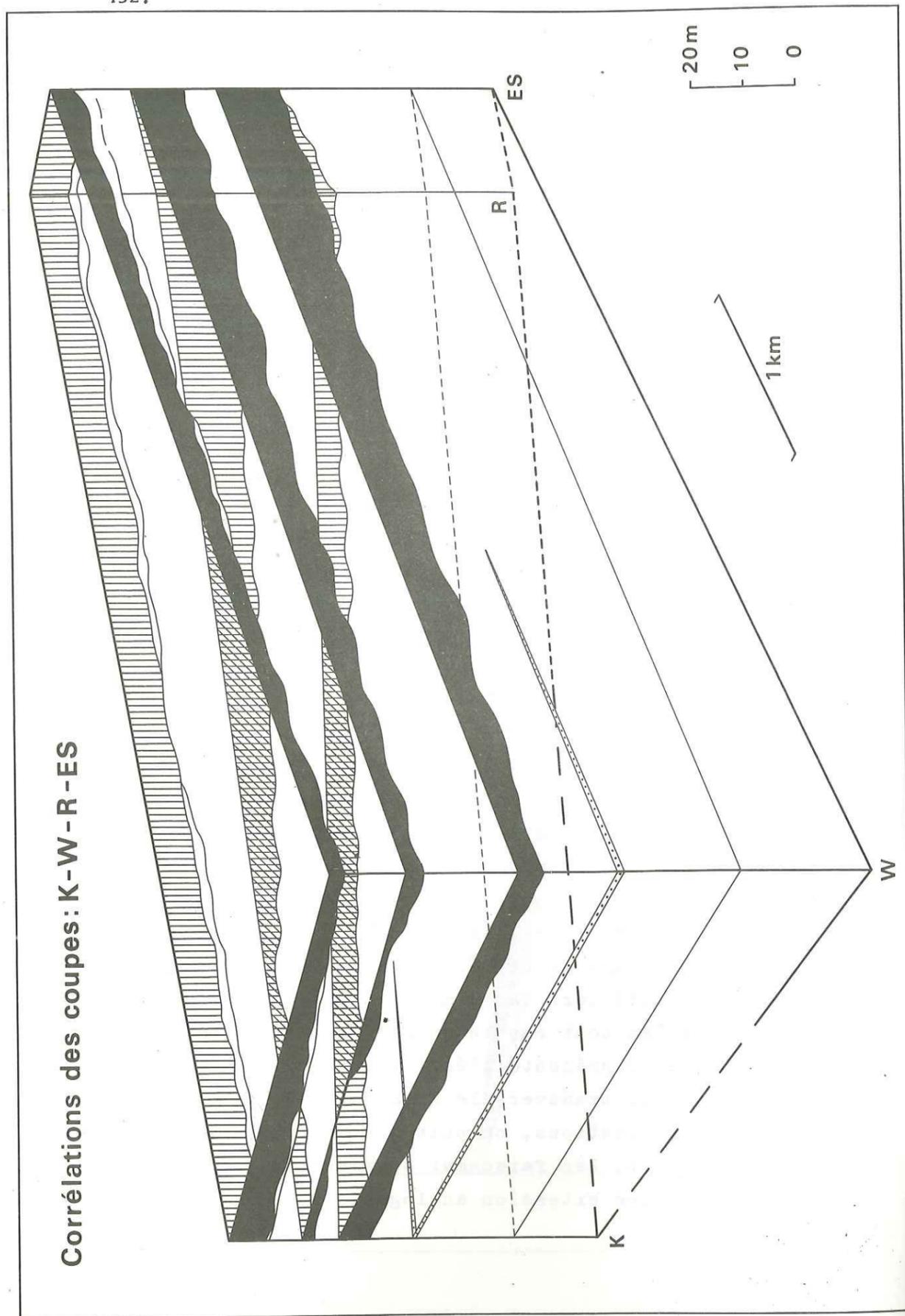


Figure-48

Corrélations entre Esparon, Reynier, Le Caire et Valavoire (ES, R, K, W)

Il faut faire là une remarque préalable. En effet les coupes R, ES et W appartiennent à une même unité structurale ; entre elles, les affleurements se suivent, même inaccessibles, en continuité. Par contre la coupe du Caire appartient au pays chevauché par l'unité précédente (chevauchement de Clamensane) Si bien que la reconstitution des positions respectives dépend des hypothèses que l'on formule sur les déplacements. A cet égard, l'hypothèse retenue ici doit être considérée comme minimale. Les distances au long desquelles on suivra un même niveau seraient donc elles aussi minimales.

La coupe du Caire, K, a été analysée en détail précédemment. Les caractéristiques essentielles en sont trois barres calcaires, d'âge base du Tithonique supérieur, re-déposées par glissement sur le fond, successivement presque immédiatement, puis à la limite Tithonique-Berriasien, enfin à la base du Berriasien moyen. On note de plus la présence, sous la barre sommitale, d'un petit niveau contourné berriasien discontinu.

Cette même succession s'observe dans les autres coupes R, ES et W, les seules modifications concernant les épaisseurs et le fait qu'à Valavoire (W) la barre sommitale a fait place à un conglomérat témoignant d'une viscosité importante en raison de la forme irrégulière de sa surface supérieure (planche XV, 2). Les faisceaux calcaires comportent les mêmes silex déformés. La barre supérieure surmonte, à Reynier comme à Esparon, un niveau contourné à matériel berriasien. Enfin l'âge des substrats respectifs est le même et ces barres présentent elles-mêmes partout ce même âge : base du Tithonique supérieur. Si bien que l'on peut assurer là, en toute certitude, les corrélations entre les barres (figure 48 et planche XV).

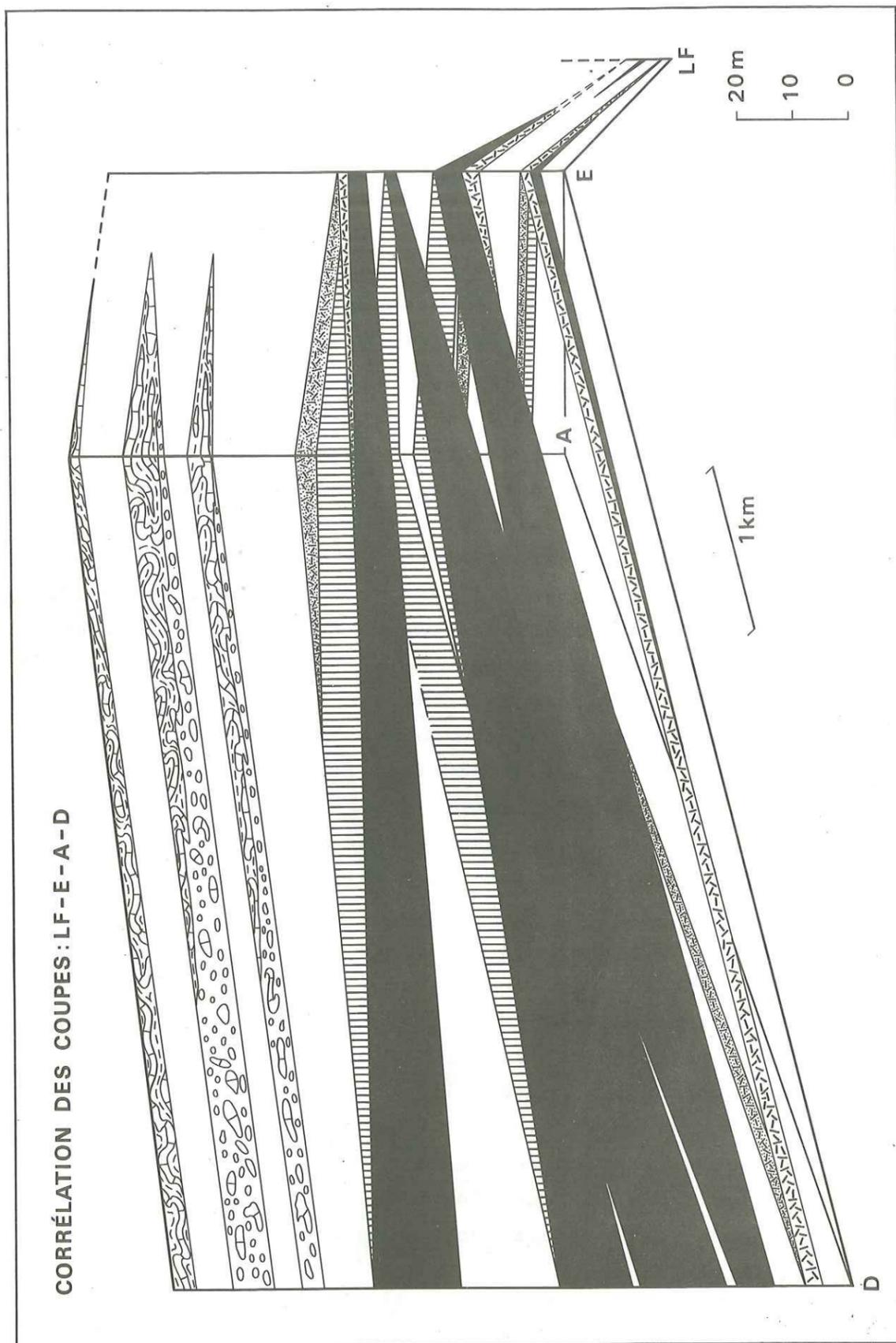


Figure - 49

Voici donc trois niveaux contournés que l'on suit sur une distance d'une dizaine de kilomètres entre Esparon et le Caire (ES-K) : selon cette direction, la puissance va légèrement diminuant. En s'en tenant à ces seules quatre coupes, on obtient une surface d'environ 18 km². Admettant une puissance moyenne (plutôt faible) de 5 mètres, on obtient le déplacement, trois fois de suite, d'un volume de $90 \cdot 10^6$ m³ de sédiment. (Compte non tenu de la compaction diagénétique !). Mais plus encore c'est le déplacement horizontal qu'il faut considérer. Certains auteurs proposent en effet (LE HEGARAT 1973) que "le déplacement des bancs glissés n'a pas dû dépasser quelques mètres à quelques dizaines de mètres. A ce titre l'opposition est flagrante avec les brèches de resédimentation qui ont fait franchir à leurs éléments des kilomètres, voire des dizaines de kilomètres avant de les déposer". Or le fait que le matériel glissé repose en tout point observé sur un substrat plus jeune implique un *recouvrement* : soit, en fonction du sens de déplacement que nous avons déterminé au Caire, une translation d'au minimum une dizaine de kilomètres : c'est bien le même ordre de grandeur que celui envisagé pour les "brèches".

Corrélations entre La Faille, Le Pas de l'Evêque, Archail et les Dourbes (coupes LF, E, A et D)

La corrélation entre les faisceaux contournés berriasiens des coupes A et D a été proposée ci-dessus (figure 45, p.146). Si l'on considère l'intégralité de ces coupes, et que l'on étende aux coupes E et LF, toutes deux proches d'Archail, on peut construire la figure 49, où le niveau de référence inférieur correspond (à la différence des figures précédentes) à l'apparition des Calpionelles. On retrouve bien entendu l'évolution, pour le Berriasien, des faisceaux contournés d'Archail vers les conglomérats des Dourbes. Mais surtout il est possible

de retrouver, entre ces quatre coupes, des niveaux bréchiques à "silex en éponge" caractéristiques (voir page 166). Ceci permet d'assurer la corrélation des faisceaux contournés calcaires auxquels ils sont associés (voir la présentation de la coupe d'Archail page 119, figure 30). Si bien que l'on retrouve ici un cas très voisin de celui analysé précédemment à partir de la coupe du Caire. Les distances sont d'ailleurs du même ordre de grandeur. Et comme, là encore, il s'agit de matériel de la base du Tithonique supérieur re-déposé ultérieurement jusque dans le Berriasien, on doit encore penser que le déplacement fut important, de l'ordre de la dizaine de kilomètres.

Les phénomènes de slumping, ces glissements sur le fond de sédiment partiellement consolidé, apparaissent jouer un rôle important dans les processus de dépôt de notre série. Dans la dernière partie, on essaiera de quantifier cette importance. Mais on peut résumer les résultats essentiels obtenus : il s'agit de phénomènes de vaste ampleur, tant par le volume du sédiment en mouvement que par les distances de déplacement : ceci conduit à l'établissement de corrélations lithologiques plus précises que celles fournies par l'analyse de la faune. Le caractère catastrophique de ces glissements conduit à trouver là des repères instantanés. Par ailleurs, on a montré que la différence d'âge pouvait être considérable : ceci nous indique la lenteur des processus de lithification ; de plus on peut trouver là l'origine du matériel des niveaux détritiques. Enfin l'analyse des structures permet dans certains cas de reconstituer les pentes.

CHAPITRE D

DES ACCIDENTS SILICEUX

Ce chapitre ne prétend en aucun cas être une étude des accidents siliceux présents dans la série : les silex n'ont pas donné lieu à des recherches approfondies, travail qu'effectue par ailleurs M. RIO (*). Ces silex, qui apparaissent dans les faciès calcaires du Kimméridgien-Tithonique à l'exclusion des faciès marneux et calcaires du Berriasien, sont plus ou moins abondants en fonction de la position dans le bassin. C'est dire que, si nous reviendrons sur ce point dans la dernière partie consacrée au bassin, nous chercherons ici à bien préciser les relations avec le sédiment encaissant dans le but de reconnaître certains processus sédimentaires et diagénétiques dans un but de reconstitution paléogéographique. Nous aborderons successivement :

- I LES ACCIDENTS SILICEUX : DESCRIPTION, RELATION AVEC LE FACIES ENCAISSANT.
- II UNE SILICIFICATION DIAGENETIQUE PRECOCE
- III LES FACIES EN "EPONGE" (silicification et dolomitisation).

- I - LES ACCIDENTS SILICEUX : DESCRIPTION, RELATION AVEC LE FACIES ENCAISSANT.

Les accidents siliceux apparaissent donc dans des

 (*) On se référera aux remarquables travaux de CAYEUX (1929) et aux articles rassemblés dans le symposium de la SEPM (IRELAND, 1959).

faciès calcaires du Kimméridgien-Tithonique, le plus souvent dans des faciès fins, plus rarement dans des calcarénites ou des calcirudites. Dans ce dernier cas, (exception faite des *éléments* siliceux qui sont remaniés et sur lesquels nous reviendrons) on observe parfois des silex surimposés aux éléments et au ciment prenant une allure d'"éponge" : ce cas singulier sera examiné avec un certain détail ci-après (III).

Se limitant aux autres cas, les accidents siliceux apparaissent tout d'abord suivant les plans de stratification :

. soit selon les joints, sous forme ou bien de lits (continus sur l'affleurement et dont l'épaisseur n'excède pas 10 cm) ou bien de cordons amygdalaires.

. soit le plus souvent à l'intérieur des bancs, rarement en nodules dispersés, souvent en cordons plus ou moins continus. Les dimensions sont fort variables, l'épaisseur dépassant rarement 10 cm. Les surfaces supérieure et inférieure, planes en grand, sont souvent irrégulières, mais avec des formes bien arrondies. Les limites latérales, parfois capricieuses, sont également fréquemment arrondies.

A - LES STRUCTURES

Certains de ces silex présentent des structures accusées, essentiellement planes ou concentriques. On présentera quelques exemples.

La structure la plus fréquente consiste en des laminations parallèles qui apparaissent, en section, aussi bien au sein des silex que dans le sédiment encaissant : c'est le cas de l'exemple de la planche XVI, 1 emprunté à la coupe J' (niveau J'5g). Il s'agit de la plus épaisse séquence représentée sur la coupe de la figure 15 : on y note un niveau siliceux discontinu, bien

parallèle au plan de stratification, et surimposé à des laminations parallèles ; il devient évident que l'on a la preuve d'une *silicification diagénétique*. Cette même coupe montre d'autres exemples de silex apparaissant à l'intérieur des séquences, souvent au niveau de faciès calcarénitiques, surimposés à des niveaux à laminations parallèles.

A une autre échelle, l'exemple de la planche XVI, 2 niveau CNB11 (Chapeau de Napoléon) montre des structures planes : cet échantillon, dressé et passé à l'acide chlorhydrique, montre d'une part un restant de calcaire (en deux lits soulignés par les flèches), d'autre part des bandes claires et foncées : ces dernières correspondent à une silicification complète, les autres (claires) à une silicification partielle (sans doute 60 % de silice environ).

Mais on voit surtout les nettes laminations horizontales qui demeurent préservées au sein de ces zones partiellement silicifiées, alors que les limites de ces zones (et celle des zones complètement silicifiées) peuvent être obliques. L'existence de structures préalables, conservées lors de la silicification, confirme le caractère diagénétique de celle-ci ; plus, il apparaît que cette même structure (ainsi que la granulométrie) a favorisé le développement de cette silicification. (planche XVI, 3, 4).

On a plus rarement observé des structures concentriques. Le meilleur exemple est fourni, dans la coupe des Tourres, par le niveau TOF6 (voir figure 17) : on observe là, au sein d'un banc finement détritique (épais de 30 cm), à laminations parallèles peu perceptibles, un cordon de silex à structures concentriques (planche XVII, 1) : ces structures ne se marquent pas dans le sédiment encaissant (qui demeure à laminations parallèles) et sont bien liées à l'évolution diagénétique.

Ces structures ne sont pas vraiment concentriques, puisque les zones contrastées claires et foncées qui apparaissent dans la partie supérieure vont diminuant d'épaisseur et s'estompant vers le bas ; les zones grises, foncées, sont essentiellement caractérisées par l'abondance des *rhomboèdres de calcite* (résultant d'une dé-dolomitisation, voir ci-après, p.167.).

Au delà on constate que l'enveloppe du silex recoupe les laminations parallèles affectant le calcaire encaissant (structures soulignées par l'organisation des débris d'échinodermes).

On retiendra alors ici une succession correspondant à :

- silicification diagénétique
- apparition de rhomboèdres soulignant la structure concentrique de la masse siliceuse, sans doute liée à une silicification centrifuge (puis dédolomotisation).

Ajoutons que cette silicification diagénétique est peut-être précoce, car les laminations du calcaire sont sans doute un peu déformées au voisinage du silex, témoignant alors d'une compaction différentielle.

B - UNE ORIGINE DE LA SILICE ?

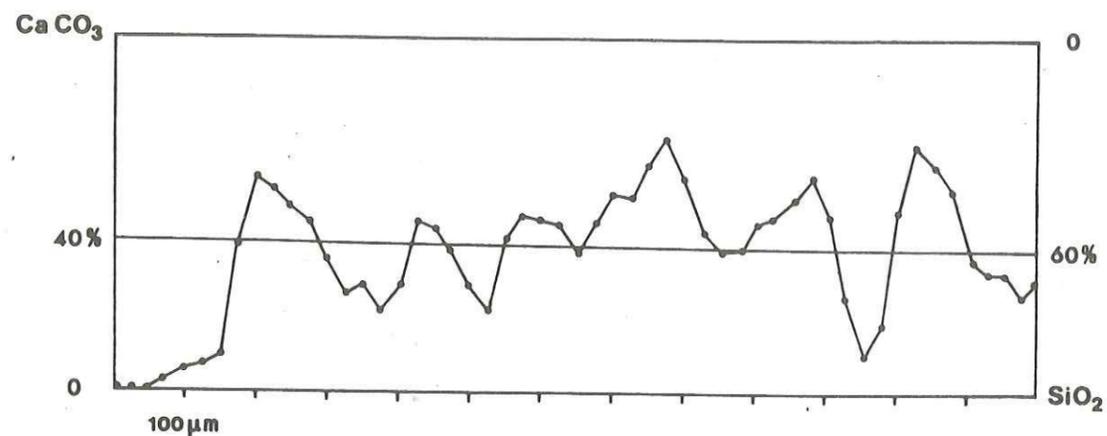
Une nouvelle fois, on fera d'abord référence à des cas a-typiques. En effet les "accidents siliceux" analysés dans nos séries ne correspondent pas tous à des silicifications complètes. De nombreux exemples montrent en effet (planche XVII) des zones siliceuses, blanchâtres, au sein desquelles se trouvent des silex bruns noirs. On notera que les zones blanches présentent encore, bien visibles, les laminations parallèles, alors que celles-ci ne se discernent plus, à l'oeil, dans les silex. Par contre ceux-ci présentent des fentes, planes, emplies de carbonate sous forme de rhomboèdres ; ces fentes ne se prolongent pas dans des zones siliceuses blanchâtres.

Des observations complémentaires ont été effectuées en lame mince et des analyses réalisées grâce à la microsonde de Castaing (+).

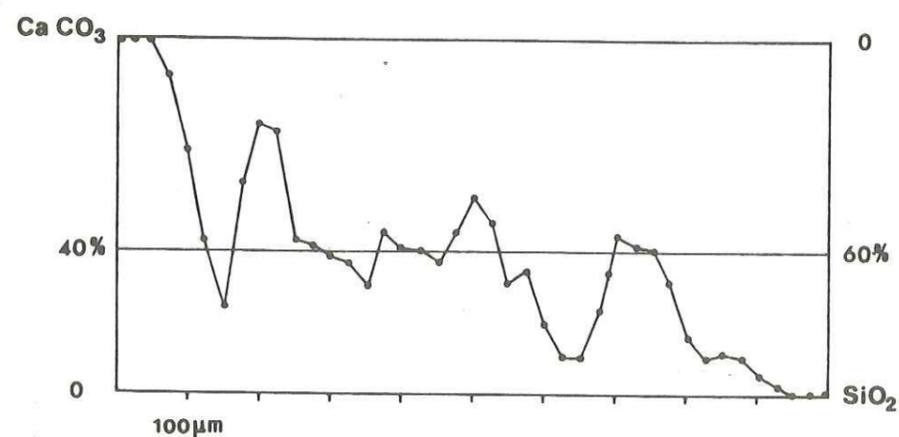
Nous n'avons jusqu'ici donné que peu d'indications sur les micro-organismes présents dans les faciès analysés : ceci sera l'objet de la troisième partie. Mais on a cependant relevé la présence, en particulier, des Radiolaires. Ceux-ci donnent lieu ici à des observations importantes. En premier lieu on doit indiquer qu'il y a une assez bonne corrélation entre la présence de silex dans une tranche de sédiment et celle des Radiolaires. (Ceci est loin d'être strict, puisque les faciès berriasiens riches en Radiolaires parfois, ne présentent pas d'accidents siliceux, en raison, semble-t-il, du rôle inhibiteur de la matière argileuse, RIO (1970)). Ces Radiolaires sont, dans les faciès habituels calcaires, calcitisés. Par contre ils sont *siliceux* dans les zones siliceuses blanchâtres ; et là, ils sont très abondants, seuls constituants du sédiment en silice : ils représentent alors environ 60 % (en poids) de sédiment (analyses sur les échantillons KA9, KD4c, voir planche XVII et figure 50. Ces dosages ont été réalisés, à la microsonde, sur des carrés de 50 µm de côté, avec un pas de 25 µm. Sur la figure 50a, relative à l'échantillon KD4c, on relève le passage brutal du silex à la "zone siliceuse"; de même en b, pour le niveau KA9, on note le caractère brutal des contacts calcaire/zone siliceuse et zone siliceuse/silex. Dans les deux cas la moyenne des teneurs en silice est sensiblement de 60 %). Dans les silex proprement dits, complètement siliceux, ces mêmes Radiolaires se voient plus ou moins distinctement. Il n'en demeure pas moins que l'origine de la silice est ici

(+) travail réalisé grâce à la collaboration de Mlle FORETTE et M. FROT du Centre de Minéralogie, Ecole des Mines, Fontainebleau.

DISTRIBUTION DE LA SILICE DANS LES "ZONES SILICEUSES"



a / KD4c



b / KA9

Figure - 50

parfaitement claire : elle est liée à l'abondance des Radiolaires, de la même façon qu'elle l'est à celle des spicules de spongiaires analysés par CAYEUX (1929) : tous les détails de son analyse peuvent être transposés ici. Jusque dans le rassemblement mécanique des organismes (p. 564, "la distribution et l'état de conservation des spicules sont l'oeuvre de courants"), qui permet d'expliquer la localisation préférentielle suivant le plan de stratification (d'une part en raison de l'abondance des organismes, d'autre part de la perméabilité horizontale résultante).

Il est entendu que la question de l'origine n'est ici que repoussée : pourquoi un pullulement des Radiolaires ? Ce n'est pas l'objet de ce travail, mais on rappellera seulement la présence des radiolarites, au même moment, dans les zones internes des Alpes, liées à des venues de matériel éruptif.

II - UNE SILICIFICATION DIAGENETIQUE PRECOCE

Les accidents siliceux sont diagénétiques, liés à l'abondance des Radiolaires, organismes-source de la silice ainsi concentrée. La question se pose alors de l'âge de cette étape de silicification.

Cette question est l'une des plus importante dans toute analyse des accidents siliceux. Elle a donné lieu à des réponses très diverses (voir in CAYEUX, 1929 ; IRELAND, 1959) sans qu'aucune paraisse définitivement établie. Ainsi, parmi les exemples analysés en France, les affleurements sur lesquels s'appuyait CAYEUX pour développer une argumentation très précise conduisant à proposer une silicification très précoce (avec un léger doute, exprimé p. 587 : "Il y a lieu, en effet, de se demander si les silex, au lieu d'être influencés eux-mêmes par les ruptures d'équilibre, ne l'ont pas été dans

leurs éléments générateurs. En d'autres termes (...) ces silex ne seraient affectés qu'indirectement dans leur genèse par les ruptures d'équilibre"), ces mêmes affleurements suscitent une interprétation toute différente par JUIGNET et KENNEDY (1974, a, b) : "nous avons examiné des exemples cités par L. CAYEUX à l'appui de sa seconde interprétation (c'est à dire la contemporanéité) ainsi que d'autres affleurements, et il apparaît que les brèches sont toujours associées à de petits mouvements de fractures ou de cisaillement post-crétacés. L. CAYEUX a également interprété les discontinuités des cordons de silex décrites ici comme le résultat d'une érosion et, par suite, d'une origine diagénétique précoce pour les silex. A. LOMBARD (1956, p. 378-383) a pensé également que certains nodules de silex sont remaniés, mais nos observations précédentes infirment cette hypothèse : la silicification n'a fait que se superposer aux horizons de terriers longtemps après qu'ils aient pu être impliqués dans des glissements ou d'autres déformations pénés-contemporaines".

Une bien longue citation certes, mais pour illustrer les difficultés d'une telle analyse : comment dater un phénomène diagénétique ?

Dans nos séries, deux types d'observation permettent de présenter des arguments. En premier lieu, le fait de trouver des silex à l'état d'éléments dans un conglomérat. Ainsi différents exemples montrant des silex remaniés au Berriasien moyen (zone C de Remane), comme dans les conglomérats de Pierre Ecrite (figure 10). De tels silex sont eux-mêmes d'âge tithonique ou kimméridgien.

Les meilleures informations sont fournies par les silex déformés, comme l'avait bien indiqué CAYEUX. De nombreux exemples peuvent maintenant être présentés : les plus démonstratifs demeurent ceux de la coupe du

Caire (BEAUDOIN et al. 1974). Les caractères lithologiques de cette coupe ont été présentés précédemment (p.135). Il a été montré que les trois barres calcaires massives, à silex obliques ou contournés (planche XIII), correspondaient chacune au résultat d'un glissement syndimentaire (slumping). Il faut revenir ici sur ces silex contournés.

Leur forme même, irrégulière, suggérant des torsions, laisse à penser que le matériel a été déformé. Mais on ne peut exclure que le remplacement par la silice se soit effectué sur un élément de sédiment lui-même contourné. Ceci paraît sans doute peu vraisemblable. L'élément le plus important concerne les fentes affectant ces mêmes silex. En effet la plus grande partie des silex observés comportent des fentes planes (sans doute liées à une déshydratation de la silice, peut être alors sous forme de gel au sein du sédiment, GROSS (1971) ?) emplies de calcite *. Ces fentes n'affectent que le silex ; ni le calcaire encaissant ni même, lorsqu'elle est présente, la "zone siliceuse" correspondant à une silicification incomplète. *Ces fentes sont donc bien postérieures au développement du silex. Or dans le cas de silex contournés, ces mêmes fentes sont tordues, déformées.*

On doit donc penser que ces fentes préexistaient à la déformation et donc aussi les silex, puisqu'eux-mêmes sont antérieurs aux fentes.

On rappellera alors que dans cette même coupe du Caire, on ne peut mesurer une quelconque différence d'âge entre la première barre (calcaire) à silex déformés et son substrat. Aussi peut-on affirmer dans ce cas qu'il s'agit bien d'une silicification précoce.

De tels exemples pourraient être multipliés (et,

* et d'un petit liseré dolomitique.

sans pour autant vouloir généraliser, on ajoutera seulement que des faciès aussi différents que le Bédoulien de la Nerthe ou les niveaux encadrant les couches phosphatées des gisements marocains de Youssoufia et Kouribga, présentent des silex contournés comportant également des fentes déformées ...).

III - LES FACIÈS EN EPONGE (Silicification et dolomitisation)

Pourquoi une rubrique particulière pour un faciès spécial d'accident siliceux ? D'une part en raison de la singularité du faciès, de la présence de dolomite (ou ex₂-dolomite) localement abondante, d'autre part en raison du synchronisme de ce même faciès en divers points du bassin.

Le "faciès en éponge" se caractérise sur le terrain par sa texture propre, sous forme d'une trame siliceuse ressemblant à une éponge dont les trous seraient occupés par des éléments calcaires : il s'agit d'accidents siliceux affectant un sédiment bréchique (planche XVIII). Par ailleurs ce faciès apparaît non lité, mais sous forme de "taches" généralement localisées vers la base des séquences bréchiques.

On note ainsi d'emblée le fait que la silicification est incomplète, et qu'elle a semble-t-il respecté un certain nombre d'éléments (souvent de taille centimétrique). L'examen en lame mince confirme ces observations (planche XVIII, 3, 4) : la silicification a affecté complètement le ciment de la brèche et une partie des éléments (bien visibles à l'état de fantômes entre Nicols croisés), et partiellement d'autres éléments, en commençant par leur périphérie.

On ajoutera que ces anciens éléments calcaires, actuellement silicifiés, comportent de nombreux rhomboèdres bien formés, alors que l'ancien ciment - lui

aussi silicifié - en est pratiquement dépourvu. La calcirudite environnante ne comporte aucun de ces rhomboèdres. Ceux-ci apparaissent alors génétiquement liés à la silicification, ne se développant qu'après (ou au cours de) celle-ci. Ces observations rejoignent celles de CAYEUX (1929) qui indiquait (p. 528) que ces rhomboèdres "rigoureusement contemporains" étaient le "résultat d'une sursaturation de la solution du carbonate de chaux éliminé par la silicification".

Ces rhomboèdres ont attiré notre attention : des colorations à l'alizarine montrent en effet que ces rhomboèdres sont en partie magnésiens. Des analyses ont alors été menées à la microsonde.

LES RHOMBOEDRES

Plusieurs rhomboèdres ont donc été analysés. On notera essentiellement qu'il s'agit souvent de rhomboèdres de dolomite que la calcite a localement remplacée, les ions Ca remplaçant Mg dans le réseau à partir des clivages (processus de dé-dolomitisation, voir MICHARD, 1969).

Ceci est illustré par les figures 51 et 52, la planche XIX et le tableau suivant :

	A01 f		EF41'		EF41 ⁺		AF'		(1 ^e colonne : % en poids.
Mg	11,07	42 %	10,57	41 %	0,30	1,5 %	10,19	39 %	2 ^e colonne : % en nb d'ions sur l'ensemble Ca, Mg, Fe)
Fe	2,61	5 %	2,24	4 %	0,21	0,5 %	0,55	1 %	
Ca	23,46	55 %	23,77	55 %	38,44	98 %	26,02	60 %	
Si	0,08		0,16				0,17		

On voit alors sur ces exemples que la composition diffère peu de celle d'une dolomite, avec donc un léger excès de Ca ; les clivages sont marqués

(+) analyse dans la zone d'un clivage riche en Ca.

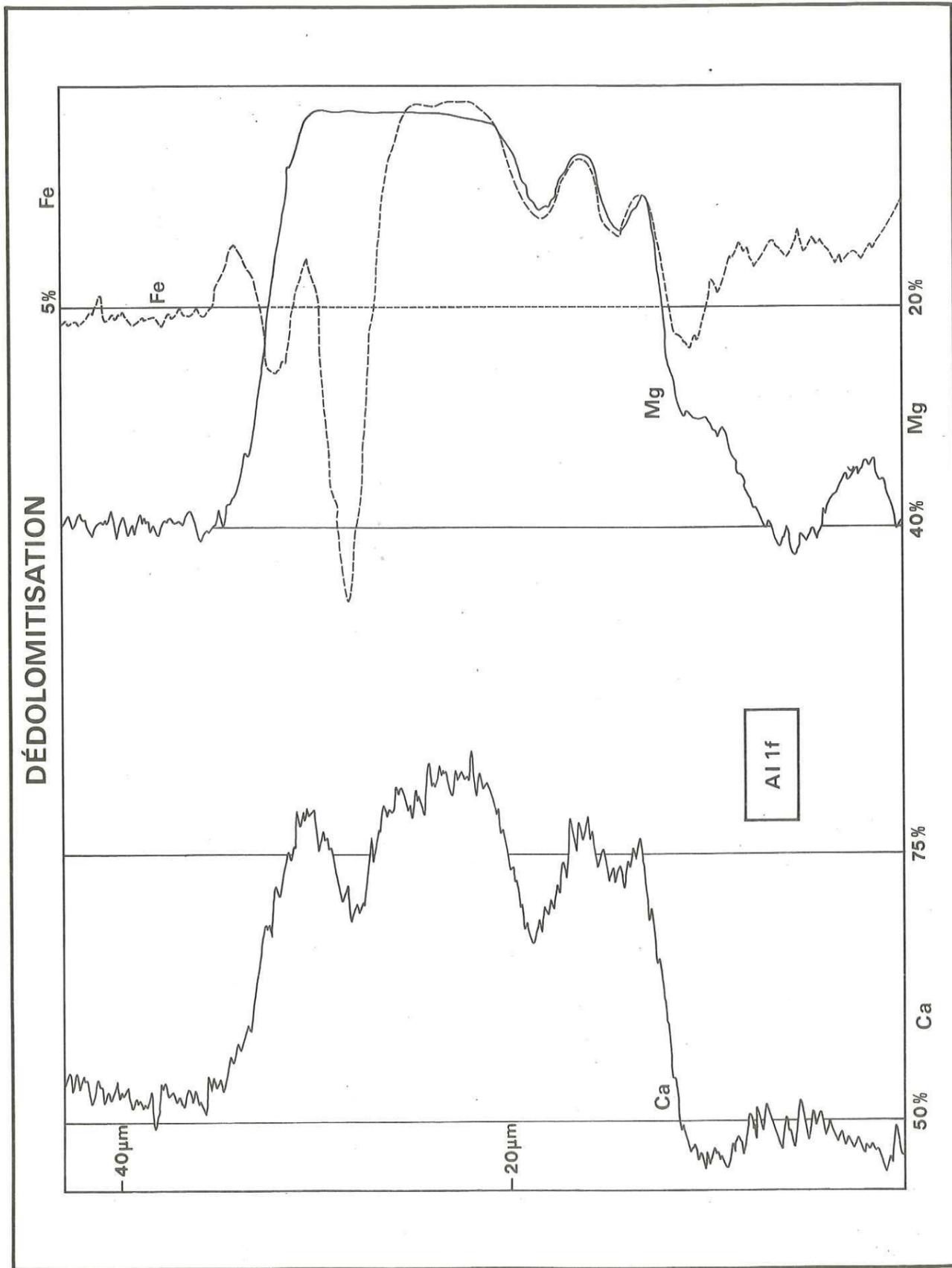


Figure - 51

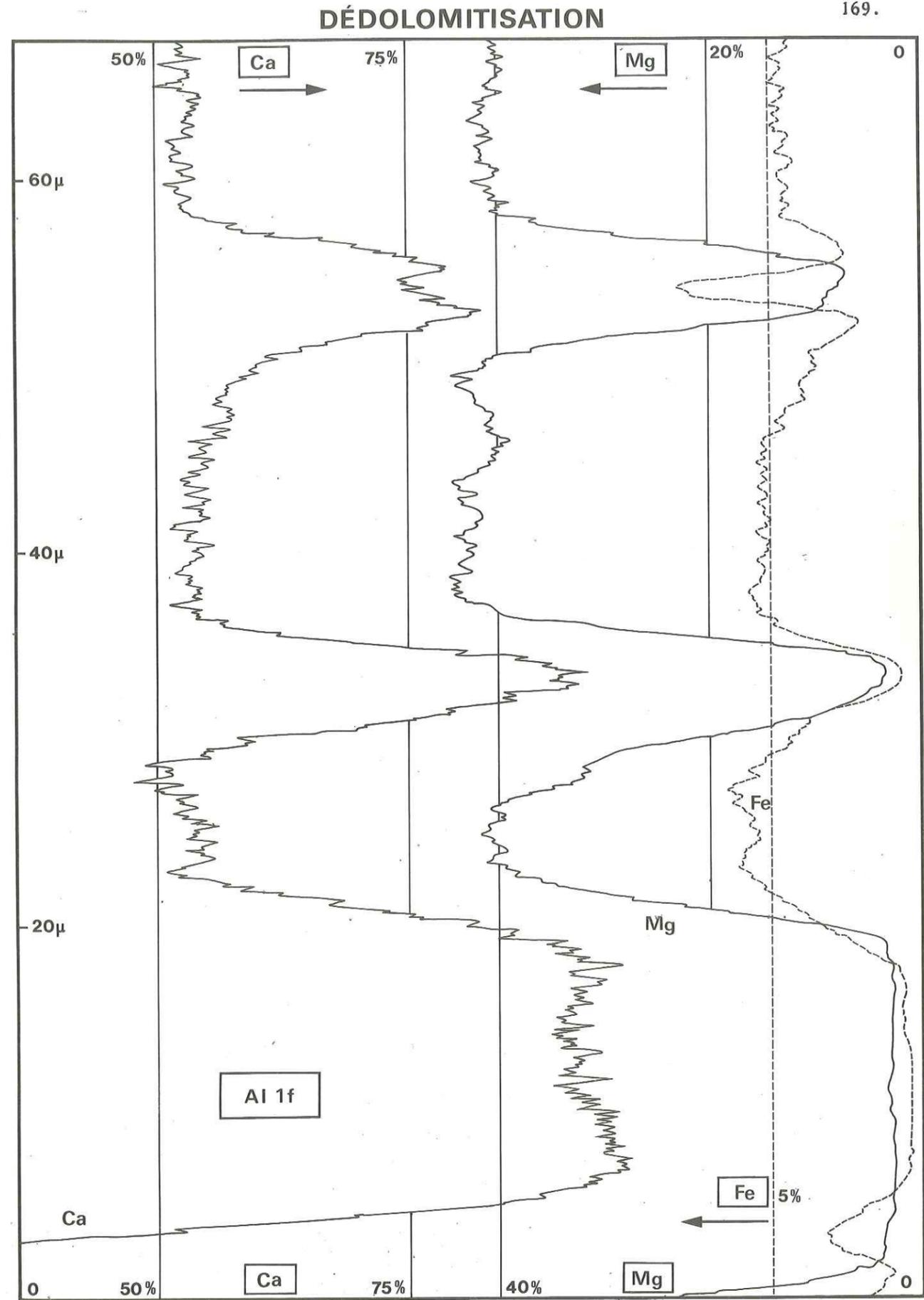


Figure - 52

(tableau et figures 51 et 52) par une augmentation de Ca, qui remplace presque complètement Mg et Fe : les correspondances des pics observables sur les tracés obtenus à la microsonde sont très claires.

Les exemples présentés ici sont parmi les plus nets : en particulier la plus grande partie du rhomboèdre est demeurée en dolomite ; mais tous les termes existent, jusqu'à des cristaux quasi-intégralement en calcite, avec seulement quelques traces de magnésium que révèle l'examen sous la microsonde.

De telles analyses ne concernent pas seulement les rhomboèdres bien formés des faciès en éponges ou d'autres accidents siliceux, mais aussi le remplissage des fentes évoquées précédemment : un exemple est donné par l'échantillon analysé AF', dans le tableau : on voit encore là une dolomite enrichie en calcium (Mg 39 %, Fe 1 %, Ca 60 %). Les fentes de l'échantillon KI3 nous ont déjà retenus : leur déformation avait permis de montrer que la silicification était précoce. On peut alors proposer, à la suite de CAYEUX, que *la formation des rhomboèdres dolomitiques est également précoce*. Celle-ci est suivie par une phase de dédolomitisation dont on ne peut encore préciser l'âge.

Faciès singulier, le faciès siliceux "en éponge" l'est aussi d'un point de vue chronologique. Il apparaît en effet que ce faciès est représenté - dans le bassin - à deux moments privilégiés : juste avant, et juste après l'apparition des Calpionelles. L'interprétation est rendue plus difficile, et ne peut être envisagée sans tenir compte de la distribution spatiale : elle sera abordée dans la dernière partie.

Ce faciès est surprenant. Mais peut-être n'est-il

pas uniquement cantonné à notre partie de bassin. Seule une mise en parallèle avec d'autres exemples sera susceptible de nous fournir des clefs pour une interprétation plus complète : ce thème sera sans doute source de recherche dans les travaux à venir.

TROISIEME PARTIE

L'ANALYSE CHRONOLOGIQUE

A - L'ECHELLE CHRONOLOGIQUE

B - LES REMANIEMENTS

Dans la perspective d'une reconstitution du bassin et de son évolution il est évidemment nécessaire d'associer à l'analyse sédimentaire une analyse chronologique aussi précise que possible, à la fois pour situer les différents niveaux dans le temps, corrélér si possible les tranches de sédiment entre elles, et préciser l'origine des éléments re-sédimentés.

En raison de la rareté relative de la macrofaune et de son mauvais état (fréquent) de conservation, et surtout du souci de disposer d'une échelle aussi fine et continue que possible, je me suis essentiellement appuyé sur l'évolution de la microfaune, grâce en particulier avec résultats récents fournis sur les successions de Calpionelles (REMANE 1963, 67 ; LE HEGARAT et REMANE 1968, LE HEGARAT 1973) ainsi qu'à l'aide de M. DURAND DELGA que je tiens à remercier ici. Dans la partie inférieure de la série l'étude des Globigérinidés et Saccocomidés fournit des indications importantes.

On abordera successivement :

Chap. A - L'échelle chronologique

Chap. B - Les remaniements.

CHAPITRE A

L'ECHELLE CHRONOLOGIQUE

Ce chapitre a pour seul objet la mise en place d'une échelle chronologique relative, à usage essentiellement régional : cet outil est destiné d'une part à permettre de définir des *repères* qui seront utilisés pour l'étude comparative des diverses coupes, d'autre part à situer l'âge relatif des phénomènes de resédimentation.

Le propos n'est donc pas d'aborder le problème des étages, encore moins de leurs limites. Un récent colloque international (Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé - Lyon Neuchâtel Sept. 1973 - Mém. B.R.G.M. n° 86) a d'ailleurs bien montré les difficultés de telles entreprises. Cependant j'utilise ici les termes chronologiques habituels dans le S.E. de la France, Oxfordien, Kimméridgien, Tithonique, Berriasien, dont l'usage a été confirmé en France (MOUTERDE et al. 1971 ; Coll. sur la limite Jurassique-Crétacé, 1973). Ces noms d'étage servent en fait de commodités raccourcis ; cependant les bonnes correspondances actuellement proposées (par ENAY, REMANE et LE HEGARAT en particulier) autorisent, je crois, l'usage que nous en faisons.

L'analyse chronologique ne peut s'effectuer, dans un premier temps, qu'à partir des *niveaux non visiblement remaniés*, consistant en un calcaire fin à microfaune essentiellement pélagique : sur un fond commun de Radiolaires, Spicules de Spongiaires, *Globochaete alpina*, on observe successivement la présence de *Globigérinidés* vers la base de la série étudiée, de *Saccocomidés* dans la

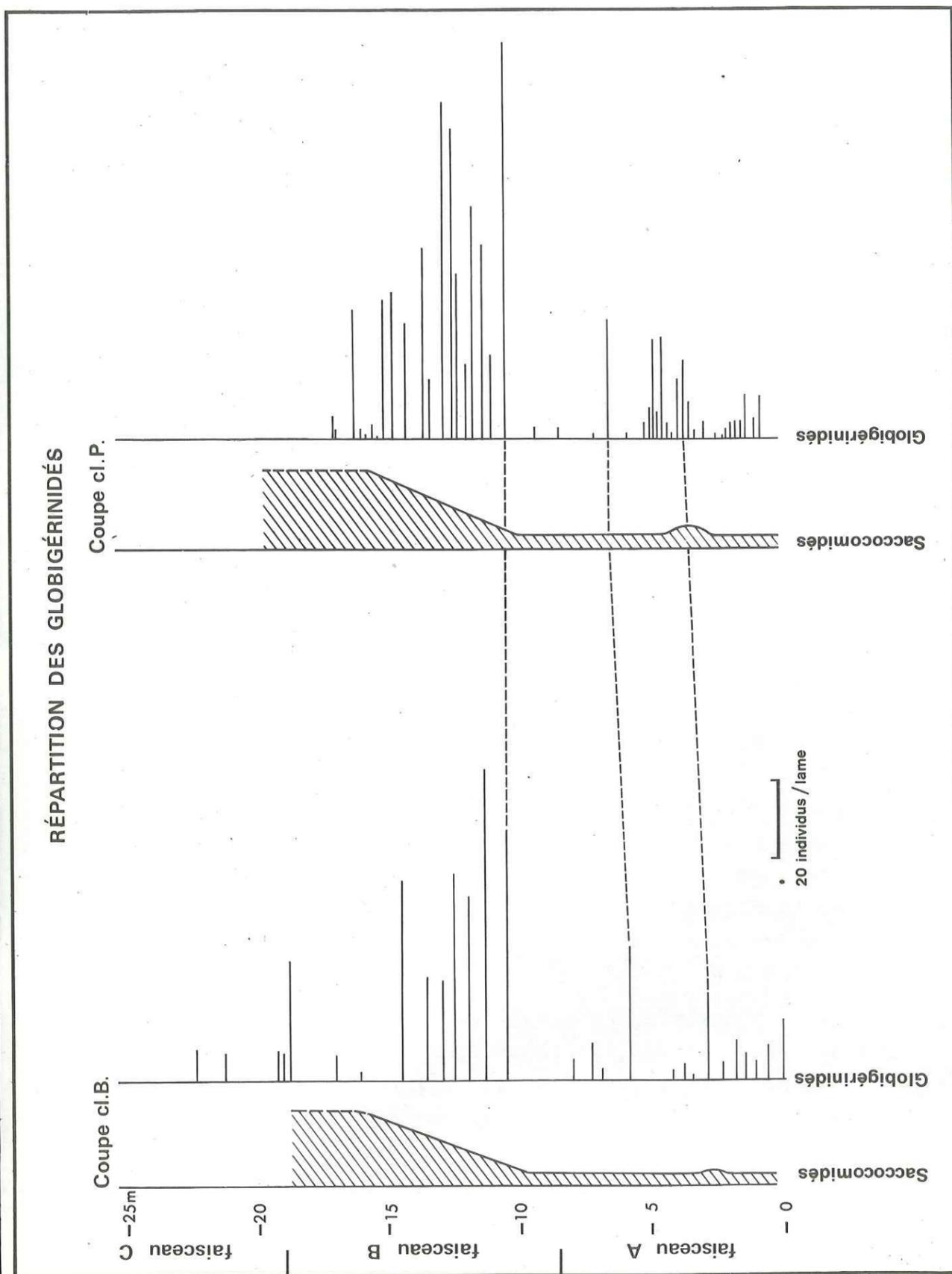


Figure - 53

partie inférieure, de *Calpionelles* dans la partie supérieure. On étudiera successivement leur répartition dans le temps, avant de préciser les repères utilisés dans la suite.

I - REPARTITION DES GLOBIGÉRINIDES

Les termes de Proto-globigérines et Pseudo-globigérines ont été introduits par GIANOTTI (1958) et ZANMATTI-SCARPA (1957) pour désigner des formes qui rappellent les Globigérines, mais semblent cantonnées entre le Lias et le Kimméridgien. Plus récemment, BIGNOT et GUYADER (1966) d'une part, COLOM et RANGHARD (1966) d'autre part, ont présenté des mises au point sur la répartition de ces formes.

Les observations effectuées confirment la présence de ces organismes, désignés ici sous le nom de Globigérinidés, à l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien (MANIVIT 1964 ; BEAUDOIN 1967). L'analyse précise de leur distribution temporelle permet de plus de définir un repère chronologique important, observé maintenant sur l'ensemble du bassin.

On reprendra ici l'exemple des coupes des Clues de Barles et du Pérouré, puis on précisera la position de ce "pic à Globigérinidés" dans l'échelle chronologique classique.

A - REPARTITION DES GLOBIGÉRINIDES DANS LES COUPES DES CLUES DE BARLES ET DU PÉROURE (Cl. B. Cl. P.)

La distribution des Globigérinidés a été étudiée dans la partie inférieure de deux coupes situées à quelques kilomètres de distance, au Nord de Digne, au long du Bès : les Clues de Barles (au N) et du Pérouré (au S). Les individus ont été comptés un à un dans chaque

lame mince, puis les résultats pondérés en fonction de la surface de sédiment intéressée.

Le résultat essentiel (figure 53) est l'existence d'un pic très net, correspondant environ à une population triple de la valeur maximale enregistrée dans les niveaux inférieurs. L'augmentation apparaît très brutale, faisant suite à une absence sur quelques mètres. Puis la densité va en décroissant. L'extension verticale de ce pic n'excède pas ici 5 m ; ce qui en fait un repère particulièrement précis, aisément corrélable entre les deux coupes. Le caractère dissymétrique permet de proposer une corrélation à moins de 50 centimètres. On ajoutera que les pics secondaires qui sont présents dans les mètres inférieurs se correspondent également fort bien.

Sur cette même figure 53 on a porté la distribution semi-quantitative des Saccocomidés : dans les deux cas présentés, leur *épanouissement* correspond précisément à la base du "pic à Globigérinidés".

Ces résultats sont très généraux, perceptibles dans la plupart des coupes étudiées, quelle que soit leur position dans le bassin. Ce pic à Globigérinidés, associé à l'épanouissement des Saccocomidés, constitue alors un repère particulièrement précis.

On ajoutera que la recherche de ce pic est facilitée par l'existence d'un certain "faciès" à Globigérinidés. En effet, et en dehors de toute évidence de remaniement, ces organismes sont souvent associés, lorsqu'ils sont très fréquents, à des sections d'embryons d'Ammonites et de Gastéropodes à test mince : on soulignera le fait que ces derniers sont pratiquement confinés au niveau à Globigérinidés.

Au delà les Globigérinidés n'apparaissent plus que de façon très intermittente, dans tous les cas (hors les remaniements) en nombre très réduit.

B - L'AGE DE CE PIC A GLOBIGERINIDES

Comme il a été indiqué, la recherche d'Ammonites n'a pas été effectuée de façon systématique, si bien que peu de corrélations peuvent être réalisées avec la succession des faunes d'Ammonites. Cependant deux secteurs géographiques ont été particulièrement fouillés (régions de Veynes-Céüse et de Pierre-Ecrite) en raison de leur singularité paléogéographique ; des faunes d'Ammonites ont été recueillies dans l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien. Elles ont été déterminées par MM. ATROPS et ENAY que je tiens à remercier de leur amicale collaboration.

Les déterminations permettent de préciser que le "pic à Globigérinidés" se situe au Kimméridgien inférieur, sans doute plus précisément vers la limite entre les zones à Platynota et à Hypselocyclum (liste des déterminations *in* MOUTTE et SOLER 1975) : ce résultat obtenu dans le secteur Veynes-Céüse (en particulier dans les coupes de Cote Mare, Combe Rebours, La Barre de Céüse) paraît corroboré par les observations faites dans la barre de Saint-Geniez (faune *in* POUSSIN, 1976).

Il est intéressant de noter que cet âge correspond à celui indiqué pour la "zone à Protoglobigérines" des auteurs roumains (DRAGASTAN et al., 1975).

II - REPARTITION DES SACCOMIDES

Ces organismes, attribués à des Crinoïdes pélagiques, sont présents depuis l'Oxfordien terminal jusqu'à la base du Tithonique supérieur. L'étude de leur répartition temporelle est rendue délicate par le doute constant qui plane sur leur mode de mise en place : la population que l'on observe dans un échantillon représente-t-elle la population moyenne au moment du dépôt, et dans ce cas une étude quantitative pourrait avoir un sens, ou bien

RÉPARTITION DES CALPIONELLES

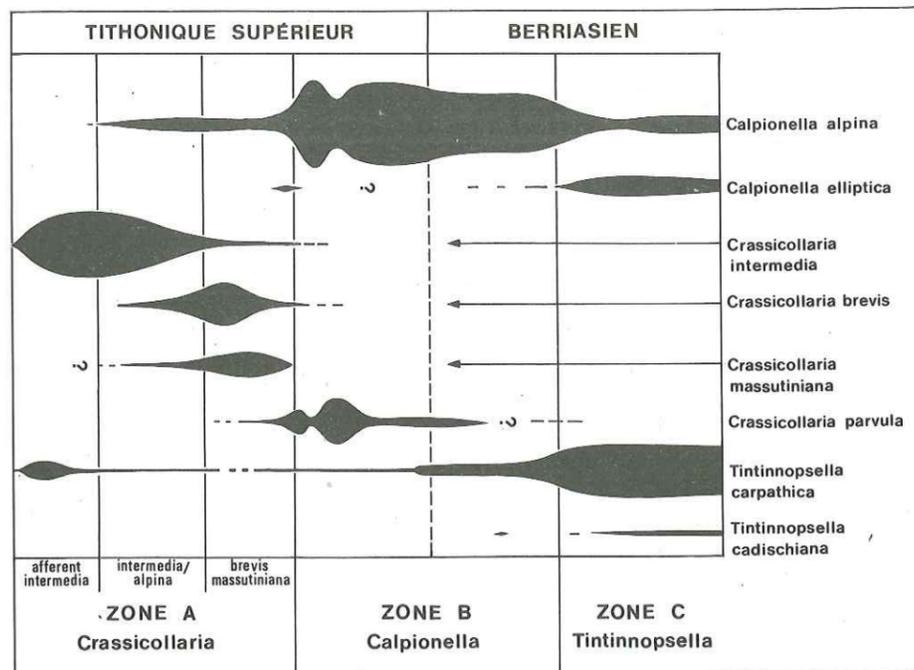


Fig. 54 - d'après REMANE (1963)

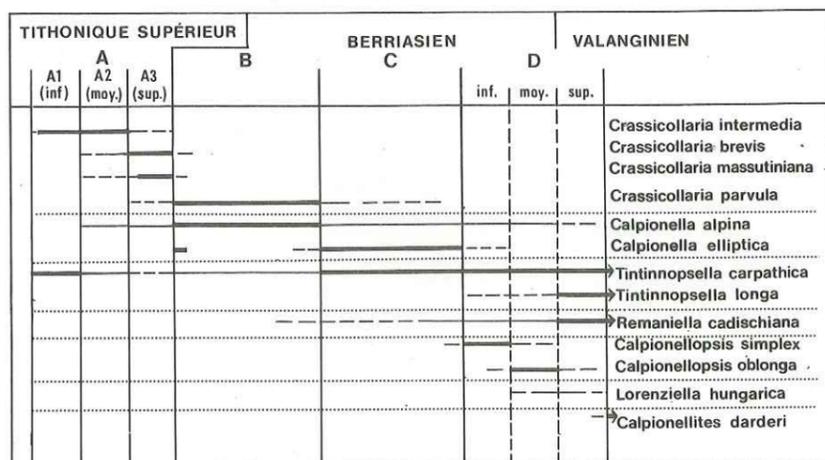


Fig. 55 - d'après REMANE (1967)

s'agit-il d'une accumulation mécanique, et dans ce cas l'évolution dans le temps est singulièrement oblitérée ?

Les observations, rapportées précédemment, sur le mode de mise en place des "calcaires fins", laissent planer un doute suffisant pour ne s'intéresser, sous ces réserves, qu'aux seuls moments de l'apparition et la disparition de ces organismes. En ce qui concerne l'apparition, on note tout d'abord une présence discrète d'organismes petits mais bien formés, très peu nombreux. Puis, en synchronisme avec le pic à Globigérinidés, un épanouissement marqué.

Au moment de leur disparition, les Saccocomidés coexistent avec les premières Calpionelles. Il semble que leur disparition s'effectue progressivement, mais rapidement, en quelques mètres ; et ce, en même temps qu'apparaissent et se développent les premières Calpionelles : on a alors atteint le Tithonique supérieur. Ceci rejoint les observations de REMANE (1963 ; 1967), FARINACCI et SIRNA (1959), et VERNIORY (1955).

III - REPARTITION DES CALPIONELLES

On ne peut aborder ce sujet sans rappeler d'emblée les remarquables résultats apportés par REMANE (1963, 67 ; LE HEGARAT et REMANE, 1968) tant en ce qui concerne la diagnose que l'établissement d'une chronologie fine.

En 1963, REMANE donne une répartition des Calpionelles, en terme de fréquences, au passage Jurassique-Crétacé (fig. 54).

Cette répartition a été prolongée dans une publication postérieure (1967), et couvre alors l'intervalle Tithonique supérieur-Valanginien (fig. 55). REMANE distingue 5 événements principaux :

- 1°) apparition des Calpionelles avec une petite

variété de *Tintinopsella carpathica* et *Crassicolaria aff. intermedia*.

- 2°) développement maximal de *C. alpina*.
- 3°) épanouissement de *T. carpathica*.
- 4°) apparition du genre *Calpionellopsis*.
- 5°) apparition de *Calpionellites darderi*.

(...) "De cette manière on peut distinguer quatre zones de Calpionelles successives :

- Zone A : prévalence du genre *Crassicolaria*, espèces accessoires petite variété de *T. carpathica* à la base, de *C. alpina* dans la partie moyenne et supérieure.
- Zone B : prédominance plus ou moins absolue de *C. alpina*, l'extrême base est caractérisée par une apparition très passagère de *C. elliptica* ; espèces accessoires *Cr. parvula* et *T. Carpathica*.
- Zone C : prévalence de *T. carpathica* qui atteint ici son développement maximal, aussi du point de vue morphologique ; espèces accessoires *C. elliptica*, *C. alpina*, *R. cadischiana* et *Cr. parvula* dans la partie inférieure.
- Zone D : apparition du genre *Calpionellopsis*, d'abord *Cis simplex* et ensuite *Cis oblonga* *T. carpathica* est toujours très fréquente ; espèces accessoires *C. alpina* dans la partie inférieure et moyenne. *L. hungarica* dans la partie moyenne et supérieure, et finalement *R. cadischiana* et *T. longa* qui deviennent plus importantes dans la partie supérieure ; vers le haut cette zone est limitée par l'apparition de *Ctes darderi*".

Cette succession fournit un outil de travail remarquable, corroboré par les précisions apportées par l'analyse comparative de la distribution des Calpionelles et des Ammonites dans la coupe de Berrias (LE HEGARAT et REMANE 1968). Les successions fournies plus récemment (in Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, 1973. Mém. BRGM, n° 86, 1975) ne font que souligner la validité de ces résultats.

Les déterminations effectuées dans le cadre de ce travail confirment parfaitement (ainsi la coupe de BARLES, BEAUDOIN 1972) les travaux de REMANE, et nous nous bornons à donner dans les annexes les indications chronologiques les plus importantes.

Mais on soulignera encore une fois les doutes que font peser sur toute échelle fine les phénomènes de remaniement : bien visibles dans des faciès détritiques (calcarénites, calcirudites), perceptibles dans le cas de glissements synsédimentaires (et dans ce cas c'est toute une tranche de sédiment, avec sa faune, qui se déplace de façon instantanée), hypothétiques dans le cas de faciès fins, ces phénomènes de re-sédimentation oblitèrent la succession chronologique intrinsèque : et nous ne savons ni quand, ni de combien. Seules les "hérésies" sont perceptibles et nous en traiterons plus loin (les remaniements p.185).

La seule preuve de validité d'une échelle établie dans de telles conditions réside dans son caractère général, son universalité. Et c'est dans ce sens que l'on doit considérer la validité de l'échelle proposée par J. REMANE, et que j'ai utilisée après comparaison avec les successions observées dans les meilleurs coupes.

IV - LES REPERES CHRONOLOGIQUES

En fonction de la répartition des organismes présentés précédemment, on peut retenir un certain nombre de

repères chronologiques, assimilables à des repères instantanés.

- pic à Globigérinidés (Kimméridgien inférieur) et épanouissement des Saccocomidés
- Zone A - apparition des premières Calpionelles, disparition des Saccocomidés (limite Tithonique inférieur - T. supérieur)
- Zone B - épanouissement de *C. alpina*
- épanouissement de *T. carpathica*, *C. elliptica*
- Zone C - épanouissement de *Calpionellopsis (simplex puis oblonga)*, disparition de *C. elliptica*
- Zone D - disparition de *Cis oblonga*, apparition de *Ctes darderi*.

CHAPITRE B

LES REMANIEMENTS

Ces remaniements ne sont étudiés ici que d'un point de vue chronologique : en effet leur analyse sédimentaire a été développée tout au long de la seconde partie. On se bornera ici à souligner l'amplitude de ces remaniements (la différence entre l'âge du re-dépôt et celui du dépôt initial) sur quelques exemples correspondant à des faciès variés.

I - L'AMPLITUDE DES REMANIEMENTS

Ces phénomènes de remaniement ont été mis en évidence depuis bien longtemps (analyse in REMANE, 1960 ; REMANE 1966, 1968, 1970 ; DONZE et LE HEGARAT, 1966 ; LE HEGARAT, 1966, 1973 ; TEMPIER, 1966, 1972) : KILIAN (1888) avait déjà signalé, près du hameau des Naux (au NE de Sisteron), des "mélanges d'espèces d'Ammonites" évoquant "une formation détritique où seraient réunies des espèces arrachées à plusieurs assises d'âge différent et charriées ensuite par les eaux".

On présentera ici quelques exemples caractérisés par un "déplacement dans le temps" du matériel.

Clue de Barles, niveaux J L, M. (cf. annexe p.19, 20, et p.21). Les trois bancs de calcarénite portant des figures sédimentaires (BEAUDOIN 1968) peuvent être datées en utilisant les populations de Calpionelles non visiblement remaniées présentes dans les bancs de calcaire fins qu'ils surmontent.

Le niveau J se localise dans le Berriasien moyen à supérieur (*Tintinopsella carpathica* MURG. et FIL, *Calpio-*

nellopsis oblonga CAD., *Remaniella cadischiana* COL.), les niveaux L et M dans le Berriasien supérieur - Valanginien basal (*T. longa* COL., *T. gr. carpathica*, *T. colomi*, *Remaniella dadayi* KNAUER, *Calpionellites darderi*, COL., *Calpionellopsis oblonga*).

Dans les niveaux L et M, on observe des éléments pénécontemporains, d'âge berriasien supérieur (*Calpionellopsis oblonga*, *T. longa*, *T. carpathica*, *T. carpathica* passant à *T. longa*, *Lorenziella pseudoserrata* COL.), mais aussi des éléments de Berriasien moyen à supérieur et même du Tithonique supérieur et ou Berriasien inférieur (*Calpionella alpina* LOR., *C. gr. elliptica* CAD., *Crassicolaria intermedia* D.D., *Cr. aff. brevis* REM., *Cr. massutiniana* COL., *Cr. parvula* REM., *Lorenziella* sp).

Dans le niveau J, on relève la présence, côte à côte, d'éléments du Berriasien moyen à supérieur et du Tithonique supérieur.

On doit alors admettre un remaniement d'éléments provenant de termes allant jusqu'au Tithonique supérieur au moins (l'hypothèse de remaniements en chaîne ne peut être exclue ; cependant les éléments observés sont de constitution homogène et présentent une microfaune cohérente). L'amplitude du remaniement atteint là quelques 5-6 millions d'années.

On ajoutera sur cet exemple que l'on observe parmi les grains de ces calcarénites des débris d'Echinodermes nombreux, d'abondants Foraminifères benthiques, dont des exemplaires de Miliolidés ... et des Lenticulines aux tests franchement cassés et non roulés.

Les bancs calcaires voisins en sont dépourvus, si bien qu'à l'"hérésie stratigraphique" s'ajoute une "hérésie écologique" (FEUILLEE et RAT 1970).

Le Vernet, niveau F2 (Coupe V, annexes p.17, et p.90).

La coupe du Vernet appartient à un domaine paléogéographique bien différent de celui de la Clue de Barles.

Ce terme détritique correspond à un âge berriasien (*C. alpina*, *Crassicolaria parvula*, *C. elliptica*). Par contre les éléments sont d'âge divers : abondants Saccomidés seuls (base du Tithonique supérieur au plus) ; *C. alpina*, *Cr. intermedia*, *Cr. parvula* (Tithonique supérieur).

Le Caire, niveaux F, G, I (Coupe K, annexe p.46 et p.135).

Cette coupe a été présentée en détail précédemment : on y a vu qu'à trois reprises, au Tithonique supérieur (partie basse), au passage Tithonique-Berriasien, au Berriasien (zone C), des masses importantes de sédiment avaient glissé au long des pentes pour se redéposer à l'aval sous forme de faisceaux contournés, voire localement de conglomérats. Ce sédiment a donc pu être daté de la base du Tithonique supérieur. Soit une amplitude de remaniement de l'ordre de 5-8 MA pour la dernière manifestation.

II - CARACTERISATION DES DEPLACEMENTS

Ce même exemple de la coupe du Caire nous avait permis d'indiquer que les déplacements avaient excédé une dizaine de kilomètres, puisque les mêmes faisceaux contournés avaient pu être retrouvés dans différentes coupes. Mais de tels exemples sont rares, où l'on peut estimer directement les distances de déplacement.

Cependant d'autres indications peuvent être fournies.

En effet, comme il a été indiqué, tous les faciès observés ne comportent pratiquement que des éléments de faune pélagique : Ammonites et Aptychus d'une part,

microfaune de Radiolaires, Saccocomidés, (Globigérinidés), Calpionelles d'autre part. Par contre les faciès re-sédimentés comportent des organismes, entiers ou en fragments, d'origine souvent peu profonde : il s'agit de Foraminifères benthiques (ainsi des Lenticulines, des Miliolidés ...), de fragments d'échinodermes, de Brachiopodes, de Gastéropodes, de Polypiers, parfois d'Algues (ainsi des Clypéines). (voir les photos de lames minces, planche XX) *.

Ainsi donc nous avons l'évidence de sources localement peu profondes. L'analyse chronologique ne saurait les localiser. Et nous verrons que leur situation dans le bassin est parfois difficile à préciser. Cependant l'analyse "écologique" nous donne des indications à distance sur les caractères des sources : un autre exemple en est ainsi l'observation d'oolites, bien formées, sans gangue, parfois brisées, dans des domaines "profonds" du bassin (ainsi dans les dépôts du canyon de Céüse, p. 211). Un autre, la présence de Gastéropodes à tests épais, associés à des Calpionelles (berriasiennes) dans des éléments provenant soit des séries méridionales (marge N de S des "calcaires blancs"), soit de zones hautes internes au bassin.

Toutes ces indications à distances seront reprises dans la dernière partie. On en retiendra cependant dès maintenant que des éléments caractéristiques de zones hautes ont pu être entraînés à 50 ou 80 km à l'intérieur du bassin ; les contrastes sont alors bien perceptibles. Mais si l'on rapproche cette observation du fait que la question se pose de savoir s'il existe des sédiments déposés "in situ", on est conduit à se demander quelle

* Il faut ici comprendre le terme remaniement comme intégrant les deux notions de *reprise* du sédiment et de *déplacement*. Ce dernier ne peut être défini que si les sources ont pu être localisées dans le bassin. Le seul examen des faciès ne saurait suffire.

validité peuvent conserver dans certains cas l'analyse chronologique et l'analyse "écologique" ? Seules la cohérence des résultats et l'absence d'hérésies - critères négatifs - permettent de proposer des hypothèses *vraisemblables*.

QUATRIEME PARTIE

LE BASSIN DE SEDIMENTATION

A - LES PROCESSUS DE DEPOT

B - METHODES DE RECONSTITUTION

C - LE BASSIN DE SEDIMENTATION

CHAPITRE ALES PROCESSUS DE DEPOT

Il ne s'agit ici que de reprendre les points importants qui se sont dégagés de l'analyse sédimentaire (seconde partie), en insistant sur les caractères qui permettent d'obtenir des éléments d'information en vue d'une restitution du bassin de sédimentation.

On reprendra donc ici successivement

- I Les niveaux détritiques
- II Les "faciès fins"
- III Les contournements
- IV Les accidents siliceux.

I - LES NIVEAUX DETRITIQUES

Le premier résultat concerne bien évidemment l'existence de semelles irrégulières correspondant au ravinement du substrat par le courant transportant les matériaux déplacés. La présence de figures sédimentaires fournissant la *direction* voire même le *sens* du courant est certainement la source des meilleures informations ; nombre de reconstitutions ne seraient guère possibles sans ces éléments.

Au delà nous avons noté que la présence de structures caractéristiques, essentiellement le granoclassement, conduisait à proposer que les niveaux, les *séquences*, correspondants ont été mis en place sous l'action de courants turbides. Des exemples ont montré que l'étude des variations verticales et horizontales de la constitution séquentielle était susceptible de fournir des

éléments d'information sur l'évolution temporelle et la position géographique respective de différents points du bassin. Les corrélations niveau à niveau qui peuvent dans certains cas être établies, permettent parfois de préciser les relations spatiales originelles, en fonction de l'évolution de la puissance, de la taille des éléments, de la part respective des différentes phases (granulométriques et structurales).

Enfin, rappelant qu'un dépôt granoclassé correspond à la décharge d'un courant dans un environnement calme, on sera conduit à penser que l'absence de granoclassement peut être interprétée de diverses façons : environnement non calme ("agité") mais aussi proximité de la source ou encore caractère spécifique de la morphologie réceptrice (vallée sous-marine par exemple, comme à Céüse ou Pierre Ecrite, voir ci-après p.211).

II - LES FACIES FINS

Les considérations développées sur les niveaux détritiques correspondent clairement à la transposition dans le domaine des dépôts carbonatés de méthodes d'analyse mises en oeuvre dans l'étude de sédiments terrigènes : les objets sédimentaires et les processus étant les mêmes, il apparaît naturel de les étudier suivant les mêmes méthodes. L'analyse des faciès fins nous a par contre révélé des faits sans doute plus nouveaux.

En effet, il est aisément admissible que les niveaux détritiques procèdent d'une *mise en place quasi instantanée* ; et qu'ils représentent le résultat d'une re-sédimentation. Or nous avons proposé, et pour les "calcaires fins" et pour les "alternances marno-calcaires", qu'il pouvait, au moins dans certains cas, être fait appel aux mêmes processus. Il faut alors considérer ces faciès comme résultant aussi d'une mise en place instantanée de matériel fin resédimenté. On

ne peut alors raisonner comme s'il s'agissait de la sédimentation continue de particules se déposant in situ.

Partant de là, l'évolution verticale et horizontale des épaisseurs de bancs, du rapport calcaire/marne ou des rythmes de divers ordres, relève des mêmes facteurs que pour les niveaux détritiques, et permet également des reconstitutions temporelles ou spatiales : des exemples en ont été donnés dans la seconde partie, en particulier dans la région du Caire.

De plus on imagine bien que la notion d'épaisseur de sédiment doit être précisée. En effet il apparaissait clairement que les faciès détritiques devaient être séparés des faciès fins : mais alors que l'on pensait que les *mécanismes sédimentaires* étaient différents, on est conduit maintenant à proposer qu'essentiellement la *granulométrie* est différente. Ce qui fait que l'estimation de la variation granulométrique moyenne peut correspondre à celle de l'épaisseur relative en faciès "détritiques" (arénites et rudites).

III - LES CONTOURNEMENTS

Ainsi que nous l'avons montré, les faisceaux contournés représentent une part importante des sédiments analysés. On rappellera que l'âge relatif du matériel peut être très important, ce qui montre et que la consolidation n'était pas achevée, et que ce même matériel était affleurant longtemps après son dépôt initial (ainsi au Caire de 5-8 MA). Par ailleurs on a montré que certains faisceaux contournés évoluaient - verticalement et latéralement - vers des séquences granoclassées. On dispose ainsi d'un mécanisme générateur simple permettant de rendre compte de l'ensemble des dépôts, mécanisme correspondant au glissement le long de pentes.

Et c'est bien à la reconstitution des pentes que nous conduit l'étude des faisceaux contournés.

D'abord par l'analyse des structures qui permettent d'atteindre aisément la *direction*, plus rarement le *sens*, des déplacements ; ensuite, par la restitution de la configuration générale (BEAUDOIN et al. 1975), et de l'évolution longitudinale ; enfin par la simple observation de la localisation géographique des faisceaux contournés, en liaison avec les structures qu'ils présentent.

On rappellera que ces glissements synsédimentaires sont des phénomènes "instantanés". Ce qui signifie qu'ils constituent dans notre cas le meilleur outil de corrélation chronologique entre coupes (en soulignant le fait que c'est *la surface inférieure* qui correspond à une ligne *isochrone*).

IV - LES ACCIDENTS SILICEUX

On retiendra essentiellement que la mise en place de la silice sous la forme d'accidents siliceux observables au sein des sédiments carbonatés, paraît bien correspondre ici à une silicification diagénétique précoce, guidée par les structures sédimentaires propres du sédiment encaissant (laminations parallèles au sein d'arénites, même à grains très fins) et fonction de la teneur en Radiolaires, source essentielle, semble-t-il, de cette même silice.

La distribution spatiale de ces accidents doit alors pouvoir être mise en relation avec celle des sédiments encaissants (c'est à dire, hors les cas de remaniements de fragments de silex, à l'état de litho-éléments, avec celle des séquences grano classées à phase calcilutitique développée).

On rappellera également qu'un faciès spécifique

a été décrit (*faciès en "éponge"*), correspondant à une silicification plus ou moins développée d'une calcirudite : le ciment est silicifié avant les éléments (donnant ainsi l'aspect d'une éponge aux niveaux soumis à une dissolution différentielle), ces derniers présentant, lorsqu'ils sont à leur tour silicifiés, d'abondants rhomboèdres de dolomite (le plus souvent ultérieurement dé-dolomitisés).

Un autre caractère singulier concerne l'âge de ce faciès : en effet il est représenté dans le bassin à deux moments privilégiés : juste avant, et juste après, l'apparition des Calpionelles. Il convient alors d'observer sa répartition spatiale à chacun de ces moments.

Il pouvait être tentant de présenter maintenant, une fois rappelés les processus de dépôt, le bassin de sédimentation, de façon synthétique, en précisant l'allure de la morphologie et en indiquant quels sont les faciès qui s'y inscrivent "naturellement". Notre démarche a été autre ; on a cherché à retrouver *dans le sédiment lui-même* l'influence de la morphologie. On traitera donc d'abord, de façon critique, des *méthodes de reconstitution*, avant de proposer une restitution du *bassin de sédimentation* proprement dit.

CHAPITRE BLES METHODES DE RECONSTITUTION

L'analyse sédimentaire et l'analyse chronologique permettent de reconstituer le bassin de sédimentation et son évolution dans le temps. On passera ici en revue les différentes sources d'information.

I - LES CARTES D'ISOPAQUES

Il a été montré dans la troisième partie qu'il était possible de définir, au sein de la tranche de temps concernée (Oxfordien terminal-Berriasien) un certain nombre de repères chronologiques correspondant à une rapide variation du contenu microfaunique.

L'existence de tels repères, que l'on peut considérer instantanés, permet de définir des intervalles, tranches de temps pendant lesquelles on étudiera les variations spatiales des dépôts.

Des limites à cette démarche apparaissent immédiatement :

- certains repères ne sont pas toujours aisément discernables (ex. : le "pic" à Globigérinidés) ;
- l'hypothèse d'une re-sédimentation générale conduit à suspecter le synchronisme (s'il existait) de ces repères ;
- les phénomènes d'ablation conduisent à des télescopes : lorsque par exemple des termes du Berriasien supérieur viennent reposer sur des niveaux de l'Oxfordien supérieur, il est bien difficile d'estimer les

épaisseurs initiales des dépôts correspondant à l'histoire intermédiaire;

- les isopaques devront être éclairés par l'analyse des *faciès* ; on ne pourra assimiler des égalités d'épaisseur à des identités de conditions de dépôt ;
- les épaisseurs que nous mesurons correspondent à *l'état actuel* du sédiment (*). Or son évolution diagénétique a été très différenciée : la compaction d'une vase (donnant des niveaux calcaires ou marneux) est plus forte que celle des sables, graviers ou blocs (donnant des calcarénites ou rudites). Par ailleurs la présence locale d'abondants stylolites (au Pas de l'Escaie par exemple) conduit à envisager une importante disparition de matière (de l'ordre de 40 % dans ce cas).

Il n'empêche que ces cartes (*) vont constituer des documents de base qu' éclaireront les informations sédimentologiques ; les intervalles suivants seront le plus souvent considérés :

- Oxfordien terminal - Kimméridgien basal (avant le pic à Globigérinidés)
- Kimméridgien-Tithonique inférieur (du "pic à Globigérinidés" à l'apparition des Calpionelles)
- Tithonique supérieur - Berriasien inférieur (Zones A et B des Calpionelles)
- Berriasien, zone C
- Berriasien, zone D (en fait sous-zones D₁ et D₂).

 (*) Outre la compaction, on doit envisager la possibilité d'*étirements de glissements banc sur banc*, et donc choisir les coupes dans des zones où ces phénomènes n'ont eu qu'une influence réduite.

(*) qui doivent tenir compte des déformations ultérieures, voir p. 255).

II - LA DISTRIBUTION DES FACIES

On a étudié dans la seconde partie, et résumé dans le chapitre précédent, les caractères des différents faciès représentés. Cette diversité conduit à dresser des cartes d'isopaques pour les différents faciès : faciès fins, faciès détritiques (arénites et rudites), faciès contournés. Ces cartes reproduisent bien souvent les cartes d'isopaques "totales".

On a choisi d'utiliser comme index le pourcentage de matériel resédimenté : le rapport de l'épaisseur cumulée de resédiment à l'épaisseur totale (pendant un intervalle donné). Cet index lui-même réparti entre matériel détritique (arénites et rudites) et faisceaux contournés (exemples : Clue de Barles, zones A et B - épaisseur totale 140 m ; resédiment 86 m (dont 68 m de faisceaux contournés : soit un pourcentage de 60 % (détritiques 20 % - faisceaux contournés 80 %)).

Cet index correspond en fait à une estimation de l'évolution granulométrique.

Les indications précédentes s'avèrent trop grossières lorsque l'on étudie certaines zones critiques ou de surfaces réduites. Ont alors été analysés certains caractères sédimentaires :

- la taille des éléments,
- la présence de certaines structures (granoclassement, laminations) dans les niveaux détritiques,
- les structures des faisceaux contournés, témoins de leur désorganisation et leur démantèlement au cours de leur déplacement,
- l'épaisseur moyenne des bancs calcaires (et des niveaux marneux).

III - LA DISTRIBUTION DE LA SILICE

Deux types d'informations ont été recherchés : comment se répartit la silice dans le bassin ? Où se trouvent les "faciès en éponge" ?

La réponse à la première question est d'emblée biaisée par les forts contrastes que l'on note entre les épaisseurs (pour un même intervalle de temps). De plus les accidents siliceux n'ont pas une distribution horizontale régulière (à l'échelle de l'affleurement). Si bien qu'il n'est pas possible de quantifier cette répartition de la silice.

Mais il est tout aussi évident qu'on ne peut se contenter d'une observation qualitative du type : y a-t-il dans la coupe au moins un silex ? Et opposer simplement les réponses positive et négative.

C'est pourquoi il est proposé une analyse semi-quantitative du type

- abondants
- moyennement abondants
- absents.

Le choix s'est effectué sur la base du rapport de l'épaisseur cumulée de sédiment à silex à l'épaisseur totale ; pour définir l'épaisseur de "sédiment à silex", on a considéré que tout accident siliceux observé avait une "épaisseur d'influence" de ± 1 m.

En ce qui concerne les "faciès en éponge", deux cartes ont été dressées, correspondant chacune à l'une des deux périodes d'apparition ; dans ce cas, le seul critère choisi a été la présence. Ceci est évidemment discutable. Cependant on verra que les localisations sont spécifiques, et donc que l'attention a pu, dans les régions concernées, être particulièrement attirée sur l'observation de ces objets.

IV - LES CORRELATIONS LITHOLOGIQUES

Les analyses précédentes reposaient toutes sur une mise en regard de coupes sur des bases chronologiques. L'intervalle considéré, et plus particulièrement sa partie supérieure, est en effet susceptible d'une analyse chronologique détaillée.

Il n'en demeure pas moins que les corrélations lithologiques que l'on peut effectuer permettent d'atteindre une plus grande précision. Nous présenterons ici divers modes de corrélations lithologiques utilisées.

Le meilleur cas correspond bien entendu à une observation directe (soit sur le terrain, soit d'après photographie) de la *continuité* d'un ou plusieurs niveaux. De tels cas ne sont pas exceptionnels, étant données les conditions favorables d'affleurement. Ce sont ces observations qui ont permis de mettre en évidence des structures d'ordre kilométrique (correspondant à des morphologies de même ordre), comme par exemple à Céüse (Crête de la Barre, p.232) ou à Pierre-Ecrite (p. 251).

Dans le même ordre, certains niveaux particuliers ont été suivis en continuité sur plusieurs centaines de mètres, permettant de montrer leur extension (ainsi des niveaux de calcarénite de la Clue de Barles suivis sur environ 1,5 km) ou leur variabilité (faisceau contourné 0 de la coupe de Gouravour, ZLIII).

D'autres corrélations ont été établies, sur la base de singularités observées en différents points. Ainsi on a mis en regard des faisceaux contournés (voir les exemples donnés au chapitre C, seconde partie, p.117), permettant ainsi d'estimer leur extension et leur évolution spatiale. Cette démarche réclame une certaine prudence : en effet si les corrélations proposées ici

paraissent bien établies, on doit prendre en compte le fait que certaines périodes paraissent particulièrement "favorables" au déclenchement de ces glissements sur les pentes. On notera ainsi que dans de nombreuses coupes l'"apparition des Calpionelles" s'observe au sein d'un faisceau contourné. Ce qui ne signifie bien entendu pas la continuité du corps sédimentaire au travers du bassin. Or c'est bien de corps sédimentaires qu'il s'agit ici.

Les mêmes observations peuvent être faites sur les corrélations établies entre des niveaux bréchiqes. On indiquera en outre que ces niveaux se ravinent, se *télescopent*, souvent (voir l'exemple du Pas de la Cavale p. 71) ; par ailleurs l'étude de la provenance (spatiale et temporelle) des éléments est particulièrement biaisée en raison et de l'évolution longitudinale différentielle de ceux-ci, et de l'emprunt que fait une masse de déplacement à son substrat. On signalera enfin que la présence de "silex en éponge" au sein de brèches fournit une bonne base de corrélation (par exemple pour les coupes des Dourbes, Archail ...), en tenant compte du fait que ces faciès aussi sont susceptibles de re-mobilisation par glissement sur les pentes. On soulignera un des meilleurs exemples : la présence insolite de "silex en éponge" dans le Berriasien (zone C-D) de Pierre Ecrite (p. 253) conduit à en rechercher la source à plus de 30 km.

Enfin on rappellera que l'étude des *rythmes* observables dans l'évolution verticale de l'épaisseur des bancs a également permis de proposer des corrélations lithologiques très précises.

Deux questions se posent alors : qu'apportent ces corrélations du point de vue chronologique et sédimen-

tologique ?

En ce qui concerne la chronologie, il convient d'abord de revenir brièvement sur les objets ; les glissements synsédimentaires doivent évidemment être considérés comme instantanés, et nous avons vu que la mise en place des niveaux détritiques également. Par contre s'il a été proposé que l'on pouvait, au moins dans certains cas, envisager un même mode de mise en place pour les bancs calcaires (et les couples calcaire-marne), il n'est pas certain que les rythmes soient également synchrones ; et en particulier pour ceux qui correspondent aux longues périodes. Les contrôles que l'on peut effectuer à l'aide de l'échelle microfaunique ne permettent pas actuellement de trancher.

D'un point de vue sédimentologique, ces corrélations permettent de définir les *corps sédimentaires* correspondants dans l'espace : ceci a été développé précédemment. On ajoutera seulement le fait que de telles corrélations peuvent nous permettre de connaître *la position relative des points* à l'intérieur même du bassin : ainsi l'évolution d'un faisceau contourné en un conglomérat suggère un déplacement vers l'aval (ou vers un bord) ; de même pour des ravinements. Mais on verra que seuls, ces critères risquent d'être d'utilisation délicate.

V - INDICATEURS DE MILIEU

Ainsi qu'il a été dit dès l'entrée, le travail n'a pas consisté en une étude sédimentologique exhaustive, utilisant la panoplie complète des techniques actuelles. Il s'appuie essentiellement sur des méthodes d'analyse, parfois originales, des objets sédimentaires observables sur le terrain. C'est pourquoi les indications de milieu

que peut fournir par exemple la géochimie sont absentes ici. Et comme il a été indiqué dans la troisième partie, on ne pourra utiliser que les indications fournies par les éléments de faune et de flore significatifs. Mais on soulignera une nouvelle fois le fait qu'il ne s'agit que d'indications à distance concernant les sources ou les lieux de transit, puisqu'elles sont extraites de faciès déplacés.

VI - FIGURES SEDIMENTAIRES

Les figures sédimentaires directionnelles résultent de l'action érosive des courants sur le fond marin du moment. L'information ponctuelle obtenue, la fossilisation du vecteur-courant, est à la fois liée à la dynamique propre du courant et à la morphologie du fond. Il en est de même pour les orientations d'objets. Le résultat n'est, en toute rigueur, significatif que pour un instant donné.

On rappellera que toutes les observations effectuées ont montré que, sur une même semelle, les directions de courant sont très cohérentes, et qu'il n'a jamais été observé de sens antagonistes.

Au delà, on notera que lorsque plusieurs niveaux, dans une même coupe, portent de telles figures, les sens de courants sont très cohérents tout au long de l'intervalle Oxfordien supérieur-Berriasien (sauf de très rares exceptions, comme la coupe de Gouravour, ZLIII). Ceci signifie une pérennité de la morphologie, qui, généralisée sur l'ensemble des coupes, autorise à considérer chaque mesure comme significative.

Et ce d'autant plus qu'il apparaît que les courants ainsi reconstitués sont cohérents dans l'espace; un bon exemple en est le domaine de Pierre Ecrute : des observations systématiques sur une vaste zone affleurante (le synclinal de Pierre Ecrute) ont montré (p.242) une

grande constance des sens de courant au Berriasien.

VII - STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Celles-ci sont à diverses échelles. En grand, il a déjà été indiqué comment les grands emboitements de chenaux (hectométriques ou kilométriques) témoignaient de l'existence de morphologies piégeant les dépôts.

Au niveau de la séquence, les indications sont variées. Les laminations obliques ou entrecroisées ont permis dans de rares cas de déterminer le sens du courant. Mais plus encore ce sont les structures qui témoignent des conditions du dépôt : depuis BOUMA (1962) et WALKER (1967, 70) en particulier, on sait estimer la distance de transport : ainsi les séquences granoclassées de Rabou (IR) ou du lac de Castillon (J') peuvent-elles être considérées comme *distales*. De même celles de Saint-Michel. Cependant celles de Pierre Ecrute (PE) qui correspondent à un déplacement du même ordre ne présentent pas un agencement séquentiel analogue (suivant le modèle de BOUMA), car les conditions du dépôt étaient très différentes.

VIII - STRUCTURES DE CONTOURNEMENT

Ainsi qu'il a été indiqué (p.124), la direction de déplacement peut être reconstituée en prenant la normale à la génératrice des rouleaux ; la détermination du sens de déplacement est souvent plus délicate. Nous avons noté que les résultats étaient, au niveau du faisceau contourné, le plus souvent cohérents ; et qu'au long d'une même coupe les directions de glissement ainsi reconstituées variaient peu. Cependant il a été précisé que les déplacements au long d'une pente n'étaient pas de simples translations, que ces masses en mouvement

se scindaient souvent dans la partie frontale en lobes progressant de façon partiellement autonome (BEAUDOIN *et al.* 1975). Aussi bien l'interprétation des mesures doit-elle tenir compte de tous ces aspects.

Toujours d'un point de vue directionnel, le rapprochement entre sens de courant et sens de glissement doit conduire à des interprétations mesurées, fonction des conditions particulières. Bien souvent on note une cohérence des directions, indiquant une pente générale. Mais les cas de divergence, et même d'orthogonalité, existent : s'ils correspondent souvent à des morphologies particulières (vallées sous-marines, sillons, bas de pente), on ne peut exclure, surtout dans le cas d'une maille lâche, l'influence des aléas au cours des déplacements : toute position théorique trop figée serait là dangereuse.

Cet inventaire des méthodes n'est pas complet : il présente cependant celles qui ont été utilisées de façon générale dans cet essai de reconstitution du bassin que nous allons présenter maintenant.

CHAPITRE C

LE BASSIN DE SEDIMENTATION

L'objectif est ici double ; d'une part la reconstitution de la géométrie du bassin (*), d'autre part son évolution dans le temps, en relation avec la dynamique des dépôts.

Le terme même de bassin demande à être précisé. Ceci correspond évidemment à la définition des marges de ce bassin. Celles-ci apparaissent assez clairement.

Vers le Nord et le Nord-Ouest, les travaux de REMANE (1966, 1970) pour le Tithonique, et LE HEGARAT (1973) pour le Berriasien, permettent de situer la marge sensiblement suivant une ligne Valence-Grenoble s'infléchissant vers Chambéry : il s'agit d'une bordure de plate-forme surplombant les zones plus basses méridionales, et marquant - au Berriasien - la limite d'extension des faciès "purbeckiens".

Vers le Sud, les recherches récentes de TEMPIER, (1966, 1972) pour le Jurassique et P. COTILLON (1968) pour le Crétacé, confirment la limite d'extension vers le N des "calcaires blancs" suivant une ligne sensiblement WSW-ENE passant peu au S de Castellane : on retrouve là une disposition symétrique de celle que l'on observe au N. On insistera sur le fait que les relations entre cette marge et le bassin proprement dit sont oblitérées par le chevauchement de la Nappe de Digne sur le pays provençal. (D. HACCARD in BEAUDOIN, CAMPREDON *et al.*, 1975).

Vers l'Ouest l'élément d'information nous est fourni dans la région de Ganges-St Hippolite du Fort où

* tenant compte des déformations.

(BODEUR in DELFAUD et al. 1975, LE HEGARAT 1973) a été mis en évidence le passage de faciès récifaux à des "faciès de bassin".

Vers l'Est on passerait aux faciès sub-briançonnais et briançonnais, dont l'évocation même sort du cadre de ce travail.

Le cadre ainsi posé, il apparaît donc une zone sensiblement orientée E-W, de dimensions importantes : environ 200 km de large (soit de Grenoble à Castellane) et près de 300 km de long (Ganges à Larche). Ce domaine a été inégalement étudié : ainsi les considérations sur les marges seront-elles empruntées aux auteurs précités. D'autre part deux zones doivent être distinguées :

- à l'Est du Buech (sensiblement le méridien de Sisteron) et jusqu'à la Tinée, des coupes ont été levées régulièrement, support d'analyses chronologiques détaillées. Cette même zone a donné également lieu à des observations sédimentologiques systématiques.

- par contre la région située à l'W. du Buech (et jusque vers Saillans) n'a donné lieu (**) qu'à une étude des sens de courant et glissements destinée à compléter les travaux plus stratigraphiques de REMANE et LE HEGARAT.

Par ailleurs la zone orientale elle-même ne peut être présentée de façon unique : en effet les relations géométriques structurales entre le secteur le plus oriental (entre le Var et la Tinée) et le secteur occidental ne sont pas encore bien établies ; par ailleurs l'absence d'affleurement entre ces deux secteurs (due à un recouvrement par le Tertiaire et par les nappes) n'autorise pas les interpolations hardies.

Enfin deux domaines cruciaux ont été analysés avec grand détail : dans la région de Veynes-Céüse d'une

(**) hors un travail en cours de JOSEPH et SEMPERE.

part, dans celle de Sisteron-Pierre Ecrite d'autre part.

L'ensemble de ces considérations a conduit au plan d'exposition suivant :

- I. A - Le canyon de Céüse
- B - La morphologie de Pierre Ecrite
- II Le domaine situé entre la Durance et le Verdon
- III Le domaine situé entre le Var et la Tinée
- IV Le bassin et son évolution.

I - A. LE CANYON DE CEUSE

L'étude de cette morphologie particulière, analysée sur une surface réduite mais de grande importance dans la compréhension des phénomènes, a été menée en collaboration avec Jacques MOUTTE et Pierre SOLER dans le cadre de leur travail personnel d'Option à l'Ecole des Mines. Elle a donné lieu, d'une part à un rapport interne (MOUTTE et SOLER 1975), d'autre part à une présentation succincte (BEAUDOIN, MOUTTE, SOLER, 1975).

A l'origine de l'intérêt porté à cette zone, se trouvent les observations de DEBELMAS et GIDON, rapportées par REMANE (1966) : "Dans la région de Chateauneuf d'Oze (...) il existe des lacunes très importantes entre le Kimméridgien et le Berriasien" et dans la notice de la feuille au 1/50 000e de GAP (GIDON) signalant "des zones d'érosion plus ou moins puissantes à la limite Jurassique-Crétacé".

Ces lacunes avaient été interprétées par REMANE puis LE HEGARAT. Pour REMANE (1966, 1970) qui a parfaitement présenté une reconstitution de vallée sous-marine

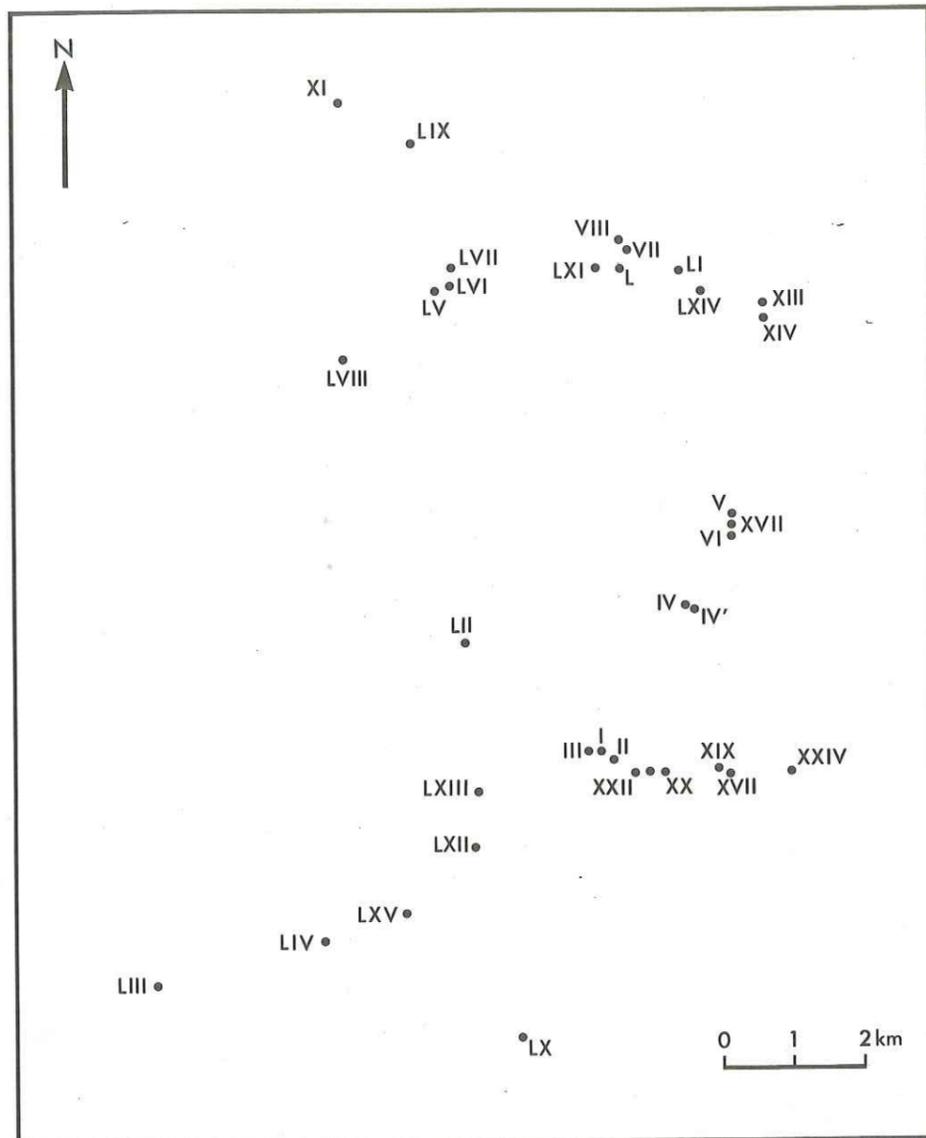


Fig. 56 - Le canyon de Ceuse - Zone de Châteauneuf d'Oze
Localisation des coupes

allant d'Ouest en Est depuis la région de Luc-en-Diois jusque vers Serres, la région de Châteauneuf d'Oze, de "caractère énigmatique", pourrait constituer une zone source pour le matériel resédimenté. LE HEGARAT (1973) propose, lui, que le contact Berriasien supérieur/Oxfordien (observé dans la coupe du ravin de Bramefaim) correspond à une "ride sous-marine balayée par des courants" évoquant par sa structure "un anticlinal crevé".

Or cette hypothèse en "bosse" n'était pas compatible avec la distribution des courants que j'avais relevée dans la même région (BEAUDOIN 1972). Nous avons donc étudié ce secteur en grand détail, aboutissant alors à une autre interprétation.

La complexité structurale de la région de Veynes (GIDON *et al* 1970, feuille de GAP au 1/50 000e) nous a conduit à disjoindre dans un premier temps la zone occidentale (celle de Châteauneuf d'Oze) de la zone orientale (celle de la Montagne de Céüse), ces deux zones étant séparées par le prolongement des plans de chevauchement du Plan de Vitrolles.

A - LA ZONE DE CHATEAUNEUF D'OZE

L'importante densité des coupes, bien réparties (figure 56*) permet de raisonner sur un ensemble de cartes donnant la répartition des épaisseurs, la reconstitution des directions de courant et celles des pentes, la distribution des faciès.

Les cartes d'isopaques

Deux cartes sont présentées ; elles concernent la répartition des épaisseurs totales de sédiment.

- de la base de "l'Oxfordien calcaire" (au dessus des Terres Noires proprement dites) à l'apparition des

* établie en tenant compte des déformations.

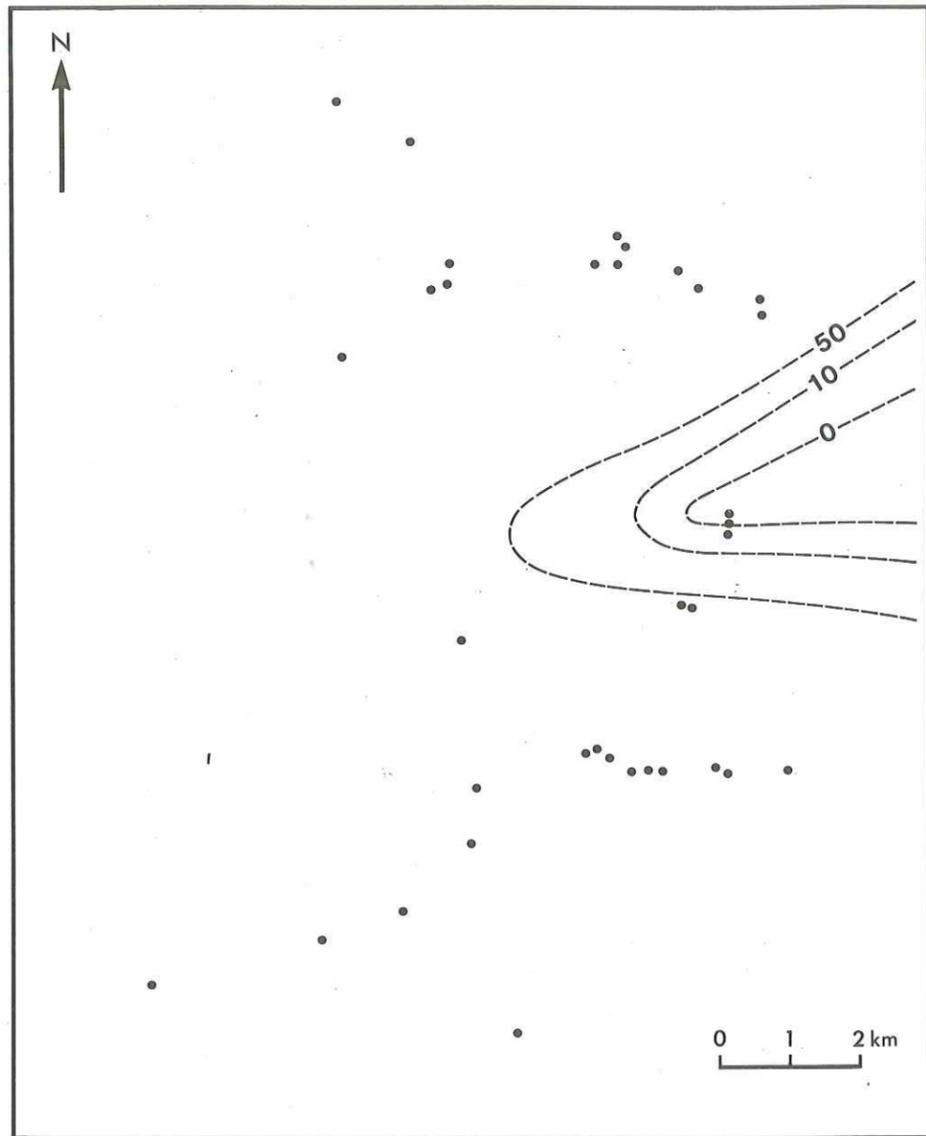


Fig. 57-Isopaques de la base de l'Oxfordien calcaire à l'apparition des Calpionelles

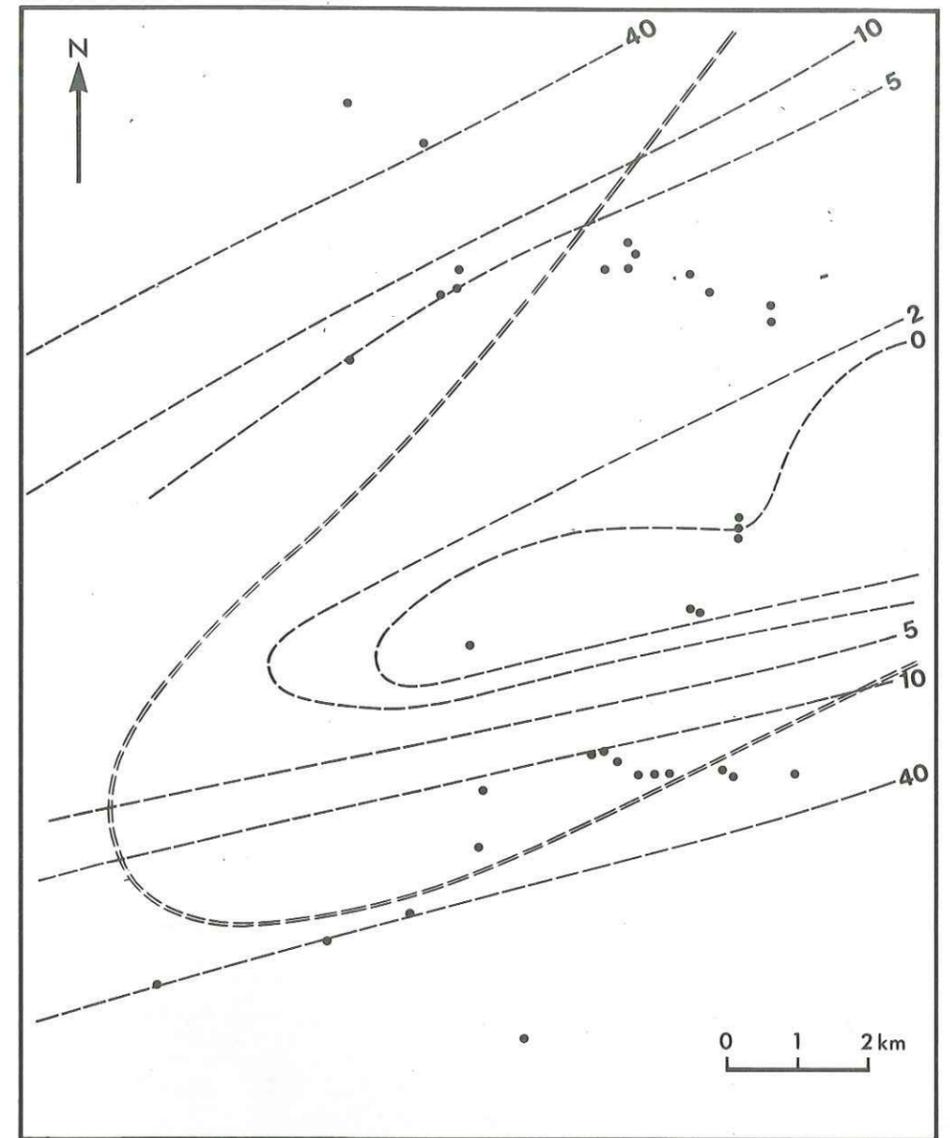


Fig. 58- Isopaques des zones A et B
 --- Limite d'absence de la zone A

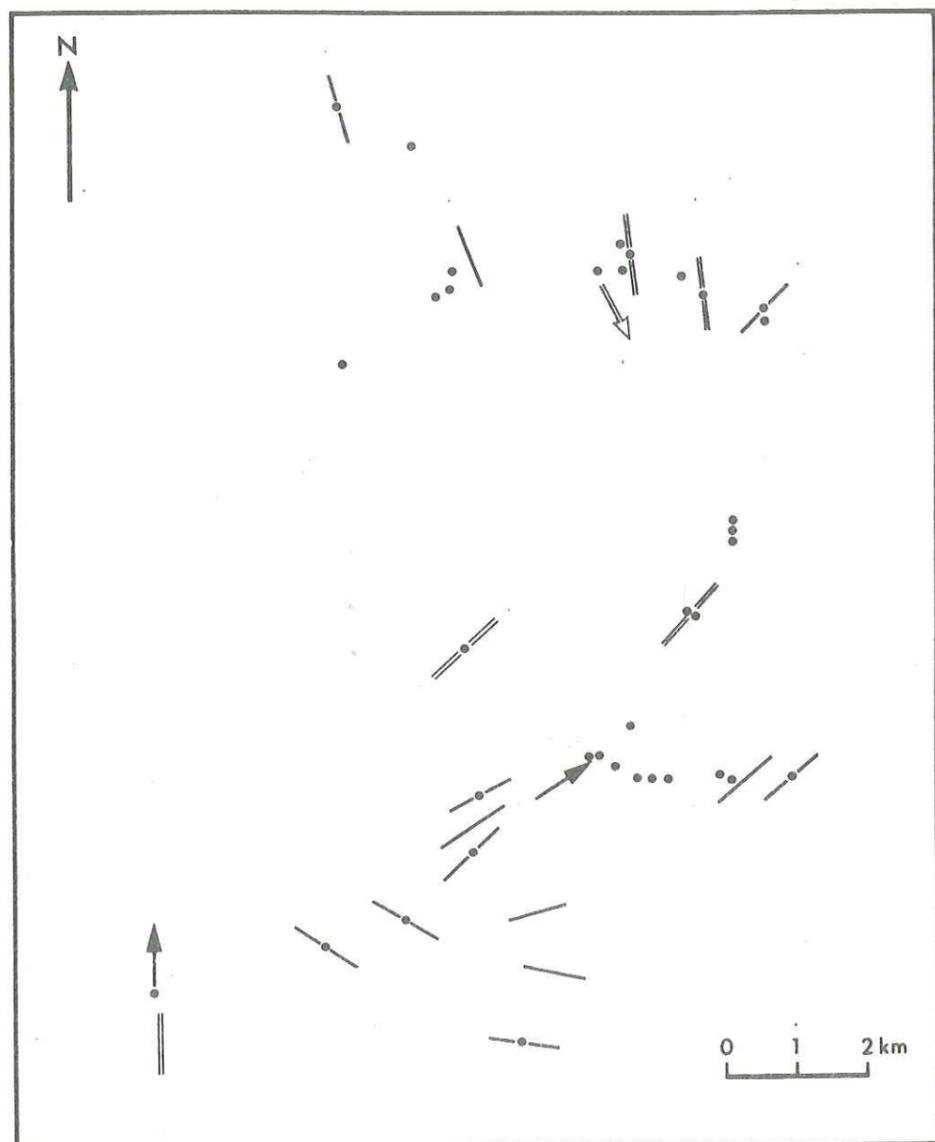


Fig. 59 - Courants et glissements de l'Oxfordien supérieur au Tithonique inférieur

- Sens de courant
- Direction de courant
- ⇨ Sens de glissement
- ⇨⇨ Direction de glissement

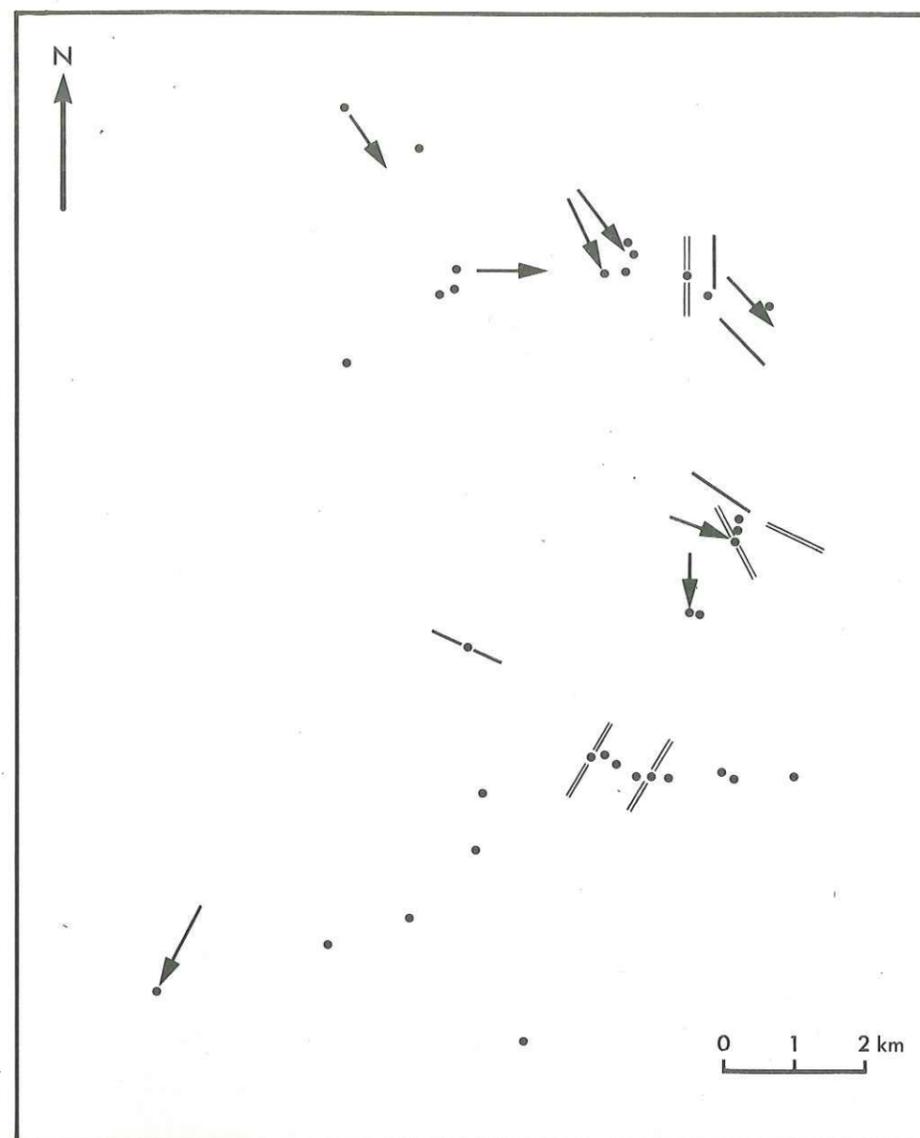


Fig. 60 - Courants et glissements au Tithonique supérieur - Berriasien

Calpionelles (quel que soit leur âge) : c'est la figure 57 ;

- pendant les zones A et B (Tithonique supérieur et Berriasien basal) : c'est la figure 58.

Chacune montre un important déficit en sédiment, voire une absence, dans une zone sensiblement E.W., située vers la partie médiane de la carte. Cette zone présente des contours fermés vers l'Ouest. On ajoutera que sur la figure 58 la zone d'absence va se réduisant entre la zone A et la zone B.

Quelle est la signification de cette zone singulière ?

S'agit-il bien d'une zone haute, à sédimentation réduite, soumise à dénudation ? Ou bien d'une morphologie en creux ?

Sens de courant et de glissement

Les deux cartes, établies respectivement pour les intervalles Oxfordien supérieur - Tithonique inférieur (figure 59) et Tithonique supérieur - Berriasien (figure 60), permettant de proposer une réponse à la question posée. Les deux cartes indiquent en effet clairement une *convergence des pentes* dans la partie médiane de la carte, démontrant que l'on a bien une morphologie en creux plongeant d'Ouest en Est. Les sens (et direction) de courant, et les sens (et direction) de glissement conduisent à ce résultat. Nous utiliserons désormais le terme de *canyon* pour désigner simplement cette morphologie, justifiant plus tard son utilisation.

On peut alors définir avec plus de précision cette morphologie, sur la base de corrélations entre les diverses

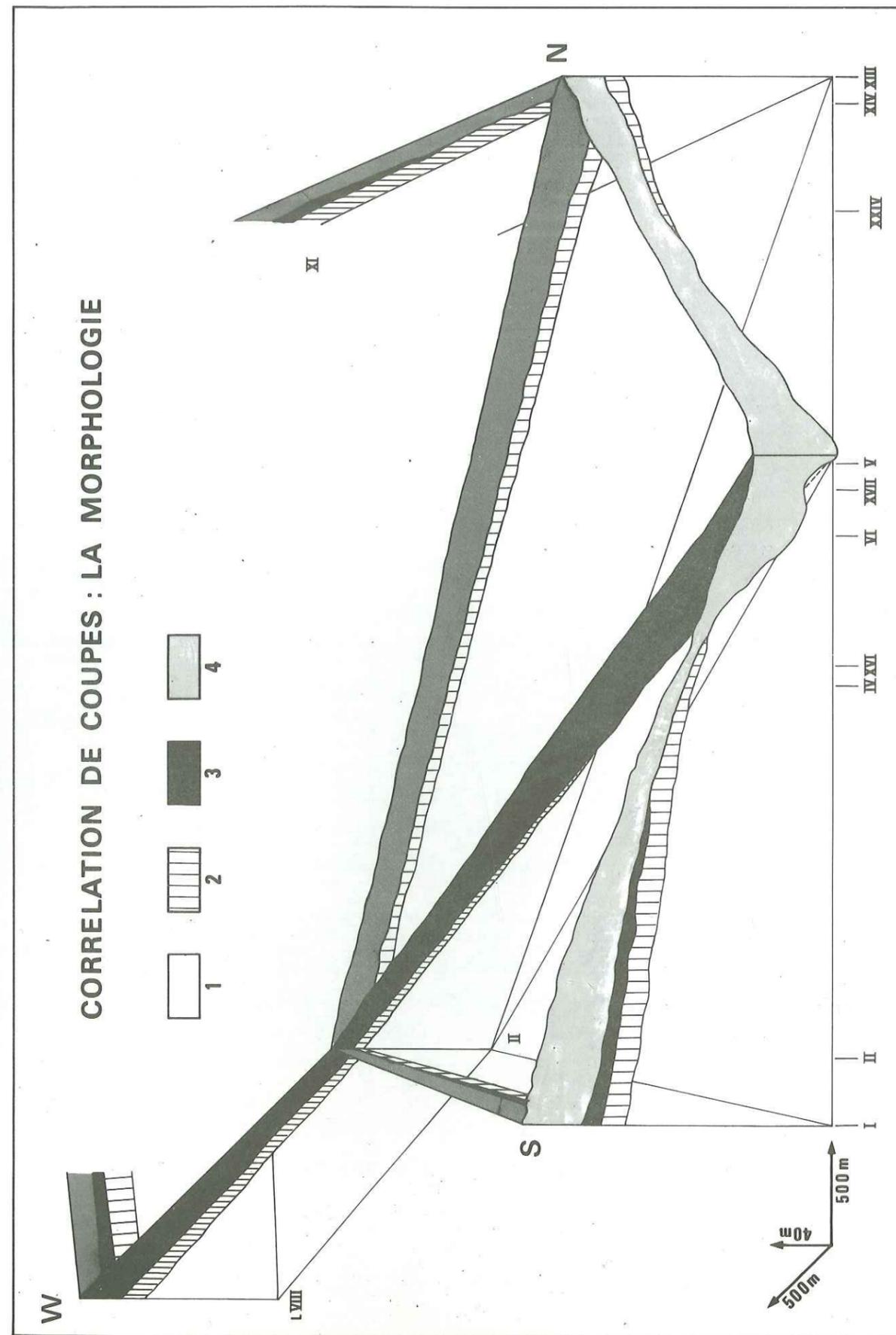


Figure - 61

coupes. Il est certain que les résultats dépendront beaucoup des surfaces de référence utilisées. Sur la figure 61, on a choisi de prendre le sommet du faciès "Terres Noires" (ou la base de l'Oxfordien marno-calcaire et calcaire) comme plan horizontal de référence. Ceci donne un schéma compatible en tout point avec les indications de sens de courant et sens de glissement dont nous disposons.

On voit que nous avons à considérer une morphologie qui présente en section frontale un creux de dimensions importantes : une flèche d'environ 300 m (après compaction) pour une largeur d'environ 6 km; cette morphologie fonctionnant au moins entre le Kimméridgien et le Berriasien. (Nous reviendrons sur ces points plus loin, p.233).

Ayant fixé les ordres de grandeur, observons la répartition des faciès.

Distribution des faciès

Les faciès significatifs sont ici bien évidemment ceux qui résultent d'une resédimentation ; arénites et rudites d'une part, faisceaux contournés d'autre part.

Avant de commenter leur répartition, il convient de souligner les caractères spécifiques des uns et des autres. Ainsi les arénites et rudites sont assez souvent non granoclassées dans la partie axiale de la morphologie, alors qu'elles le sont le plus souvent sur les marges (c'est à dire des pentes plus régulières). Les organismes benthiques peu profonds (LE HEGARAT 1973) y sont assez abondants, ainsi localement que les oolites. Les faisceaux contournés apparaissent particulièrement démantelés, sous forme de lambeaux de bancs contournés, de boules, de blocs, si bien qu'on observe parfois de véritables intermédiaires entre des faisceaux contournée et des conglomérats. Certains faisceaux (tels ceux du ravin de Bramefaim, coupe Z V) comportent des éléments d'âge variable, ainsi que des organismes

benthiques : ceci nous montre d'une part que les glissements peuvent être déclenchés par des venues de matériel situé originellement à l'amont, et que la masse en mouvement agglomère des éléments qu'elle emprunte au substrat; d'autre part que se trouve représenté un mécanisme susceptible d'engendrer les abondants niveaux détritiques polygéniques que nous analysons dans la seconde partie. On peut alors commenter les deux cartes des figures 62 et 63 ; elles nous montrent toutes les deux que le matériel resédimenté est relativement plus abondant dans la partie axiale du canyon. La première, correspondant aux zones A et B, indique que les rudites et arénites sont de loin les plus représentées ; bien que ne constituant que de minces dépôts, elles représentent des pourcentages notables (20 %) sur les flancs du canyon. La seconde carte est, elle, relative au Berriasien des zones C et D. On note ici :

- que la sédimentation sur les flancs est très réduite (moins de 15 m).

- que par contre la zone axiale, siège d'une sédimentation importante, comporte essentiellement (80 % à 95 %) des produits resédimentés où dominent largement les faisceaux contournés (90 % environ), dont on a indiqué ci-dessus qu'ils étaient particulièrement démantelés.

Cette distribution significative nous conduit naturellement à envisager le fonctionnement de cette partie du canyon au cours du temps.

Le fonctionnement du canyon

Au Tithonique supérieur, le canyon atteint sans doute une largeur maximale : les cartes des figures 64 et 65 montrent l'importance de la zone d'absence de la zone A (écorché à la base de la zone B) dans la partie axiale ; la largeur en est d'environ 6 km ; le fond

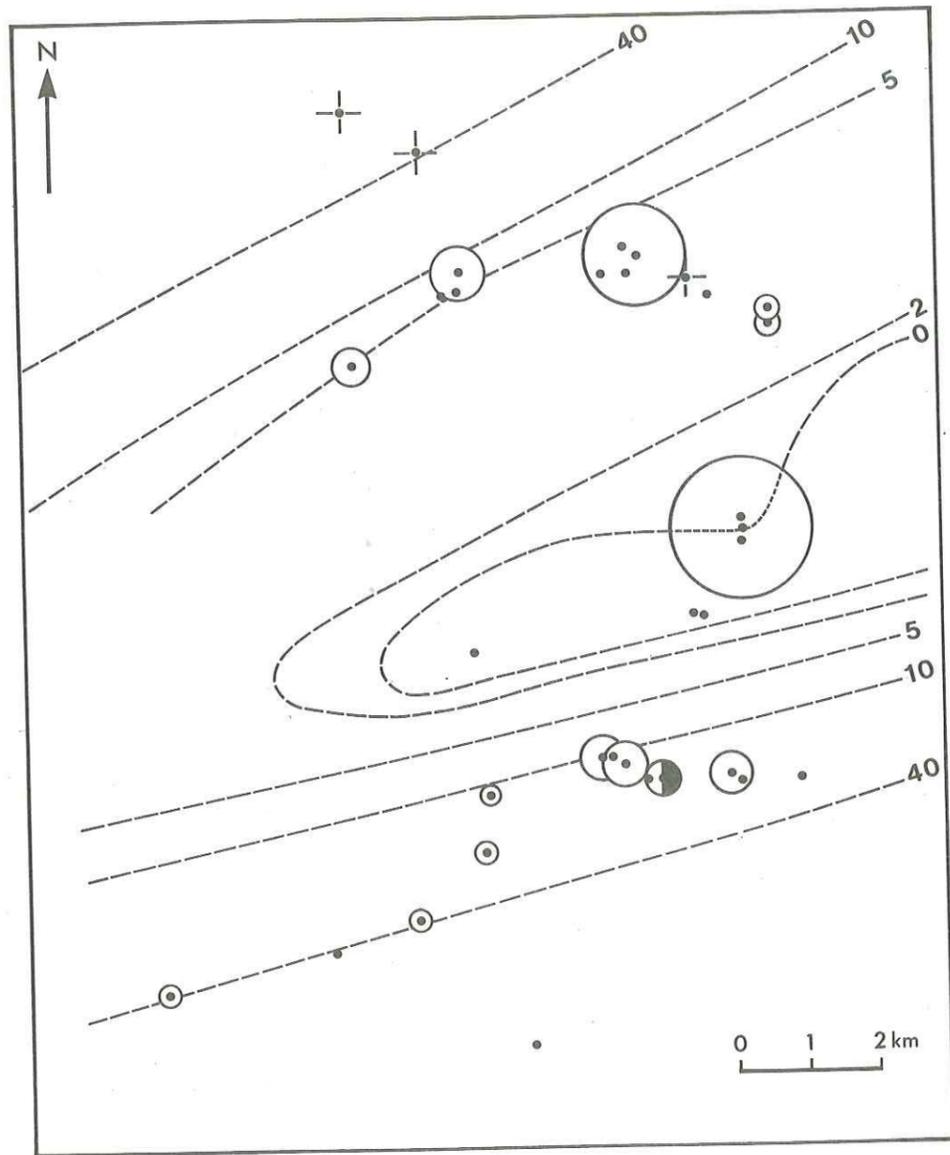


Fig.62—Isopaques et proportion de matériel resédimenté (zones A et B)

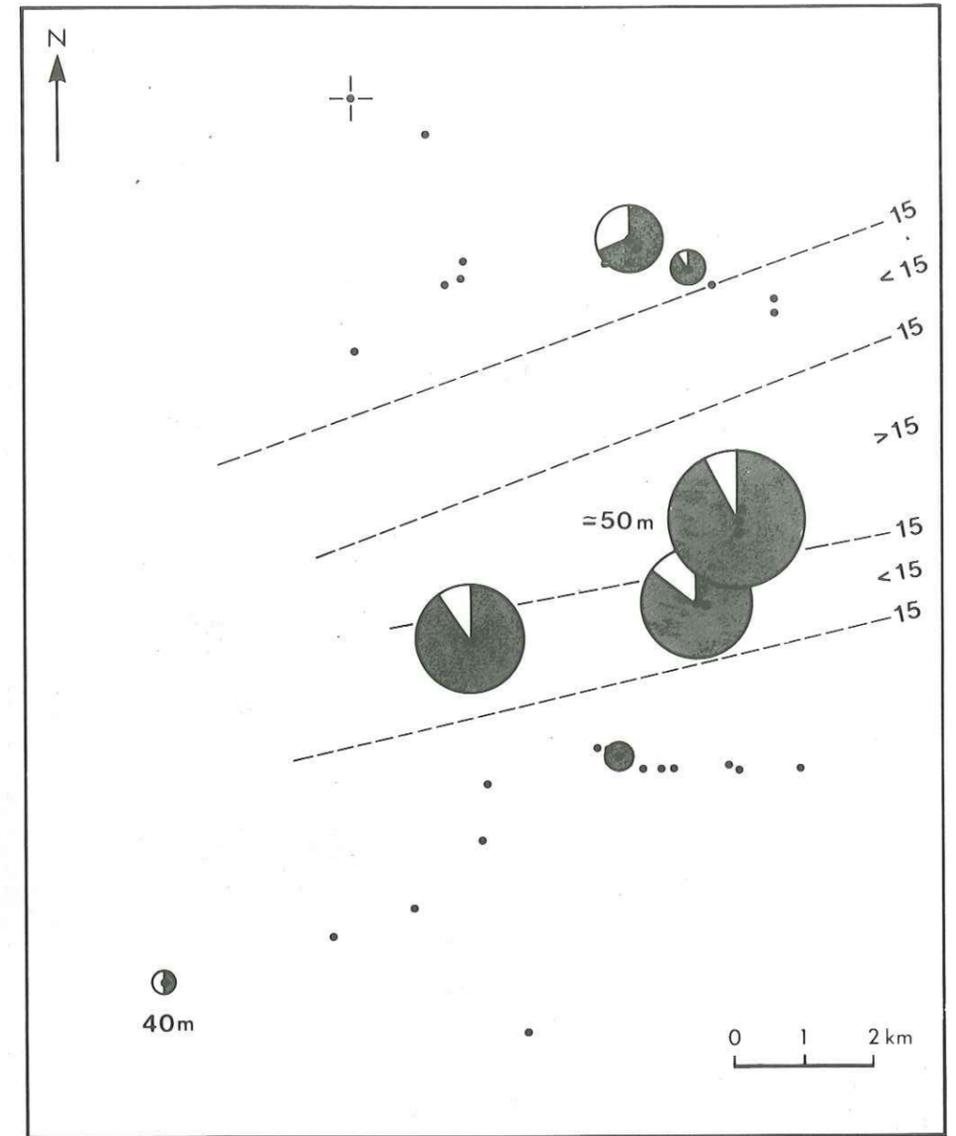
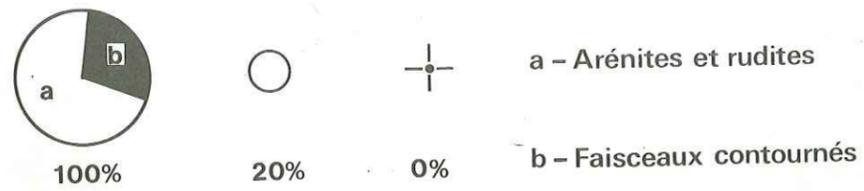
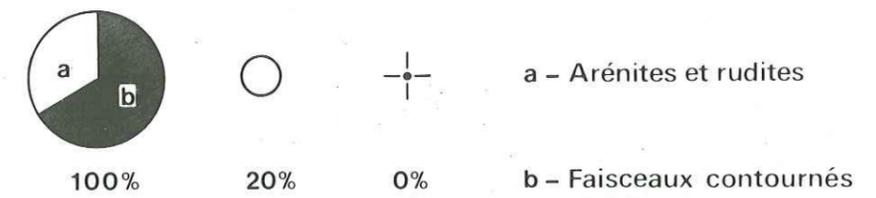


Fig.63—Isopaques et proportion de matériel resédimenté (zones C et D)



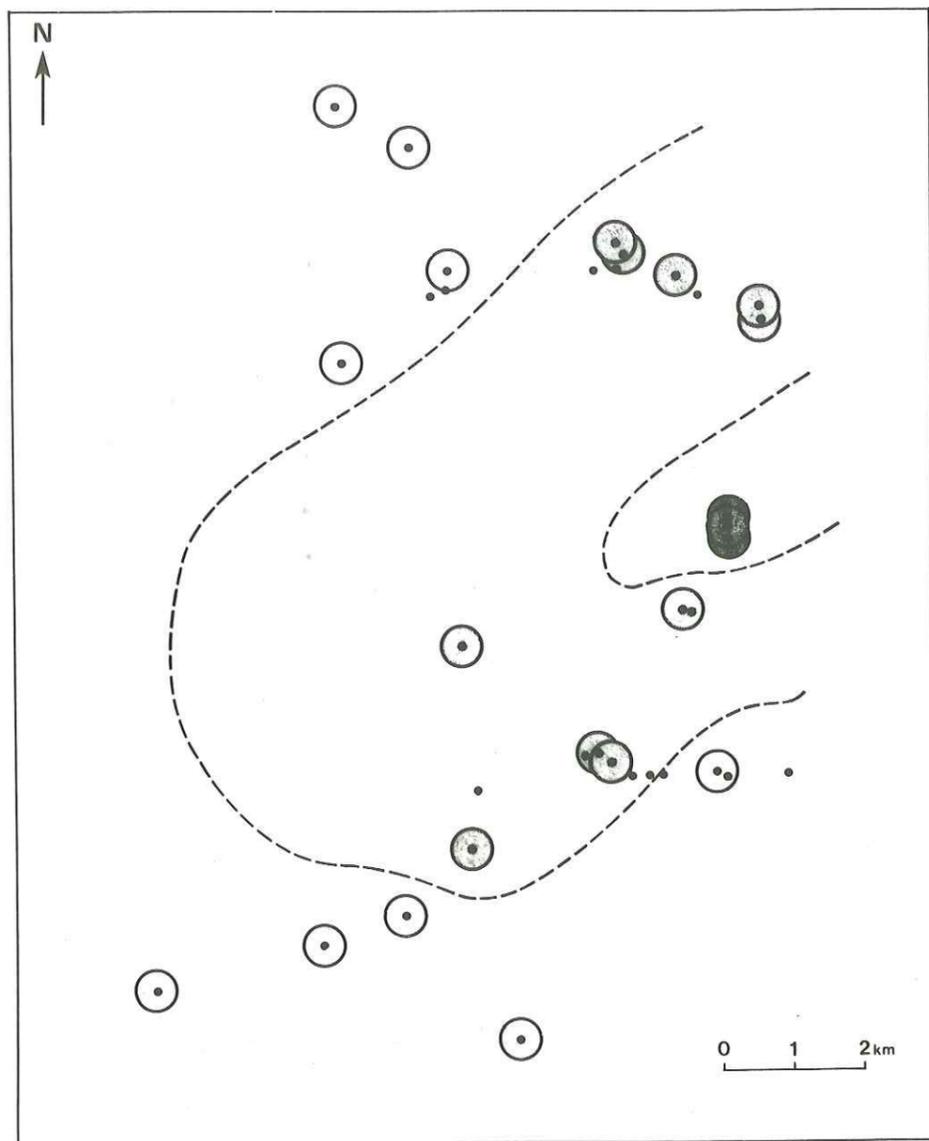


Fig.64- Ecorché à la base de la zone B

- Zone A
- ◐ Kimmeridgien - Tithonique inférieur
- Oxfordien

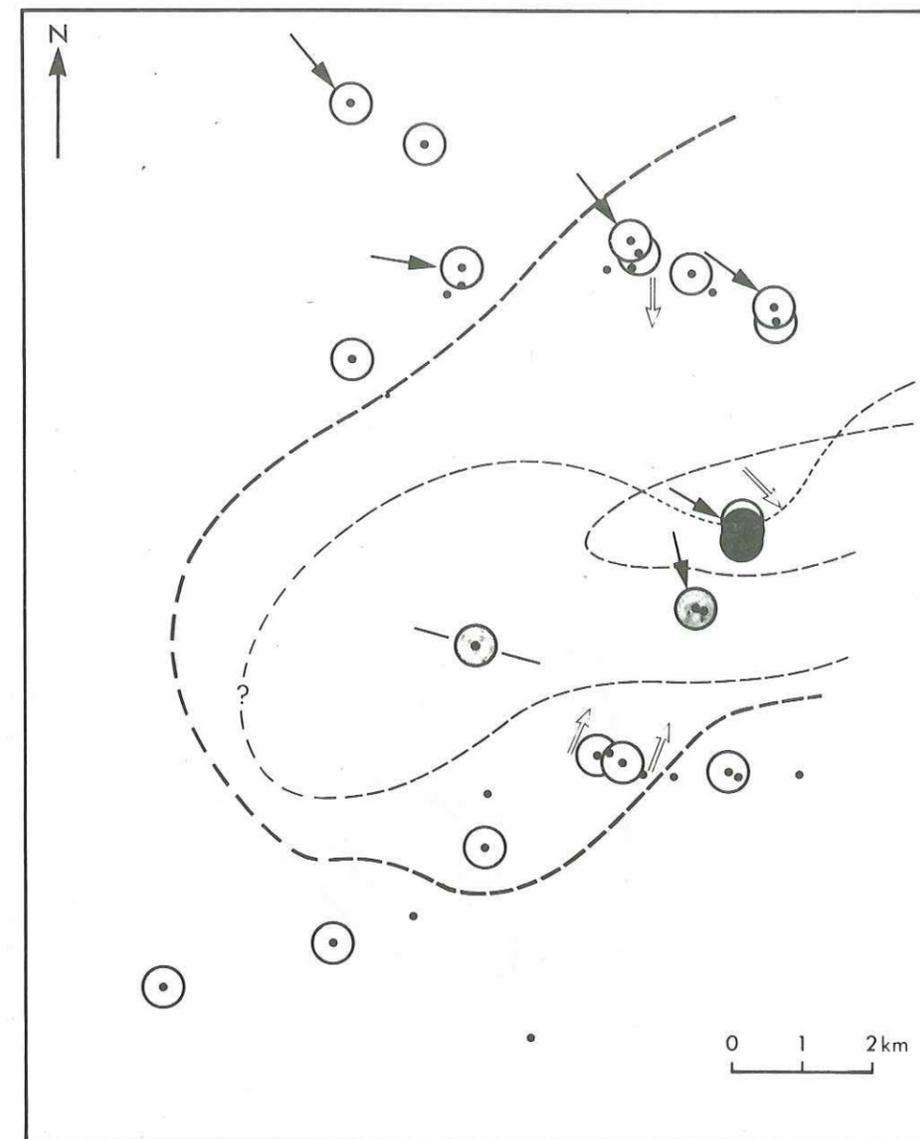


Fig.65 - Ecorché à la base de la zone C

- - - Limite d'extension de la zone A
- Zone B
- ◐ Kimmeridgien - Tithonique inférieur
- Oxfordien
- Sens de courant
- ⇌ Sens de glissement (interprété)

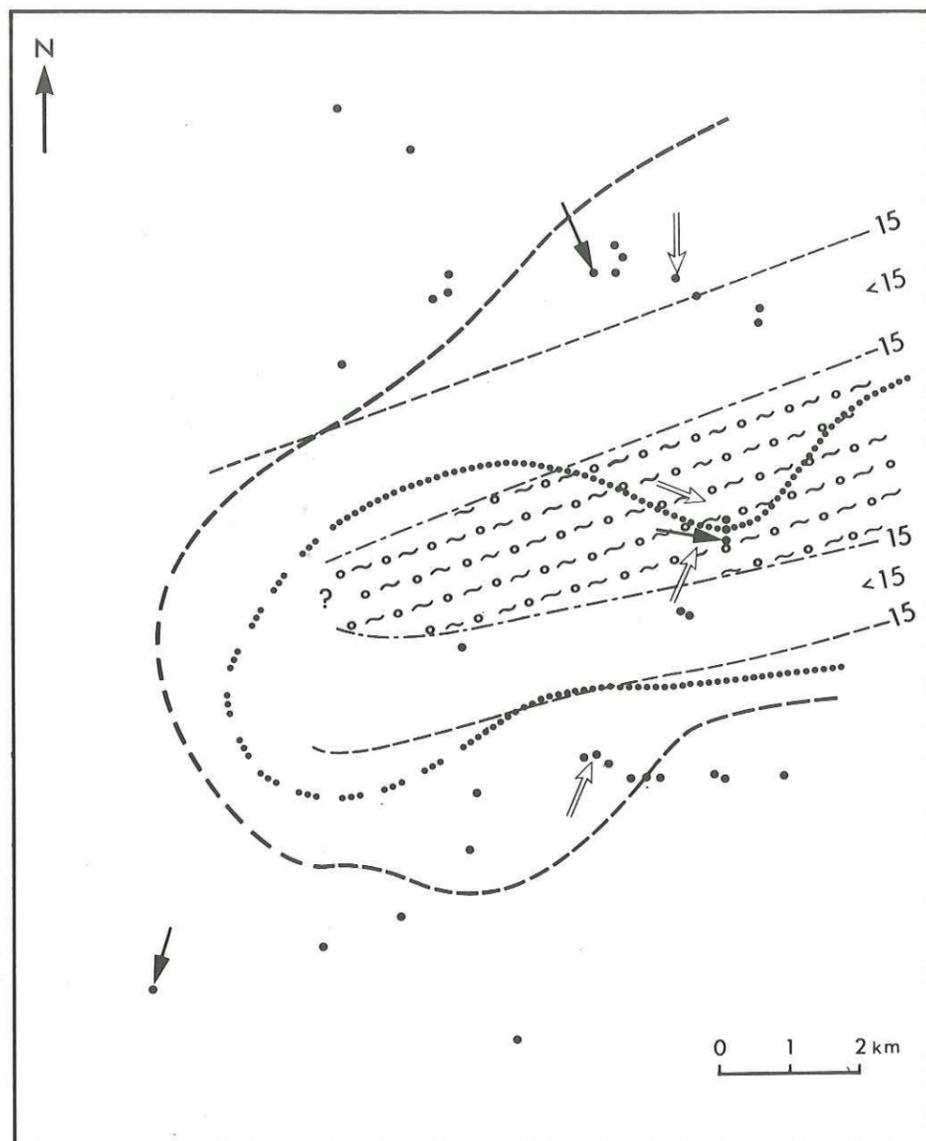


Fig.66 - Le remplissage du canyon - Zones C et D

- Isopaques
- Limite de l'absence de la zone B
- - - Limite de l'absence de la zone A
- Sens de courant
- ↗ Sens de glissement (interprété)
- ⊖ Re-sédiments

laisse affleurer (ravin de Bramefaim) la partie sommitale des Terres Noires (Oxfordien moyen). La zone B correspond à un recouvrement qui laisse subsister à l'affleurement dans la partie axiale, une partie de la zone précédemment dénudée (figure 65). Il est possible que plus de sédiment se soit déposé, mais nous n'en conservons pas la trace.

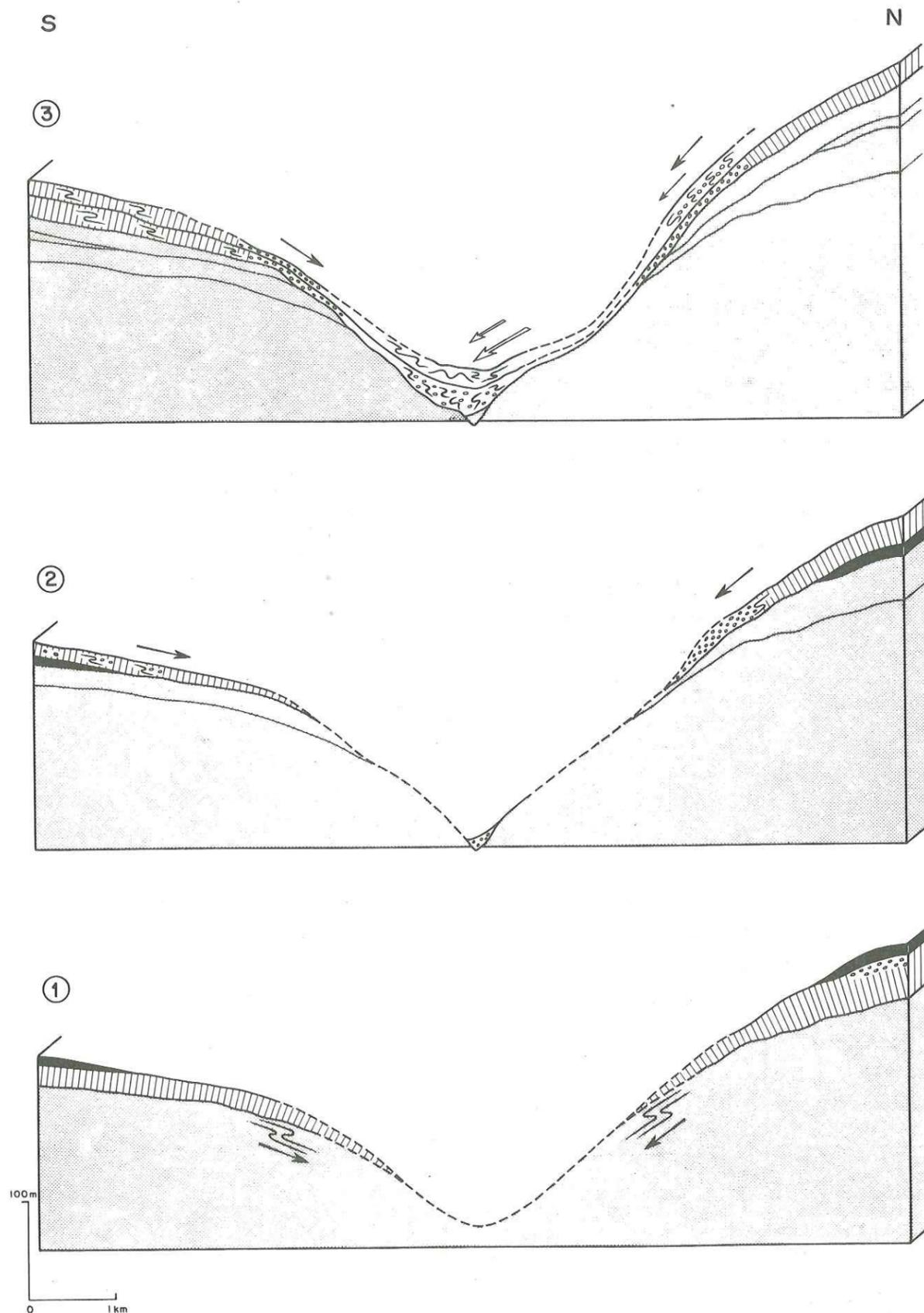
Au Berriasien (zone C) on observe un comblement plus important qui s'amplifiera pendant la zone D (figure 66) ; ainsi que nous l'avons noté, la zone externe présente une assez forte sédimentation, assez peu détritique. Les flancs par contre conservent peu de dépôt sous forme de conglomérats et faisceaux contournés glissant suivant les pentes. La zone axiale elle, est le siège de dépôts puissants sous forme essentiellement de faisceaux contournés démantelés. *Les apports sont longitudinaux et latéraux.*

C'est cette histoire qui est schématisée sur la figure 67. La surface de référence, horizontale, est le sommet des Terres Noires. Les coupes y sont relatives

- 1 - à la base de la zone B
- 2 - à la base de la zone C
- 3 - au sommet de la zone D

Ces coupes donnent bien l'importance de cette morphologie : profondeur relative de quelque 300 m après compaction, soit sans doute une profondeur réelle minimale, d'environ 400-500 m à la fin de la zone D. La largeur en est d'environ 6 km. Soit des *pent*es moyennes d'environ 15 %. Ceci nous explique la très faible épaisseur des dépôts qui ont pu s'y conserver.

On ajoutera dès maintenant que l'histoire du canyon ne s'y est pas arrêtée à la fin du Berriasien ; le profil 3 l'interdirait. Et c'est bien ce que montre l'affleurement : à la suite du Berriasien, le Valanginien et l'Hauterivien affleurant comportent essentiellement



Le fonctionnement du canyon

Figure - 67

des faisceaux contournés, empilés sur une épaisseur de plus de 150 m. (D. LE DOEUFF, communication orale). Dès maintenant il apparaît donc que ce canyon a fonctionné au moins entre le Tithonique supérieur et la base de l'Hauterivien. Nous détaillerons ici le fonctionnement de la partie axiale de ce canyon.

Cette partie la plus profonde est représentée sur le terrain par l'ensemble des coupes du ravin de Bramefaim (zone que nous ont fait connaître les travaux de GIDON et LE HEGARAT). Les coupes de la figure 68 nous permettent de saisir avec précision les mécanismes de fonctionnement de cette zone spécifique. Cette figure met particulièrement en relief le déplacement des parties basses sous les effets conjugués de l'érosion et du dépôt.

Le remplissage effectif a débuté en zone B : il n'en reste comme traces que les minces niveaux piégés dans les parties basses. Pendant la zone C, il semble que l'on ait eu un début de comblement sous forme de conglomérats et faisceaux contournés. Une érosion importante prend place pendant la zone D (sous zone D2), conduisant à un déplacement de la partie la plus profonde : il est très vraisemblable que les dépôts précédents de la zone C, ont alors été ravinés (et redéposés vers l'aval) au niveau de la coupe XVII. Le comblement s'est poursuivi au long de la zone D, et, nous l'avons indiqué, bien au delà (Valanginien et Hauterivien inférieur au moins).

Cette analyse détaillée nous montre bien l'interférence entre l'érosion et le dépôt : cette partie du canyon est un lieu de transit pour le matériel remanié (le profil réel, à l'échelle, présenté sur la figure 68 en cartouche, montre clairement les pentes importantes qui caractérisent les flancs ; elles atteignent localement sans doute au moins 40 %).

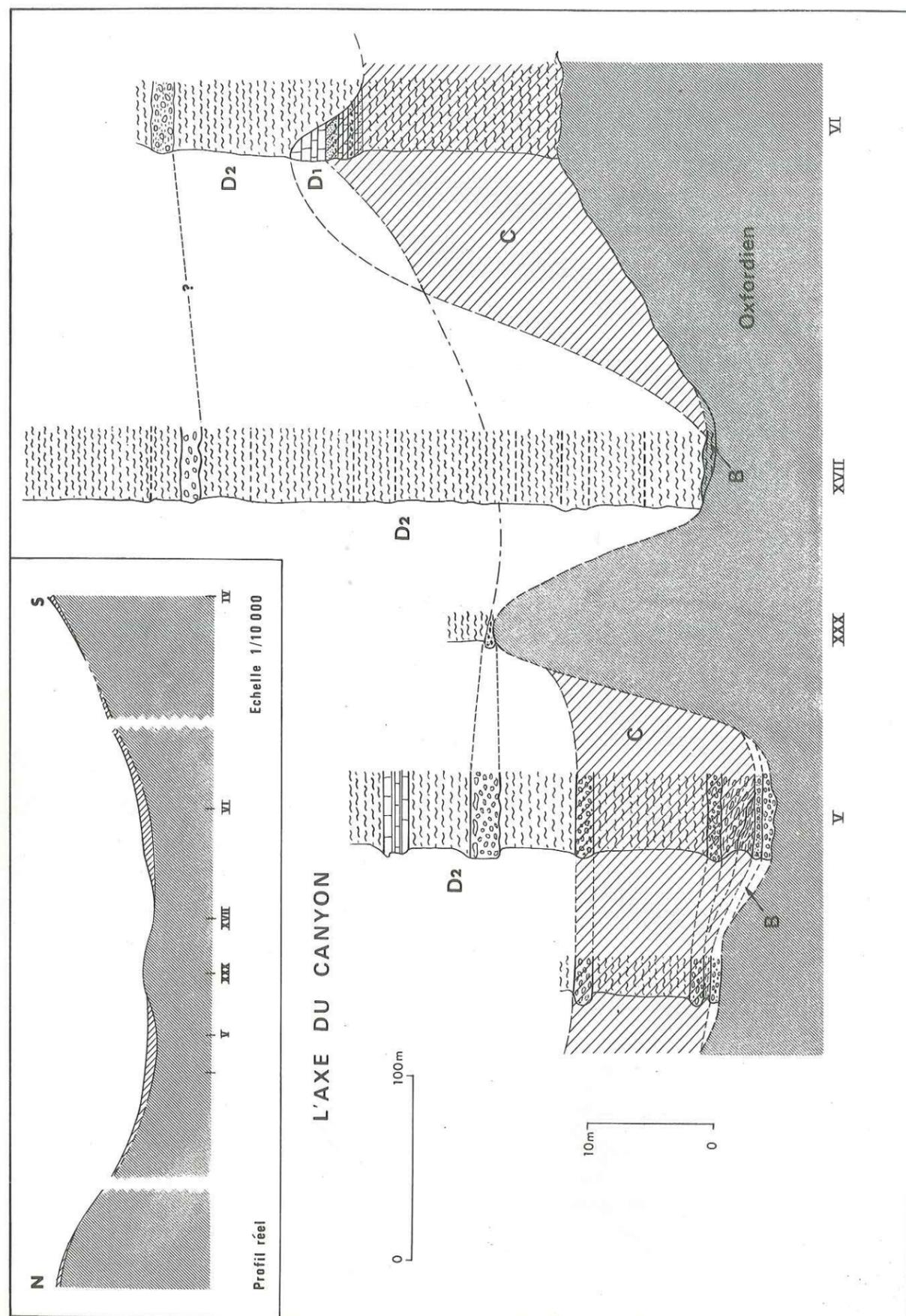


Figure - 68

B - LA ZONE DE LA MONTAGNE DE CEUSE

Cette zone située à l'Est de la précédente présente des affleurements moins bien répartis. Par ailleurs, l'ensemble de ce domaine ne peut actuellement être relié aisément au précédent, l'importance des déplacements étant difficilement estimable. Notre démarche sera donc ici :

- de montrer que la paléomorphologie est tout à fait analogue à celle que nous venons d'analyser, et que la portion qui en est représentée vers Céüse est en position "aval" par rapport à la précédente (Chateaufort d'Oze).

- de *convenir* que l'hypothèse la plus simple est de considérer que l'on a une morphologie de canyon unique, et d'envisager alors son fonctionnement global.

On retiendra ici les faits majeurs : les faciès présents sont très voisins de ceux que nous avons décrits, les relations géométriques sont analogues : ainsi on observe localement le Berriasien (zone C) reposant sur le Kimméridgien inférieur (Col des Guérins). On analysera plus particulièrement l'affleurement de la Crête de la Barre présenté schématiquement sur la figure 69.

L'essentiel de cet affleurement consiste en d'épaisses lentilles conglomératiques, reposant par ravinement sur des petits bancs calcaires du Kimméridgien inférieur. Ces lentilles dessinent un empilement de chenaux emboîtés donnant de grandes stratifications entrecroisées. Il s'agit de matériel d'âge tithonique inférieur.

Au dessus, le Tithonique supérieur et le Berriasien sont représentés par des faciès remaniés (conglomérats et arénites fréquentes) dessinant encore de larges entrecroisements.

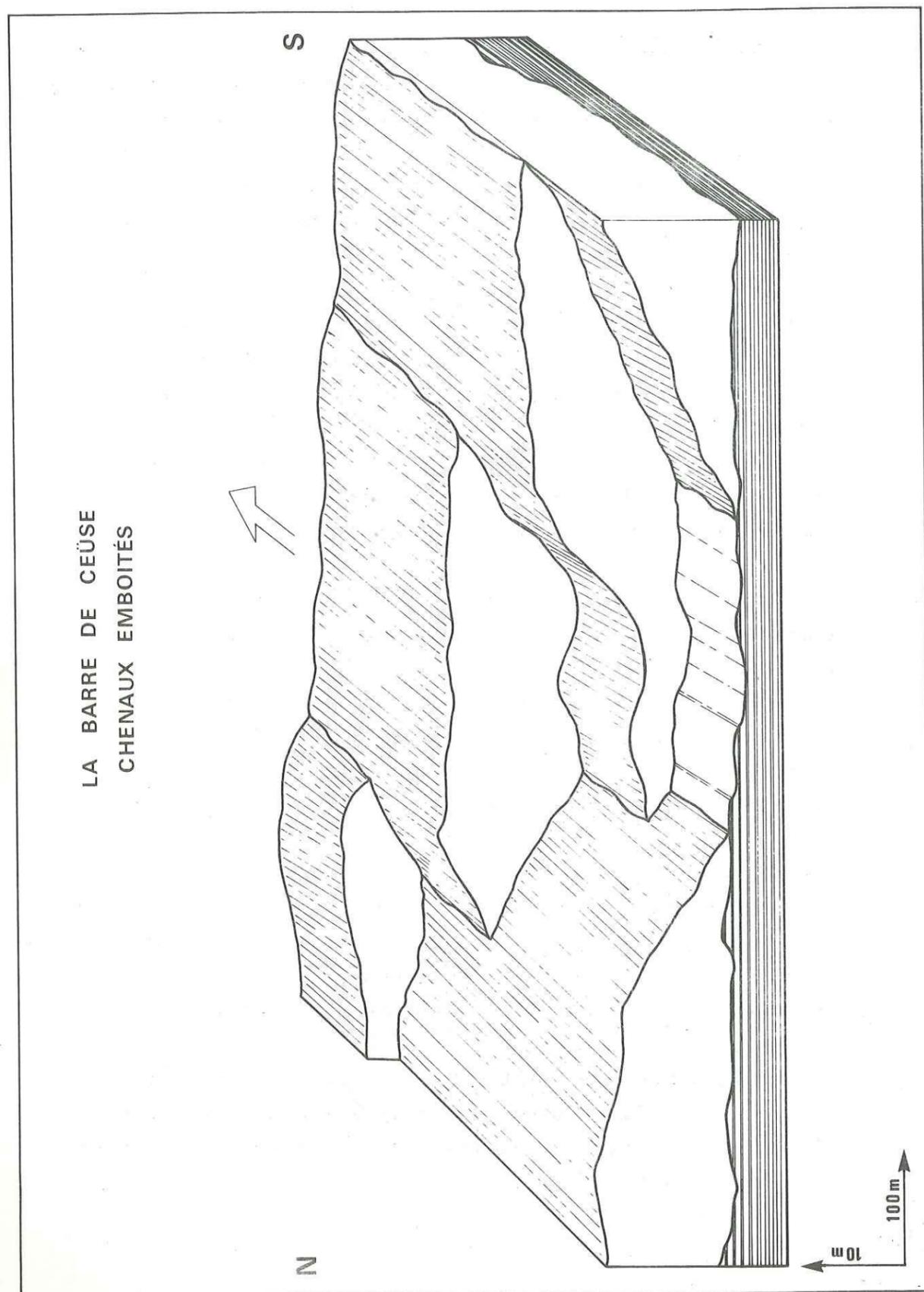


Figure - 69

En d'autres termes, on a là affaire au remplissage d'une large morphologie en creux, orientée d'Ouest en Est comme l'attestent les directions et sens de courant relevés à divers niveaux. Toutes les zones chronologiques y sont représentées.

L'hypothèse la plus vraisemblable est alors qu'il s'agit d'un secteur aval du même canyon. C'est sous cette hypothèse que nous proposons une synthèse des résultats. Cependant ceci ne nous autorise pas à fixer l'ampleur des déplacements au long des accidents structuraux. Quand nous proposons qu'il s'agit d'un "secteur aval" nous ne voulons signifier qu'il s'agit de l'exact prolongement. En particulier il est vraisemblable que la partie aval correspondait à un dispositif en éventail dont nous n'analysons ici qu'une partie.

C - LE CANYON DE CEÛSE

On s'attachera d'abord à préciser l'âge du début de son fonctionnement, puis les modalités de l'érosion et de dépôt, enfin la situation dans le contexte régional.

Nous avons noté que ce canyon fonctionnait au Tithonique supérieur (zone A). A Céüse les emboîtements de chenaux montrent que ce fonctionnement était commencé au Tithonique inférieur. L'indication d'un courant S → N dans la coupe ZLIII (Gouravour), à contre courant de la paléogéographie régionale, indique que le canyon, ou sa préfiguration, se dessinait au Kimmeridgien. Il ne nous est pas possible d'argumenter pour les niveaux antérieurs.

Rappelons que la base de l'Hauterivien correspond encore au fonctionnement de cette même morphologie, soit un intervalle d'au moins 25 millions d'années.

La figure 70 représente alors un schéma intégrant les deux secteurs que nous avons analysés séparément.

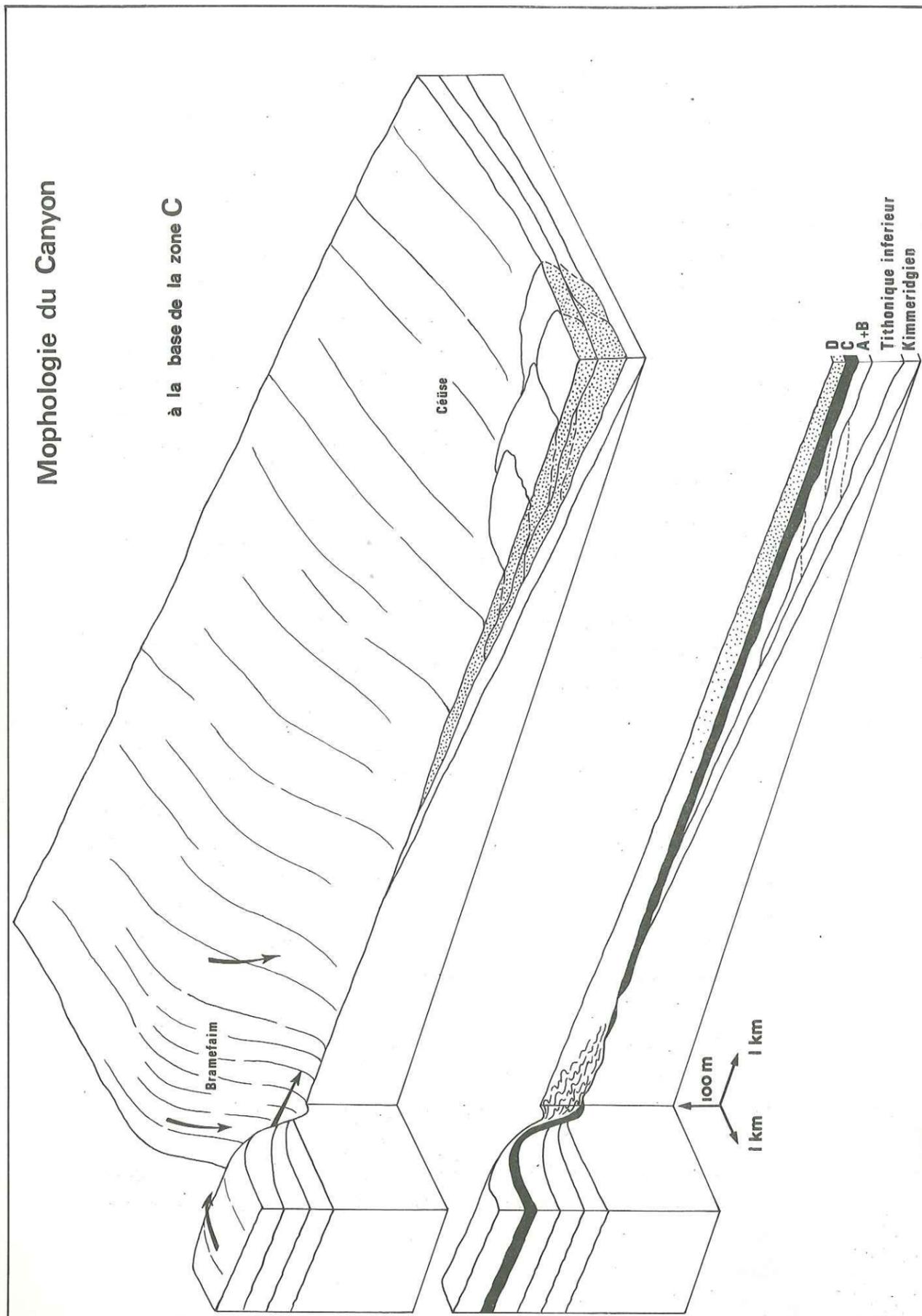


Figure -70

On y remarque dès l'abord qu'il existait une pente d'Ouest en Est à l'Oxfordien : en effet le Berriasien (zone B) repose sur l'Oxfordien moyen à Bramefaim, tandis qu'à l'aval l'ensemble des zones est représenté (ceci signifie au moins que le flanc W du sillon du Buech, p. 299, était dessiné).

Au Tithonique le contraste est frappant entre la zone d'aval, large, où se déposent de puissants conglomérats en lentilles chenalisantes emboîtées, et le secteur occidental, amont, aux flancs plus raides et où prédomine l'érosion : aucun éventuel dépôt n'y est pratiquement conservé. Les dépôts axiaux remontent alors vers l'amont, jusqu'au Berriasien zone C, qui correspond à des dépôts sur l'ensemble de la zone. Les importantes érosions demeurent dans la partie axiale ; les faisceaux contournés démantelés prédominent à l'amont, tandis que vers l'aval, à Céüse, on note naturellement des faciès moins grossiers et plus élaborés. Tout ce matériel provient, au moins en partie, de zones peu profondes qu'il nous faut rechercher.

C'est bien entendu vers l'Ouest que doit s'opérer cette recherche ; il devient alors clair que le canyon de Céüse représente la partie aval de la morphologie mise en évidence par REMANE (1970) sous forme d'un "canyon sous-marin large de 15 km suivi sur 60 km de Pontaix à Serres, avec un sens de transport NW-SE". Cette grande morphologie entaille le flanc W du sillon de Buech, sur la partie axiale duquel il paraît déboucher (figure 71).

L'ensemble de ce canyon présente alors des dimensions respectables : environ 70 km de long, 6-10 km de large, 500 m de profondeur relative (au moins).

A ce propos, il faut noter que cette profondeur relative est établie dans la partie très aval, non loin du débouché dans une zone où le creusement paraît maximal.

Ceci signifie que la profondeur réelle de cette zone est sans doute bien supérieure (une pente moyenne de 2 % donne une *profondeur de 1200 m*. Ceci doit être considéré comme une borne inférieure).

Ce résultat constitue la meilleure indication directe sur la profondeur des dépôts dans le bassin.

Revenant sur les dimensions, on notera qu'elles correspondent tout à fait aux ordres de grandeurs de celles des canyons connus dans l'actuel. Ainsi (SHEPARD et DILL, 1966; KELLING et STANLEY, 1970), quelques exemples pris sur la côte E de l'Amérique du Nord :

Canyon de Wilmington	90 km de longueur
	10 km de largeur maximale
	1200 m de profondeur maximale.
Canyon de Baltimore	90 km
	9 km
	920 m
Canyon de l'Hudson	100 km
	8 km
	1260 m

Quant au mode de fonctionnement et aux faciès qui se déposent, ils sont parfaitement analogues (STANLEY et UNRUG, 1972).

Revenant au canyon de Céüse, il reste à rechercher les zones sources. En suivant le tracé que donne REMANE (1970), c'est au NW de Luc-en-Diois qu'il faut imaginer la présence d'une zone source. C'est aux mêmes indications que conduisent les observations d'ALLIOT *et al.* (1964) et LE HEGARAT (1973) dans la région de Marignac en Diois ; la source est alors localisée entre le Sud Vercors et la vallée de l'Isère, comme permettent de le proposer les reconstitutions de REMANE (1966, 1970) et LE HEGARAT (1973) dans ce secteur (figure 71 bis).

LE CANYON DE CEÛSE DANS SON CONTEXTE

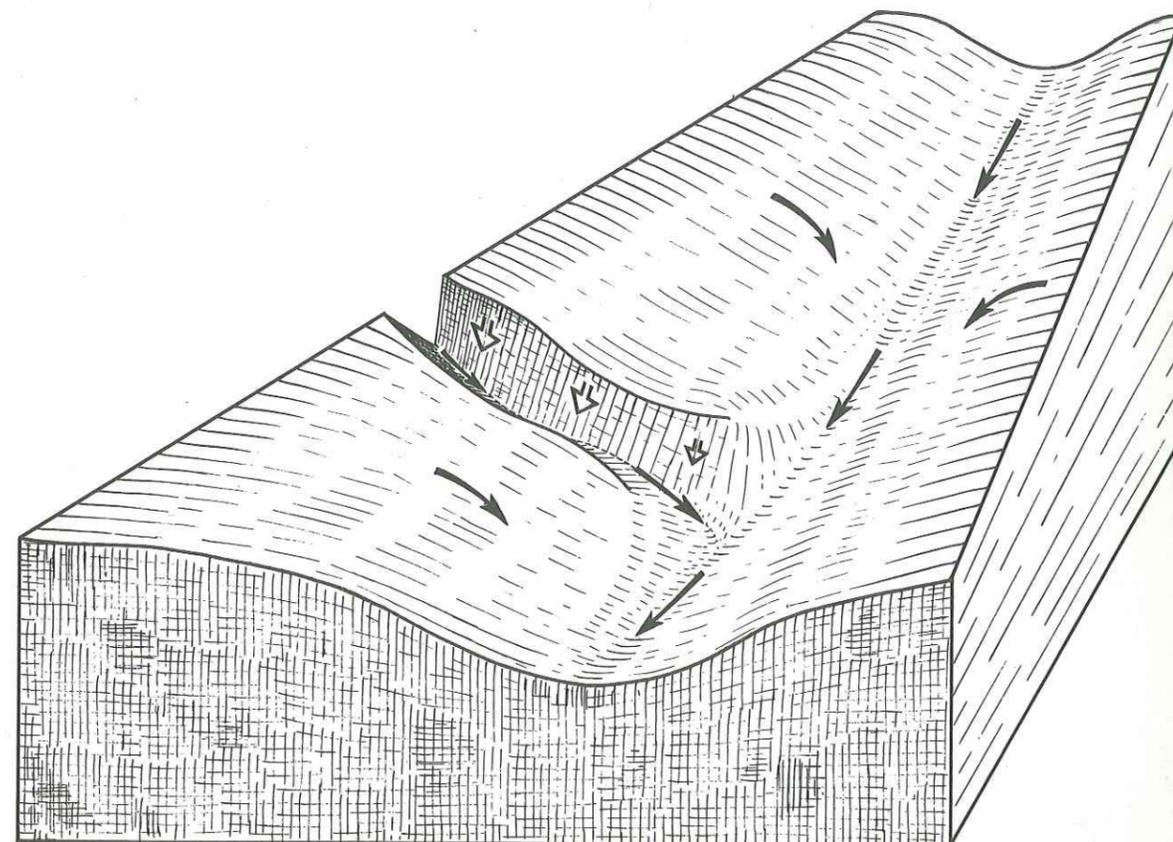
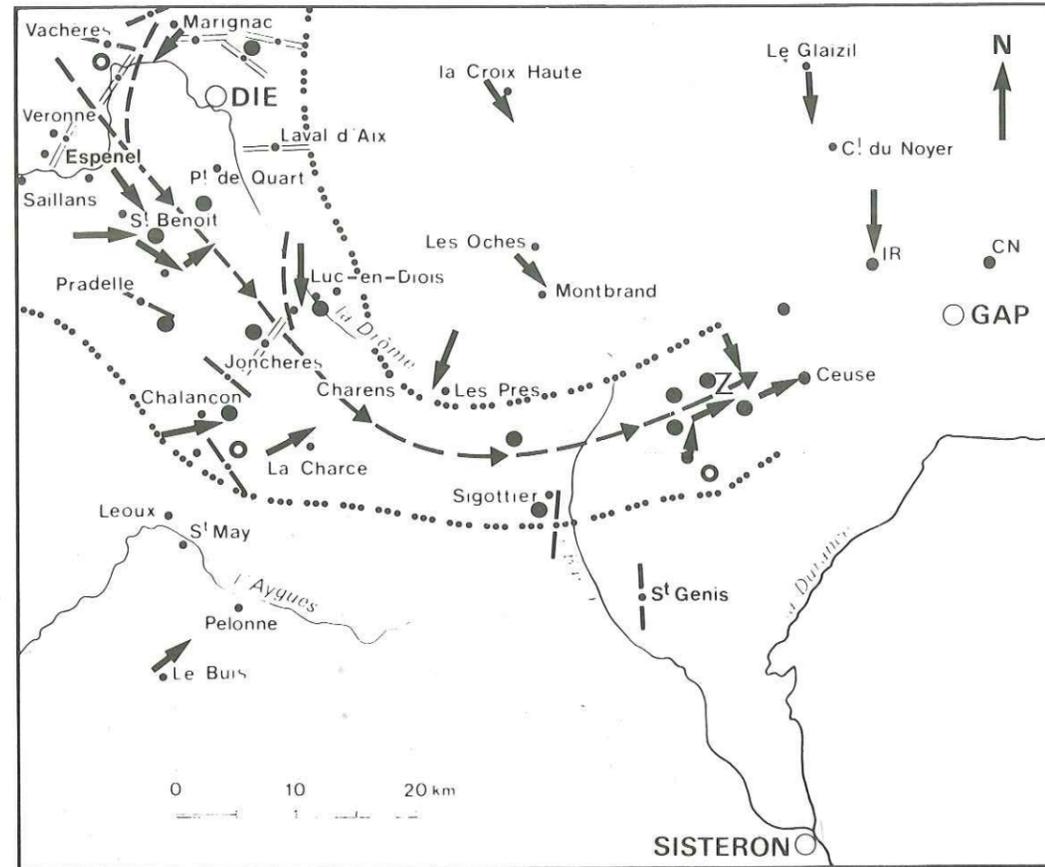


Figure - 71

Fig. 71 bis - LE TRACÉ DU CANYON DE CEÛSE



- ➔ sens de courant
- sens de glissement
- zone A absente (d'après REMANE 1970)
- zone A partiellement absente
- ⋯ limite d'absence de la zone A
- ➔ axe du canyon

Avant de quitter ce canyon de Céüse, on se doit de noter que son tracé singulier, qui suit sensiblement le cours actuel de la Drôme, est également marqué par la présence de gisements plombo-zincifères analysés par ROUVIER (1962). En effet les gisements de Piémard, Charens, les Prés, La Pierre et Sigottier (soit de Chatillon en Diois à Serres), localisés dans le Jurassique terminal et plus particulièrement dans le Tithonique, se situent très précisément sur l'emplacement de notre canyon. L'analyse qui a été donnée de ces minéralisations et l'interprétation de leur genèse ont conduit à rejeter "le contrôle stratigraphique et paléogéographique (enlevant) une hypothèse positive optimiste à la nouvelle recherche minière". On doit se demander si la méconnaissance d'alors de cette morphologie sous-marine n'était pas le seul handicap. Et si, bien au contraire, ce n'est pas d'un réel contrôle paléomorphologique qu'il s'agit. Ceci me paraît le point de départ de recherches nouvelles, d'autant que l'auteur a relevé la présence de fortes micro-teneurs en Pb et Zn au Jurassique terminal.

L'attention portée au canyon de Céüse peut paraître bien longue, relativement à la faible surface d'investigation. Il s'agit bien cependant d'une pièce essentielle à toute reconstitution des morphologies et des processus, en particulier en tant que zone d'acheminement de grandes quantités de re-sédiments vers les zones basses du bassin.

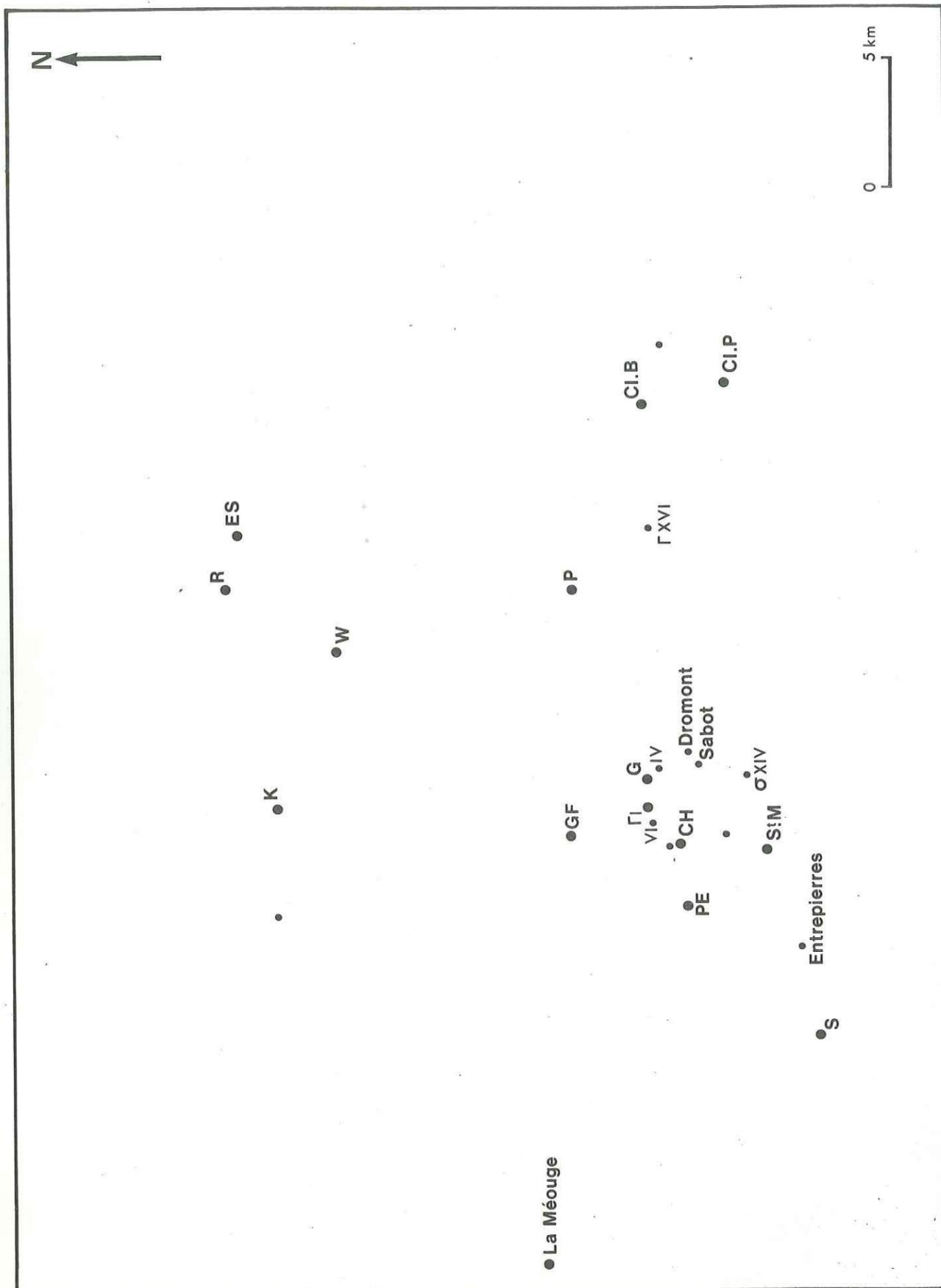


Figure - 72

IB - LA MORPHOLOGIE DE PIERRE ECRITE

L'étude de la zone de Pierre-Ecrite (située entre le Buech à l'Ouest et le Bès à l'Est, soit entre Sisteron et Authon-Barles, voir figure 72 *) a été conduite après celle du canyon de Céüse, et s'est donc inspirée des méthodes et résultats correspondants. Elle a été menée en collaboration avec Isabelle POUSSIN dans le cadre de son travail personnel d'Option à l'Ecole des Mines.

Le point de départ était là un peu différent. En effet les coupes levées dans cette zone avaient permis de montrer d'une part (BEAUDOIN 1969, 1972) que l'on avait à St-Geniez (G) et Pierre-Ecrite (PE) des dépôts nettement moins épais (et non complets) que dans les coupes encadrantes (P, S) d'autre part que se trouvaient là d'abondants faciès détritiques grossiers à éléments benthiques déplacés, enfin que les indications de courant recueillies indiquaient une divergence très sensible. Autant de caractères qui avaient conduit à envisager qu'il pouvait s'agir d'une zone haute, ou tout au moins d'une zone subissant l'influence d'une zone haute proche.

Ceci étant, l'argumentation n'était pas déterminante, et il est apparu qu'une autre hypothèse permettait également de rendre compte des faits : ne pourrait-il s'agir, comme dans le cas de Céüse, d'une morphologie en creux servant de lieu de transit à des re-sédiments ?

L'analyse minutieuse de cette zone a donc été menée pour tenter de répondre à cette question. On se bornera ici à donner les éléments de réponse les plus importants, renvoyant d'une part au rapport d'Isabelle POUSSIN (1976), d'autre part à la présentation du Canyon de Céüse pour la démarche générale.

Le premier résultat concerne la distribution des sens de courant et sens de glissement. (Sur les cartes présentées ici, des hypothèses ont été faites sur les

* établie en tenant compte des déformations.

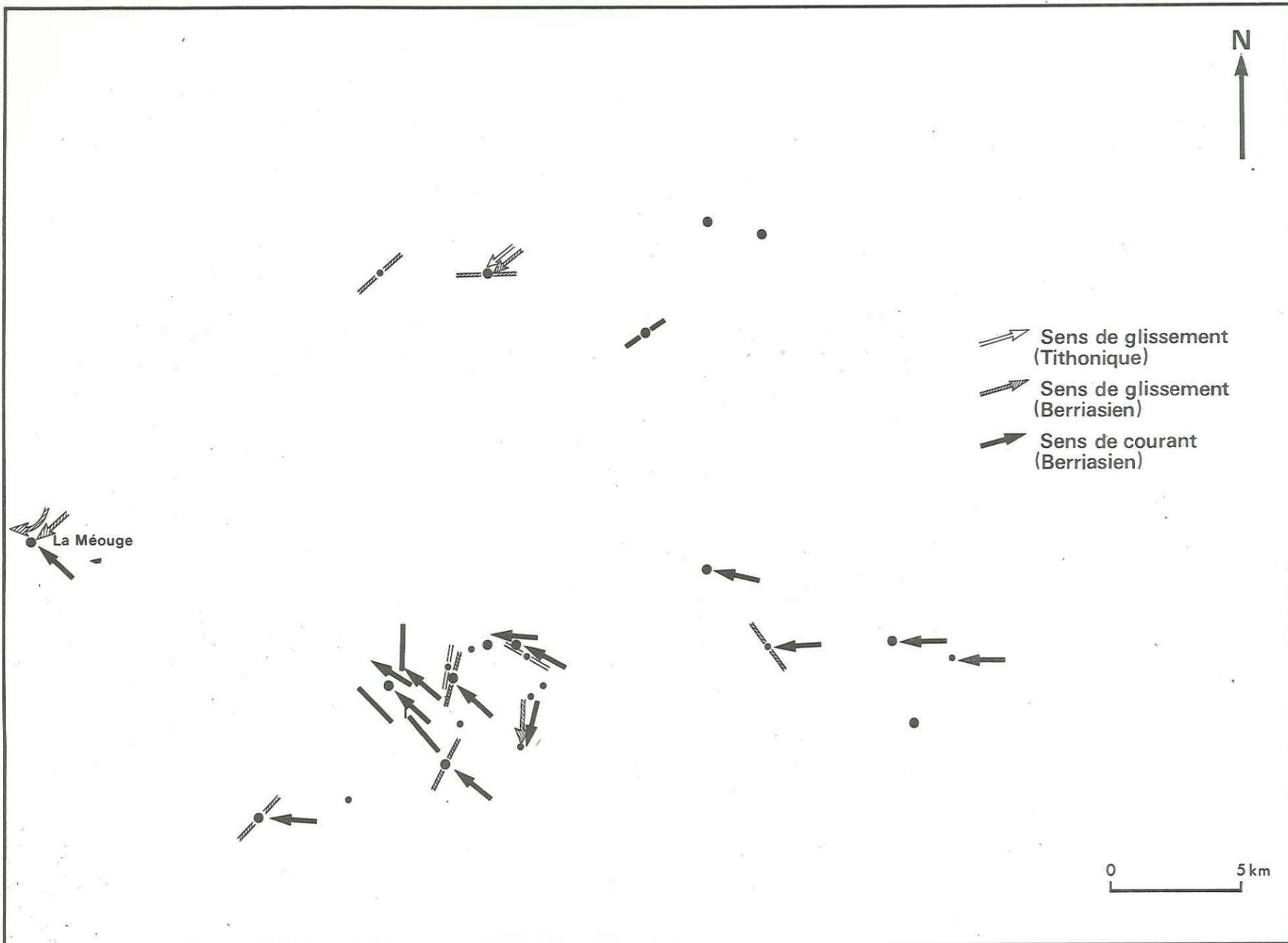


Figure - 73

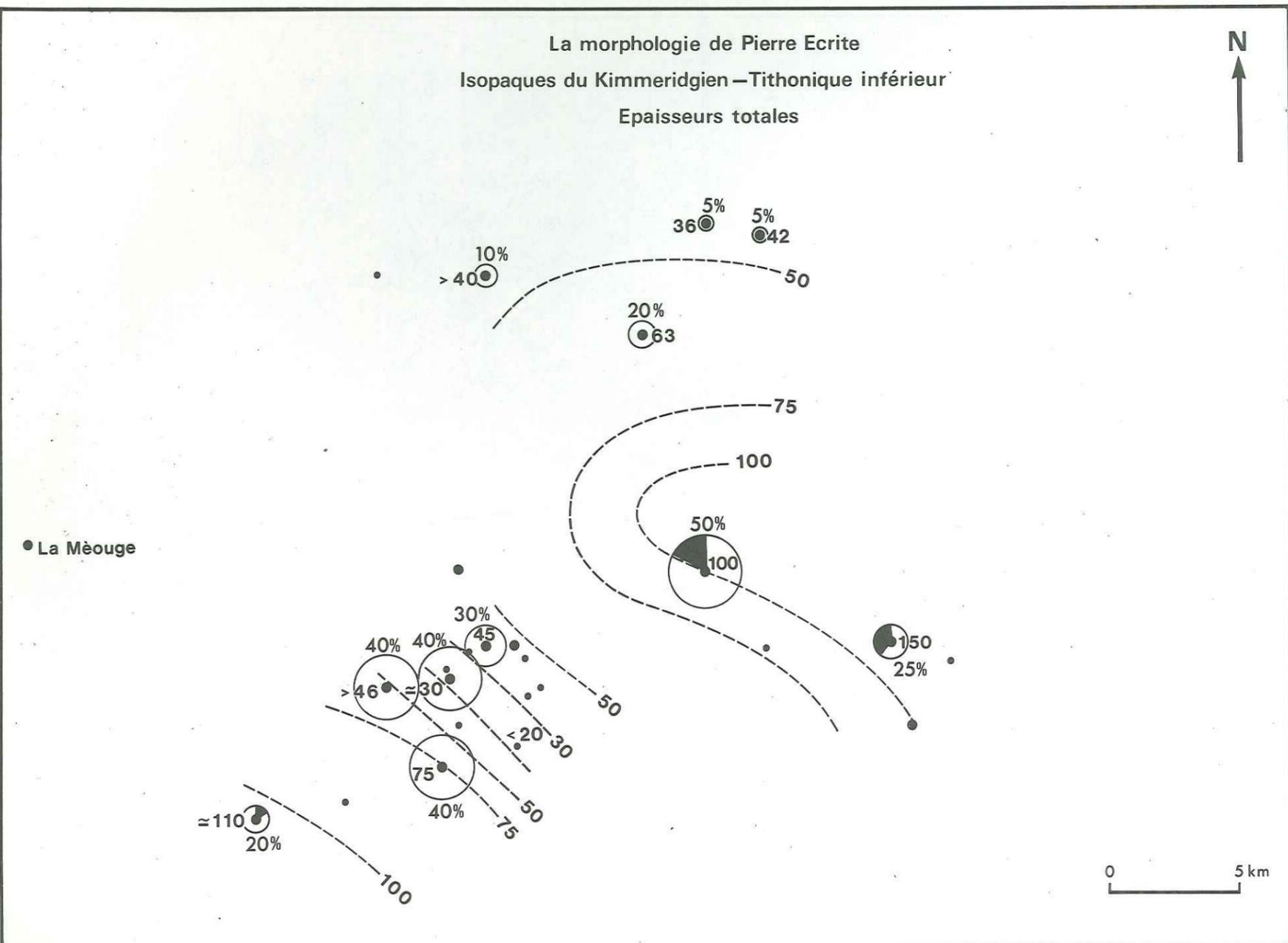
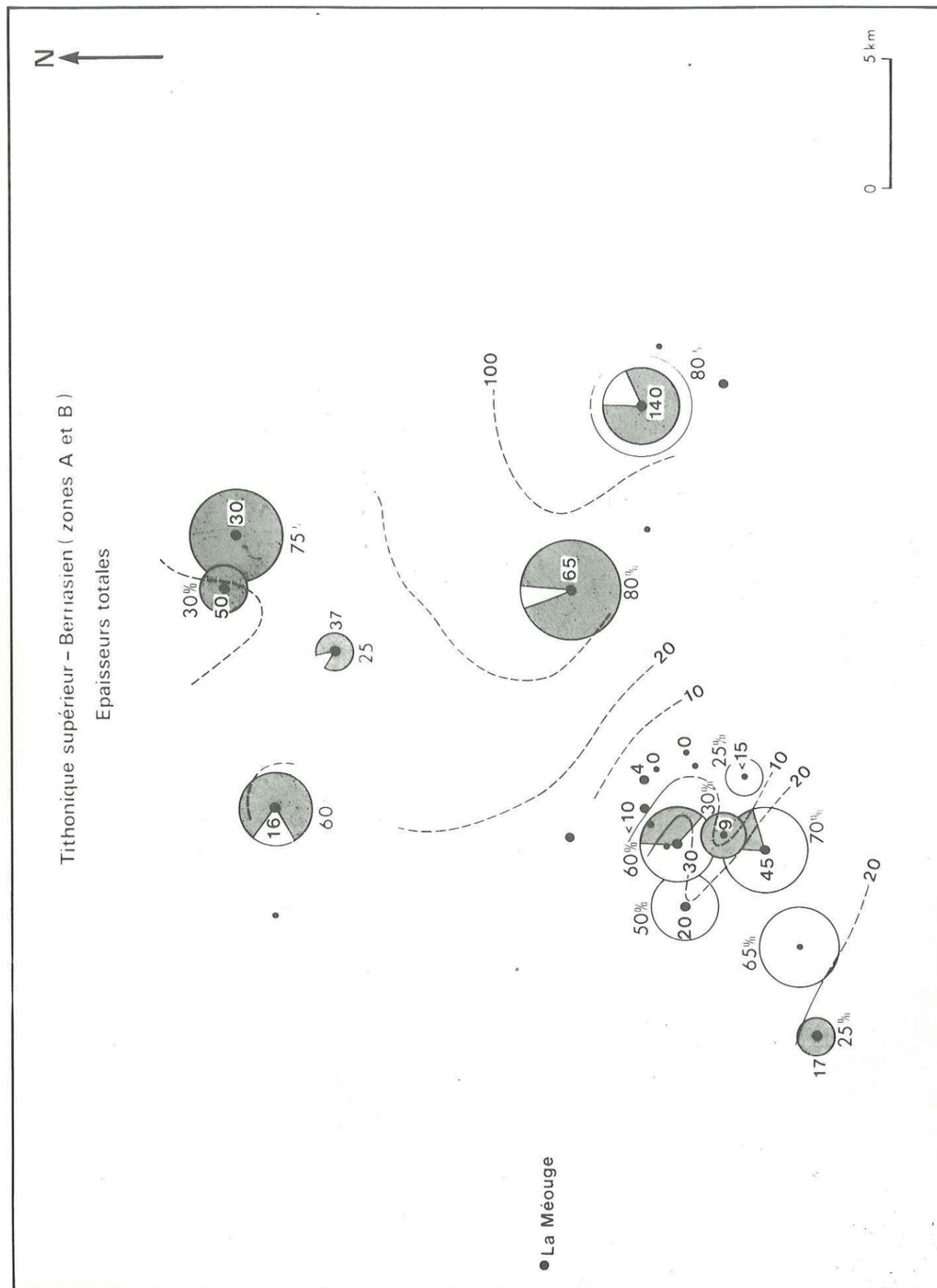


Figure - 74



déplacements du lobe de Mélan-Clamensane et de "l'autochtone relatif" de Sisteron - La Motte du Caire ; elles sont explicitées p. 255). On relève essentiellement sur la figure 73 que la zone ici concernée correspond d'une part à un *sens de courant prépondérant E-SE + W-NW*, d'autre part à des directions de glissement N-NE - S-SW ; on peut localement préciser un sens N → S, confirmé par un sens de courant identique.

Ceci nous indique alors que nous avons là une morphologie composite, tributaire de l'influence d'une pente sensiblement N → S et d'un système de courant quasi-orthogonal.

Nous allons éclairer cette distribution par l'observation des cartes d'isopaques.

La carte de la figure 74 est relative à l'intervalle Kimméridgien-Tithonique inférieur (pic à Globigéri-nidés-apparition des Calpionelles). On y voit se dessiner une étroite bande d'orientation W-NW E-SE à sédimentation peu épaisse (de 20 à 30m), contrastant avec ses marges où les dépôts sont quatre à cinq fois plus épais. L'axe passe sensiblement par les coupes de Sivoyau et Chardavon. Cette zone apparaît fort détritique, et riche en brèches.

La carte de la figure 75 représente elle la distribution des épaisseurs totales correspondant aux zones A et B des Calpionelles. On voit là une configuration analogue, marquée par des dépôts peu épais ou même absents : cette partie axiale est bordée par des zones où les dépôts sont beaucoup plus épais (atteignant 50 m ou plus). On notera ici que les résédiments sont abondants, sous forme de conglomérats, tranchant par leur démantèlement sur les faisceaux contournés des coupes voisines.

La carte de la figure 76 correspond à la zone

Figure - 75

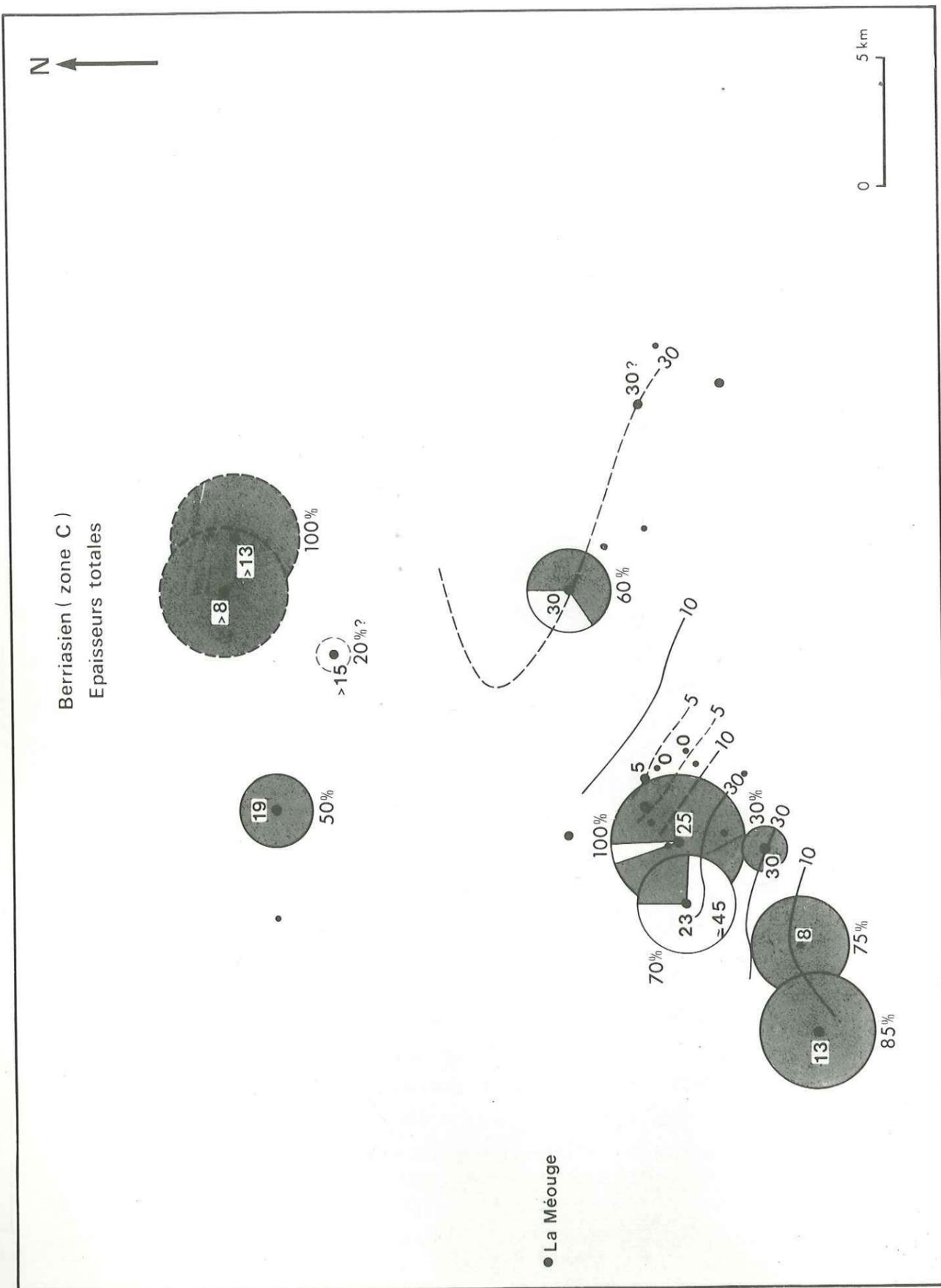


Figure - 76

C (Berriasien moyen) : la distribution est très voisine : on notera que les deux mêmes coupes présentent une absence de dépôt ; ceci indique que *rien ne demeure d'une éventuelle sédimentation pendant un intervalle de 5 à 8 MA*: non sédimentation ou ablation ? Nous y reviendrons.

La carte de la figure 77 concerne la zone D. La distribution est analogue ; la partie axiale, marquée par de faibles épaisseurs mais d'abondants conglomérats, commence de se combler.

Ces cartes nous montrent ainsi qu'au long de l'intervalle que nous considérons (Kimméridgien-Berriasien), une étroite bande (environ 5 km de large) est demeurée soumise à une sédimentation résiduelle faible, tandis que ses marges recevaient d'importantes quantités de sédiment.

Comparant à la carte de la figure 73, cette bande d'orientation W-NW-E-SE est flanquée au Nord par une pente du N vers le S ; elle présente elle-même un plongement vers l'W.

Reste la définition de la partie méridionale.

Les isopaques ne sont pas de bons indicateurs, la carte des courants et glissements n'est pas explicite. De meurent alors les éléments tirés de l'analyse des faciès, et les observations faites sur le terrain concernant les relations géométriques entre les divers corps sédimentaires.

La meilleure indication est alors fournie par la répartition des corps conglomératiques correspondant au remplissage de chenaux.

Deux exemples peuvent en être pris dans cette zone de Pierre-Ecrite : d'une part les brèches du Tithonique inférieur, d'autre part les conglomérats du Berriasien (zone C et D).

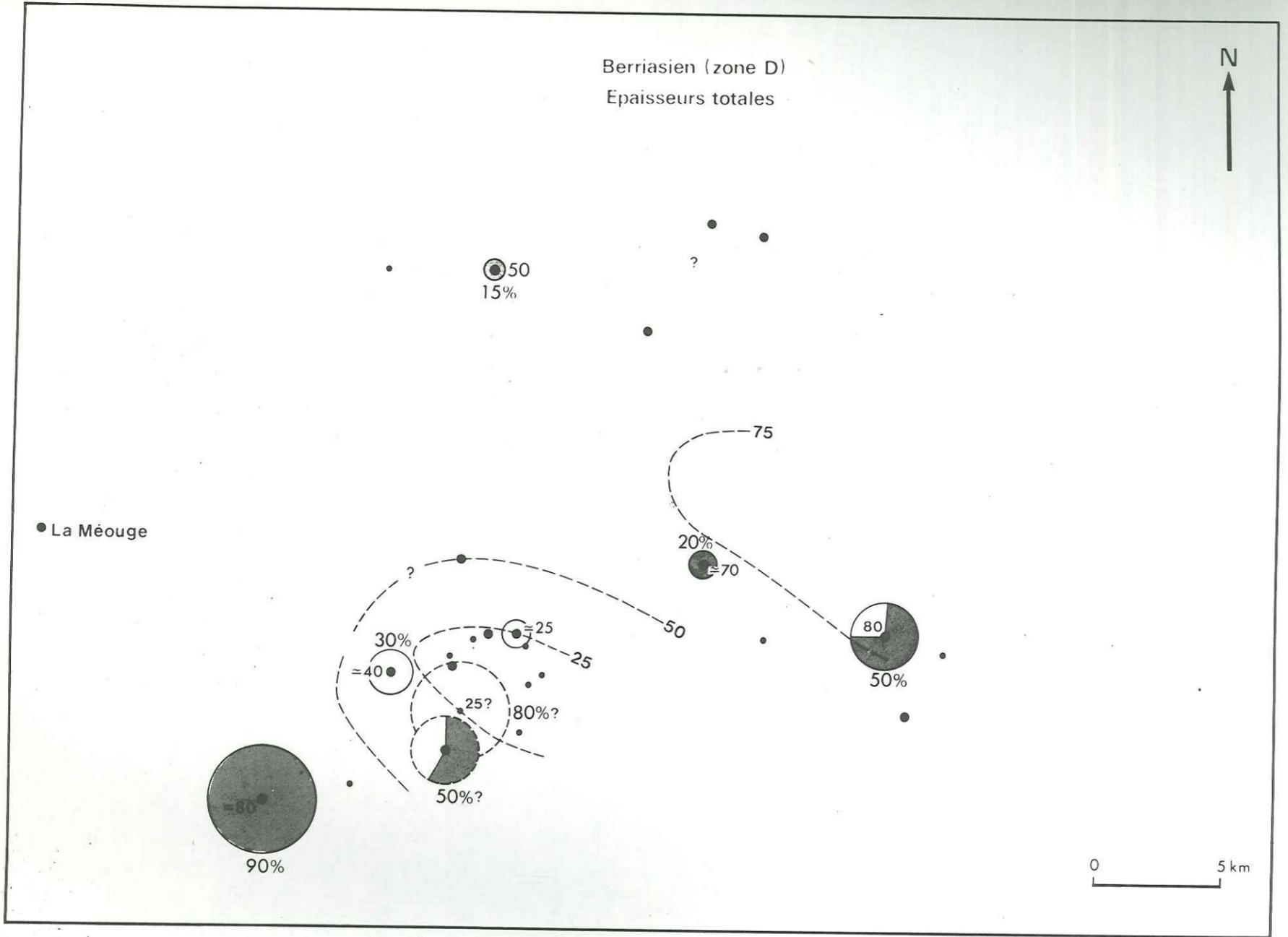


Figure -77

PIERRE-ÉCRITE : CHENAUX À REMPLISSAGE CONGLOMÉRATIQUE

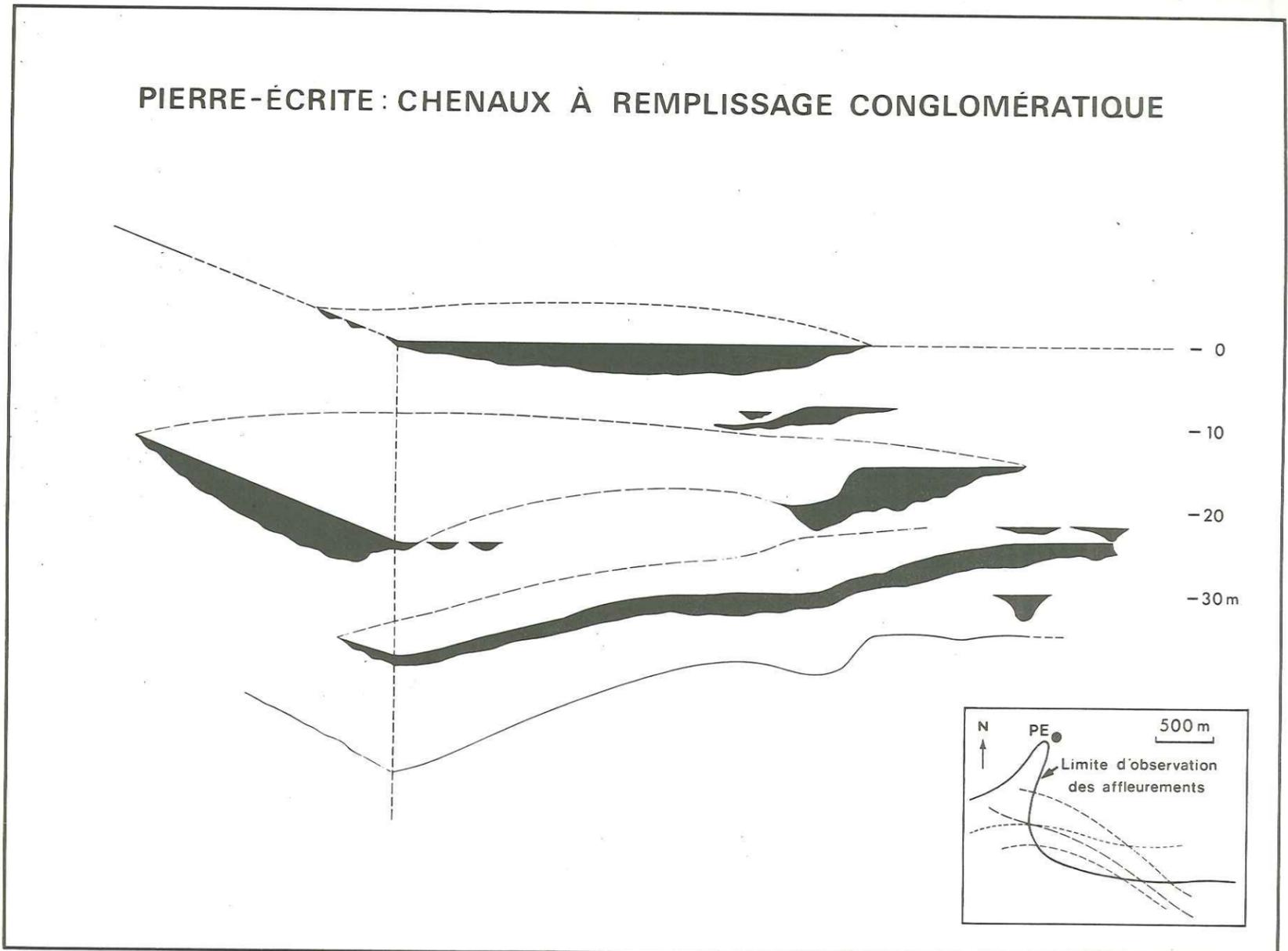


Figure -78

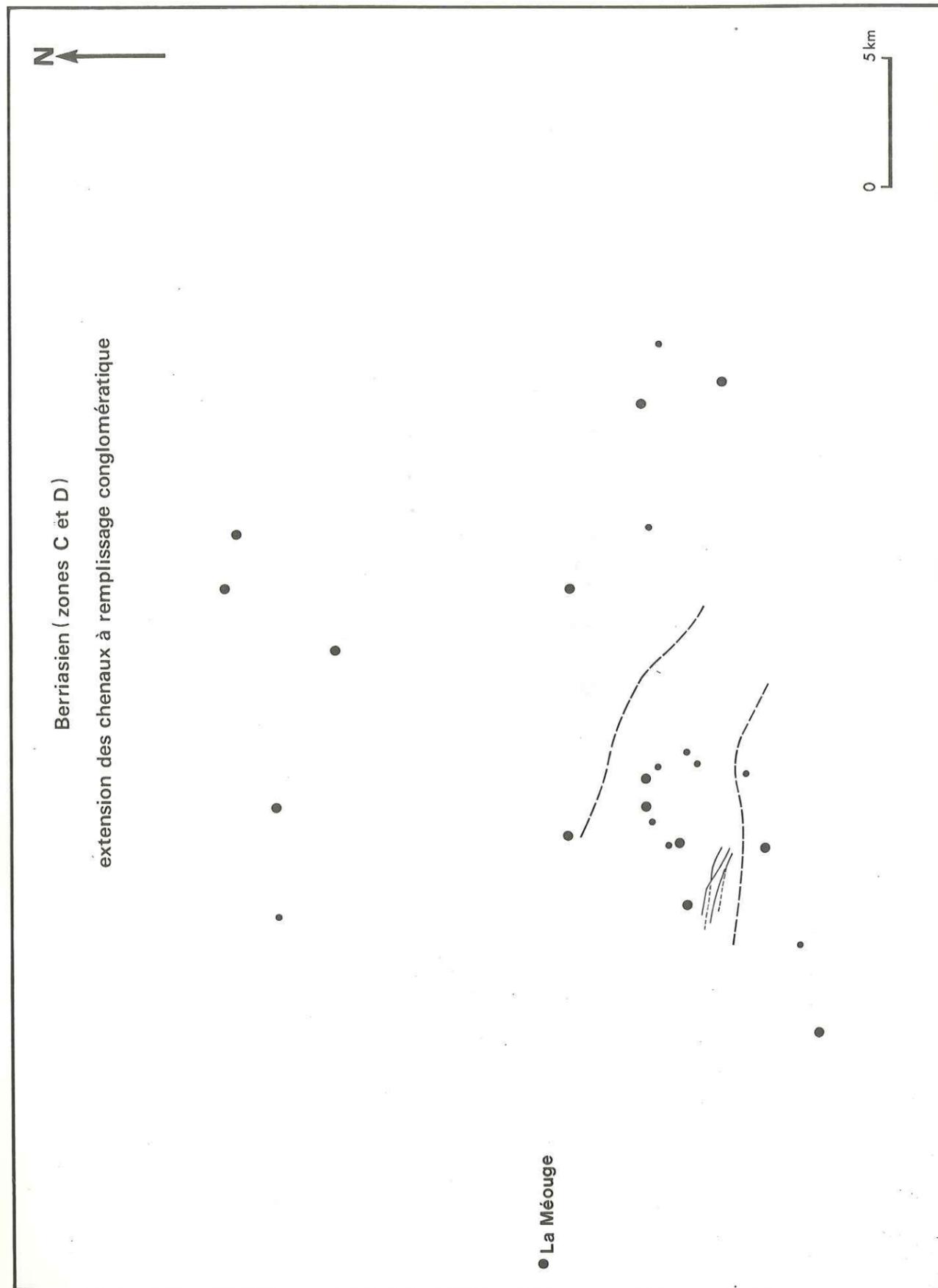


Figure - 79

Ces brèches, qui correspondent au défilé de Pierre-Ecrite proprement dit, sont disposées en grands corps chenalisants, emboîtés de la même façon que les brèches de la Crête de la Barre dans la Montagne de Céüse (figure 65). Si bien que l'on peut, grâce à un affleurement hémicirculaire, définir le sens du courant (par l'observation des intersections et du pendage sédimentaire relatif, comme dans les laminations entrecroisées de type cuillères emboîtées) soit E-SE → W-NW. Mais on notera aussi que ce type de brèche est confiné - sensiblement - à l'étroite bande que nous définissons ci-dessus.

Les conglomérats chenalisants berriasiens dessinent une répartition analogue. Ils affleurent particulièrement bien sur le rebord S du synclinal de Chardavon (planche V). Une observation détaillée permet de montrer (figure 78) qu'on a là plusieurs corps empilés, correspondant chacun à une morphologie en creux : une vue en plan montre que si *chaque tracé est méandrique* (observation des affleurements, indication des directions de courant), les "cours" successifs se superposent assez étroitement, montrant la pérennité d'une morphologie. Celle-ci peut alors être précisée lorsque l'on observe la répartition de ces corps conglomératiques chenalisants dans l'ensemble de la région (figure 79) : ils sont bien localisés dans une bande large de quelques kilomètres.

On peut alors proposer que nous avons là une morphologie en creux, large d'environ 5 km, correspondant à des dépôts réduits (voire absents) tout au long de l'intervalle Kimméridgien-Berriasien. Cette faible épaisseur est liée au rôle de zone de transit vers des zones plus basses que joue cette morphologie. Les dépôts présents correspondent à des faciès re-sédimentés souvent grossiers, dont la répartition est gouvernée par les formes de détail : celles-ci résultent de l'action anta-

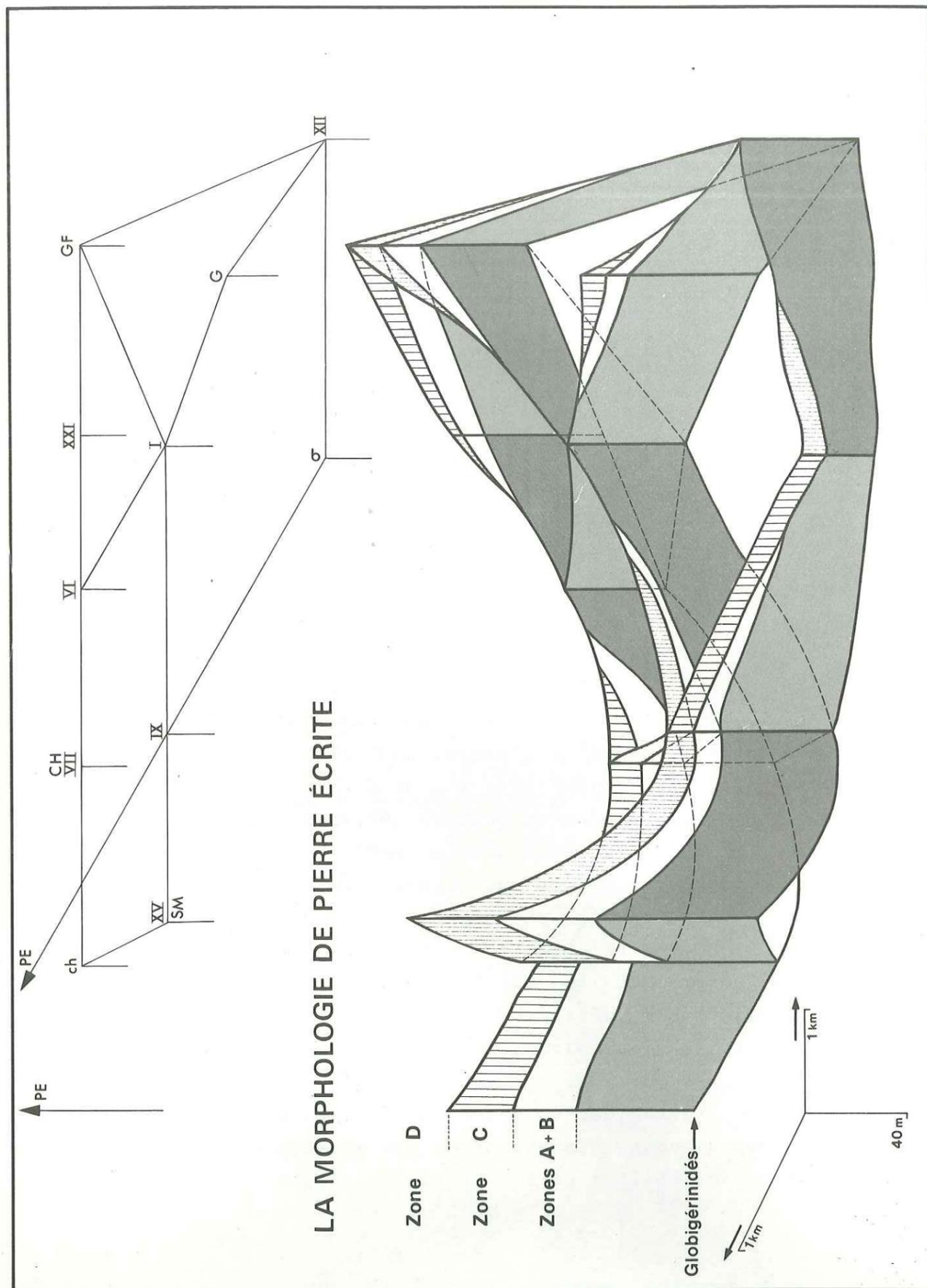


Figure - 80

goniste des mécanismes de sédimentation et d'ablation.

En d'autres termes nous retrouvons ici une morphologie tout à fait analogue (figure 80) à celle que nous avons étudié à Céüse : cette fois encore c'est l'analyse combinée des méthodes chronostratigraphiques et sédimentologique qui permet de trancher entre les hypothèses.

Reste à rechercher le prolongement de cette morphologie. Comme pour le canyon de Céüse, l'étude des matériaux resédimentés montre qu'une partie de la source présente les caractères d'une zone haute (microfaune benthique, peu profonde, Clypéines, Gastropodes ...). Vers l'E le tracé doit alors passer au S des coupes de la Clue de Barles et de la Clue du Pérouré. On pourrait proposer qu'il correspond (p. 138) à la zone singulière de Norante-Saint Martin (coupes N et SM) qui présente également des hiatus chronologiques importants ; soit une distance d'environ 40 km. Cette hypothèse paraît bien confirmée par le fait que certain faciès siliceux spécifique ("silex en éponge") confiné à cette lointaine zone orientale (figure 87), est localement présent (sous la forme de *resédiment* lié à un faisceau contourné) dans les conglomérats de Pierre Ecrite.

Vers l'aval maintenant, on doit rechercher des coupes vers le N-W, soit, en fonction des contraintes d'affleurement, à l'Ouest du Buech. On est alors conduit à discuter l'interprétation de la coupe des Gorges de la Méouge-Le Pomet (LE HEGARAT, 1973 ; REMANE 1970, 1973). On note en effet là un spectaculaire empilement de resédiments, sous forme essentiellement de brèches et faisceaux contournés au Tithonique, de faisceaux contournés et conglomérats au Berriasien (REMANE 1973). Les deux auteurs cités considèrent qu'il s'agit vraisemblablement du prolongement oriental d'un sillon (ou d'une vallée sous-marine) orientée d'Ouest en Est.

Ceci n'est pas en accord avec les indications de

courant et glissement qu'on peut y observer.

En effet différentes directions de glissement ont été mesurées : 50 - 230, 10 - 190, 130 - 320. Des sens ont pu être précisés : 10 → 190 (éléments fichés dans le substrat) 50 → 230 (déversements). Vers le haut de la coupe (Berriasien, zone D), on a observé, sur différentes semelles de calcarénites, des figures de courant correspondant sans ambiguïté à un sens 140 → 320.

On se trouve alors là bien dans le *prolongement de la morphologie de Pierre Ecrite*. Soit une longueur totale que l'on peut estimer à 50-60 km. On ajoutera que la terminaison occidentale n'a pas encore été reconnue, débouchant sur le sillon du Buech (p. 299). Mais il apparaît que l'on a déjà atteint aux Gorges de la Méouge un domaine essentiellement caractérisé par de puissants dépôts de résédiments, souvent chenalisants, alors que le domaine étudié près de Pierre Ecrite était surtout marqué par des hiatus importants.

Somme toute, cette *morphologie* de Pierre Ecrite présente des caractères tout à fait analogues à ceux du canyon de Céüse : il devient tout aussi légitime de parler du *canyon de Pierre-Ecrite*.

II - ENTRE LA DURANCE ET LE VERDON

L'analyse de cette région va être conduite à partir d'un *ensemble de cartes*, établies sur tout l'intervalle Oxfordien supérieur-Berriasien ; en effet la présence de bons affleurements assez régulièrement dispersés permet d'obtenir une maille assez homogène. Plusieurs observations doivent être faites avant l'examen des documents. La figure 81 comporte, en cartouche, la situation *actuelle* des points d'observation, et dans le corps de la figure leur position *restituée dans le bassin*. Cette figure 81 sert de support à l'ensemble des figures 82 à 96. En premier lieu il a été tenu compte des déformations, à partir des données diverses fournies par l'analyse structurale de ce domaine : les hypothèses sur l'ampleur des déplacements (voir figure 2) sont celles récemment avancées (GIGOT et al. 1974, D. HACCARD in BEAUDOIN, CAMPREDON et al. 1975) ; une telle reconstitution de l'emplacement originel n'affecte pas la cohérence des groupes de coupes ; soit le secteur allant de L. (St-Vincent-les-Forts) à ML et J (La Melle et Clue de Vergons), et le secteur méridional (Chabrières) ; la position des coupes de Taulanne (T, τ.), et du Farnisier (FA) est plus hypothétique. Par ailleurs on n'a considéré ici que des translations : ce point est essentiel dès que l'on veut utiliser les indications de sens de courant et de glissement : cette hypothèse paraît justifiée dans tous les cas, sauf dans celui de la coupe de Taulanne dont il semble bien qu'elle appartient à une unité ayant subi une importante rotation sénestre (au vu justement des sens de courant et glissement). On ajoutera enfin que sur ces documents le secteur de Sisteron-Pierre Ecrite n'a été représenté que par quelques coupes ; mais il avait été étudié en détail dans les pages précédentes.

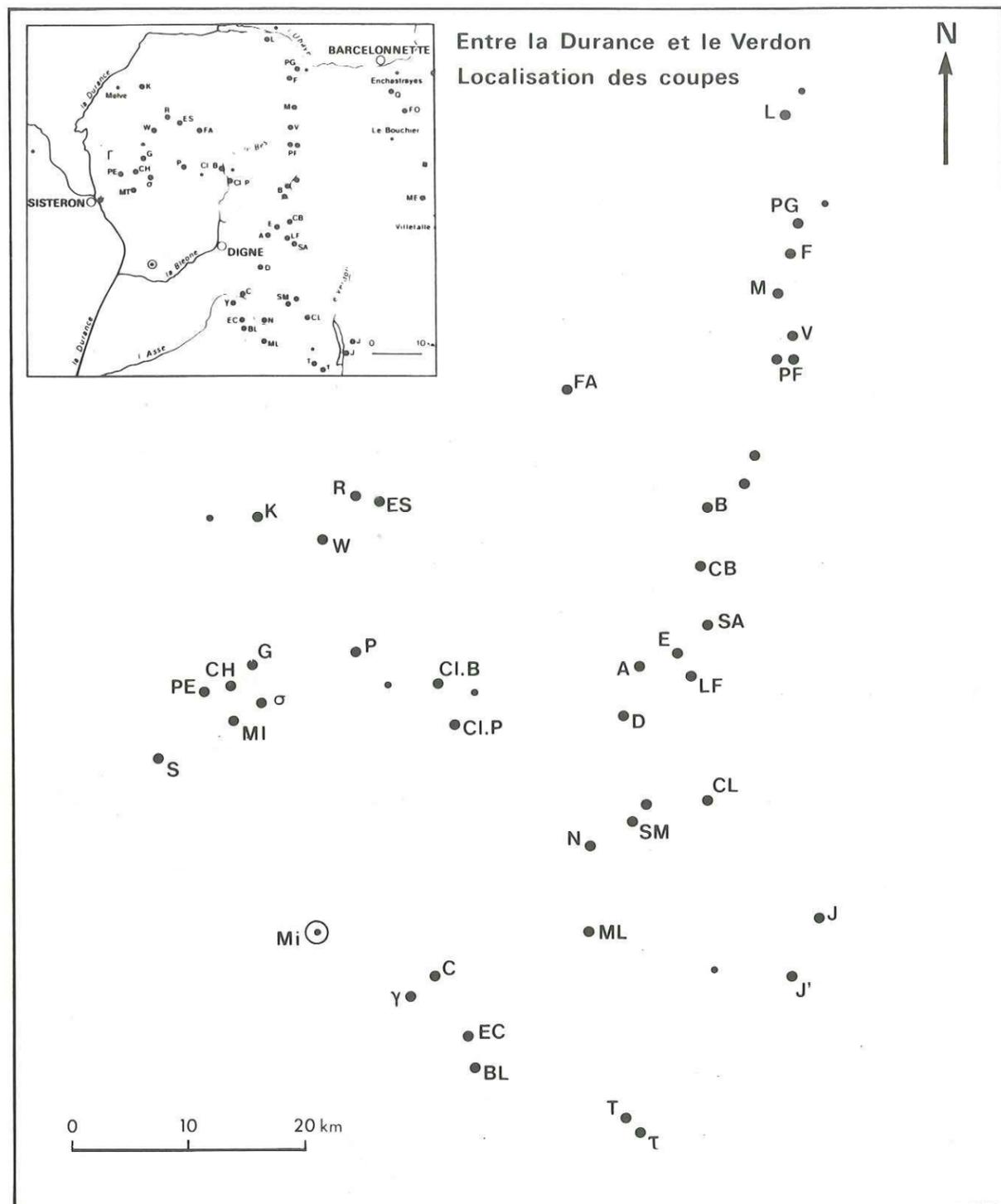


Figure - 81

Partant de ce canevas de localisation, examinons les cartes.

La première (figure 82) concerne l'épaisseur des calcaires jointifs surmontant le faciès "Terres Noires" avant le "pic à Globigérinidés". Les contrastes que l'on note sur la carte sont très importants : alors que la partie septentrionale reçoit des dépôts essentiellement marneux, à l'exception du secteur nord-oriental (Le Fau-La Cabane des Mulets), la marge méridionale du domaine correspond à une puissante sédimentation calcaire (Chabrières, Pas de l'Escale, Taulanne). Ceci paraît tout à fait cohérent avec les résultats classiques rappelés par TEMPIER, indiquant la présence d'une zone haute carbonatée méridionale (les "faciès provençaux") tout au long du Jurassique. La décroissance assez régulière d'épaisseur, observable depuis Taulanne jusque Chabrières, va dans le même sens. Mais l'observation des sédiments permet d'aller plus loin encore : en effet les deux coupes de Taulanne et du Pas de l'Escale (où le faciès marneux des Terres Noires n'atteint pas 30 mètres) présentent à leur base de nombreux et puissants niveaux de resédimentation : brèches et faisceaux contournés ; ces niveaux témoignent bien d'une sédimentation gouvernée par l'existence d'une pente (les directions de glissement paraissent, dans la coupe ES, S-SE -N-NW). Cette influence de la pente va logiquement s'estompant vers le N où domine la sédimentation des faciès "Terres Noires" (ARTRU 1972).

On notera également que les coupes du secteur de Pierre Ecrite constituent également une anomalie : en effet si la coupe du Rocher Saint-Michel ne présente qu'une faible épaisseur de calcaire, les coupes situées au Nord (Dromont, le Sabot) présentent des épaisseurs beaucoup plus importantes (au moins 40 m). De plus, le sédiment y est partiellement constitué de calcarénites,

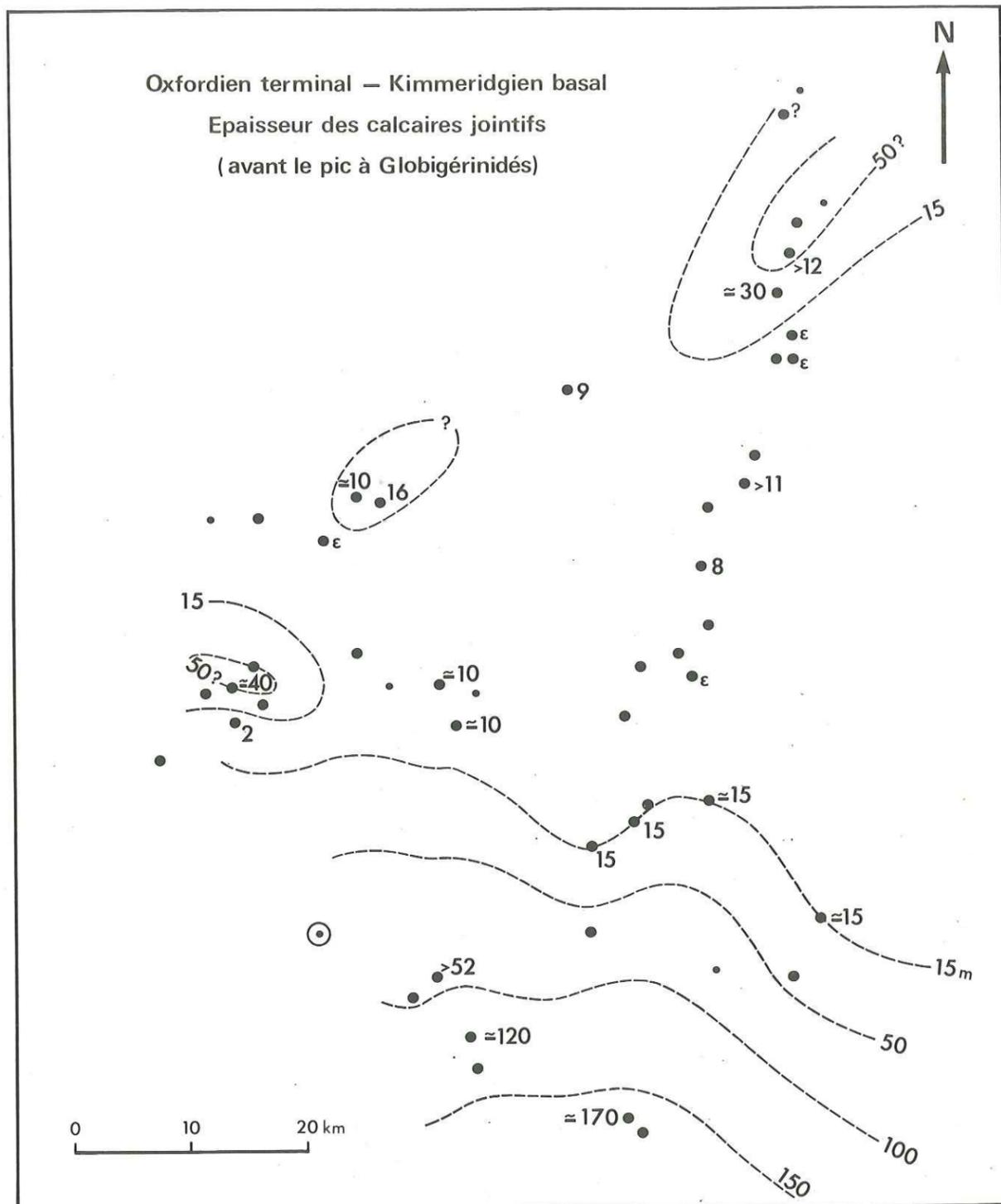


Figure - 82

brèches et faisceaux contournés. La question se pose alors de l'origine de ces re-sédiments apparaissant dans un environnement marneux. La morphologie de Pierre Ecrute ayant été présentée précédemment, il apparaît que la meilleure hypothèse consiste à envisager qu'elle a fonctionné dès l'Oxfordien supérieur : là encore, elle a servi de lieu de transit et de dépôt à des sédiments provenant de zones hautes lointaines où s'élaboraient des dépôts calcaires, alors que dans le bassin se déposaient des Terres Noires. Le problème de la source elle-même reste posé : en effet s'il a été proposé que le canyon de Pierre Ecrute se prolongeait - vers l'amont - vers Norante-Saint Martin (N, SM), on ne voit pas sur la carte (fig. 82) l'influence d'une telle morphologie dans la zone en question. Cet argument négatif n'est pas déterminant.

A - DU KIMMERIDGIEN AU TITHONIQUE INFÉRIEUR

Nous abordons maintenant, avec la figure 83, l'intervalle Kimméridgien-Tithonique inférieur (entre le "pic à Globigérinidés" et l'apparition des Calpio-nelles). Cette carte présente la répartition des épais-seurs totales ; on y note essentiellement le contraste entre la zone orientale depuis St-Vincent les Forts jusque vers Clavoune (L à CL), à sédiments peu épais, et la zone occidentale et méridionale à dépôts beaucoup plus épais (rapport de l'ordre de 1 à 10).

Le secteur situé au NE de Sisteron se singularise par des dépôts très minces disposés en une étroite bande WNW-ESE : c'est le domaine de Pierre-Ecrute.

Nous allons demeurer dans ce même intervalle de temps avec une série de cartes permettant d'éclairer la précédente.

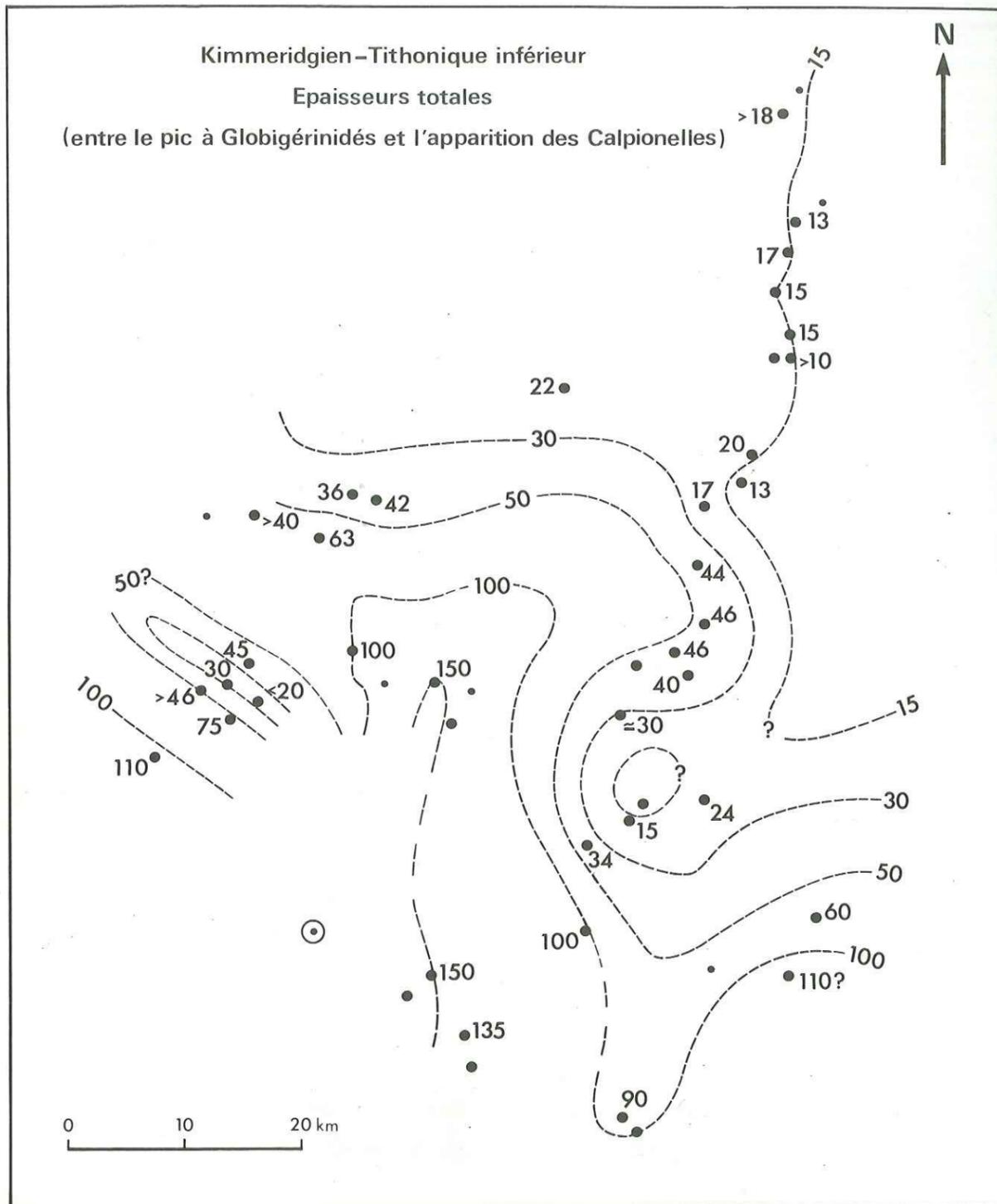


Figure - 83

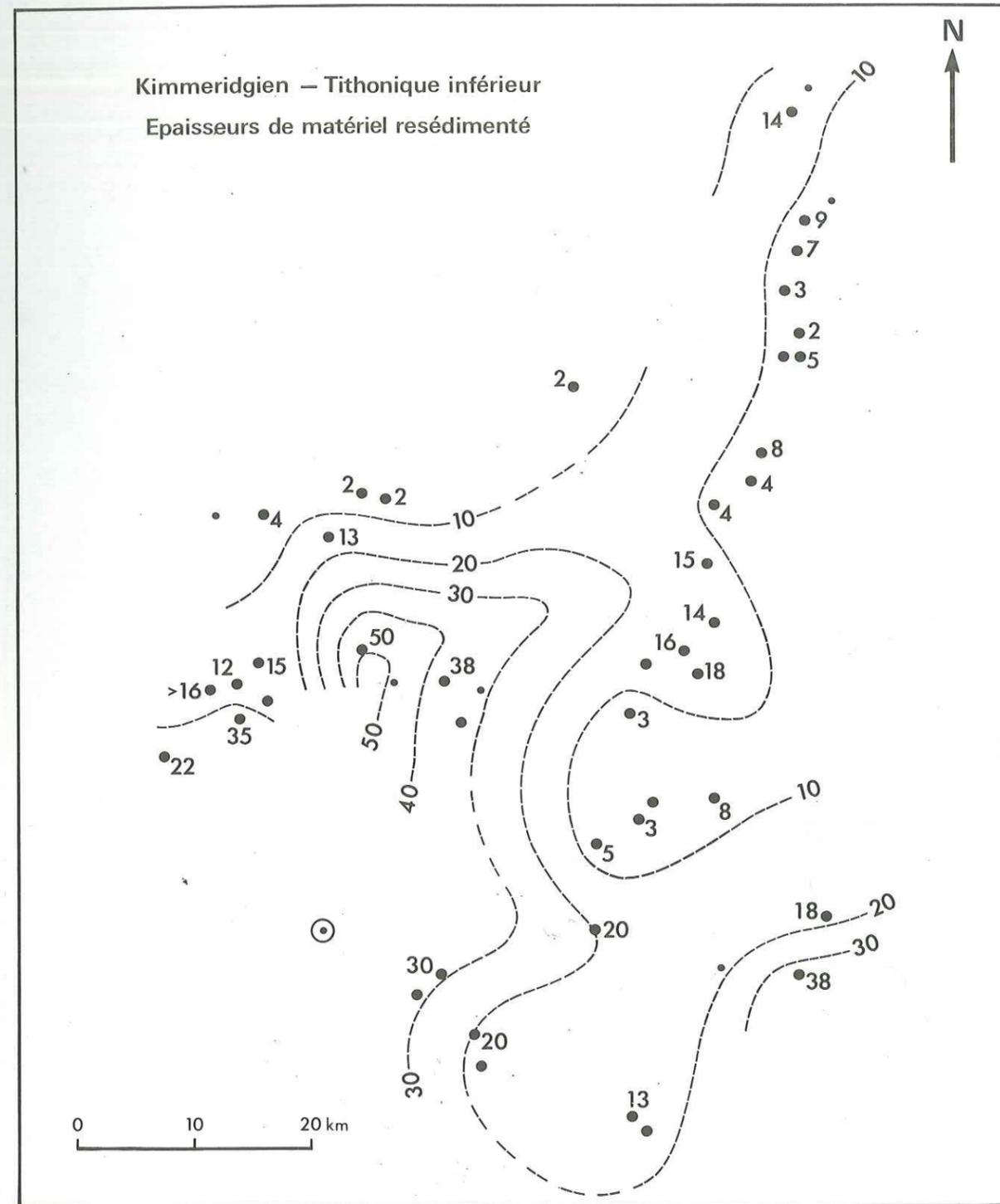


Figure - 84

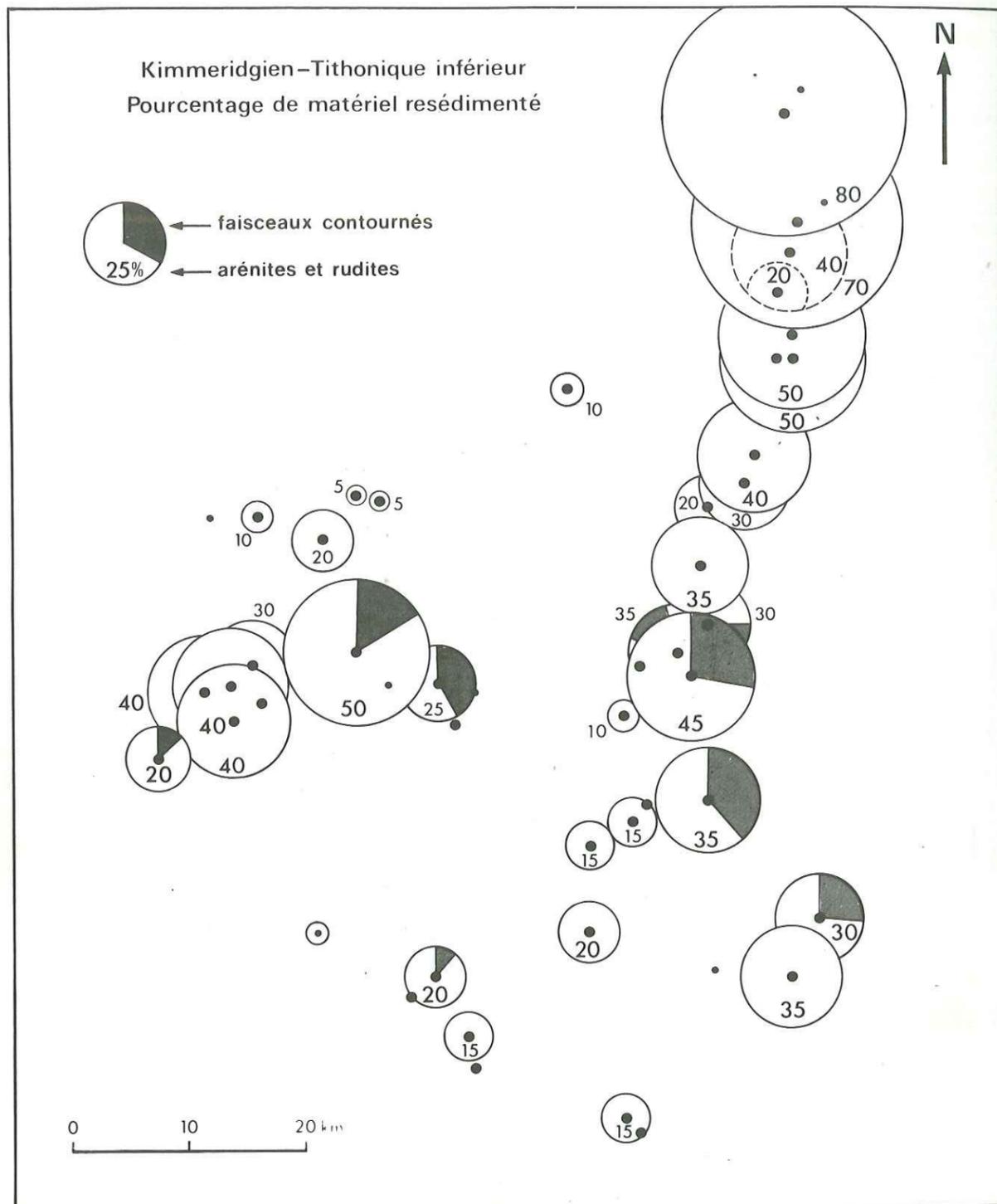


Figure - 85

La figure 84 correspond - dans le même intervalle - à l'épaisseur cumulée de matériel re-sédimenté (calcaires, conglomérats, faisceaux contournés).

On constate qu'elle reproduit partiellement celle des épaisseurs totales, sauf dans le secteur méridional : si la marge sud correspond à des dépôts épais, la puissance des re-sédiments y est faible.

C'est pour préciser ce type de relation qu'a été dressée la figure 85 qui présente les *pourcentages* de matériel re-sédimenté, en distinguant les rudites et arénites des faisceaux contournés. La zone orientale est marquée par de forts pourcentages, en particulier la partie nord : ces dépôts peu épais sont majoritairement re-déposés. La zone sud est marquée essentiellement par l'empilement de calcaires fins en bancs. Enfin le secteur de Pierre Ecrite est caractérisé par une abondance de brèches.

Les faisceaux contournés sont surtout présents, d'une part dans la région comprise entre le ravin du Sauvage (SA) et Vergons (J), d'autre part vers Barles (Cl. B) et la Clue de Feissal-Pierre Mont (P).

Ces résultats s'éclairent lorsqu'on analyse la figure 86 qui correspond aux sens (directions) de courant et glissement observés tout au long de la série (de l'Oxfordien supérieur au Berriasien sommital). Une seule carte est proposée qui montre bien la pérennité des sens observés et la cohérence d'ensemble entre courants et glissements.

Le premier caractère concerne une pente générale d'Est en Ouest. Dans ce cadre quelques points doivent être soulignés. La zone méridionale correspond à une *pente allant du Sud vers le Nord* (glissement berriasien de la coupe γ) ; la coupe de Taulane appartient à une unité ayant subi une rotation, car les sens de courant

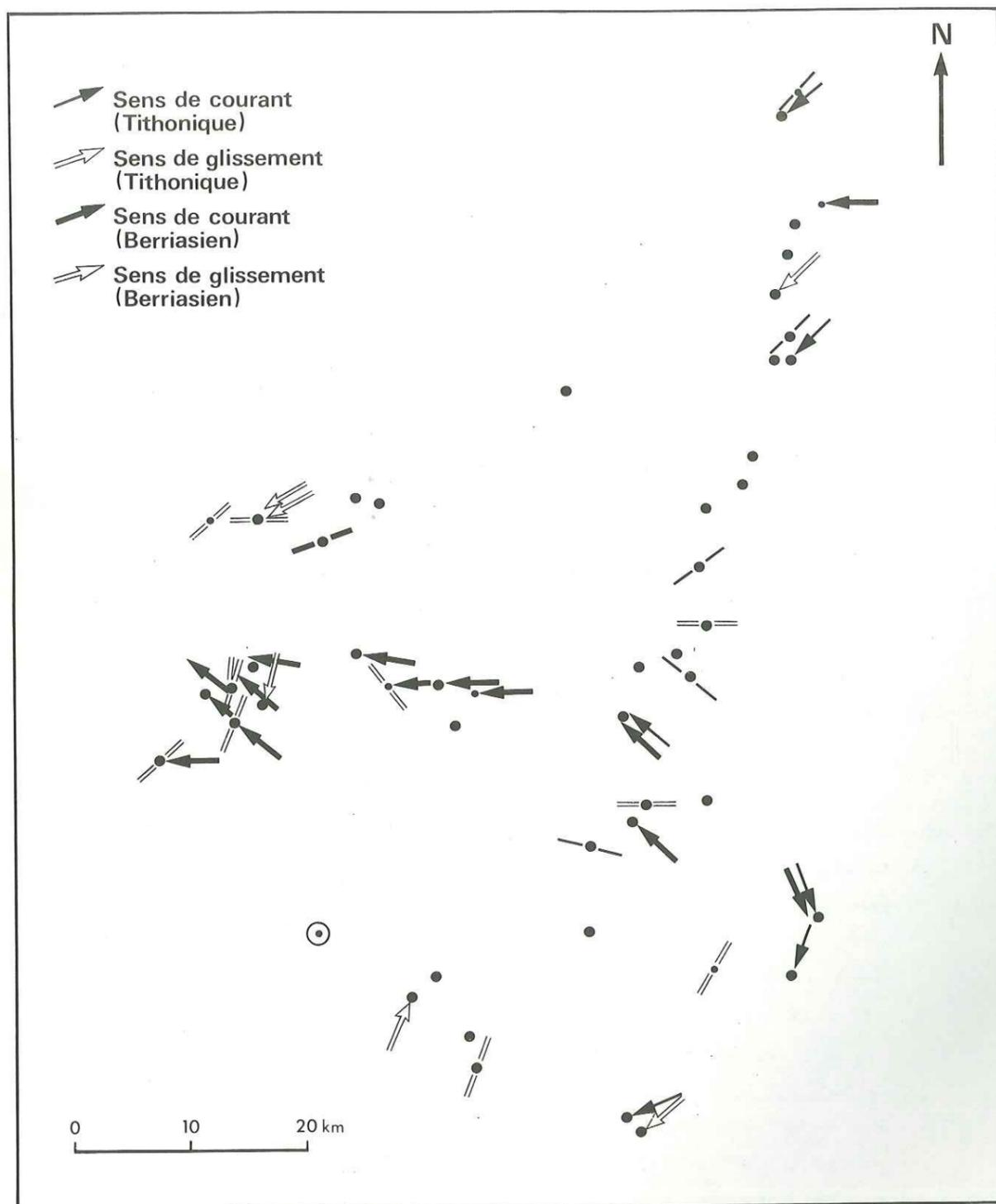


Figure - 86

et glissement bien que cohérents, sont en contradiction avec ceux des coupes γ et BL : or les faisceaux contournés du Berriasien supérieur sont corrélables avec une grande certitude. Par ailleurs l'examen de la distribution des *faciès* de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien basal nous a bien montré que ces coupes se situaient sur (ou près d') une pente reliant les "calcaires blancs" du domaine tidal (au Sud) avec le bassin.

L'observation du secteur des coupes J et J' devient importante : les courants γ sont bien déterminés sur différents niveaux ; ils sont clairement *du Nord vers le Sud* : en aucun cas il ne s'agit de la pente précédente, mais de la *terminaison méridionale d'une zone "haute"* (zone du Vernet dans cette carte, et que l'on nommera zone du Verdon à l'échelle du bassin). Dans cette même zone on note une convergence des pentes au niveau de la coupe SA : au Nord les pentes paraissent orientées NE \rightarrow SW ; au Sud, SE \rightarrow NW. Cette convergence paraît pouvoir expliquer l'accumulation relative de sédiments (proportionnellement constitué d'abondants re-sédiments) du Cheval Blanc aux Dourbes (CB à D). De même peut s'expliquer la présence de faisceaux contournés dans le seul secteur sud, correspondant à l'individualisation de deux pôles dans cette zone haute.

Vers l'Ouest maintenant, on retrouve la singularité du secteur de Pierre Ecrite correspondant à une morphologie plus complexe : il s'agit d'un canyon déjà analysé en détail (p.241), ce qui sert de *lieu de transit* à des masses de sédiment gagnant les parties les plus basses du bassin. Ceci nous explique les faibles épaisseurs de dépôt précédemment notées, ainsi que le caractère conglomératique de ces faciès.

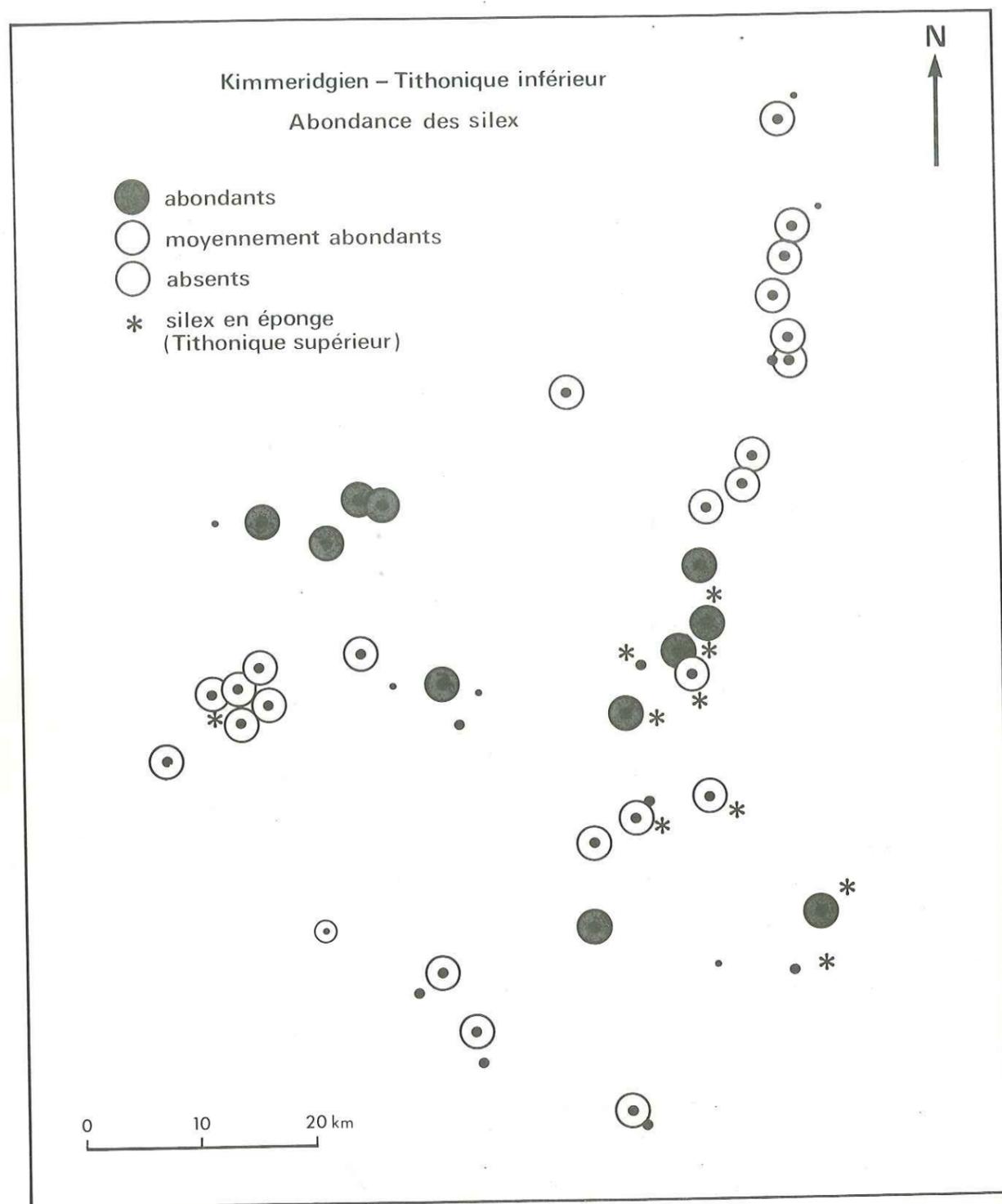


Figure - 87

La morphologie de cette partie du bassin se met en place : une pente au Sud, formant la marge septentrionale du domaine des "Calcaires blancs", une architecture NS du fond marquée par une pente E → W (modélisée dans le détail, et marquant une terminaison méridionale) qu'entaille (au moins) une morphologie sous-marine, le canyon de Pierre-Ecrite. Les dépôts les plus épais sont d'une part dans la partie la plus basse, d'autre part sur la marge méridionale. Les zones correspondant à l'abondance relative de re-sédiments sont ou les moins basses, ou la morphologie de transit.

C'est dans ce cadre que l'on présentera, sur la figure 87, la répartition de la silice. On note d'abord que pendant l'intervalle Kimmeridgien-Tithonique inférieur la zone haute (du Vernet) correspond à une quasi-absence de silex, alors que plus bas, vers l'Ouest, ceux-ci sont plus abondants (et relativement, cf. p. 202, abondants) ; la marge sud correspond à des silex moyennement abondants. Ceci nous donne l'image d'un développement des accidents siliceux dans les zones basses où sont rassemblés des Radiolaires au sein des bancs de calcaire fin (ou calcarénite, cf. p. 160). Le secteur de Pierre-Ecrite correspond à une quasi-absence. On est alors conduit à penser que l'on retrouve là, avec tous leurs caractères, y compris l'absence de silice exprimée, des sédiments originaires de la zone haute, sans doute plus précisément du secteur du Saint-Martin (SM).

Les autres indications relèvent de la répartition des faciès en éponge. Mais ceux-ci sont d'âge tithonique supérieur (zone A) et seront présentés ci-après.

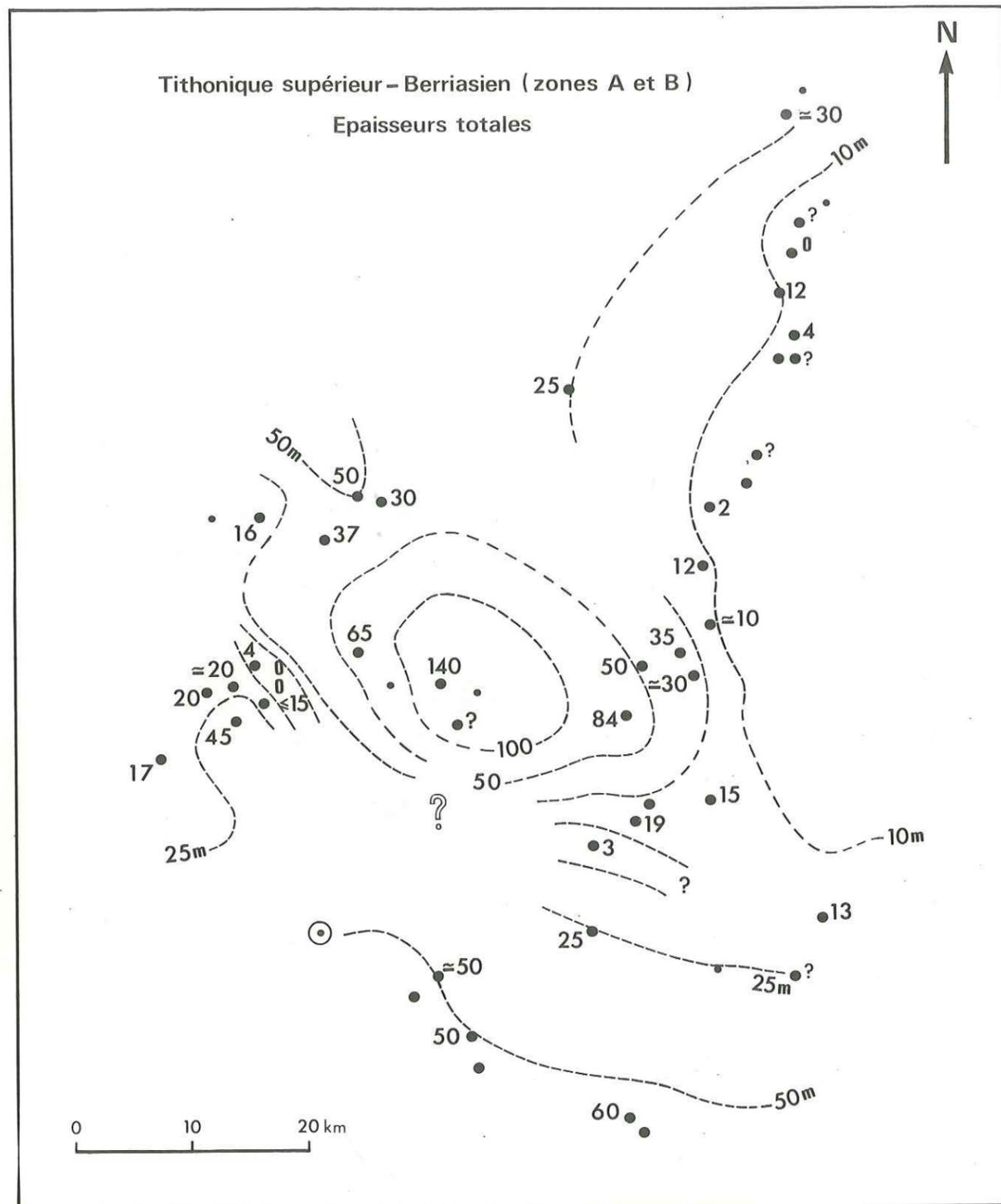


Figure - 88

B - *TITHONIQUE SUPERIEUR - BERRIASIEN : ZONES A et B.*

Une nouvelle série de cartes est relative à cet intervalle. Celle de la figure 88 présente la distribution des épaisseurs totales. On y relève encore le même contraste entre la zone haute orientale (zone du Vernet) à sédimentation peu épaisse, et, d'une part, la marge méridionale, d'autre part la zone plus basse occidentale, toutes deux à dépôts plus puissants. Le canyon de Norante-Pierre Ecrite se dessine clairement, caractérisé par une quasi-absence de dépôt.

Tous les dépôts sont calcaires, et ce dans tout le bassin. On relèvera que les dépôts les plus épais sont de loin ceux qui s'inscrivent sur la pente, entre les Dourbes et Pierre Mont. Une question se pose ici : que signifient les faibles épaisseurs ? Il est clair que nous ne pouvons mesurer que les épaisseurs actuelles, c'est à dire, abstraction faite de la compaction, celles observables à la fin du Berriasien : en effet, et nous l'avons montré dans l'analyse des morphologies de Pierre Ecrite et de Céüse, les phénomènes d'ablation ont pu être très importants. Aussi bien les très faibles épaisseurs notées près de Saint-Geniez (G) (et même les "lacunes"), et dont on constate sur le terrain même qu'elles résultent de ravinements n'ont que peu à voir avec celles caractérisant les parties hautes de la pente ; observons maintenant les faciès.

Sur la figure 89, les différences entre la marge méridionale et la zone de la Clue de Barles sont accusées : la seconde a reçu d'abondants matériaux re-sédimentés, tandis que la première en est presque totalement dépourvue.

L'analyse de ces dépôts re-sédimentés, dont les pourcentages sont donnés sur la figure 90, montre l'importance des glissements synsédimentaires : absents

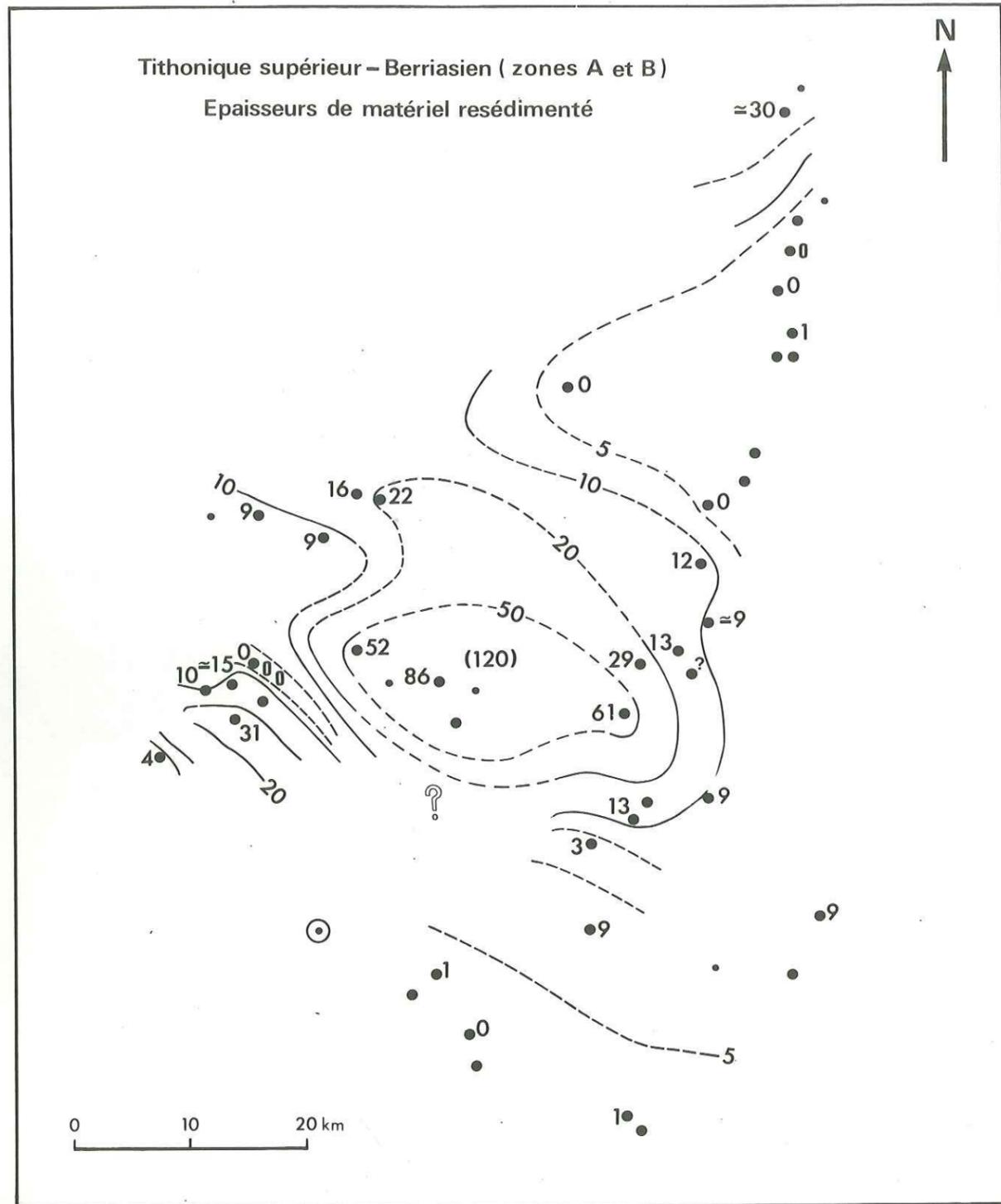


Figure - 89

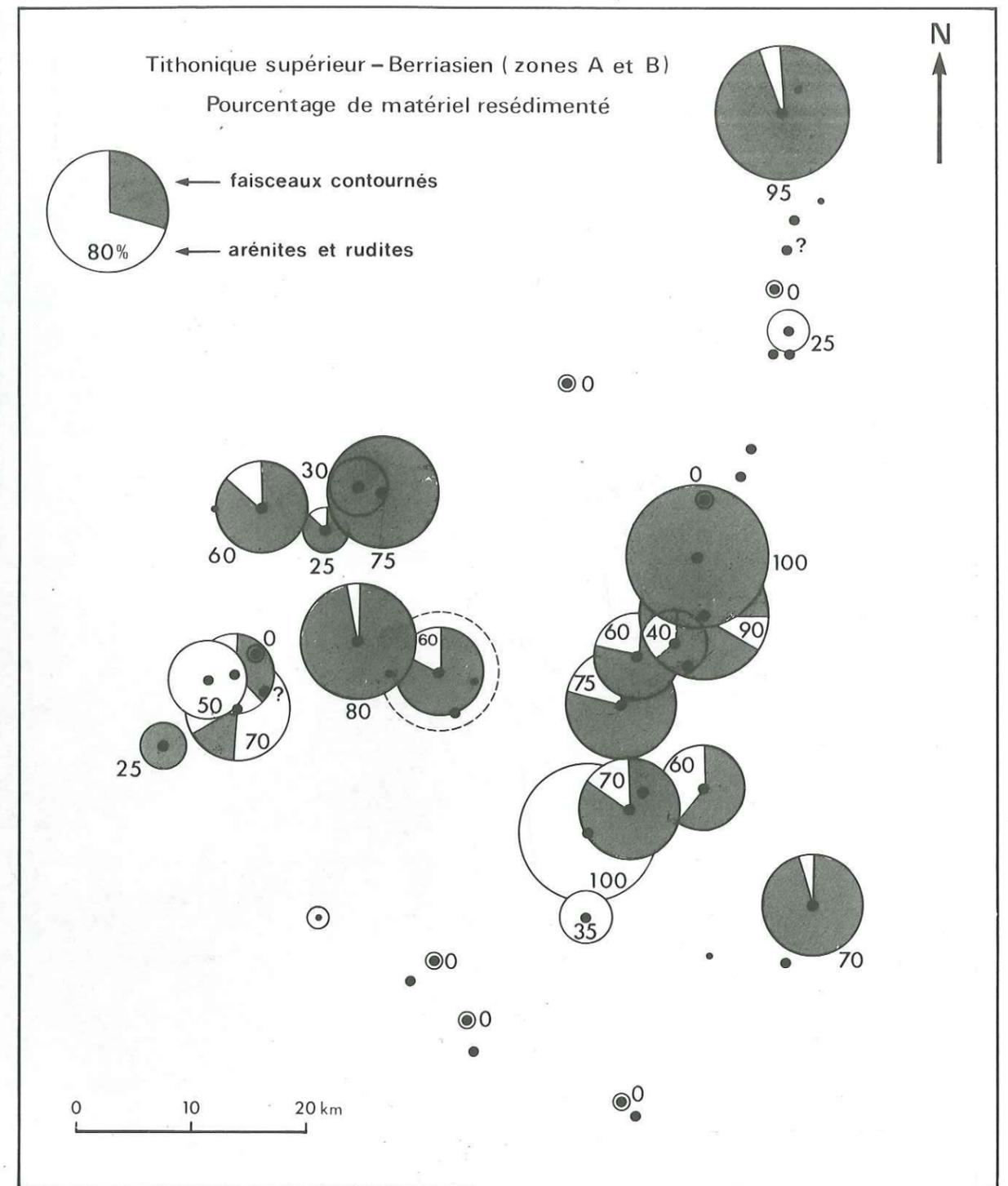


Figure - 90

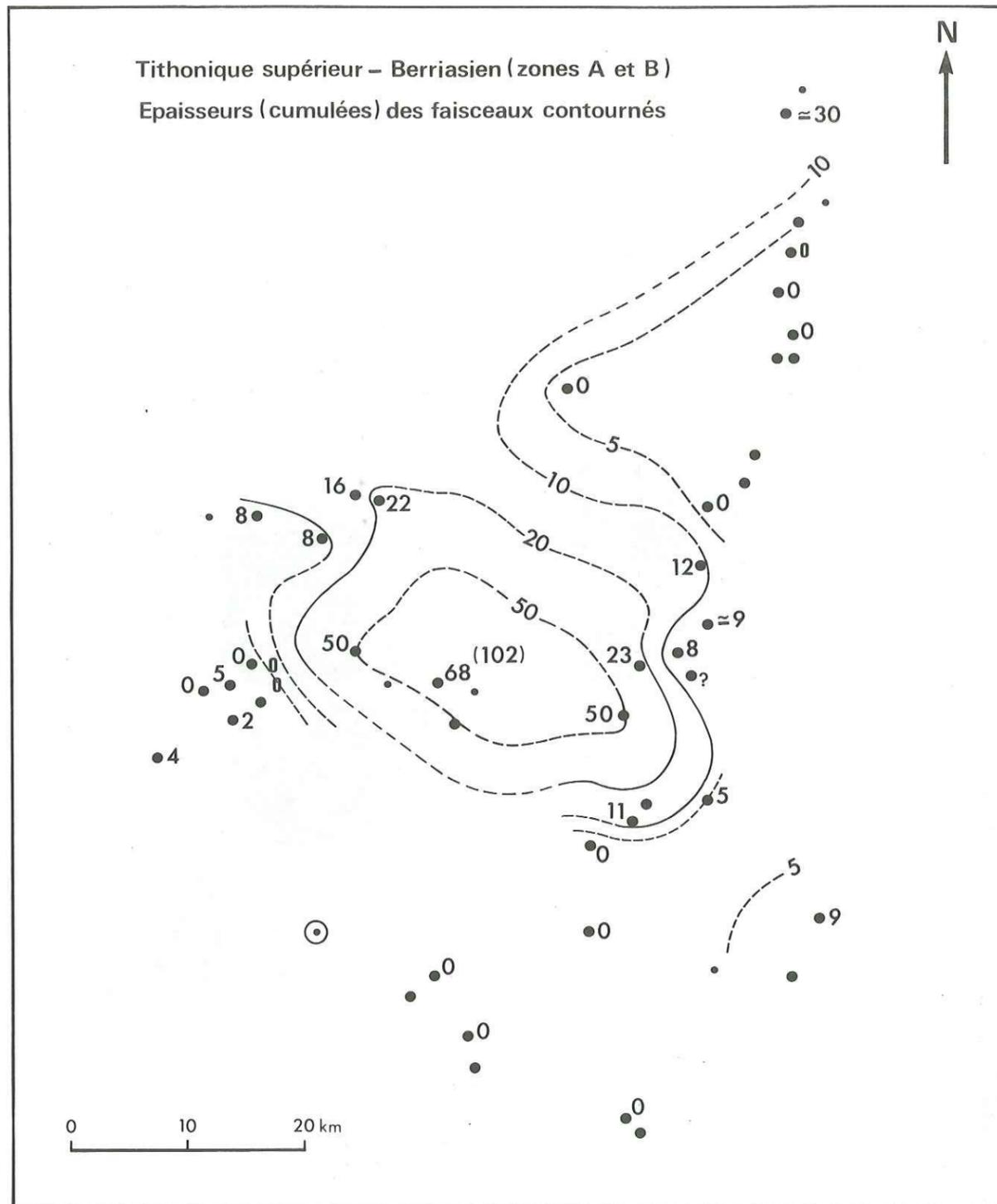


Figure - 91

au S., ils se traduisent au N. par des pourcentages très élevés (et des épaisseurs cumulées très importantes, comme le montre la figure 91) : les valeurs de 70 % sont dépassées en de nombreux cas. On notera encore que la zone de Pierre Ecrite se singularise : pas de faisceaux contournés, mais des conglomérats (résultant cependant sans doute du démantèlement des premiers).

On rappellera ici que ces glissements ont affecté des épaisseurs individuelles importantes sur de grandes surfaces : la zone du Caire (analysée p. 153) a reçu ses premières masses de calcaire contourné au cours de cet intervalle. C'est aussi le temps où, au Saint-Martin (SM) se mettait en place la masse (une dizaine de mètres) calcaire d'âge partiellement kimméridgien : soit un contraste de 8-10 millions d'années. La présence d'éléments de cet âge dans les conglomérats acheminés vers les zones basses ne saurait alors étonner.

On insistera sur le fait que la zone méridionale est pratiquement dépourvue de ces faciès de re-sédimentation. Son originalité va d'ailleurs s'accroître.

Il convient de revenir sur la figure 87. Elle nous montre en effet que le "faciès siliceux en éponge" se distribue sur le pourtour du pôle méridional de la zone du Vernet, depuis la coupe de La Faille (LF) jusque Vergons (J) et le lac de Castillon (J'). Comme nous l'avons indiqué, le caractère unique autorise à corrélérer les niveaux correspondants, qui proviennent alors d'une source commune, et se distribuent suivant un dispositif divergent. Sur une même carte, on note la singularité de la présence d'un même faciès, à Pierre Ecrite, mais cette fois à l'état d'élément (contourné) dans un conglomérat berriasien (zone C-D) : il est tentant d'en rechercher la source dans la partie sud de la zone du Vernet, c'est à dire de confirmer ainsi le cours et la

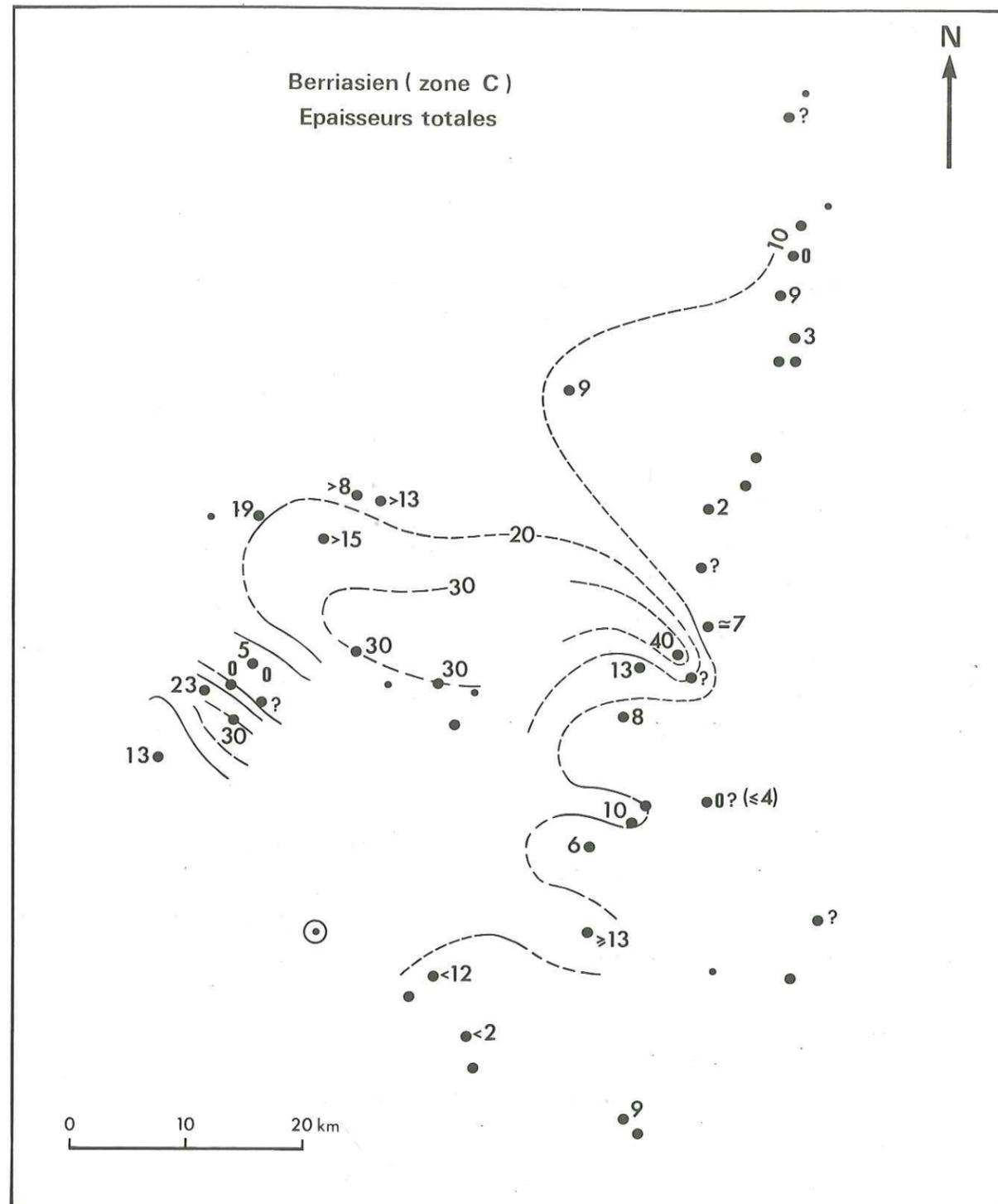


Figure - 92

dimension du canyon de Pierre-Ecrite depuis, au moins, le secteur de Saint-Martin-Norante jusque Pierre Ecrite (soit environ 50 km).

C - BERRIASIEN, ZONE C

D'une façon générale, le passage des zones B à C (des Calpionelles) se traduit par la ré-apparition des marnes (qui prendront une importance croissante) ; ceci est vérifié dans l'ensemble de la région, à l'exception de la marge méridionale, où les dépôts demeurent calcaires : on sait que les calcaires blancs sont une formation dont le sommet peut être d'âge berriasien et même valanginien (voir par exemple COTILLON, 1968 et COTILLON in BEAUDOIN et al., 1975) ; des coupes comme le Pas de l'Escaie (EC) situées sur la pente, montrent que la sédimentation marneuse ne reprend que très tardivement, en zone D ; de même à Taulanne.

Revenons aux épaisseurs (figure 92) : elles sont en général faibles (donc difficiles à comparer), sauf dans une étroite bande E-W allant du Pas de l'Evêque (E) à Pierre Mont (P) : ces fortes épaisseurs correspondent pour une grande part à une resédimentation (figure 93) qui s'effectue dans de nombreux cas sous la forme de faisceaux contournés : c'est ainsi le cas entre le Caire et Esparron. Les faibles épaisseurs sont d'analyse difficile : près de Saint-Geniez (G) l'absence correspond à une ablation perceptible sur le terrain. Mais à Taulanne la faible épaisseur (9 m) correspond, au moins partiellement, à la présence de quelques niveaux d'arrêts de sédimentation marqués par l'accumulation d'organismes (tels Gastéropodes, Brachiopodes, Lamelli-branches, Bélemnites, fragments d'Echinodermes, Aptychus, Ammonites, ces dernières présentant une face supérieure corrodée).

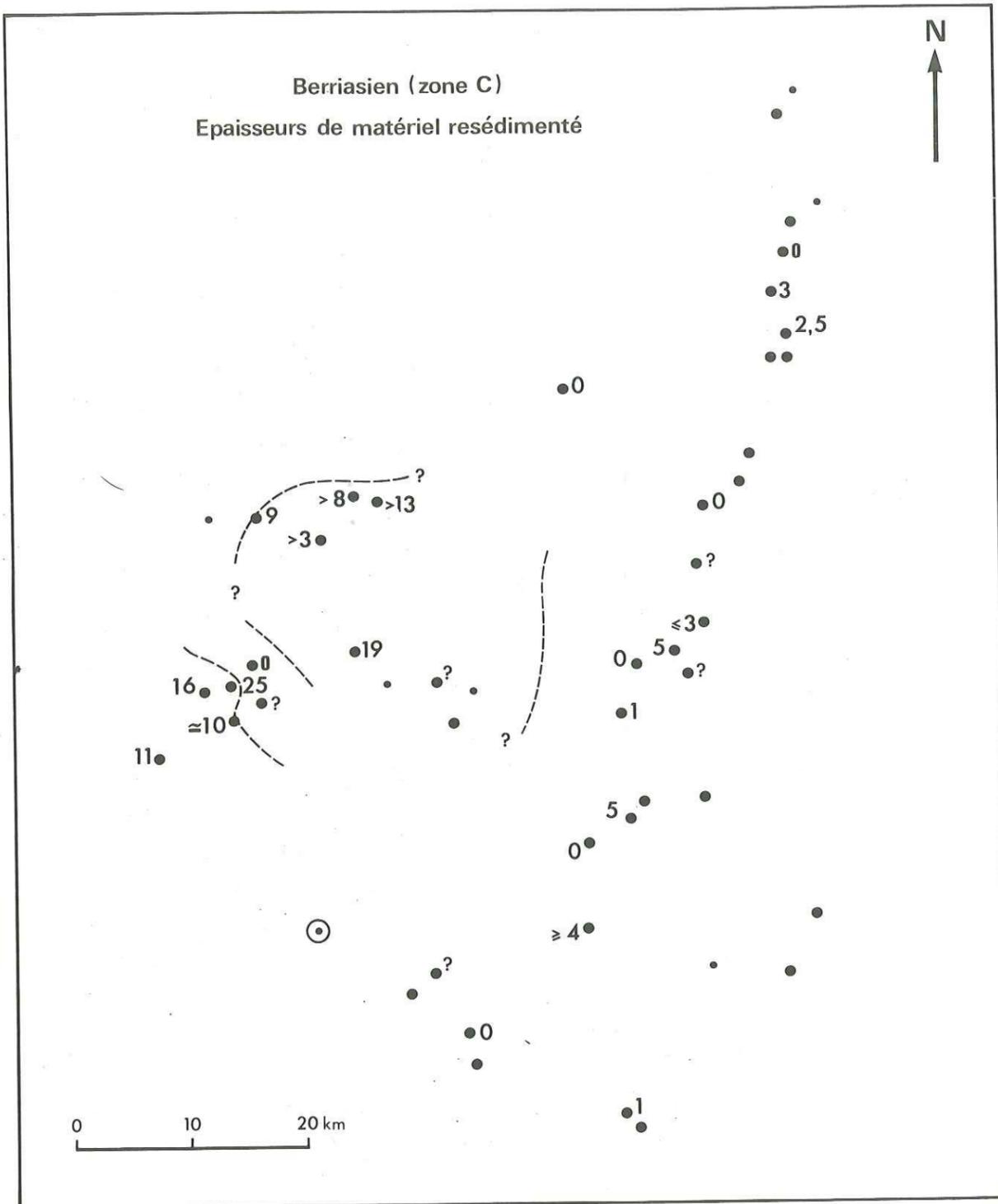


Figure - 93

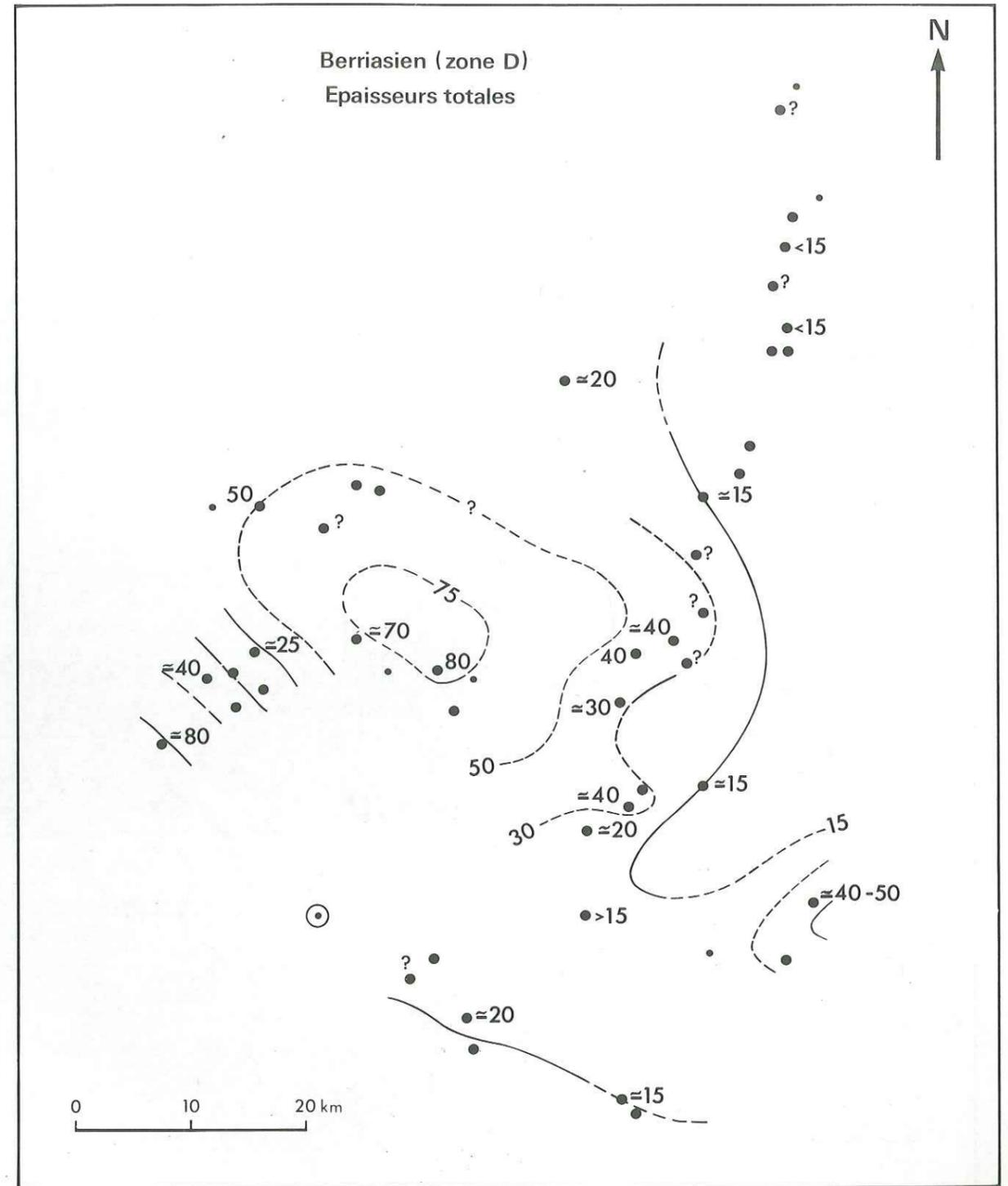


Figure - 94

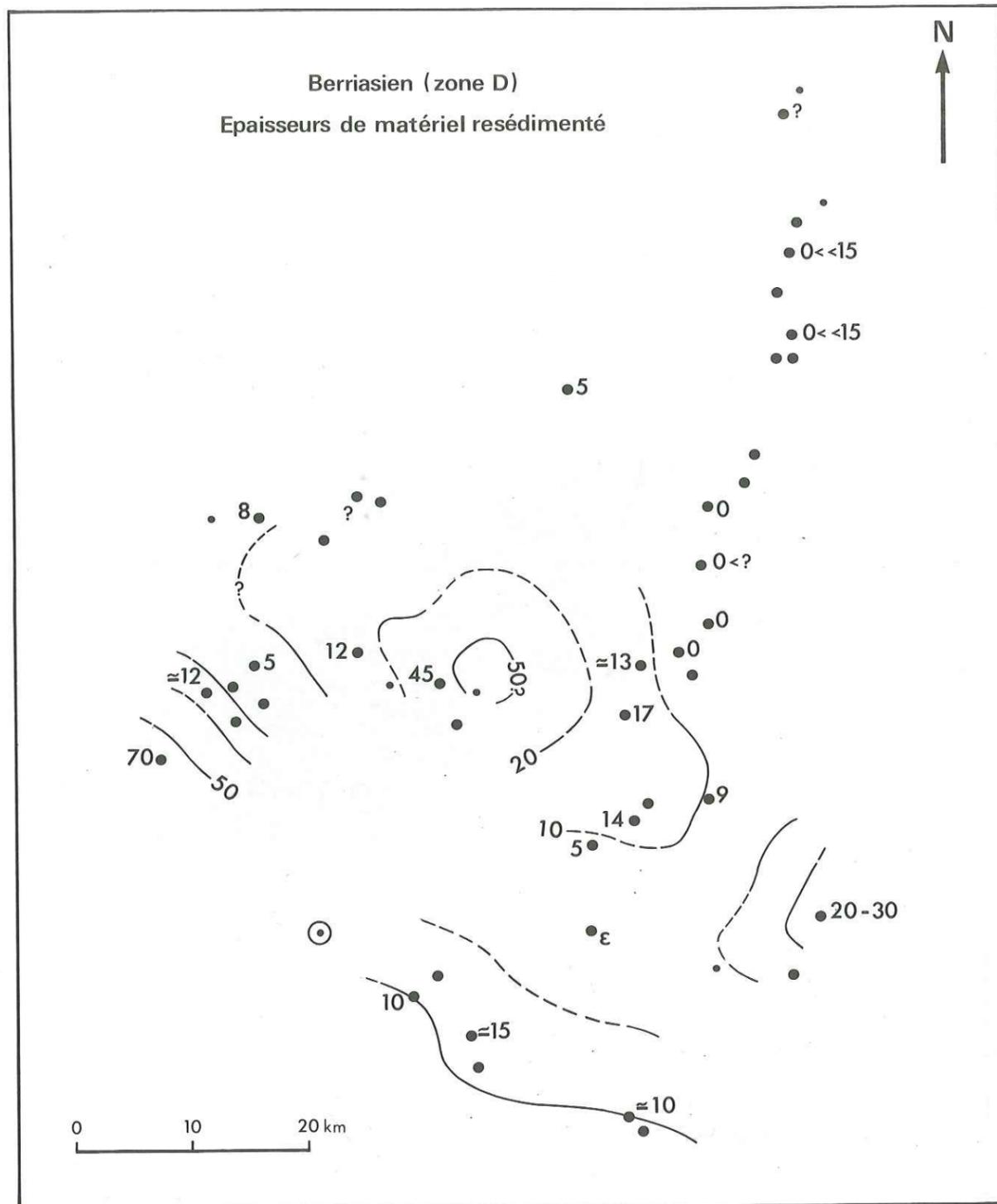


Figure - 95

D - BERRIASIEN, ZONE D (sous-zones D₁, D₂).

La carte des épaisseurs totales (figure 94) est directement héritée de son homologue afférente à la zone C : les zones orientale et méridionale présentent des épaisseurs faibles, tandis que la zone occidentale correspond à des puissances importantes (à l'exception, une nouvelle fois, de la partie axiale du canyon de Pierre Ecrite).

L'analyse des faciès permet de préciser ces distributions. En premier lieu on note que les dépôts sont calcaires et marneux sur l'ensemble du domaine, du moins vers la fin de cet intervalle : en effet les coupes méridionales (EC, BL, T, γ) montrent encore des dépôts uniquement calcaires pour la sous-zone D₁ : les marnes ne s'expriment que dans la partie sommitale de celle-ci. On note de plus dans ces faciès calcaires la présence de niveaux particuliers : certains contiennent d'abondantes Rhynchonelles (*Rhynchonella malbosii* PIC., détermination J.H. DELANCE) ; d'autres sont riches en glauconie, correspondent à une accumulation d'organismes (Ammonites, Belemnites ...) et suggèrent un arrêt de la sédimentation : un tel niveau se retrouve pris dans un faisceau contourné (γ, EC, BH, HS) si bien qu'il indique que le substrat n'était pas durci. On notera que ces calcaires du Berriasien élevé comportent des Gastéropodes (à test mince), alors que les faciès septentrionaux (plus marneux) en sont dépourvus (sauf transport, comme au Saint-Martin et à Pierre Ecrite).

Vers le Sud, persistance d'une sédimentation calcaire ; vers le Nord, dépôts marno-calcaires. Tous ces sédiments comportent d'importantes quantités de resédiments (figure 95) ; ceux-ci sont le plus souvent représentés par des faisceaux contournés spectaculaires ; (figure 96) ; ils affectent en effet un matériel litho-

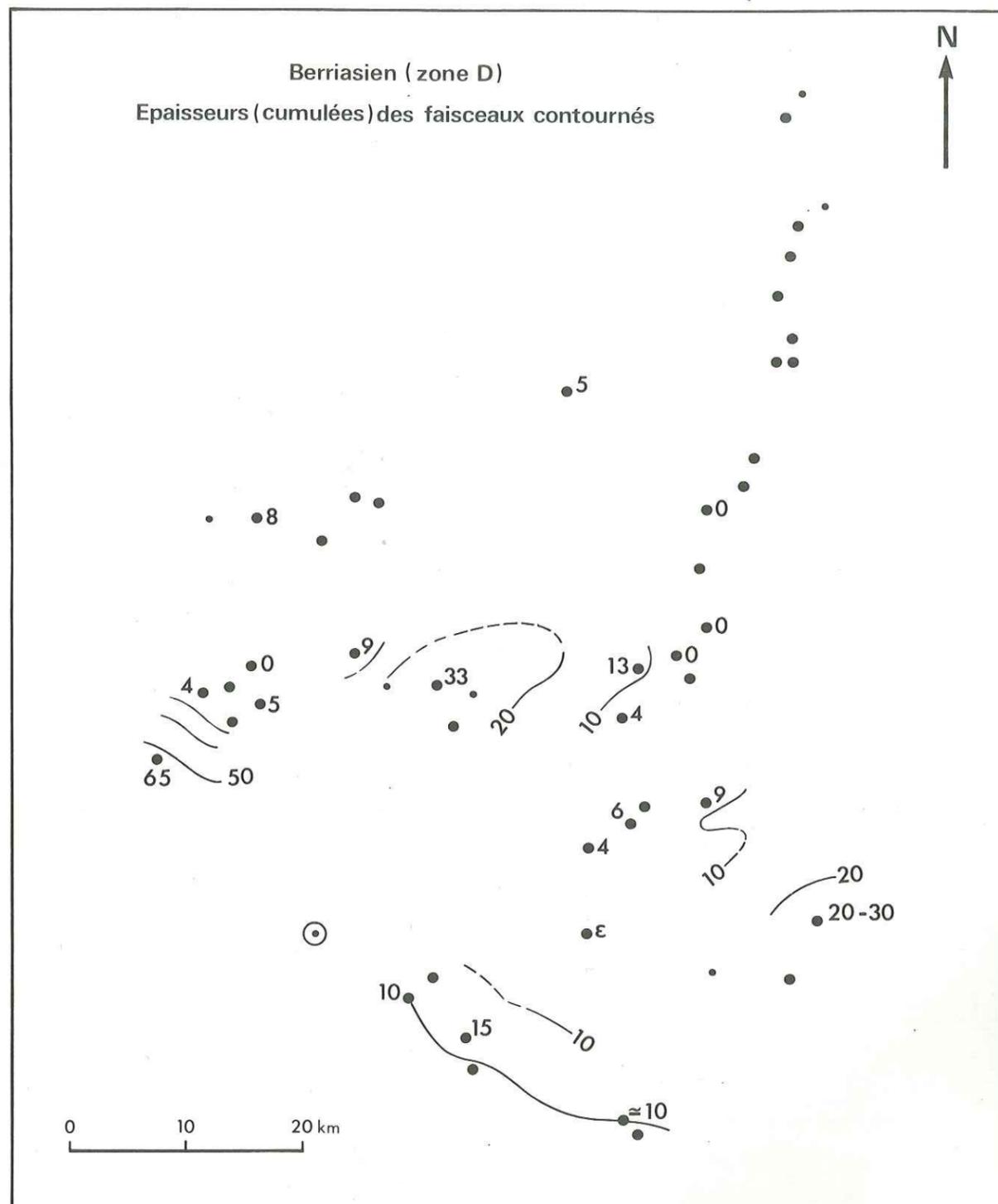


Figure - 96

logiquement contrasté, si bien que l'érosion différentielle des bancs calcaires et des lits marneux souligne remarquablement les structures. Les exemples de séquences les mieux développées (conglomérat à la base du faisceau, calcarénite granoclassée au sommet) et d'évolution latérale les plus nets (passage à un conglomérat à éléments de même âge) sont empruntés (IIe partie, chap. C) à cette tranche de temps.

On notera encore que les figures de courant sont fréquemment présentes dans le haut du Berriasien, et permettent de bien préciser l'architecture de ce domaine, telle que nous l'avons analysée à partir de la figure 86.

Au delà, c'est le passage (rapide souvent, mais continu) à l'ensemble valanginien ; celui-ci va comporter des calcaires et des marnes, en proportion variée, au sein desquels s'intercalent des faisceaux contournés et quelques niveaux d'arénites : le mode de mise en place de ce matériel (qu'étudie actuellement D. LE DOEUFF) ne paraît pas très différent de ce que nous avons reconstitué pour le Berriasien (BEAUDOIN et al. 1974).

Ayant parcouru tout l'intervalle Oxfordien supérieur-Berriasien, on est frappé par la pérennité des traits architecturaux. Nous reprendrons ce point après avoir étudié le secteur oriental, entre le Var et la Tinée.

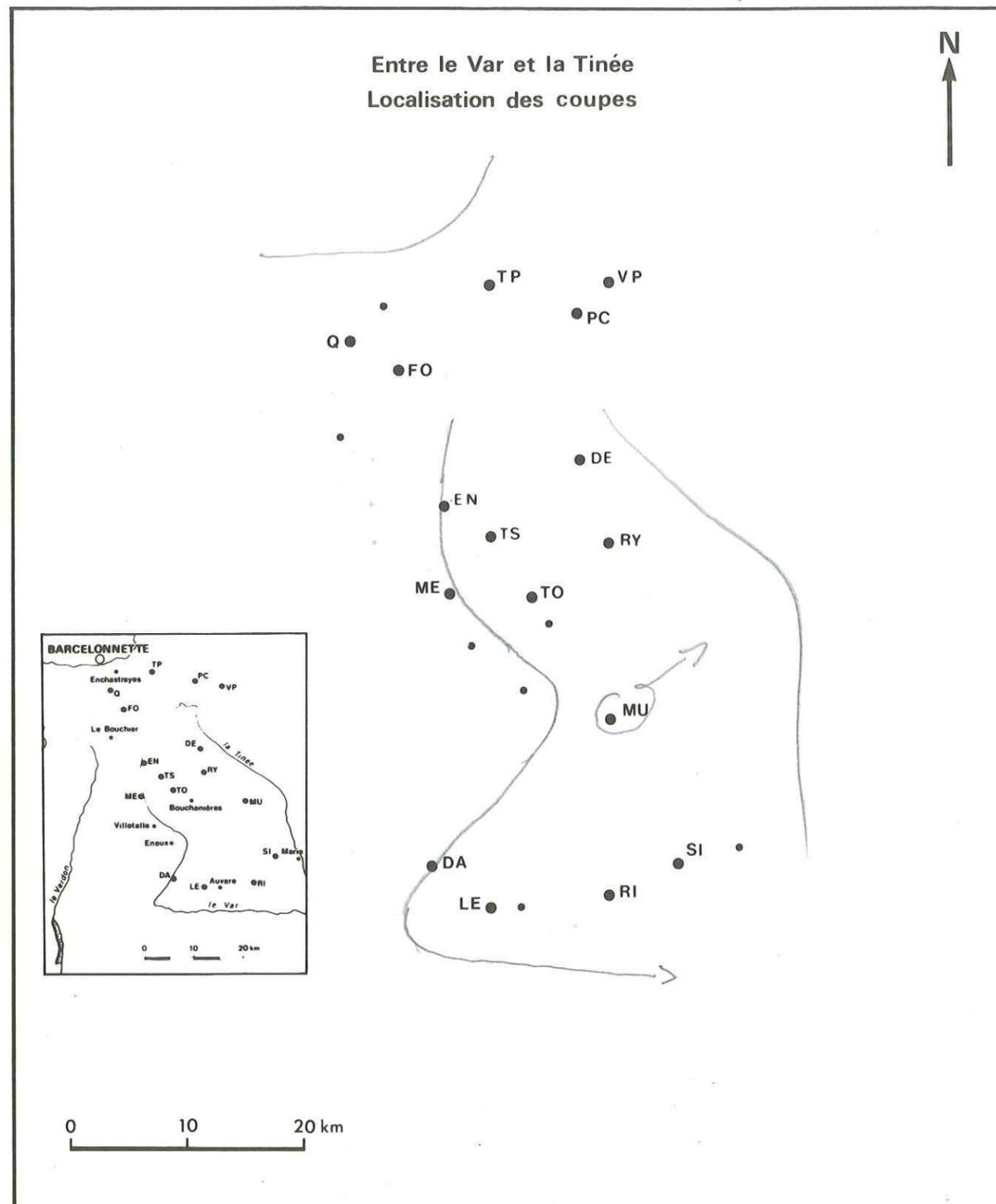


Figure - 97

III - ENTRE LE VAR ET LA TINÉE

Une nouvelle série de cartes concerne maintenant le secteur oriental : ce domaine correspond à la zone définie entre le Var et la Tinée, bordée au N par l'Ubaye.

Nous suivrons le même mode d'exposition que précédemment, à partir du canevas de la figure 97, établie de la même façon que la figure 81.

La première carte (figure 98) concerne l'épaisseur des calcaires en bancs quasi-jointifs, surmontant le faciès "Terres Noires", avant le "pic à Globigérinidés". Plusieurs coupes ne permettent pas de fournir des valeurs significatives. Il n'en demeure pas moins que les contrastes observés sont importants : la zone occidentale correspond à des épaisseurs faibles, en regard de celles caractérisant les zones orientale et plus encore méridionale. Ce contraste est particulièrement perceptible lorsque l'on compare les coupes de Daluis (DA) et Léouvé (LE) : distantes de quelques kilomètres seulement, ces coupes sont marquées, la première par le développement des Terres Noires, tandis que celle de Léouvé comporte une puissante série calcaire (90 m) au-dessus de Terres Noires assez peu épaisses. Ces faciès calcaires correspondent en fait, aussi bien à Léouvé qu'à Rigaud, à de fortes proportions de re-sédiments, sous forme et de brèches et de faisceaux contournés (45 % de re-sédiments à Léouvé, dont 45 % de faisceaux contournés). Les sens de courant et de glissement observables dans cet Oxfordien sommital sont bien clairs (figure 102) : à Léouvé courants 90 → 270 et 45 - 225 (Flute casts ; groove casts), glissement 45 → 225 ; à Rigaud courants 90 → 270 et 60 - 240 (Prod casts ; bélemnites orientées). C'est donc à une pente sensiblement orientée 60 → 240 qu'il faut faire appel pour rendre compte de la présence des

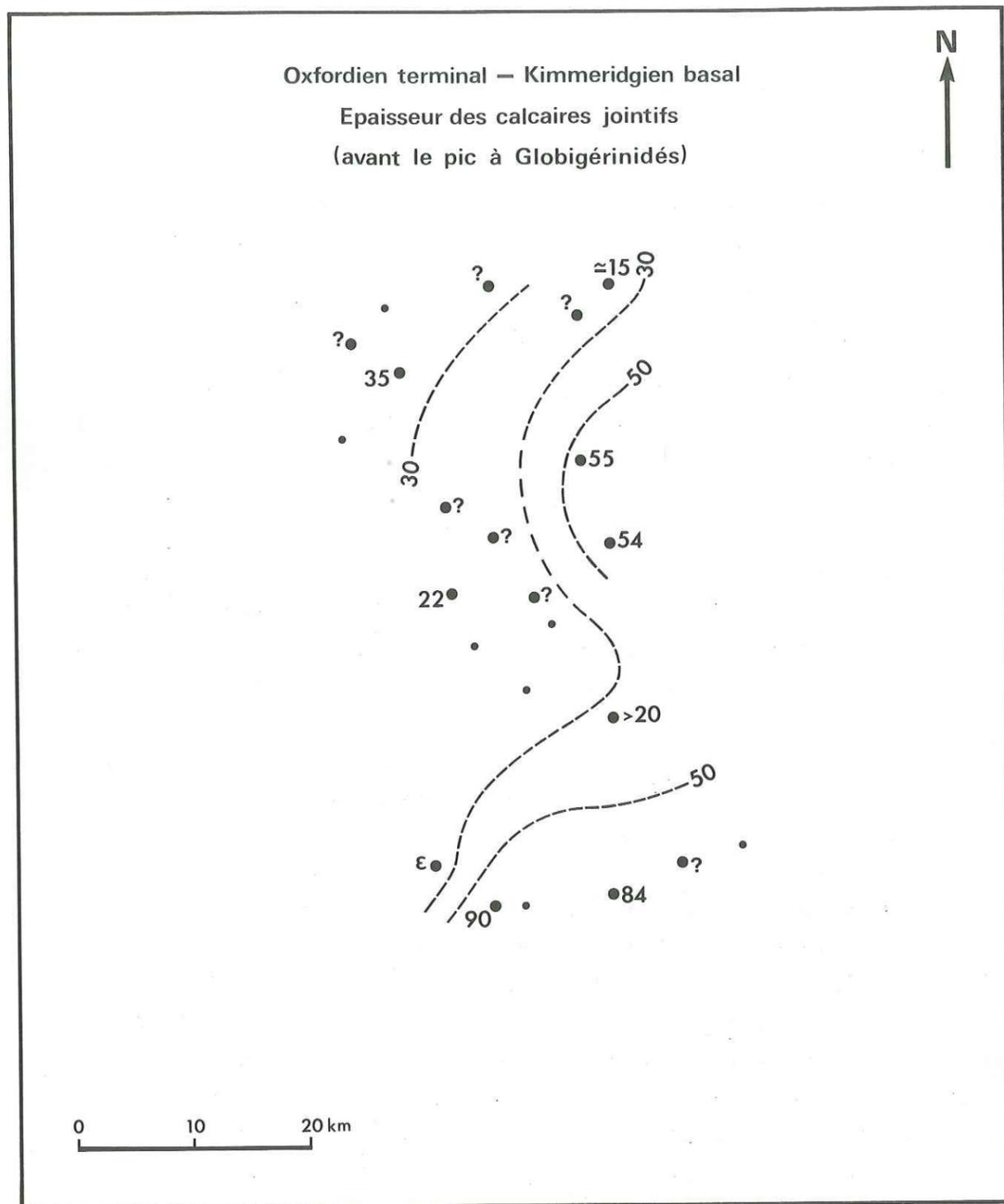


Figure - 98

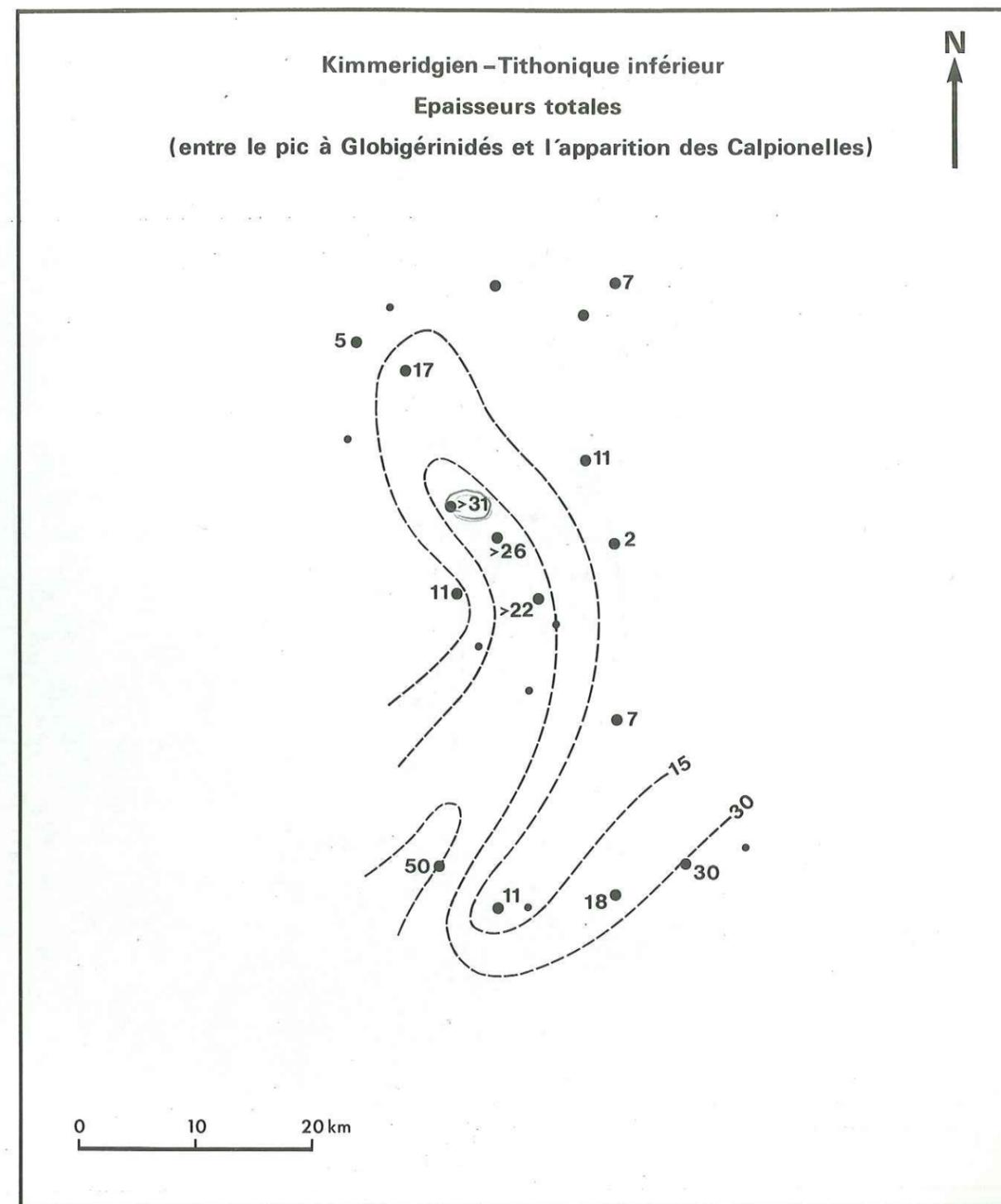


Figure - 99

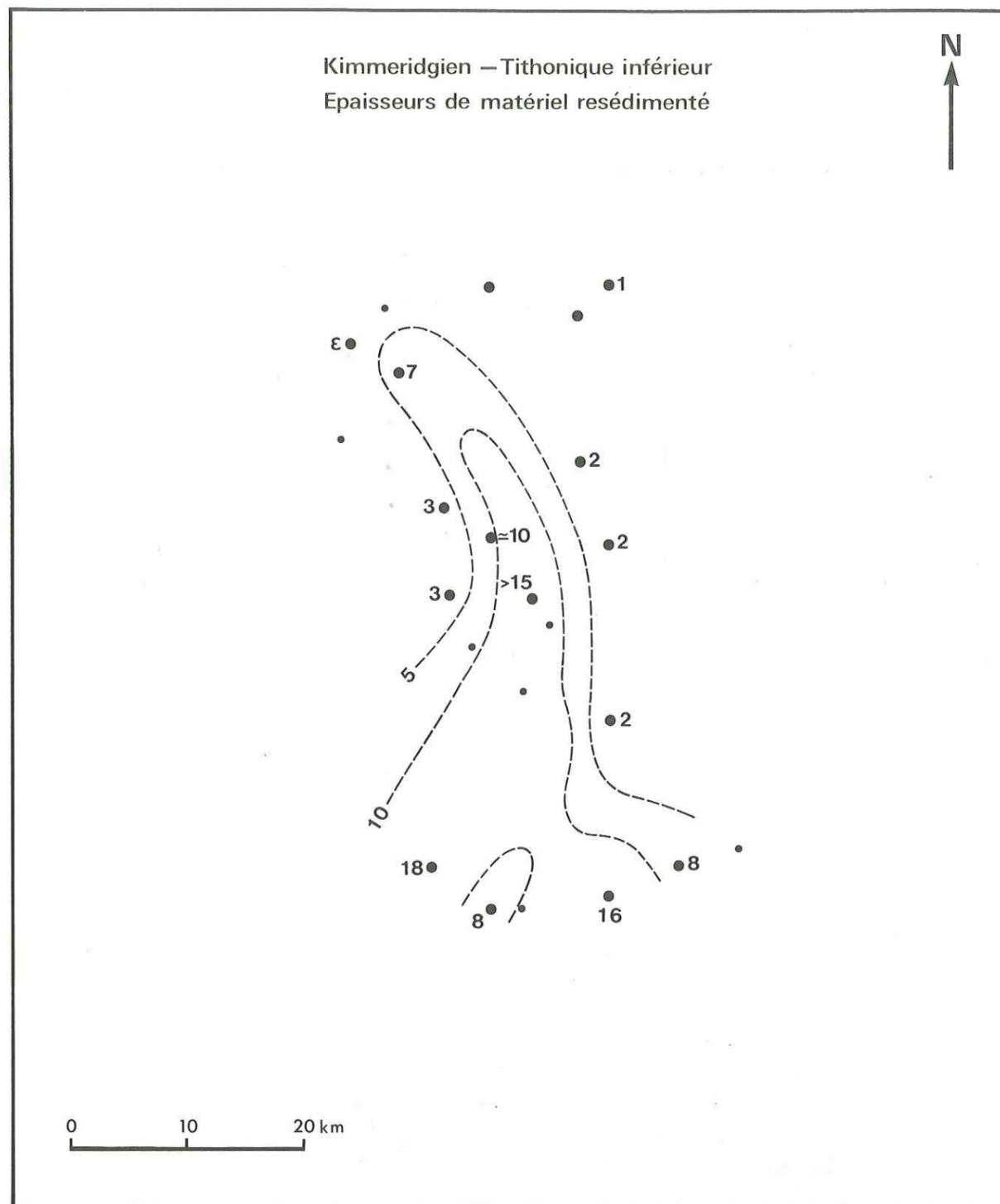


Figure - 100

niveaux conglomératiques et des faisceaux contournés dans la partie est, et du passage de faciès calcaires à des faciès marneux en allant d'Est en Ouest.

A - DU KIMMÉRIGIEN AU TITHONIQUE INFÉRIEUR

La carte de la figure 99 représente les épaisseurs totales correspondant à l'intervalle "pic à Globigérinidés"-apparition des Calpionelles. On voit là s'individualiser une étroite zone sensiblement méridienne, depuis Fours (FO) jusque Daluis (DA), où les épaisseurs sont nettement plus importantes que dans les zones bordières ; le contraste est très net, perceptible aussi bien sur le profil EN-TS-DE (d'Entraunes à Demandols) qu'entre Daluis et Léouvé.

La distribution des faciès s'inscrit dans ce cadre. Ainsi que partout, il s'agit de matériel calcaire. Mais on constate sur la figure 100 l'importance des re-sédiments. Celle-ci s'éclaire lorsqu'on observe les pourcentages (figure 101) : les fortes valeurs correspondent aux coupes les moins épaisses, tout au moins en général. On note également que ce sont les coupes de la zone axiale qui comportent les faisceaux contournés, ce depuis Fours jusqu'à Daluis ; les coupes de Léouvé et Rigaud qui en présentaient plusieurs à l'Oxfordien supérieur en sont cette fois dépourvues.

Il convient de considérer ces résultats dans le contexte morphologique que nous restitue l'analyse des sens de courant et de glissement. La figure 102, relative à l'ensemble de l'intervalle Oxfordien supérieur-Berriasien, permet en effet de définir les grands traits de ce domaine.

Le premier caractère est la présence d'un sillon méridien, depuis Fours jusque Daluis. En effet les sens de courant relevés dans le Berriasien (zone B

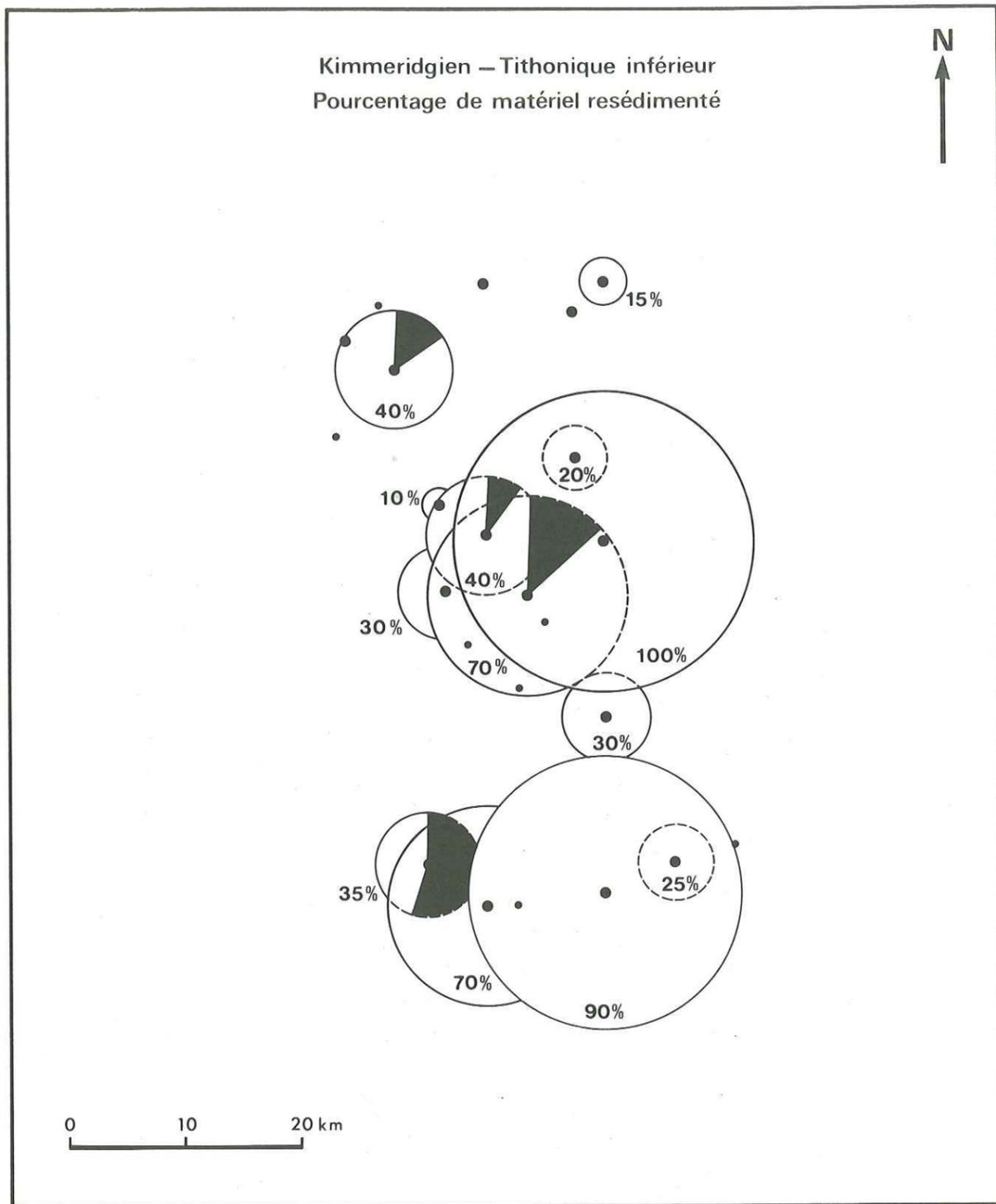


Figure - 101

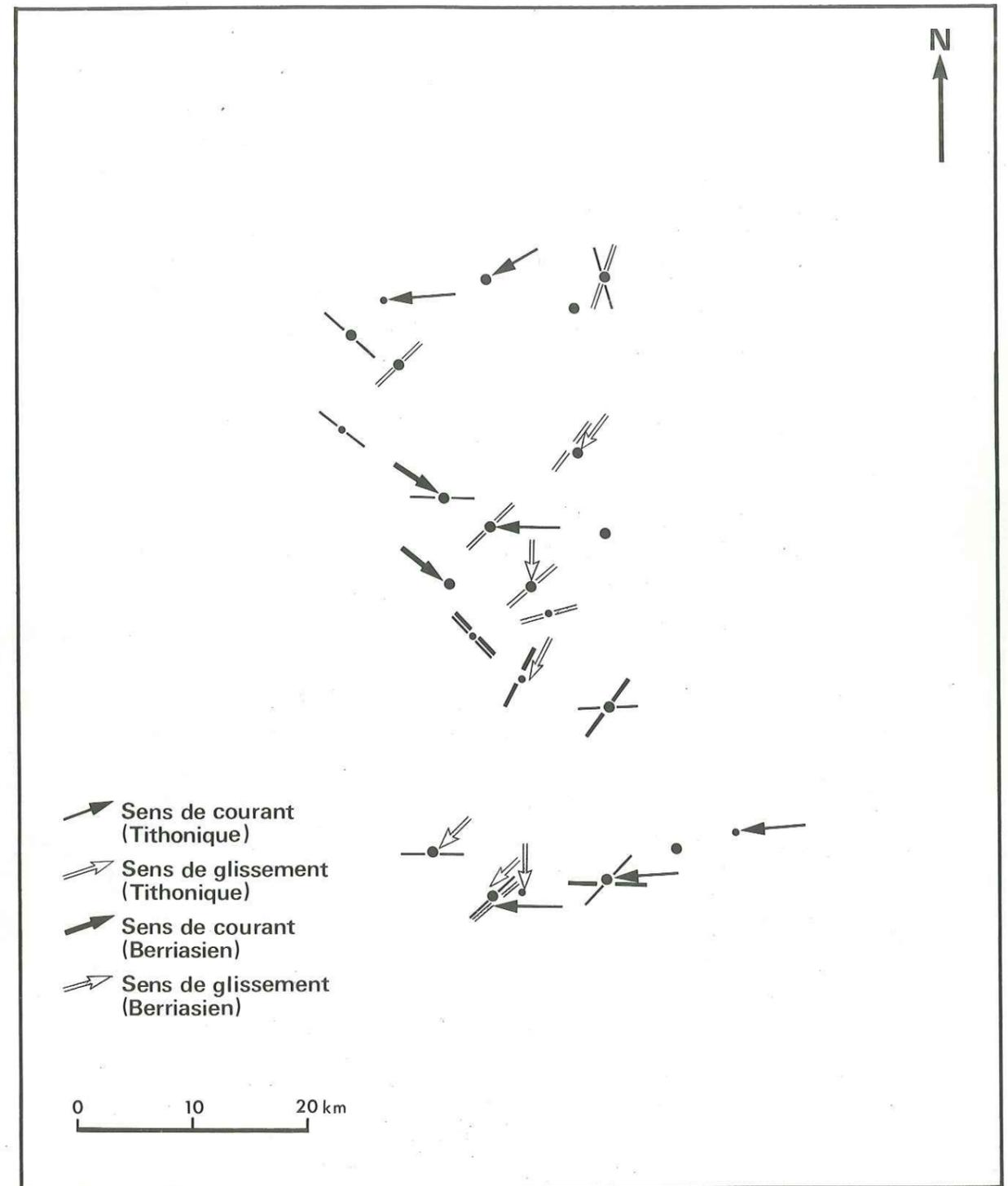


Figure - 102

à St-Martin d'Entraunes (ME), zone D à Entraunes (E)) sur le bord ouest, les sens de courant et glissement observés sur le bord est de Barcelonnette à Daluis, montrent la réalité de ce sillon. Les directions de courant observées au Queiron (Q), au Bouchier (BO) et à Enaux vont dans le même sens. Ce sillon présente un plongement vers le Sud observable sur l'ensemble du domaine.

Ce sillon du Var borde donc, vers l'Est, la zone haute du Verdon que nous avons analysée précédemment (zone du Vernet, p. 265). Vers l'Est, il est bordé par une zone plus haute dont on ne connaît pas l'évolution orientale.

Les sédiments que nous analysons s'inscrivent bien dans ce contexte : là encore les zones basses reçoivent des dépôts plus puissants, *relativement* moins re-sédimentés, et comportant des faisceaux contournés.

C'est dans ce cadre morphologique que l'on observera la répartition de la silice sur la figure 103. (Celle-ci est établie avec les mêmes conventions que la figure 87). On note là encore que l'abondance des accidents siliceux est dépendante de la morphologie : c'est la zone basse médiane, ce sillon du Var, qui comporte préférentiellement ces accidents siliceux.

Cette carte nous présente également la répartition des "faciès en éponge". Celle-ci mérite attention. En effet nous avons indiqué qu'il paraissait exister deux moments privilégiés où ce faciès se développait : peu avant l'apparition des Calpionelles, et peu après. Or la répartition est tout à fait singulière. Le premier temps correspond à des affleurements correspondant au *flanc est du sillon du Var* : ce sont les coupes TO, TS, DA, RI, SI. Le second correspondait (figure 87) à son *flanc ouest*, la partie S de la zone du Verdon : or il est

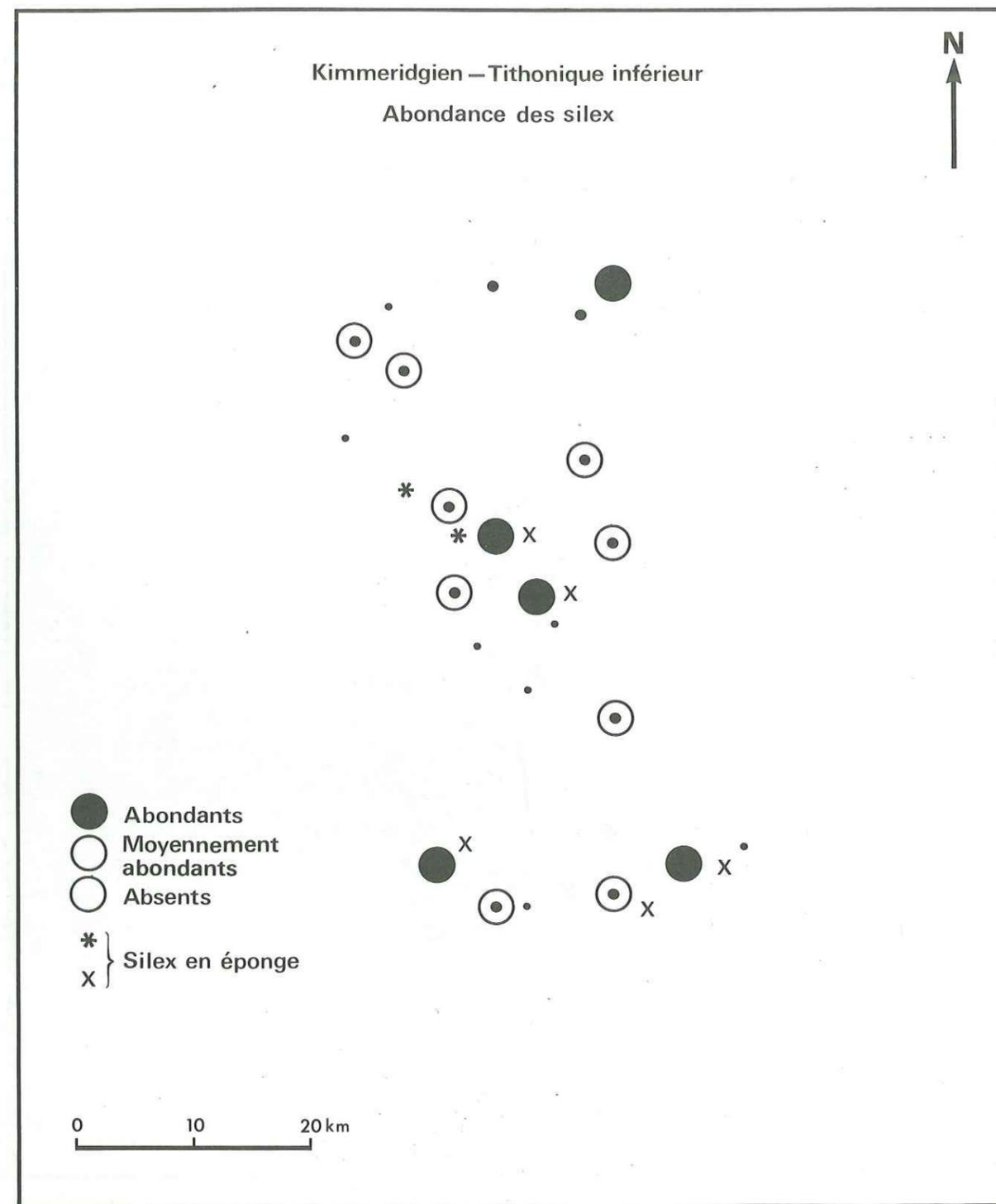


Figure - 103

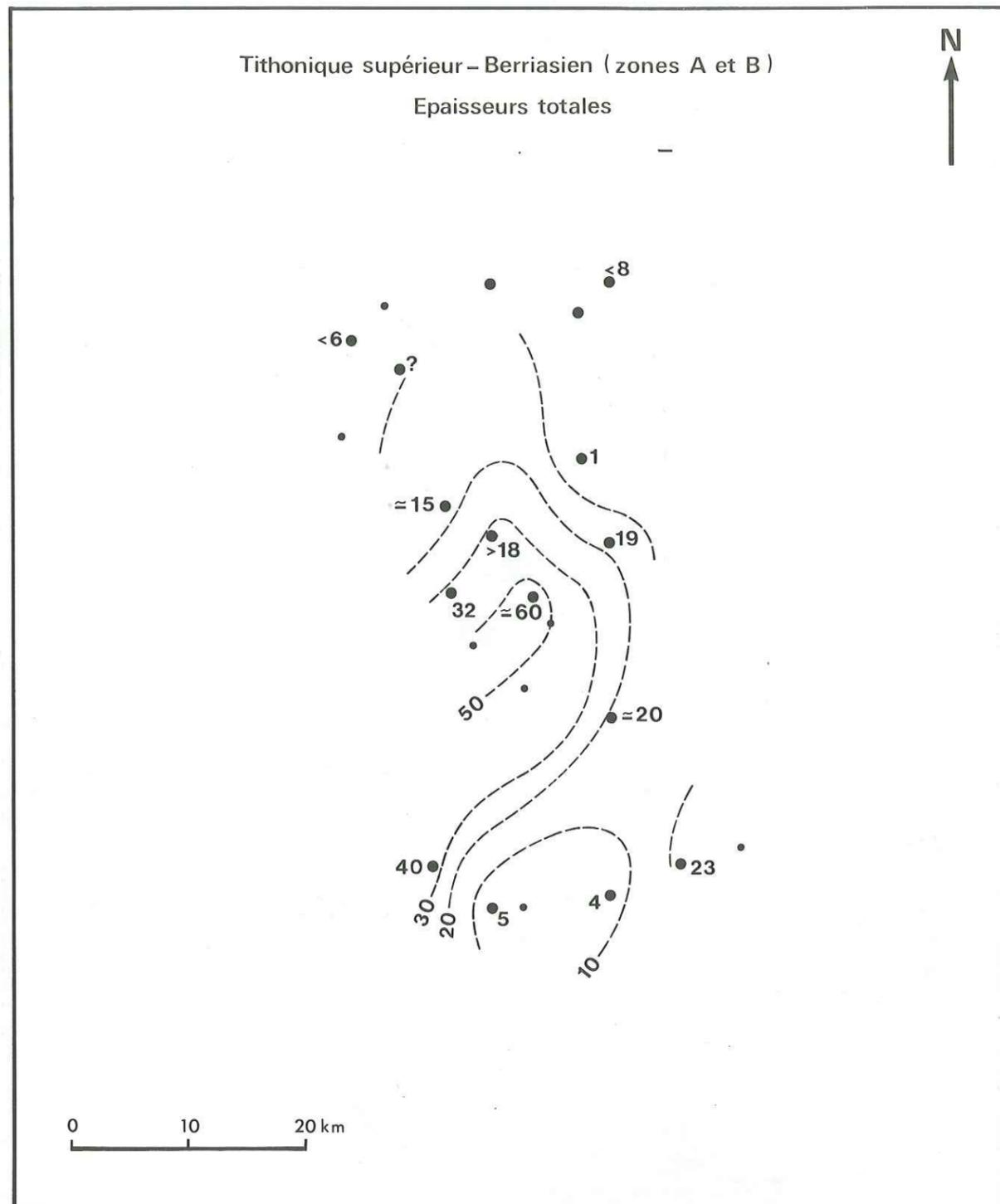


Figure - 104

représenté ici dans les coupes d'Entraunes et Trente Souches. Qui plus est, le seul point où l'on ait observé la superposition des deux, est cette même coupe de Trente Souches ; elle se trouve (figure 102) précisément sur l'axe de ce sillon. Cette convergence méthodologique doit être soulignée.

B - TITHONIQUE SUPÉRIEUR - BERRIASIEN : ZONES A et B

Trois cartes illustrent cet intervalle. Elles montrent (figure 104) que la distribution des épaisseurs totales présente les mêmes caractères : les sédiments puissants se sont déposés dans le sillon (les contrastes sont importants : à peu près rien à Demandols, environ 60 m aux Tourres). L'étude des faciès rejoint les mêmes conclusions : c'est dans ce sillon que se sont déposés les re-sédiments (figure 105), mais les pourcentages élevés (figure 106) s'observent pour les coupes correspondant à des puissances intermédiaires : il s'agit pour une part importante de faisceaux contournés, en particulier au Sud (LE, RI). On soulignera le fait que la coupe des Tourres qui comporte le remarquable empilement de séquences illustré par la figure 17, se trouve proche de l'axe du sillon.

C - BERRIASIEN, ZONE C

Les commentaires de la figure 107 seront concis : en effet si les épaisseurs dessinent une répartition tout à fait habituelle, avec un maximum dans la zone axiale, elles sont trop faibles pour que l'on puisse discuter leurs variations, ainsi que la distribution des faciès.

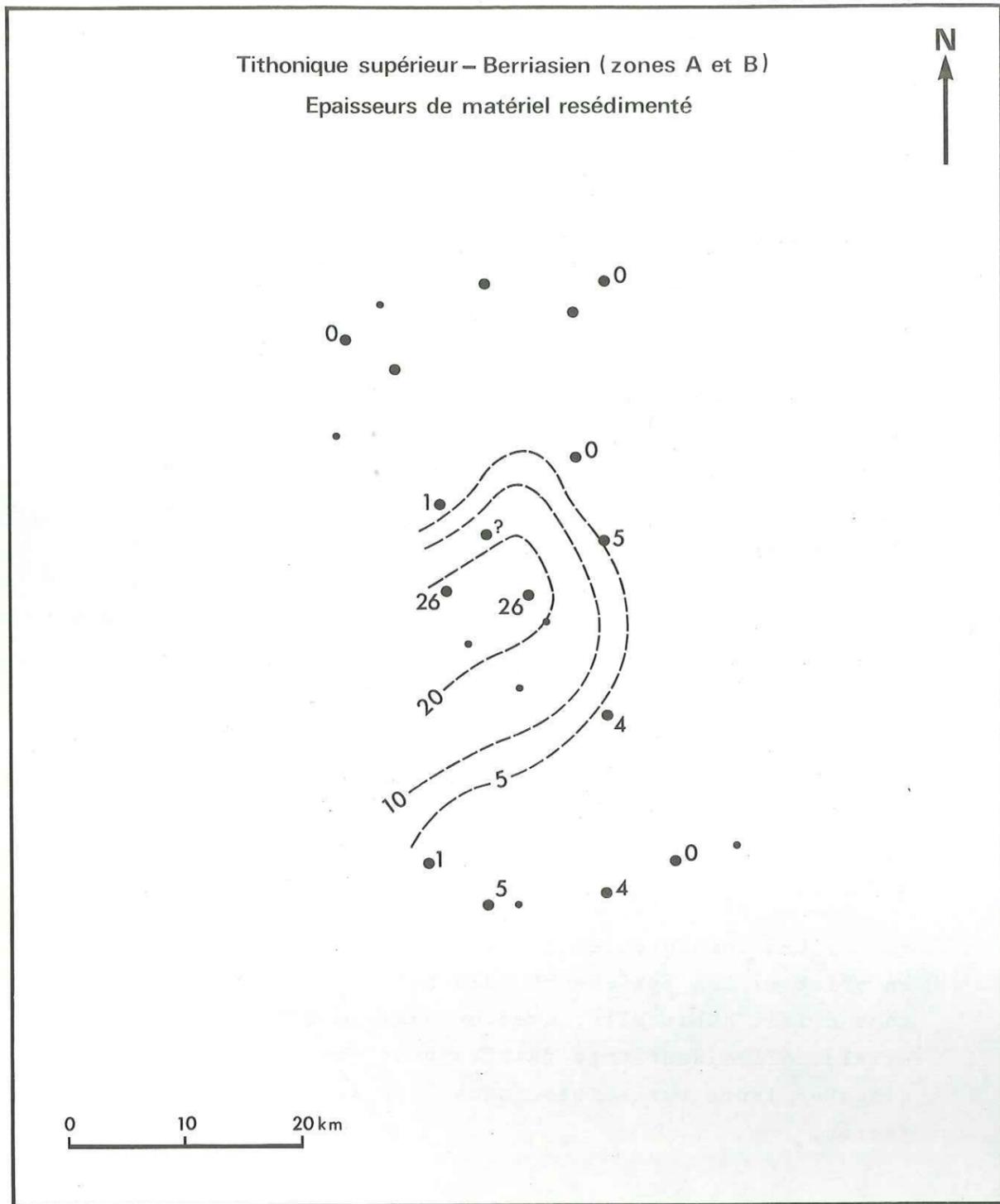


Figure - 105

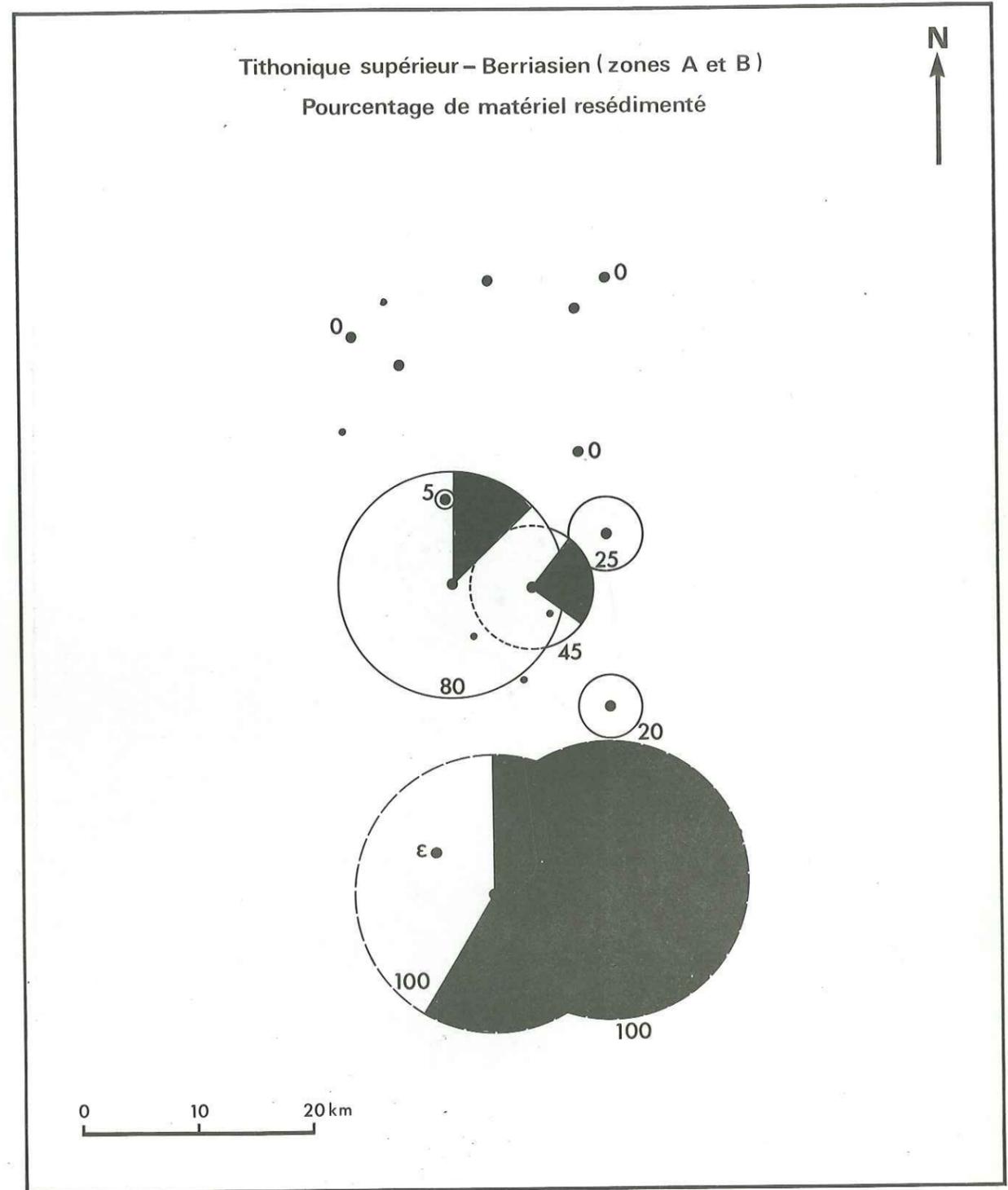


Figure - 106

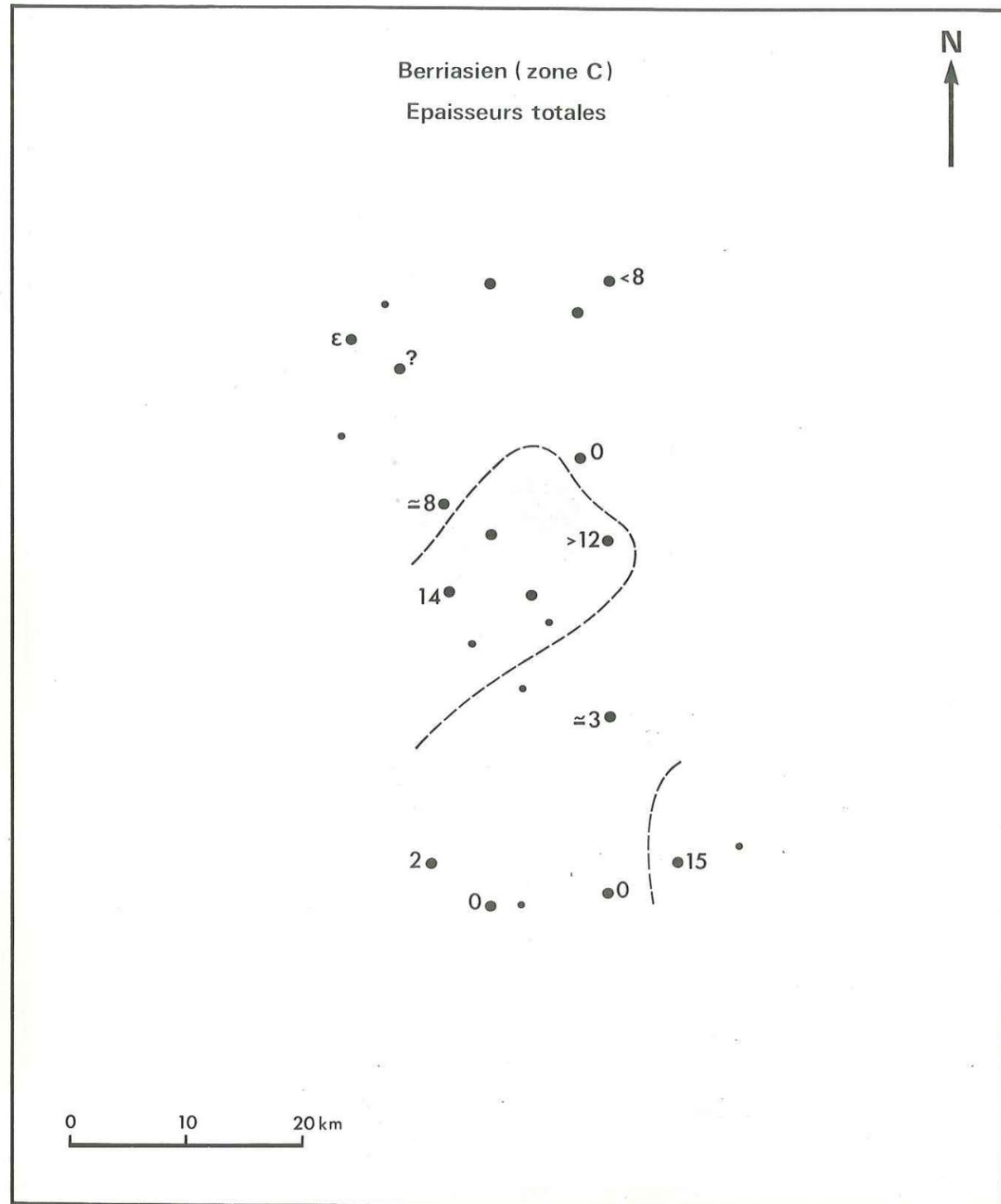


Figure - 107

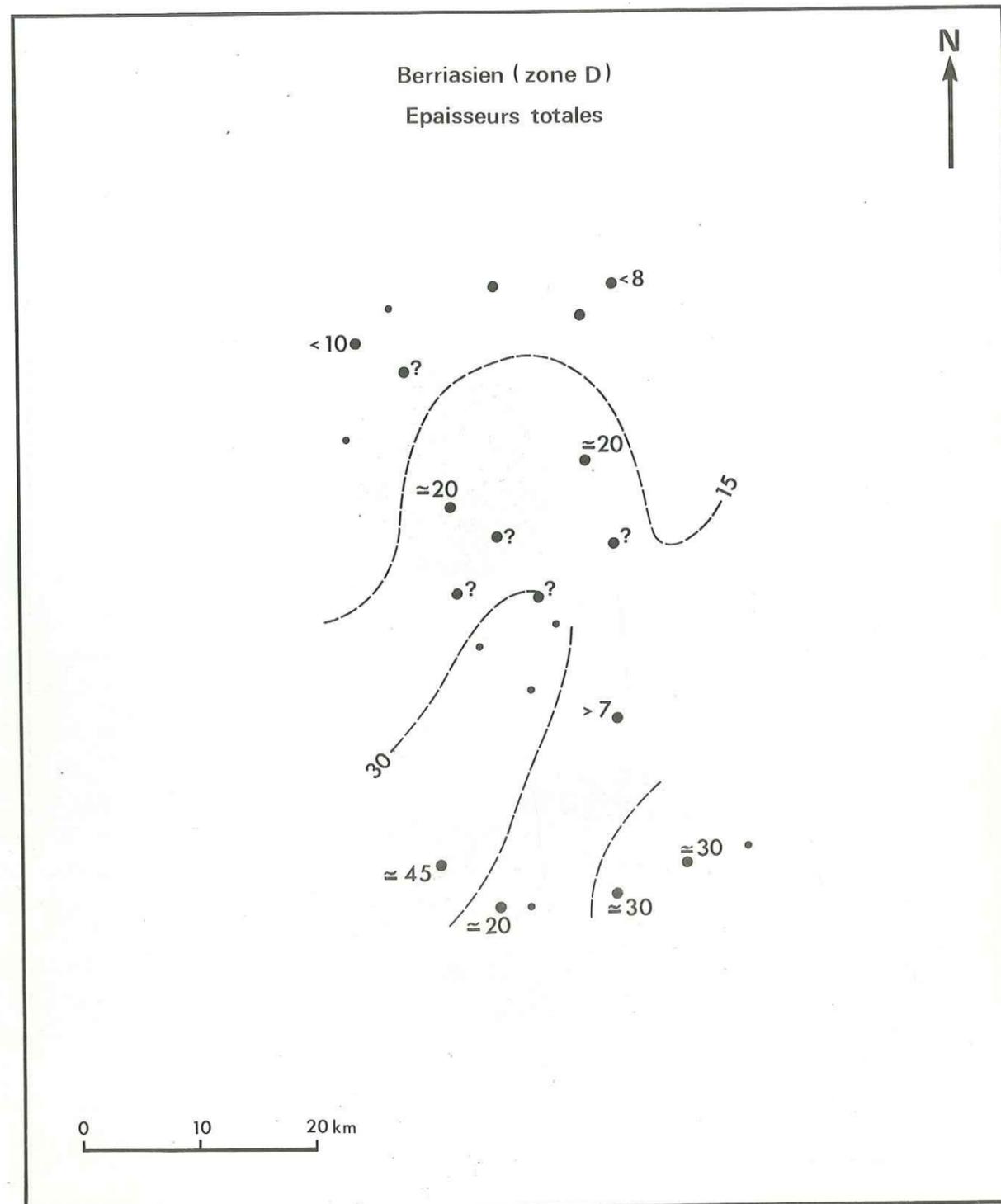


Figure - 108

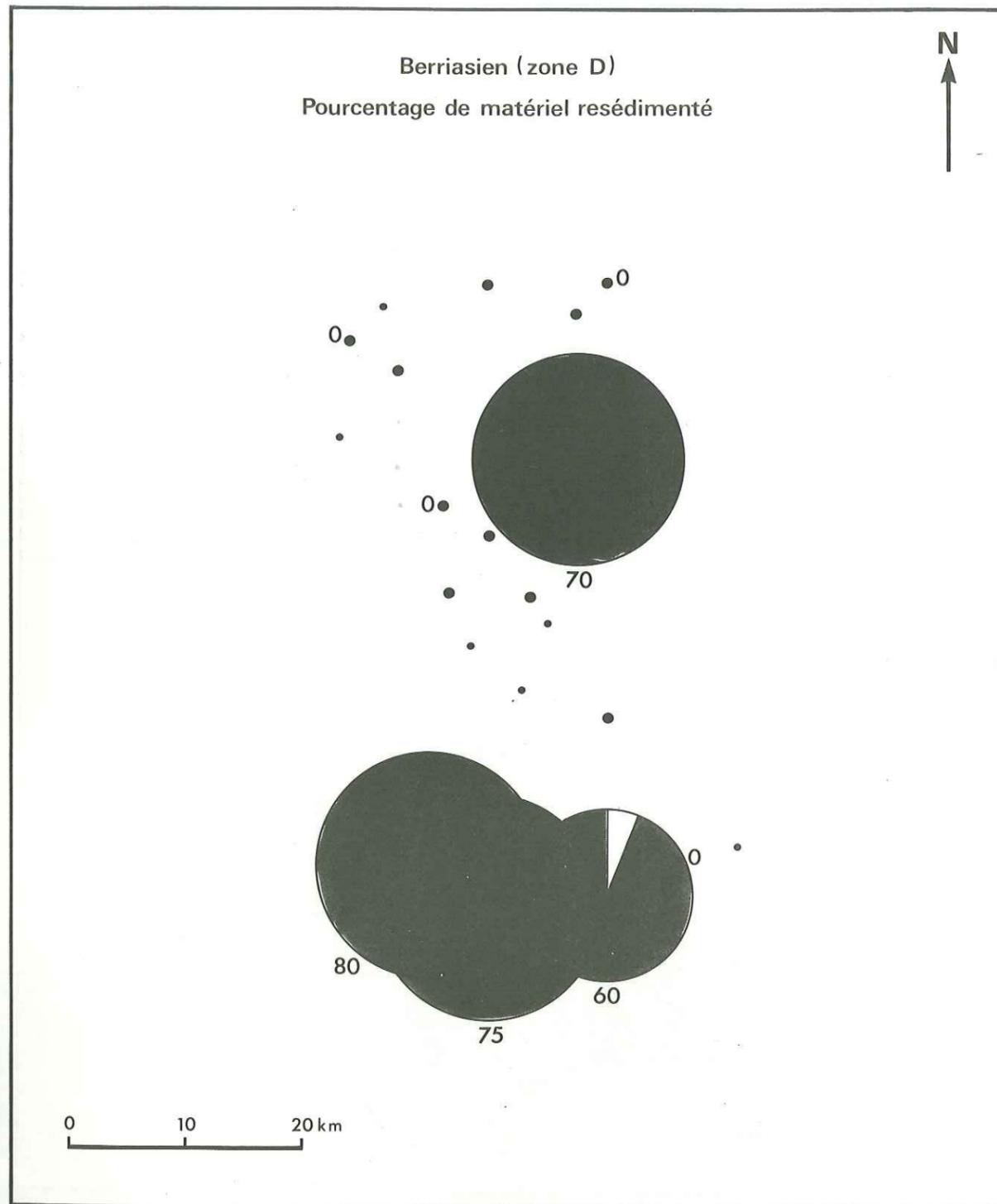


Figure - 109

D - BERRIASIEN, Zone D

Les marnes qui sont réapparues en zone C, prennent ici une importance plus grande. La figure 108, qui concerne les épaisseurs totales, montre une répartition héritée des précédentes : le sillon correspond aux fortes valeurs. La figure 109, relative aux pourcentages, indique elle que les sédiments sont constitués, dans la majeure partie des cas, par des faisceaux contournés qui s'accumulent préférentiellement sur la marge orientale. Revenant à la carte de la figure 102, on constate en effet que les glissements s'effectuent au Berriasien suivant une pente assez générale NE → SW.

L'analyse de ce second domaine montre ainsi les mêmes traits majeurs : une morphologie méridienne fonctionnant de façon pérenne et piégeant les quantités importantes de sédiment. Passons maintenant à l'échelle de l'ensemble du bassin.

IV - LE BASSIN ET SON EVOLUTION

Nous avons analysé précédemment le domaine situé entre la Durance et la Tinée, en deux régions que nous avons disjointes. Mais il apparaissait déjà que cet ensemble, situé au Nord du domaine des "calcaires blancs", présentait une architecture pérenne caractérisée par deux sillons sub-méridiens plongeant vers le Sud (sillon du Buech à l'Ouest, sillon du Var à l'Est), encadrant une zone haute, celle du Verdon. Nous allons maintenant élargir le champ d'investigation : dans un premier temps en se dirigeant vers l'Ouest jusque vers Die ; dans un second en observant les relations avec les marges.

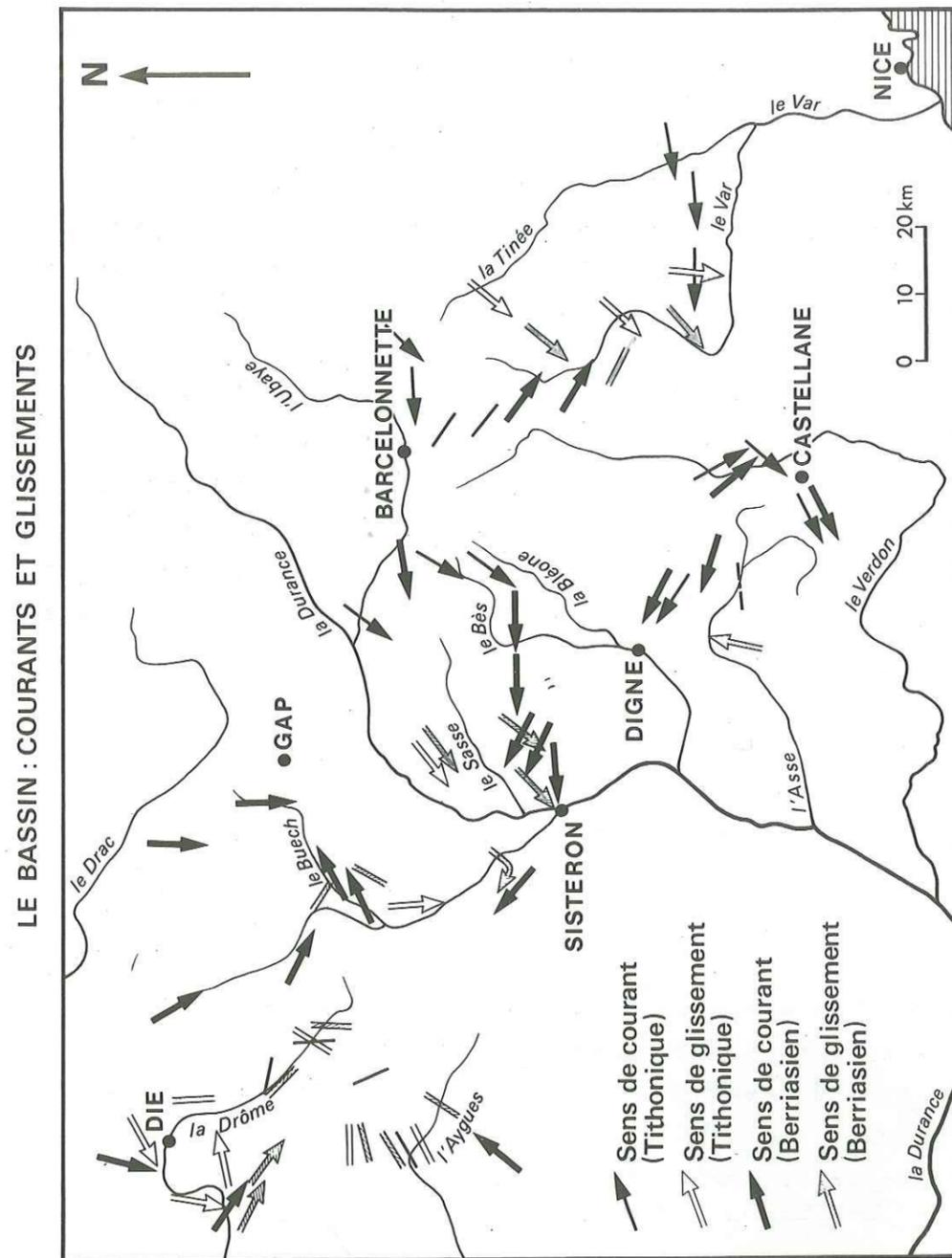


Figure - 110

A - ENTRE LA DROME ET LA TINÉE

L'examen de ce domaine revient à compléter les reconstitutions précédentes par l'examen de la région située à l'Ouest de la Durance. C'est un point que nous avons abordé lors de l'étude du Canyon de Céüse.

Nous disposons là des résultats des travaux de REMANE (1966, 1970) pour le Tithonique et LE HEGARAT (1973) pour le Berriasien, complétés par nos observations.

REMANE, étudiant les caractères et la répartition des brèches de resédimentation du Tithonique supérieur, indique s'il s'agit de turbidites localisées dans deux canyons sous-marins, l'un au N depuis Pontaix jusque dans la région de Serres, l'autre dans les gorges de la Méouge. (Le premier, nous l'avons montré, se prolonge dans la région de Céüse). On ajoutera que REMANE souligne l'origine "péri-récifale" d'une partie du matériel ainsi remanié.

Les résultats de LE HEGARAT concernent donc le Berriasien, depuis l'Ardèche jusqu'à la Durance. On retiendra ici l'héritage des morphologies mises en évidence au Tithonique : les resédiments, sous forme de conglomérats ou faisceaux contournés, s'accablent au long de zones basses encadrant des zones "stables" : ce sont les "alignements Pontaix-Le Chouet et les Pilles-la Méouge", c'est à dire précisément les morphologies qu'individualise REMANE au Tithonique.

L'observation des sens de courant et glissement (figure 110*) confirme les résultats de ces deux auteurs, en particulier pour le canyon de Céüse dans sa partie amont : en effet les accumulations de resédiments particulièrement chaotiques dans cette zone où les "lacunes" sont importantes (au Tithonique supérieur, zones A et B en particulier), s'accompagnent d'une convergence des

(*) établie en position actuelle des lieux d'observation.

pentés et d'un dessin sinueux de la morphologie depuis Marignac-Pontaix jusque Serres et Céüse : la source de ce matériel redéposé peut alors assez logiquement être recherchée vers le Nord (ALLIOT et al. 1964, LE HEGARAT 1973, p. 415), comme l'indique la distribution des pentés au N et à l'W de Die.

On ajoutera qu'un tel dessin du Canyon de Céüse permet de rendre compte des observations de J. GOGUEL (1944) qui le premier indiquait la présence de faisceaux contournés dans le Séquanien au S de Die, en bordure de la Drôme et insistait sur l'extension limitée de ces faciès "le long d'une ligne Die-La Pierre" : c'est déjà le canyon de Céüse qui conditionne cette répartition : nous retrouvons ici les résultats que nous proposons dans la région de Veynes : *le canyon de Céüse a fonctionné dès l'Oxfordien supérieur.*

On note par contre que s'il existe une morphologie analogue plus au Sud, correspondant à l'alignement Les Pilles-La Méouge de LE HEGARAT, l'empilement de résédiments observable dans la coupe des Gorges de la Méouge - Le Pomét provient vraisemblablement d'une alimentation orientale : en effet les mesures de paléocourants (Chenaux, Flute casts et Crescent casts) indiquent (au Berriasien supérieur) un sens $140 \rightarrow 320$, tandis que les directions de glissement relevées (en zone C) correspondent à un déplacement $30 - 210$; on serait alors fondé à voir là non pas le prolongement d'une morphologie occidentale (celle de l'Aygues ?) mais sans doute le débouché du canyon de Pierre Ecrite.

L'image devient alors assez simple (figure 111) : deux sillons sub-méridiens s'individualisent dès l'Oxfordien supérieur (et ceci est corroboré par la distribution des faciès calcaires au sommet de l'Oxfordien, faciès qui ne franchissent pas, vers l'Est, la "barrière en creux" du sillon du Buech). Il s'agit, à l'Ouest, du sillon du Buech, à l'Est du sillon du Var. Le premier est

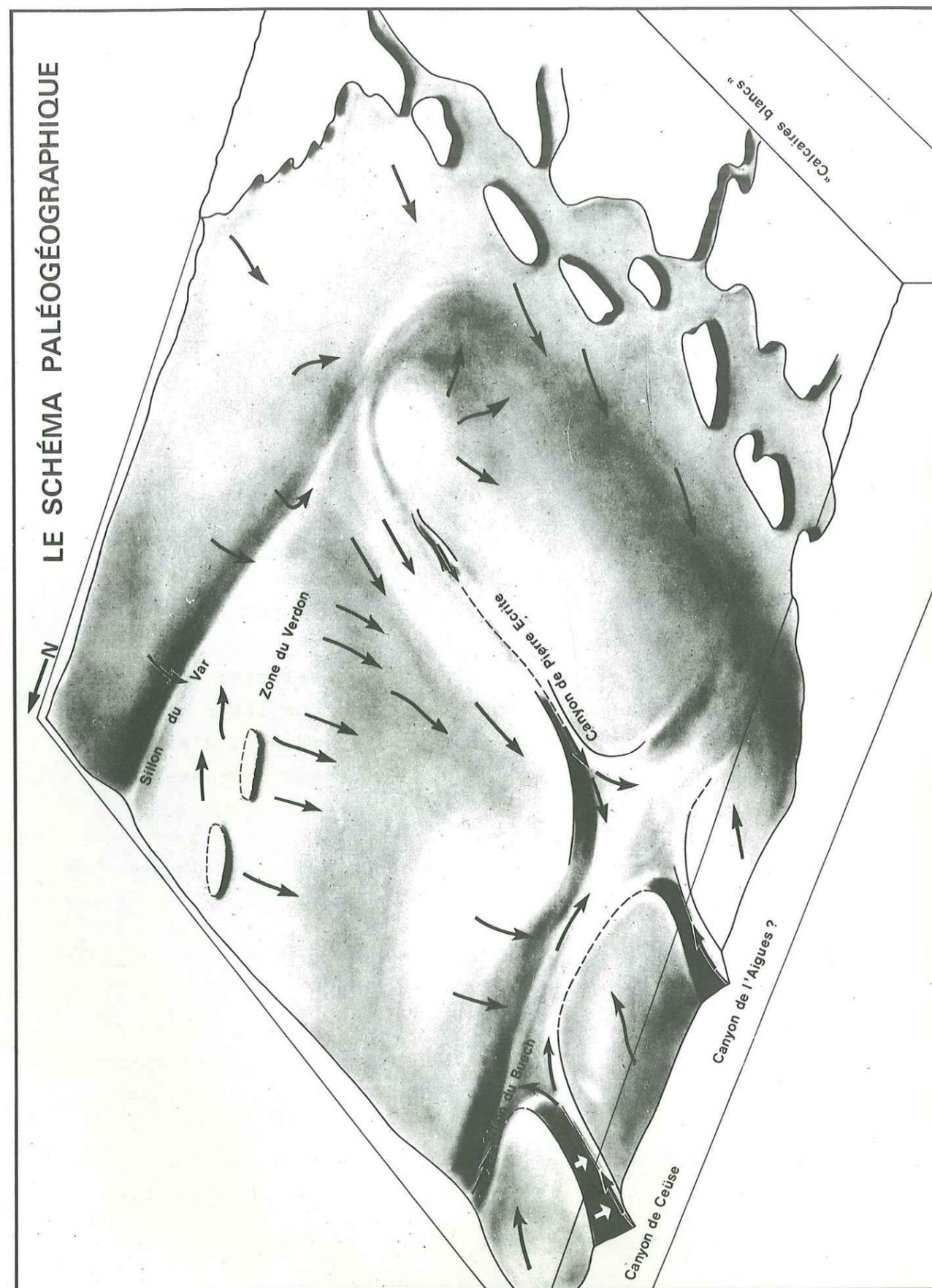


Figure - 111

bordé sur son flanc occidental par une pente assez régulière entaillée, au N, par le canyon de Céüse (depuis la région de Die jusqu'à Veynes) et peut-être au S par une morphologie analogue (au long de l'Aygues). Le flanc oriental est plus complexe (peut-être parce qu'analysé avec plus de détail) : il s'agit d'une pente générale d'Est en Ouest, entaillée par le canyon de Pierre Ecrite (depuis Saint-Martin jusque vers Pierre Ecrite et le Pomet) et présentant des morphologies localement moins cylindriques : ainsi sans doute l'individualisation de deux pôles, au N et au S du Cheval-Blanc.

Tout cet ensemble plonge vers le Sud.

Il en est de même pour le sillon du Var, flanqué de part et d'autre par des pentes à composante sud.

La zone haute intermédiaire, zone du Verdon, est mal connue dans sa partie culminante, en raison du recouvrement par les dépôts tertiaires et par les nappes.

L'approche que nous venons de développer est purement morphologique. Nous allons la compléter d'une part en considérant les caractères des marges, d'autre part en replaçant les dépôts analysés dans ce contexte morphologique.

B - LE BASSIN SUBALPIN

L'examen des marges est malaisé. En effet il est relativement facile de situer les faciès de "plate-forme" que représentent les calcaires blancs au Sud, les "faciès purbeckiens" au Nord ou les "faciès récifaux", à l'Ouest (figure 112) ; ainsi que nous l'avons indiqué, des analyses très pertinentes en ont été conduites respectivement par P. COTILLON et TEMPIER, LE HEGARAT et BODEUR : on reconstitue dans ces différents cas des environnements qui, bien que variés et évolutifs, corres-

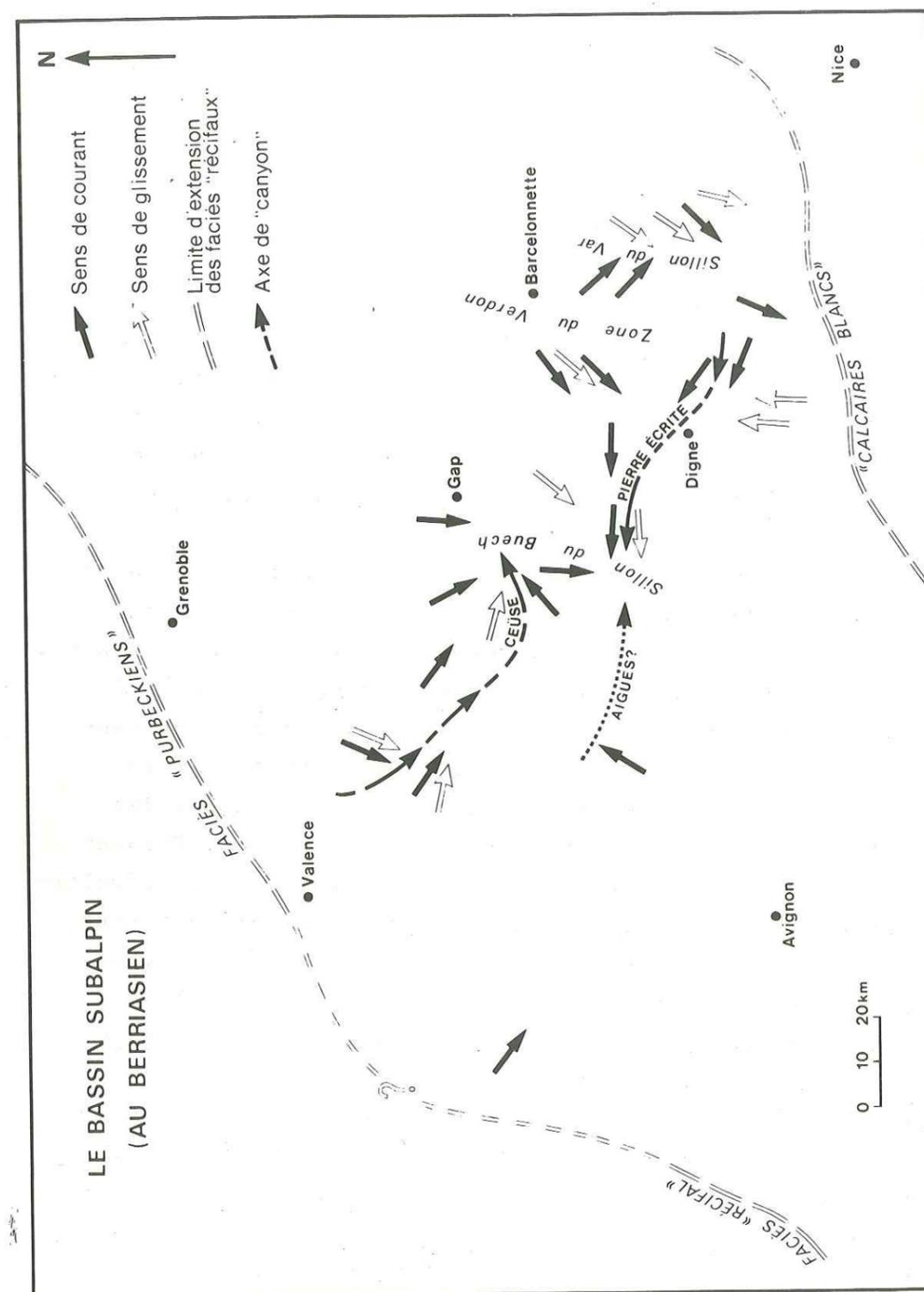


Figure - 112

pondent à des conditions de faible profondeur constantes sur des surfaces notables. D'où l'image de *plate-formes stables*.

Nous avons présenté ci-dessus l'architecture propre du bassin : elle est caractérisée par une structure sub-méridienne (alors que l'allongement général est ici Est-Ouest) en rides et sillons, à laquelle se surimposent des canyons sous-marins.

Le raccordement entre les deux domaines est mal connu. Il semble bien que pour l'instant au moins le meilleur exemple en soit la bordure méridionale, bien que les déformations (essentiellement le chevauchement du pays subalpin sur la Provence) aient télescopé cette zone.

C'est cette marge Sud du bassin qui est étudiée sur la figure 113 entre Vergons au N et Taulanne au S. On y voit proposée une corrélation entre ces deux coupes, tenant compte des indications morphologiques liées à la reconstitution des pentes. Les épaisseurs sont respectées, mais ni les profondeurs (conventionnelles) ni les distances. On voit cependant que la marge des calcaires blancs est caractérisée - depuis l'Oxfordien supérieur jusqu'au Berriasien supérieur - par le développement d'un corps calcaire puissant s'amincissant vers le Nord. A l'Oxfordien, une part importante des dépôts y correspond à des résédiments glissés (depuis le Sud) sur la pente. Vers le Nord par contre, dans le bassin (et ceci illustre bien l'existence d'une "barrière en creux" qui court d'Est en Ouest au pied de la pente se raccordant avec le domaine méridional carbonaté), l'Oxfordien supérieur et la plus grande partie du Berriasien enregistrent des dépôts marno-calcaires : le corps carbonaté est limité et les dépôts moins épais. En outre ces sédiments se déposent également sous

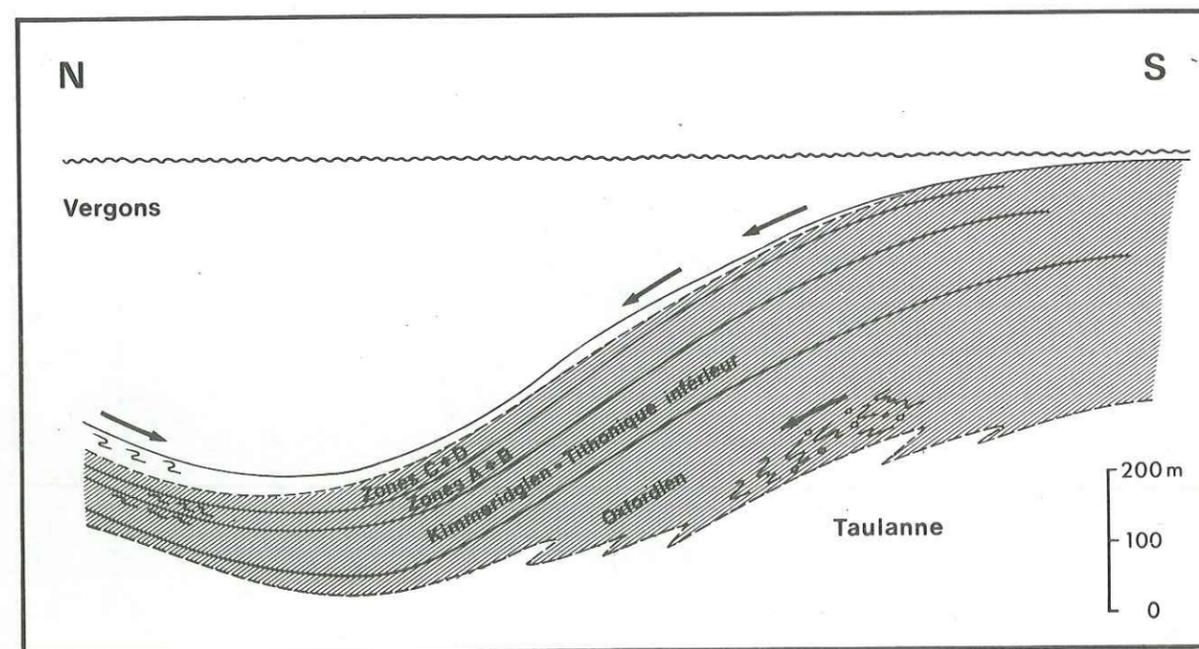


Figure -113

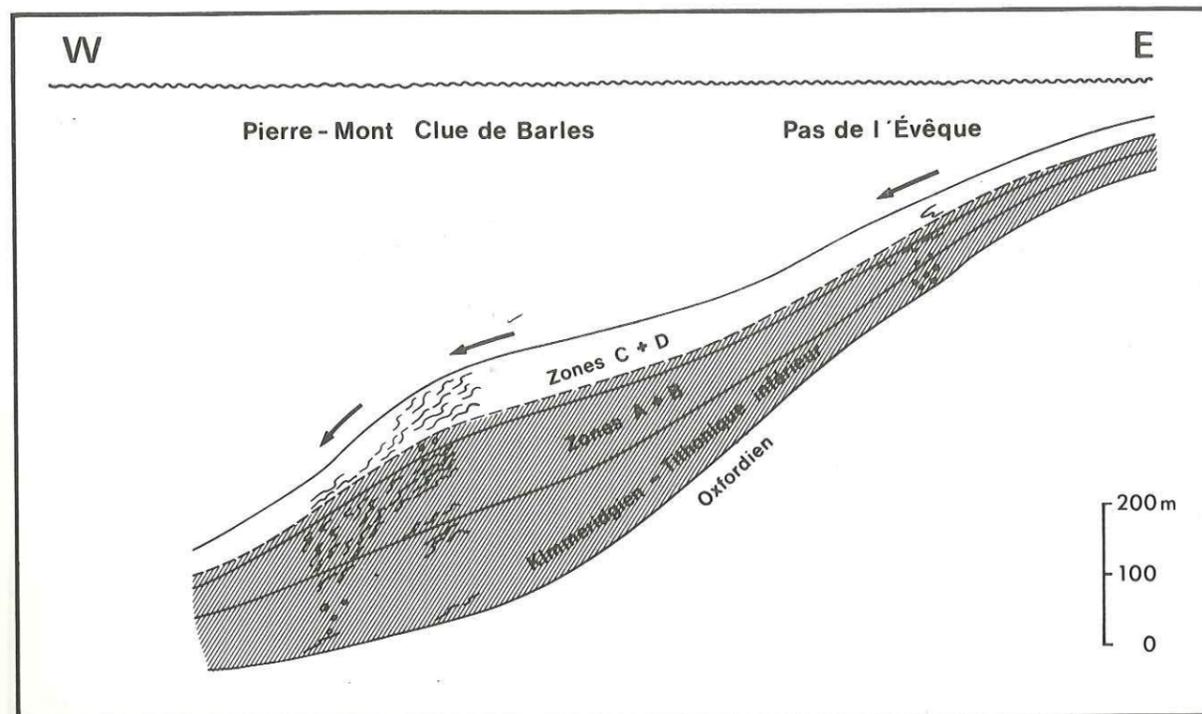


Figure - 114

l'influence d'une pente, mais d'une pente N → S (termination S de la ride du Verdon), c'est à dire propre au bassin, à l'exclusion de toute influence de la marge méridionale.

Si un tel schéma paraît bien applicable à la marge sud, il ne paraît pas possible de l'étendre aux autres bordures : autant qu'on le sache, la marge septentrionale se raccordait régulièrement au fond, et le bord Ouest, à faciès récifaux, se prolongeait également par une pente en direction des fonds (pente attestée par des faisceaux contournés, voir in DELFAUD et al. 1975).

Le schéma de la figure 113 permettant de resituer les différences de nature, de faciès et d'épaisseur de dépôt entre une coupe située sur la pente au front des calcaires blancs (T) et une autre (J) appartenant au bassin, me paraît devoir être comparé avec deux autres ; l'un montre les relations entre des coupes situées sur le flanc d'un même sillon (du Pas de l'Évêque à Pierre Mont) dans le bassin, l'autre présente un profil tracé dans la zone d'un canyon (celui de Céüse). Le premier (figure 114) nous montre, sur le flanc W de la zone haute du Verdon, que les fortes épaisseurs de sédiment correspondent à une localisation préférentielle des resédiments sur la pente : ni vers le haut, où les brèches sont relativement abondantes mais les épaisseurs faibles, ni tout en bas où les épaisseurs vont se réduisant et où les apports proviennent en grande partie du transfert depuis les points hauts par l'intermédiaire de morphologies sous-marines de type canyon : c'est à un prisme de resédiment que correspondent les fortes épaisseurs observées par exemple à la Clue de Barles ; et ce en particulier pour les faciès calcaires du Tithonique.

Le troisième profil (figure 115 extraite de la

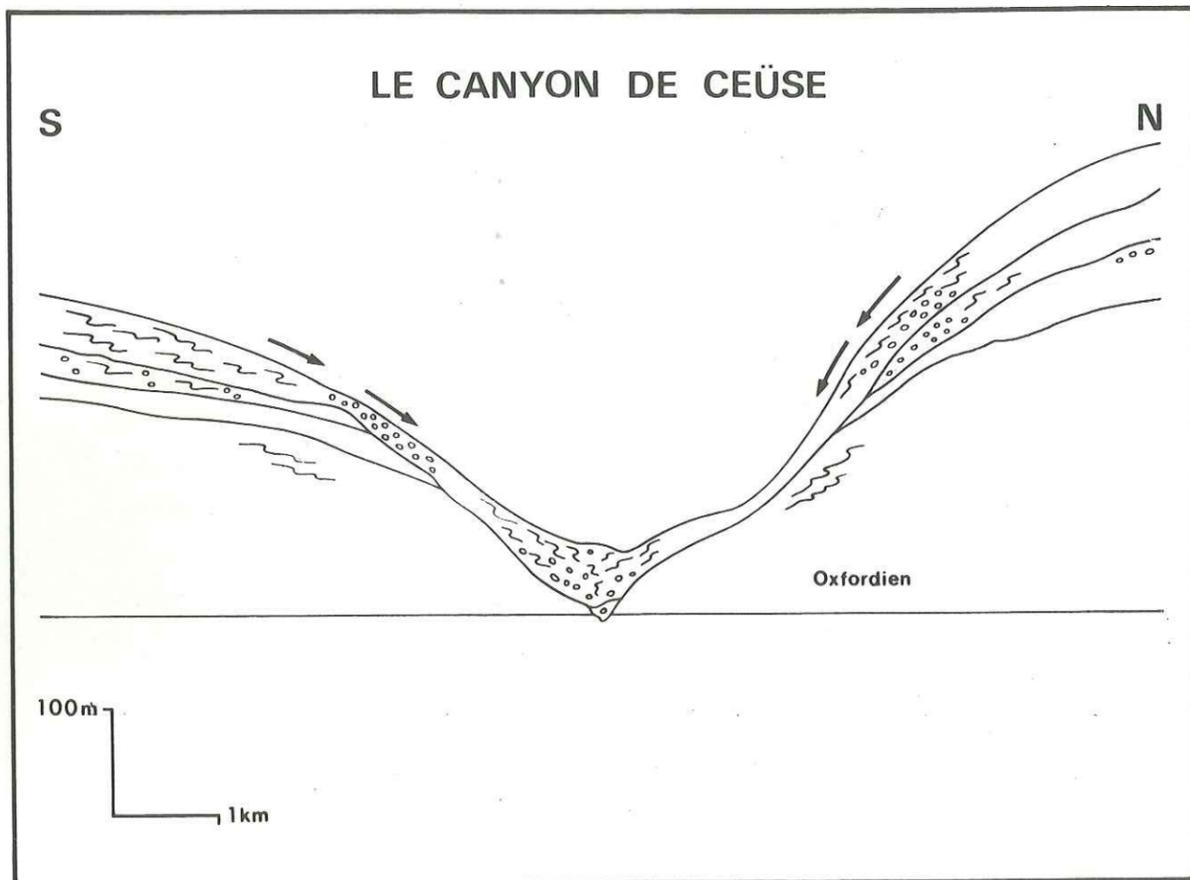


Figure - 115

figure 67) correspond à une zone bien différente des précédentes ; il s'agit du canyon de Céüse dans la région située au S de Veynes. Nous savons être là près du débouché de cette vallée sous-marine dans le sillon du Buech : les profondeurs, dans la zone axiale, dépassent, nous l'avons montré, plusieurs centaines de mètres, atteignant très vraisemblablement plus de mille mètres. Les contrastes d'épaisseurs et de faciès sont ici les plus accusés : on rappellera simplement que l'intervalle Oxfordien moyen-Berriasien supérieur correspond localement à une vacuité résultante complète, que les flancs du canyon, fort pentus (localement 40 %) correspondent à de très faibles épaisseurs, les sédiments ne pouvant que difficilement y demeurer stables, enfin que le comblement s'effectue sous la forme de faisceaux contournés très démantelés et de conglomérats dont une partie au moins de la source doit être recherchée, vers le N-W, à une distance de plus de 50 km.

Voici donc rappelés trois domaines résumant assez bien les différentes reconstitutions effectuées. Tous les trois sont caractérisés par une remarquable pérennité des conditions : la marge méridionale a fonctionné comme telle depuis l'Oxfordien (au moins) jusqu'au Valanginien (au moins), la ride du Verdon a contrôlé la distribution des épaisseurs et des faciès tout au long de l'intervalle, le canyon de Céüse a fonctionné depuis l'Oxfordien supérieur jusqu'au Valanginien. Et ceci peut-être généralisé sur l'ensemble du bassin ; certes la nature des dépôts a changé, correspondant à la grande évolution conduisant d'un pôle argileux (Callovien-Oxfordien) à un pôle carbonaté (Tithonique) puis à un retour à un pôle argileux (Valanginien-Hauterivien) avant le pôle carbonaté (Barrémien). Cette évolution que nous percevons *cyclique* dans le bassin, sans importante discontinuité

(DELFAUD et al. 1975), se révèle *rythmique* dans le domaine des marges (BEAUDOIN, COTILLON in BEAUDOIN et al. 1975). Cependant ces pulsations ne se traduisent, dans le bassin, que par des changements dans la nature des dépôts; les processus de dépôt demeurent identiques, et les morphologies pérennes.

Au long des 15-20 MA dont nous avons étudié les dépôts dans cette partie du bassin subalpin, demeure un ensemble morphologique caractérisé par des marges stables où se développent des "faciès de plate-forme" tandis que la répartition des sédiments dans le bassin se réalise sous l'influence de pentes qui, en plus de celles correspondant au raccordement des marges, dessinent un système de rides et sillons sub-méridiens. Cette morphologie d'ensemble est entaillée par des vallées sous-marines, des canyons très proches par leurs caractéristiques de ceux connus dans l'actuel, qui servent de lieu de transit préférentiel aux matériaux d'origine néritique qui sont redéposés dans les parties les plus profondes du bassin.

Modulés par des grandes variations de la nature des dépôts (relevant de causes externes au bassin), les sédiments correspondent, à l'exclusion des marges, d'une façon générale à des resédiments, qu'il s'agisse des faisceaux contournés liés à des glissements sur les pentes, de niveaux détritiques résultant du démantèlement des précédents ou d'une mise en place sous l'action de courants turbides (en envisageant tous les intermédiaires) et même aussi des faciès fins, bancs calcaires et couples calcaires - marne qui participent eux aussi (ou au moins partie d'entre eux) de ce dernier mode de mise en place.

Si l'on s'éloigne du bassin subalpin, et l'on recherche l'évolution des domaines voisins pendant la même tranche de temps, on retrouve en premier lieu le même grand rythme fondamental autour du pôle carbonaté du Tithonique. Mais il n'est pas toujours possible d'harmoniser les résultats actuels avec nos propres travaux, dans la mesure où les méthodes d'analyses ne sont généralement pas analogues.

Vers l'Est, les travaux récents concernent le domaine briançonnais ; ils sont conduits par M. BOURBON. On retiendra ici que l'auteur résume ainsi ses conceptions (1977) : "la paléomorphologie sous-marine du Briançonnais externe pendant le Malm-Crétacé inférieur a été marquée par l'évolution de reliefs fortement contrastés, dont les points bas dépassaient la surface de compensation des carbonates de l'époque. La différenciation de ces reliefs et leur enfoncement à partir d'une plate forme située à fleur d'eau datent du Callovien-Oxfordien inférieur".

En ce qui concerne les processus sédimentaires, BOURBON souligne l'existence de reliefs escarpés engendrant des *brèches* liées à l'écroulement de falaises (correspondant à des failles synsédimentaires) et des *faisceaux contournés*. Ces deux faciès correspondent naturellement à des *resédiments*. Revenant sur l'origine des hard grounds minéralisés, l'auteur propose qu'"il est difficile, en chaque lieu précis, de trancher entre ces deux types de processus :

1) l'action des courants sur les hauts fonds... ; c'est l'hypothèse qui a été retenue en priorité jusqu'à maintenant, et 2) un fond marin trop incliné pour que les sédiments puissent s'y maintenir".

Ainsi donc peut on voir dans cette zone briançonnaise, au Jurassique Terminal-Berriasien, une morphologie

contrastée, méridienne (?), présentant des *pentés importantes* "suffisamment fortes pendant toute cette période pour déclencher des glissements synsédimentaires et des turbidites, avec un net maximum au Berriasien moyen et supérieur" (*ibid.*).

L'auteur a donc retrouvé dans ce domaine briançonnais les caractères majeurs que nous observions dans la zone plus occidentale : pérennité de pentes gouvernant la redistribution des sédiments. Les différences ne sont alors que dans la distribution des reliefs et des profondeurs localement atteintes.

Les difficultés de reconstitution structurale précises ainsi que la quasi-absence d'indications directionnelles interdisent de raccorder en toute certitude ce domaine briançonnais à notre partie de bassin. On le tentera cependant sur la figure 116. Mais avant cela poursuivons notre profil, cette fois vers l'Ouest.

Sur la marge occidentale, nous rencontrons donc, à la bordure cévenole, les faciès de pente, de récifs et d'arrière-récif décrits par BODEUR (1975) ; vers l'Ouest encore, on atteint le domaine aquitain pour la reconstitution auquel on se référera à l'ATLAS récemment publié (B.R.G.M., *et al.*, 1974).

A l'Oxfordien supérieur, le schéma hérité du Dogger se maintient, si bien que l'on note d'Est en Ouest la succession des faciès de plate forme interne, du domaine-barrière et de la plate forme externe. Cette géométrie méridienne se module par l'apparition de structures W.NW -E.SE.

Le Kimméridgien correspond à des changements importants dans la paléogéographie. On en retiendra surtout (*ibid*) l'homogénéisation des conditions, correspondant au dépôt de faciès uniformes intertidaux (avec développement local d'évaporites). La partie supérieure du

Kimméridgien et le Tithonique voient la poursuite de cette tendance, avec l'installation de faciès confinés (dolomies, évaporites...). Cette évolution régressive se prolongera au Berriasien pour achever ce cycle jurassique.

On en retiendra donc que tout ce domaine, enregistrant certes la même évolution "régressive" que celle que nous notions vers le "pôle carbonaté" du Tithonique (Berriasien), se caractérise essentiellement par sa stabilité, trait majeur qui l'oppose, au delà des différences de faciès, à la mobilité du domaine subalpin et de son prolongement oriental vers les domaines "internes".

C'est ce point essentiel qui est illustré par le profil schématique de la figure 116.

Cette figure nous montre en effet que si le secteur occidental, aquitain, correspond à un enfoncement subsidant de dépôts de faible à très faible profondeur se réalisant sur une vaste plate-forme stable, le domaine oriental quant à lui montre une morphologie beaucoup plus complexe, où la sédimentation est d'abord gouvernée par l'existence de pentés ; cette architecture subméridienne est demeurée semblable tout au long du Jurassique terminal - Berriasien, traduisant une subsidence différentielle liée à la mobilité du bassin, plus généralement de la marge occidentale du vaste bassin téthysien.

Au-delà de ces observations, on est conduit à examiner plus avant la signification de ces zones pérennes. Et cela en élargissant le champ chronologique. En effet, les traits majeurs que sont, d'Ouest en Est, la marge cévenole, le sillon du Buech, le sillon du Var, puis la zone accidentée couvrant les domaines sub-briançonnais et briançonnais, et au Nord, et au Sud la

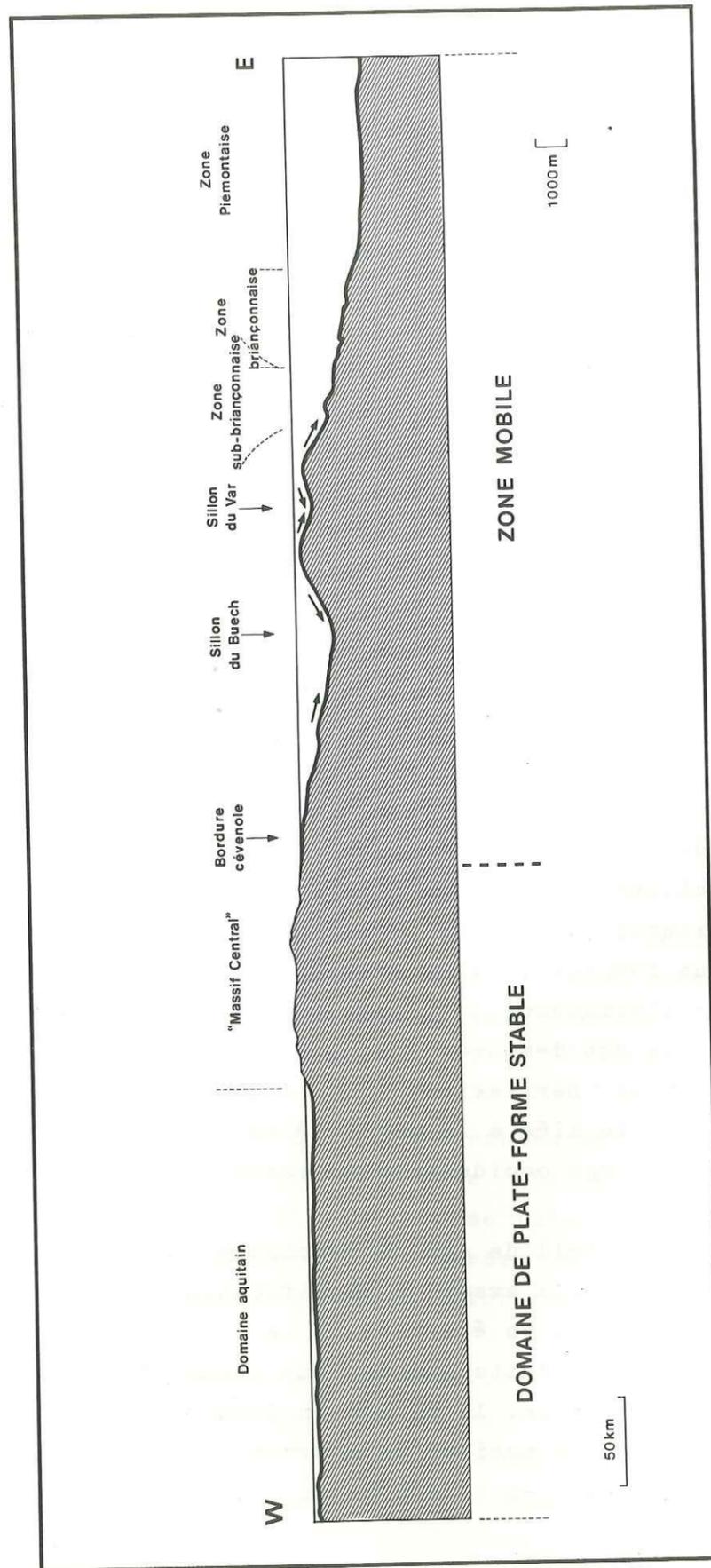


Figure - 116

marge du Jura et la marge provençale, vont perdurer au long du Crétacé, structurant un bassin marin dont les caractères seront -en grand- fort voisins de ceux que nous avons dégagés.

Au Jurassique inférieur et moyen, dans des conditions de dépôt assez différentes, l'influence des mêmes traits structuraux s'exprimait déjà.

Et au long du Tertiaire, on retrouvera, et dans la répartition des faciès marins ou continentaux (Eocène supérieur-Oligocène ; Mio-Pliocène), et dans la diversité de comportement tectonique (domaines en compression ou en extension) des oppositions correspondant aux mêmes zones sensibles (BEAUDOIN *et al.*, 1975).

Ainsi plus précisément de la bordure cévenole, de l'accident durancien (sillon du Buech), des accidents du Var (sillon du Var), et de la marge provençale.

Ce sont alors des structures profondes, largement pérennes, qui vont gouverner tout à la fois la différenciation des domaines paléogéographiques, la distribution des faciès et les déformations de divers types qui vont affecter, avec des phases paroxysmales, l'évolution du bassin. Structures pérennes essentiellement sub-méridiennes (proches d'une direction N 20°) et d'autre part orientées E.W. C'est ce double réseau qui individualisera en particulier l'évolution de la future Nappe de Digne, en tant que domaine d'obédience proprement alpine, par rapport à l'autochtone et au domaine provençal. Et ce dès le Jurassique inférieur.

Revenant, après ces considérations géographiquement et chronologiquement beaucoup plus larges que le secteur et la tranche de temps ici étudiés, à notre travail lui-même, on en retiendra essentiellement, je l'espère, que le point de vue adopté a priori, selon lequel les sédiments comportent en eux-mêmes, quelle qu'en soit la

nature, des "clefs" permettant de reconstituer leurs conditions et processus de mise en place, et au delà l'architecture du bassin, a trouvé ici une justification satisfaisante, ouvrant de larges possibilités de développement de recherches et d'applications.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEGRE C., 1964.- Vers une logique mathématique des séries sédimentaires.
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VI, p. 214-218.
- ALLIOT C., FLANDRIN J., MOULLADE M., 1964.- Les sédiments grossiers du Berriasien de la fosse vocontienne". Etude particulière du Berriasien de Marignac au N-W de Die.
Trav. Lab. Géol., Lyon, II, p. 161-181.
- ARTRU P., 1972.- Les "Terres Noires" du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen).
Thèse, Lyon, 173 p., 75 fig., 8 pl.
- AUBOUIN J., 1959.- Granuloclasement vertical (graded-bedding) et figures de courant (current marks) dans les calcaires purs = les brèches de flanc des sillons géosynclinaux.
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), I, p. 578-582.
- BEAUDOIN B., 1967.- A propos de la répartition des Globigérines au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur.
C.R. Ac. Sc. Paris, t. 264, p. 446-449.
- BEAUDOIN B., 1968.- Mise en évidence de paléocourants dans le Berriasien de Barles - (B.A.)
C.R. Ac. Sc., Paris, t. 267, p. 152-155.
- BEAUDOIN B., 1969.- Esquisse paléogéographique du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur subalpin dans les Basses-Alpes.
C.R. Ac. Sc. Paris, t. 269, p. 1239-1242.
- BEAUDOIN B., 1970a.- Sédimentation à "caractère flysch" dans une série carbonatée "pélagique" (Jurassique terminal-Crétacé basal des chaînes subalpines méridionales).
C.R.S. Soc. Géol. Fr., f 2, p. 58-60.
- BEAUDOIN B., 1970b.- Sédimentation détritique d'une série carbonatée réputée pélagique (exemple du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur du S.E. de la France).
Sedimentary Geology, 4, (2) p. 135-151.

- BEAUDOIN B., GIGOT P., HACCARD D., 1970. - Flysch et molasse, approche sédimentologique.
Bull. Soc. Géol. Fr., 4, p. 664-672.
- BEAUDOIN B., HACCARD D., 1970. - Méthodologie critique appliquée à l'analyse séquentielle dans des séries à caractère flysch.
Coll. Méth. Tend. Stratigraphie, Mém. B.R.G.M., n° 77, p. 535-546.
- BEAUDOIN B., GIGOT P., 1971.- Figures de courants et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse miocène de Digne (B.A.).
Sedimentology, 17, p. 241-256.
- BEAUDOIN B., 1972.- Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes Subalpines méridionales.
Thèse Doc. Ing., CAEN 144 p.
- BEAUDOIN B., 1973.- Pérennité de l'architecture du bassin et de la dynamique de la sédimentation entre le Tithonique et le Berriasien dans le Sud-Est de la France (Pré-tirage).
Coll. int. Limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchâtel, Septembre 1973.
- BEAUDOIN B., BIE J., CONARD M., GUY B., LE DOEUFF D., 1974.- Essai d'analyse des rythmes dans des formations marno-calcaires alternantes.
Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. XVI, n° 6, p. 634-642.
- BEAUDOIN B., HERNANDEZ D., PINAULT M., 1974.- Précocité de la silicification et lenteur de la lithification dans le Tithonique subalpin.
C.R. Ac. Sc. D, t. 278, p. 1701-1703.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P., GIGOT P., 1975.- Alpes Méridionales françaises. Restitution du bassin de sédimentation.
Excursion 7, IXe congr. Int. Sédimentologie, Sedim-Nice, 235 p., 80 fig.

- BEAUDOIN B., MOUTTE J., SOLER P., 1975.-Le canyon de Céüse, élément morphologique essentiel pour la compréhension du bassin subalpin au passage Jurassique-Crétacé. IXe Congrès Int. Sedim-NICE.
- BERNOULLI D., 1964. - Zur Geologie des Monte Generoso. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 118, 134 p.
- BERNOULLI D., 1967.- Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, 78 (1), p. 35-54.
- BIE J., HERNANDEZ D., MORIZOT H., YERLE J.J., 1973.-Analyse sédimentaire et structurale de la région de la Motte du Caire (04). Rapport interne. Ecole des Mines.
- BIGNOT G., GUYADER J., 1966.- Découverte de Foraminifères planctoniques dans l'Oxfordien du Havre. Rev. Micropal., 9 (2), p. 104-110.
- BLANC J.J., 1972.- Slumpings et figures sédimentaires dans le Crétacé supérieur du bassin du Beausset. Sedimentary Geology, 7, 1, p. 47-64.
- BOSELLINI A., 1967.- Torbiditi carbonatiche nel giurassico delle Gindicarie e loro significato geologico. Ann. Univ. Ferrara, ser. 9, 4 (8), p. 101-115.
- BOUMA A.H., 1962.- Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOURBON M., 1977. - Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne : le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais dans les unités de : Roche Charnière et de Campcella dans le Massif Galibier Cerces. Sous presse.
- B.R.G.M., Elf-Aquitaine, Esso, S.N.P.A., 1974.- Géologie du Bassin d'Aquitaine (Atlas). 27 cartes avec texte. B.R.G.M.

- BUGNICOURT D., FABER J., KUBLER B., NYSSSEN R., 1966.- Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. TECHNIP, PARIS, 293 p.
- CAROZZI A., 1952.- Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine. Arch. Sc. Genève, 5 (1).
- CAROZZI A., 1952.- Microfaune déplacée dans les niveaux "remaniés" du Malm supérieur de la nappe de Morcles (Hte Savoie). ibid. 5 (1).
- CAROZZI A., 1952.- Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. Application au Jurassique supérieur de Hte Savoie. Rev. Gén. Sc. Paris, 59, p. 229-245.
- CAROZZI A., 1956.- Nouvelles observations microscopiques sur les dépôts de courants de turbidité du Malm de la Nappe de Morcles. Bull. Inst. Nat. Genève, 57, p. 3-31.
- CAYEUX L., 1929.- Les Roches siliceuses, Mem. Cart. Géol., 774 p.
- COADOU A., BEAUDOIN B., 1972.- Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les Chaînes Subalpines méridionales. C.R.S. Soc. Géol. Fr., 6, p. 236-238.
- COLOM G., RANGHARD Y., 1966.- Les couches à Protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique. Rev. Micropal. 9 (1), p. 29-36.
- CONARD M., BEAUDOIN B., 1974.- Orientation de spicules de Spongiaires dans le Crétacé supérieur du bassin de l'Esteron (06); application à la reconstitution de la dynamique du dépôt et de la configuration du bassin. C.R.Ac. Sc., Paris, 278, D, p. 3047-3050.

- COTILLON P., 1968 (1971).- Le Crétacé inférieur de l'Arc subalpin de Castellane, entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie.
Mem. B.R.G.M., 68, 313 p. 105 fig.
- COTILLON P., 1974.- Sédimentation rythmique et milieux de dépôt : données fournies par l'étude du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France, SE).
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XVI, n° 6, p. 583-592.
- COTILLON P., 1975.- *in* BEAUDOIN, CAMPREDON ... 1975.
- DAVIES D.K., 1968.- Carbonate turbidites, Gulf of Mexico.
Journ. Sed. Petr., 38 (4), p. 1100-1109.
- DELFAUD J., 1970.- Application de l'analyse séquentielle à l'exploration litho-stratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine.
Coll. Méth. et Tend. de la Stratigraphie, Mém. B.R.G.M. n° 77, p. 593-611.
- DELFAUD J., BEAUDOIN B., BERTRAND J.P., CONTINI D.,
COTILLON P., FEUILLEE P., FILY G., HUMBERT L., LOREAU J.P.,
PURSER B., RIOULT M., 1975.- Les discontinuités sédimentaires dans le Jurassique français : réflexion méthodologique.
IXe Congr. Int. Sédimentologie. Sedim-Nice.
- DELFAUD J., ARENTZ J., BODEUR M., BOUROULLEC J., DOLLE P.,
ELLOY R., HERVOUET M., LENGUIN M., SELIER E., SERONIE-
VIVIEN M., YAPAUDJAN L., 1975.- Les sédiments carbonatés du Jurassique entre le bassin atlantique et la Thetys.
Excursion 21, IXe Congr. Int. Sédimentologie, Sedim NICE, 69 p.
- DESPRAIRIES P., 1974.- Degré de représentativité de la distribution des groupes de grains dans le rythme. Bull. Soc. Géol. Fr., XVI, 6, p. 624-633.
- DRAGASTAN O., MUTIU R., VINOGRADOV C., 1975.- Les zones micropaléontologiques et la limite Jurassique-Crétacé dans les Carpathes orientales et dans la plate-forme moesienne.
Coll. Int. Limite Jurassique Crétacé. Mem. B.R.G.M., n° 86, p. 188-203.

- DONZE P., LE HEGARAT F., 1966.- Observations nouvelles sur le Tithonique terminal et le Berriasien de la région de Luc-en-Diois (Drôme).
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VIII, p. 353-358.
- EL KHOLY Y., 1972.- Stratigraphie et sédimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes de Hte Provence).
Thèse LYON, 115 p.
- FARINACCI A., SIRNA G., 1959.- Livelli a Saccocoma del Malm dell'Umbria e della Sicilia.
Boll. Soc. Geol. Ital., 79, f3, 323 p.
- FEUILLEE P., RAT P., 1970.- Le déplacement de matériel bioclastique et l'importance des extraclastes (exemples dans le Crétacé pyrénéo-cantabrique). C.R.S. Soc. Geol. Fr., 2, p. 60-62.
- GAGNY C., 1961.- Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales.
Bull. Serv. Carte géol. Als.Lorr., 15, (4), p. 139-160.
- GIANOTTI A., 1958.- Deux faciès du Jurassique supérieur en Sicile.
Rev. Micropal., 1, (1), p. 38-51.
- GIDON M., 1971.- Feuille de Gap 1/50.000e.
- GIDON M., ARNAUD H., PAIRIS J.C., APRAHAMIAN J., USELLE J.P., 1970.- Les déformations tectoniques superposées du Dévoluy méridional (Hautes-Alpes).
Géologie alpine, 46, p. 87-110.
- GIGOT P., HACCARD D., BEAUDOIN B., 1974.- Extension et origine d'une unité allochtone à Nummulitique et Mésozoïque, "unité de Turriers", mise en évidence sous le chevauchement de Digne.
C.R.Ac. Sc. Paris, 279, D, p. 1063-1966.
- GIGNOUX M., MORET L., 1952.- Géologie dauphinoise (2e éd.)
MASSON, Paris, 391 p.

- GOGUEL J., 1938.- Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur.
Bull. Soc. Géol. Fr., 8, (3), p. 251-256.
- GOGUEL J., 1939.- Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance.
Bull. Serv. Carte Géol., 41, n° 202, p. 1-48.
- GOGUEL J., 1944.- Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le S.E. de la France.
Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 44, n° 215, 62 p.
- GOGUEL J., 1947.- Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre Le Ventoux et le Vercors.
Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 46, n° 223, 46 p.
- GOGUEL J., 1953.- Les Alpes de Provence.
HERMANN, Paris 123 p.
- GRIGGS G.B., 1969.- Cascadia channel : the anatomy of a deep sea channel.
Ph. D. Thesis, Gregor State Univ.
- GROSS G.A., 1971.- Primary features in cherty iron-formations.
Sedimentary Geology, p. 241-261.
- HACCARD D., 1975.- Esquisse structurale des chaînes subalpines méridionales.
In BEAUDOIN, CAMPREDON et al., 1975.
- HAUG E., 1891.- Les chaînes subalpines entre Gap et Digne.
Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 3, n° 21, p. 1)197.
- HESSE R., 1965.- Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrug.
Zeit. Deutsch. Geol. Gesell., 116, p. 147-170.
- IRELAND, H., 1959.- Silica in sediments SEPM sp. publ., n° 7, Tulsa.
- JUIGNET P., KENNEDY W., 1974.- Structures sédimentaires et mode d'accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du Pays de Caux.
Bull. B.R.G.M., 2e ser., IV, I, p. 19-47.

- KELLING G., STANLEY D.J., 1970.- Morphology and structure of Wilmington and Baltimore submarine canyons eastern United States.
Journ. of Geol., 78, 6, p. 637-660.
- KENNEDY W., JUIGNET P., 1974.- Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France.
Sedimentology, 21, p. 1-42.
- KILIAN W., 1888.- Description géologique de la Montagne de Lure.
Thèse, Paris, 458 p.
- KILIAN W., 1895.- Notes stratigraphiques sur les environs de Sisteron.
Bull. Soc. Géol. Fr., III, T. 23.
- KUENEN Ph. H., MIGLIORINI I., 1950.- Turbidity currents as a cause of graded bedding.
Journal Geol., 58, p. 91-127.
- KUENEN Ph. H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M., FALLOT P., 1956.- Sur les flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes.
Cr. Ac. Sc., t. 243, p. 1697-1701.
- KUENEN Ph. H., TEN HAAF E., 1956.- Graded bedding in limestones. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Prov. B, 59, p. 314-317.
- KUENEN Ph. H., 1957.- Observations sur les Flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes.
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, p. 11-26.
- KUENEN Ph. H., 1958.- Turbidity currents a major factor in flysch de position.
Ecl. Geol. Helv., 51, p. 1009-1021.
- LANTEAUME M., 1962 (1968).- Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes.
Thèse Paris, 1962.
Mém. Serv. Carte Géol. France, 1968, 405 p.

- LANTEAUME M., BEAUDOIN B., CAMPREDON R., 1967. - Figures sédimentaires du Flysch Grès d'Annot du synclinal de Peira-Cava.
C.N.R.S. Paris, 98 p.
- LE HEGARAT G., 1966. - Sur la présence d'une formation conglomératique à faune d'âge tithonique supérieur dans la région de Marignac-en-Diois.
(NE de Die, Drôme). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VIII, p. 398-400.
- LE HEGARAT G., REMANE J., 1968. - Tithonique supérieur et Berriasien de l'Ardèche et de l'Hérault. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles.
Geobios, 1, p. 7-70.
- LE HEGARAT G., 1973. - Le Berriasien du SE de la France.
Thèse LYON, 576 p., 70 fig., 55 pl. (Doc. Lab. Géol., Lyon, n° 43).
- LESSI J., PIERRE C., 1974. - Etude stratigraphique et sédimentologique de l'Oxfordien supérieur au Berriasien supérieur au N.W. de Majastres.
Rapport interne. Ecole des Mines.
- LOMBARD A., 1955. - Géologie sédimentaire. Les séries marines, MASSON, Paris, 722 p.
- LOMBARD A., 1966. - La stratification. Révision, critique et essai de théorie génétique.
Eclog. Geol. Helv., 58, 1, p. 135-155.
- LOMBARD A., 1972. - Séries sédimentaires. Genèse, évolution.
MASSON, Paris, 425 p.
- LUDERS K., TRUSHEIM F., 1931. - Beiträge zur Ablagerung mariner Mollusken in der Flachsee, II, Senckenbergiana, 13, p. 124-139.
- MAMAT B., 1970. - Quelques aspects de l'analyse séquentielle.
Coll. Meth. Tend. Stratigr., Orsay, 1970, Pré-Tirage.
- MANGIN J. Ph., 1964. - La séquence unité et les séries sédimentaires.
Developments in Sedimentology, 1, Elsevier, p. 219-274.

- MANGIN J.Ph., 1964. - Petit historique du dogme des turbidites.
C.R.S. Soc. Géol. Fr., p. 51-53.
- MANIVIT H., 1964. - Contribution à l'étude micropaléontologique des séries jurassiques de la feuille de Vizille.
C.R.S. Soc. Géol. Fr., p. 185.
- MEISCHNER K.D., 1964. - Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken, *in* turbidites . Developments in sedimentology, 3, Elsevier, p. 156-191.
- MICHARD A., 1969. - Les dolomies, une revue.
Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 22, I, p. 3-92.
- MICHEL W.F.E., 1967. - De orientatie van scheve gelaagdheid, rolstenen en enkele molluskensoorten in de zanden van Kruisschans.
Geol. in Mijnbouw, p. 236-244.
- MIDDLETON G.V., 1967. - Experimental studies of turbidity currents. 7e Congr. Int. Sedimentologie, pré-tirage.
- MOORS H.T., 1969. - The position of Graptolites in turbidites.
Sed. Geology, 3, p. 241-261.
- MOORS H.T., 1970. - Current orientation of Graptolites : its significance and interpretation .
Sed. Geology, 4, p. 117-134.
- MOUTERDE R., ENAY R., CARIOU E., CONTINI D., ELMI S., GABILLY J., MANGOLD C., MATTEI J., RIOULT M., THIERRY J., TINTANT H., 1971. - Les zones du Jurassique en France.
C.R.S. Soc. Géol. Fr., 2, p. 76-102.
- MOUTTE J., SOLER P., 1975. - Les relations entre le Jurassique terminal et le Berriasien au S de Veynes. Restitution paléomorphologique.
Rapport interne. Ecole des Mines.
- NAGGLE J.S., 1967. - Wave and Current Orientation of Shells.
Journ. Sed. Petrology, 37, 4, p. 1124-1138.
- NESTEROFF W., 1962. - Essai d'interprétation du mécanisme de dépôt des turbidites.
Bull. Soc. géol. Fr., 7, IV, p. 849-856.

- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., 1964.- Atlas and Glossary of Primary Sedimentary structures. 370 p. SPRINGER, Berlin. Phanerozoic time scale, 1964. Quat. J. Geol. Soc. Londres, 120 s, p. 260-262.
- POTTER P.E., PETTIJOHN F.J., 1963.- Paleocurrents and basin analysis. SPRINGER, Berlin, 296 p.
- POUSSIN I., 1976.- Rapport interne, Ecole des Mines.
- RECY J., 1965.- Les glissements sous-marins synsédimentaires dans les sédiments secondaires de la "fosse vocontienne". Thèse 3e cycle, LYON, 97 p., 13 fig.
- REMANE J., 1960.- Les formations bréchiqes dans le Tithonique du S.E. de la France. Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble, 36, p. 75-114.
- REMANE J., 1963.- Les Calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. *ibid*, 3, p. 25-82.
- REMANE J., 1966.- Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VIII, p. 448-453.
- REMANE J., 1967.- Les possibilités actuelles pour une utilisation stratigraphique des Calpionelles (Protozoa incertae sedis, Ciliata ?). In Proc. first int. Conf. planktonic microfossils, Genève, P. 559-573.
- REMANE J., 1968.- Ein Fund von Teutloporella socialis PRATURLON (Dasycladaceae) in Tithon der subalpinen Ketten Frankreichs. N. Jb. Geol. Pal., V, 11, p. 684-690.
- REMANE J., 1970.- Die Entstehung der resédimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. Eclog. Geol. Helv., 33, 3, p. 685-739.
- REMANE J., 1973.- In Livret-guide des excursions Colloque sur la limite jurassique-Crétacé. Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon, HS n° 1, 15 p. 59 fig. p. 95 à 97.

- RICCI-LUCCHI F., 1975.- Sediment dispersal in turbidite basins : examples from the Miocene of Northern Apennines. IXe Cong. Int. Sedimentologie, Sedim-NICE.
- RIO M., 1970.- Répartition géographique des accidents siliceux tithoniques et crétacés dans le Diois et les Baronnies. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), XII, 1, p. 60-64.
- ROUVIER H., 1962.- Exemple de gisements de Pb-Zn épigénétiques dans les niveaux calcaires en sillon subsident : les minéralisations du Diois et des Baronnies. Bull. Soc. Géol. Fr., (4), p. 816-823.
- SEILACHER A., 1960.- Strömungsanzeichen in Hunsrückschiefer. Not. hess. L. Amt. Bodenforsch., 88, p. 68-106.
- SHEPARD F.O., DILL R.F., 1966.- Submarine canyons and other Sea valleys. Rand Mc Nally, Chicago, 381 p.
- de SOUZA M., 1974.- Contribution à l'étude de l'orientation des organismes dans les gisements fossilifères (étude bibliographique). Rapport interne. Ecole des Mines.
- STANLEY D.J., UNRUG R., 1972.- Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base of slope environments in modern and ancient marine basins. In SEPM sp. publ. 16, p. 287-340.
- STURANI C., 1962.- Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del maggicio dell'Argentera (Alpi Maritime).
- TEMPIER C., 1966.- Les faciès du Jurassique terminal en Provence. C.R. Ac. Sc. Paris, 262, p. 958-960.
- TEMPIER C., 1966.- Les faciès du Jurassique terminal dans les chaînes subalpines méridionales au Sud et à l'Est de la Durance. Leur répartition géographique. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VIII, p. 468-470.

- TEMPIER C., 1972.- Les faciès calcaires du Jurassique provençal.
Trav. Lab. Sc. Terre, St-Jérôme, Marseille (B), n°4, 361 p.
- TEN HAAF E., 1959.- Grade beds of the Northern Apennines.
Thèse, Groningen, 102 p.
- VERNIORY R., 1955.- Répartition stratigraphique et géographique de Saccocoma Agassiz entre l'Oberland bernois et la Provence.
Arch. Sc. Genève 8, p. 97-101.
- WALKER R.G., 1967.- Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.
J. Sed. Petrol., 57, (1), p. 25-43.
- WALKER R.G., 1970.- Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite bearing basins.
Geol. Ass. Canada, Sp. Pap., 7, p. 219-251.
- ZANMATTI-SCARPA C., 1957.- Studio di alame microfaciès del Bresciano.
Boll. Serv. Geol. Ital., 77, f. 4-5, p. 585-608.

LISTE DES FIGURES

	Pages
1 - Le domaine étudié - Localisation des coupes	3
2 - Schéma structural des Chaînes subalpines méridionales	6
3 - La coupe du Vernet	18
4 - La coupe de la Clue de Barles	22-23
5 - La coupe du Pas de l'Escale	26-27
6 - La coupe du ravin de Bramefaim	30
7 - Le Berriasien sommital de Rabou	38
8 - Clue de Barles ; niveau IL	40
9 - Le Pomet, chenal composite	44
10 - Pierre Ecrite, chenaux à remplissage conglomératique	46
11 - Espréaux, Hauterivien - Rostres de Bélemnites	52
12 - Soings en Sologne, Miocène - Cérites	54
13 - ZV Oze - Berriasien ; éléments	56
14 - Granoclassement a- Pierre Ecrite; b-Taulanne	62
15 - Coupe J' - Séquences granoclassées	64
16 - Coupe J' - Séquences	66
17 - Les Tourres - Séquences granoclassées	69
18 - Pas de la Cavale - Télescopage	70
19 - Séquences type a- d'après Bouma (1962) ; b- d'après Meischner (1964)	75
20 - Rabou, Berriasien - Analyse séquentielle	78

21 - L'épaisseur des bancs	90
22 - L'épaisseur des bancs ; corrélation	92
23 - Le Caire. Berriasien ; les faisceaux	96
24 - Le Caire. Berriasien ; bancs calcaires	98
25 - Le Caire. Berriasien ; calcaires	100
26 - Le Caire. Berriasien ; marnes	101
27 - Le Caire. Berriasien	102
28 - Le Caire. Berriasien ; marne/calcaire	106
29 - Le Caire. Berriasien ; corrélation	110
30 - La coupe d'Archail	118
31 - La coupe de la Clue de Barles - faisceaux contournés	120-121
32 - Le Berriasien de la Clue de Barles ; partie supérieure	122
33 - Lambruisse, répartition des génératrices dans un faisceau contourné	126
34 - Coupe de Sisteron ; répartition des généra- trices dans 2 faisceaux contournés berriasiens	127
35 - Cabane des Mulets (M)	128
36 - Saint-Genis	128
37 - a et b - Saint Benoît	130
38 - Pradelle	132
39 - Marignac en Diois (d'après ALLIOT <i>et al.</i> , 1964)	132
40 - Le Caire - Evolution horizontale	134
41 - Le Caire - Schéma interprétatif	136
42 - Le Berriasien de la Clue de Taulanne (les phénomènes de "slumping")	140

43 - Le Berriasien du Saint-Martin ; essai de corrélation	142
44 - Rocher de Sivoyau. Berriasien	144
45 - Corrélation des coupes D et A	146
46 - Corrélation des coupes LE et RI	148
47 - Corrélation des coupes N, SM, SM' et CL	150
48 - Corrélation des coupes K, W, R, ES	152
49 - Corrélation des coupes LF, E, A et D	154
50 - Distribution de la silice dans les zones siliceuses	162
51 - Dédolomitisation	168
52 - Dédolomitisation	169
53 - Répartition des Globigérinidés	176
54 - Répartition des Calpionelles. D'après REMANE (1963)	180
55 - Répartition des Calpionelles. D'après REMANE (1967)	180
56 - Le Canyon de Ceüse - Zone de Châteauneuf d'Oze. Localisation des coupes	212
57 - Isopaques de la base de l'Oxfordien calcaire à l'apparition des Calpionelles	214
58 - Isopaques des zones A et B	215
59 - Courants et glissements de l'Oxfordien supérieur au Tithonique inférieur	216
60 - Courants et glissements au Tithonique supérieur-Berriasien	217

61 - Corrélation de coupes : la morphologie	219
62 - Isopaques et proportion de matériel resédimenté , zones A et B	222
63 - Isopaques et proportion de matériel resé- dimenté, zones C et D	223
64 - Ecorché à la base de la zone B	224
65 - Ecorché à la base de la zone C	225
66 - Le remplissage du canyon, zones C et D	226
67 - Le fonctionnement du canyon	228
68 - L'axe du canyon	230
69 - La barre de Ceüse, chenaux emboîtés	232
70 - Morphologie du canyon, à la base de la zone C	234
71 - Le canyon de Ceüse dans son contexte	237
71 bis - Le tracé du canyon de Ceüse	238
72 - Pierre Ecrite, localisation des coupes	240
73 - Courants et glissements	242
74 - Isopaques du Kimméridgien - Tithonique inférieur , épaisseurs totales	243
75 - Tithonique supérieur-Berriasien, zones A et B, épaisseurs totales	244
76 - Berriasien, zone C ; épaisseurs totales	246
77 - Berriasien, zone D ; épaisseurs totales	248
78 - Pierre Ecrite, chenaux à remplissage conglomératique	249
79 - Berriasien, zones C et D ; extension des chenaux à remplissage conglomératique	250

80 - La morphologie de Pierre Ecrite	252
81 - Entre la Durance et le Verdon, localisation des coupes	256
82 - Oxfordien terminal - Kimméridgien basal, épaisseurs des calcaires jointifs (avant le "Pic" à Globigérinidés)	258
83 - Kimméridgien-Tithonique inférieur, épais- seurs totales (entre le "Pic" à Globigéri- nidés et l'apparition des Calpionelles)	260
84 - Kimméridgien-Tithonique inférieur, épais- seurs de matériel resédimenté	261
85 - Kimméridgien-Tithonique inférieur, pourcentage de matériel resédimenté	262
86 - Courants et glissements	264
87 - Kimméridgien-Tithonique inférieur, abondance des silex	266
88 - Tithonique supérieur-Berriasien, zones A et B, épaisseurs totales	268
89 - Tithonique supérieur-Berriasien, zones A et B, épaisseurs de matériel resédimenté	270
90 - Tithonique supérieur-Berriasien, zones A et B, pourcentage de matériel resédimenté	271
91 - Tithonique supérieur-Berriasien, zones A et B, épaisseurs (cumulées) des faisceaux contournés	272
92 - Berriasien, zone C, épaisseurs totales	274

93 - Berriasien, zone C, épaisseurs de matériel resédimenté	276
94 - Berriasien, zone D, épaisseurs totales	277
95 - Berriasien, zone D, épaisseurs de matériel resédimenté	278
96 - Berriasien, zone D, épaisseurs (cumulées) des faisceaux contournés	280
97 - Entre le Var et la Tirée, localisation des coupes	282
98 - Oxfordien terminal - Kimméridgien basal - épaisseurs des calcaires jointifs (avant le "Pic" à Globigérinidés)	284
99 - Kimméridgien-Tithonique inférieur, épaisseurs totales (entre le "Pic" à Globigérinidés et l'apparition des Calpionelles)	285
100 - Kimméridgien-Tithonique inférieur, épaisseurs de matériel resédimenté	286
101 - Kimméridgien-Tithonique inférieur, pourcen- tage de matériel resédimenté	288
102 - Courants et glissements	289
103 - Kimméridgien-Tithonique, abondance des silex	291
104 - Tithonique supérieur-Berriasien, zones A et B, épaisseurs totales	292
105 - Tithonique supérieur-Berriasien, zones A et B, épaisseurs de matériel resédimenté	294
106 - Tithonique supérieur-Berriasien, zones A et B, pourcentage de matériel resédimenté	295

107 - Berriasien, zone C, épaisseurs totales	296
108 - Berriasien, zone D, épaisseurs totales	297
109 - Berriasien, zone D, pourcentage de matériel resédimenté	298
110 - Le Bassin - Courants et glissements	300
111 - Le schéma paléogéographique	303
112 - Le bassin subalpin (au Berriasien)	305
113 - Entre Taulanne et Vergons	307
114 - Entre le Pas de L'Evêque et Pierre Mont	308
115 - Le canyon de Ceüse	310
116 - De l'Aquitaine au Briançonnais	316