

T H E S E

présentée pour l'obtention du  
DIPLOME DE DOCTEUR DE 3ème CYCLE  
à  
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE  
PARIS VI

Spécialité : Géologie Sous-Marine  
par

n° 83.10

**Laurence DROZ**

-----

**L'EVENTAIL SOUS-MARIN PROFOND  
DU RHONE (GOLFE DU LION) :  
GRANDS TRAITES MORPHOLOGIQUES  
ET  
STRUCTURE SEMI-PROFONDE**

Soutenue le 2 Mars 1983  
devant la commission composée de :

*Monsieur G. BOILLOT, Président,  
Monsieur G. BELLAICHE, Rapporteur,  
Monsieur B. BIJU-DUVAL, Examineur,  
Monsieur H. GOT, Examineur,  
Monsieur A. PERRODON, Examineur.*

Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine,  
VILLEFRANCHE-SUR-MER.

### *Avant-Propos*

Parvenue au terme de cette étude, je tiens à exprimer ici ma profonde reconnaissance à tous ceux qui, par leurs conseils précieux, par l'intérêt constant qu'ils ont manifesté à l'égard de mes recherches ou simplement par leurs encouragements amicaux, ont contribué à l'élaboration de ce mémoire.

Mes remerciements s'adressent en particulier à Messieurs les Membres du Jury qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail :

- Monsieur le Professeur G. BOILLOT, qui, à l'issue de mon année de D.E.A., a bien voulu m'accueillir au sein de son Laboratoire, et a accepté de présider ce Jury.

- Messieurs B. BIJU-DUVAL (I.F.P.) et A. PERRODON (S.N.E.A.[P.]), représentants du C.E.P.M., dont la participation financière a été déterminante pour l'aboutissement de mes recherches.

- Monsieur H. GOT, qui m'a fait bénéficier lors de nombreux et amicaux contacts, de son expérience de l'interprétation sismique. Il représente en outre ici, le Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Marines de PERPIGNAN que je remercie de m'avoir permis d'utiliser certains enregistrements sismiques, sans lesquels mon étude n'aurait pu être complète,

- et surtout, Monsieur G. BELLAICHE, Maître de Recherche au C.N.R.S., qui m'a accordé sa confiance en me chargeant de ce travail. Par son expérience des phénomènes sédimentaires qu'il m'a fait partager, par ses conseils appropriés, et par ses critiques constructives, il a toujours su diriger adroitement mes recherches.

Je veux témoigner ma plus vive reconnaissance à P. ORSOLINI, Ingénieur à la S.N.E.A. (P.) pour son aide constante et amicale, et pour sa collaboration scientifique dynamique.

Je ne saurais oublier en outre qu'il m'a permis, avec l'autorisation du C.E.P.M., l'accès à des données essentielles pour mes recherches. Que le C.E.P.M. dans son ensemble, et plus particulièrement Messieurs J.L.

BERTHON, L. MONTADERT, P. VALERY et F. COUMES qui m'ont témoigné leur confiance en me permettant d'utiliser et de publier certaines de ces données, se voient ici, à travers lui, sincèrement remerciés.

J'adresse de plus mes remerciements à Monsieur J.R. DELTEIL, qui, en m'ouvrant il y a trois ans les portes de son Service, a facilité mon apprentissage de l'interprétation sismique et m'a fait découvrir les bienfaits du travail en équipe, et à Monsieur L. MONTADERT, qui m'a accueillie dans son Service pour un stage de perfectionnement.

Je veux aussi remercier A. MONACO, J.C. ALOISI, C. BOUYE et Y. MEAR du Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Marines de PERPIGNAN, et de B. CHASSEFIERE, de l'Université de NICE, de leur collaboration et des connaissances qu'ils m'ont apportées, par leurs travaux sur l'aspect lithosismique et sédimentologique de l'éventail, et A. MALDONADO de l'Institut de Recherche "JAIME ALMERA" de BARCELONE, pour nous avoir fait bénéficier des travaux sismiques réalisés sur le N/O CORNIDE DE SAAVEDRA.

Ma gratitude va également à l'ensemble du personnel technique du Laboratoire pour son aide inestimable et les nombreux services qu'il m'a toujours amicalement rendus. Je remercie plus spécialement ceux qui ont directement contribué à la réalisation de ce mémoire : M. SINTES pour l'établissement de la carte bathymétrique de l'éventail, Y. DESCATOLRE pour les dessins, B. SZEP pour les réductions photographiques et la reproduction, et J. CORBELLE pour la dactylographie.

Je remercie aussi A. MOREAU et J.P. DIGONNET qui m'ont patiemment enseigné le fonctionnement délicat des appareils géophysiques, ainsi que les équipages des N/O "CORNIDE DE SAAVEDRA" et surtout "CATHERINE-LAURENCE", qui, en dépit des aléas trop fréquents de la météo m'ont toujours permis, par leur compétence et leur volonté, de récolter les données de qualité à la base de ce mémoire.

Je ne peux oublier, en outre, les encouragements bénéfiques de mes amis, chercheurs ou étudiants, de la Station Marine de VILLEFRANCHE et du Laboratoire de Géologie Dynamique de PARIS, et l'aide amicale des anciens "thésards" qui m'ont largement fait profiter de leur expérience. Je leur adresse à tous un chaleureux merci.

*Enfin, il m'est agréable de pouvoir remercier mes Parents et André en leur dédiant cet ouvrage auquel ils ont, eux aussi, grandement contribué. Qu'ils trouvent ici le témoignage de mon affection et de ma reconnaissance profonde pour leur soutien constant durant ces longues années d'étude, leur patience et leurs encouragements stimulants qui m'ont permis de mener à bien la tâche qui me fut confiée il y a deux ans.*

## SOMMAIRE

- RESUME .....	1
- INTRODUCTION.....	5

I<sup>ère</sup> Partie :

## RAPPEL DES PRINCIPAUX MODELES D'EVENTAIL

I - DESCRIPTION GENERALE DES MODELES.....	11
II - CRITIQUE RAPIDE .....	11
1) Hétérogénéité de terminologie .....	11
2) Hétérogénéité des informations fournies.....	11

II<sup>ème</sup> Partie :GENERALITES. CADRE MORPHOLOGIQUE, STRUCTURAL,  
ET SEDIMENTOLOGIQUE DE L'EVENTAIL

I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE .....	25
II - LE RHONE : CARACTERISTIQUES ACTUELLES ET CONTRIBUTION A LA CROISSANCE DE LA MARGE .....	25
III - HISTOIRE STRUCTURALE ET SEDIMENTAIRE DE LA MARGE .....	31
A - HISTOIRE STRUCTURALE.....	31
B - HISTOIRE SEDIMENTAIRE .....	35
1) Les séries anté-pliocènes .....	35
2) La série plio-quadernaire .....	36

**IIIème Partie :**  
**ETUDE DE L'EVENTAIL SEDIMENTAIRE**  
**PROFOND DU PETIT-RHONE**

Chapitre I : ORIGINE DES DONNES.....	45
1) Etude sismique.....	45
2) Travaux bathymétriques.....	45
 Chapitre II : MORPHOLOGIE : CARTE BATHYMETRIQUE	
DE L'EVENTAIL .....	53
I - CARTES ANTERIEURES .....	53
II - CARTE DETAILLEE DE L'EVENTAIL DU PETIT-	
RHONE.....	54
A - ORIGINE DES DONNEES .....	54
B - DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DE L'EVEN-	
TAIL "s.l".....	54
. 1) Domaine de la pente.....	59
. 2) Domaine de l'éventail proprement dit.....	59
a) Domaine supérieur .....	59
b) Domaine moyen .....	60
c) Domaine inférieur.....	60
III - DONNEES RECENTES : APPORTS PRINCIPAUX	
DE LA CARTE SEA-BEAM.....	65
IV - CONCLUSIONS.....	66
 Chapitre III : ORGANISATION INTERNE DE L'EVENTAIL :	
ETUDE SISMIQUE .....	71
I - CARACTERISTIQUES GENERALES DU SECTEUR	
D'ETUDE .....	71
II - ANALYSE DES FACIES ACOUSTIQUES	
ET INTERPRETATIONS LITHOLOGIQUES.....	72
1) Faciès chaotiques .....	72
2) Faciès lités .....	77
3) Faciès transparents.....	78

III - ETUDE DE L'EVENTAIL PROPREMENT DIT.....	81
A) ANALYSE DE LA SERIE SUPERIEURE .....	81
A1) <u>MECANISMES FONDAMENTAUX DE L'EDIFI-</u> <u>CATION DE LA SERIE</u> .....	81
1) Définition des unités acoustiques.....	81
2) Répartition spatiale des unités acoustiques .....	82
a) Organisation verticale .....	82
b) Répartition horizontale .....	89
1) Précision des cartes isopaques.....	89
2) Caractéristiques générales de dépôt et implications hydrodynamiques. ....	90
3) Conclusions .....	109
A2) <u>AUTRES MECANISMES</u> .....	110
1) Etude de la série transparente recouvrant la partie orientale de l'éventail .....	110
a) Description et interprétation lithologique.....	110
b) Hypothèse sur l'origine des dépôts trans- parents.....	115
c) Conclusions.....	116
2) Unité transparente de l'ensemble occidental.....	116
3) Migration du chenal de la série supérieure.....	117
A3) <u>CONCLUSIONS</u> .....	118
B) <u>ETUDE DE LA SERIE INFERIEURE : EXISTENCE</u> <u>D'UN EVENTAIL FOSSILE</u> .....	125
B1) <u>CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES ET</u> <u>SISMIQUES DE LA SERIE</u> .....	125
. 1) Limites de la série.....	126
. 2) Organisation des unités.....	126
. 3) Cause de la migration du chenal principal.....	130
B2) <u>IMPORTANCE DES PHENOMENES GRAVITAIRES</u> <u>AUTRES QUE LES COURANTS DE TURBIDITE</u> .....	137
B3) <u>CONCLUSIONS</u> .....	138
C) <u>ETUDE SOMMAIRE DE LA SERIE SUPERFICIELLE</u> .....	141

## IV

Chapitre IV : ETUDE TECTONIQUE SOMMAIRE : INFLUEN- CE DES DEFORMATIONS STRUCTURALES SUR LA CROISSANCE DE L'EVENTAIL .....	147
---	-----

A - ANALYSE STRUCTURALE :	
LES DEFORMATIONS HALOCINETIQUES .....	147
B - CONTROLE STRUCTURALE DE LA CROISSANCE DE L'EVENTAIL .....	148
a) Influence des failles de croissances .....	148
b) Influence des dômes de sel.....	155
c) Indice d'une influence tectonique profonde.....	156
C) CONCLUSIONS .....	156

### IVème Partie : SYNTHESSES

I - HISTOIRE DE L'EVENTAIL .....	157
II - ESSAI DE CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES .....	161
A - Les grandes étapes de l'édification de l'éventail.....	161
B - Eustatisme plio-quaternaire.....	162
C - Correlations proposées .....	165

### Vème Partie : CONCLUSIONS GENERALES

I - MODE DE CROISSANCE DE L'EVENTAIL .....	171
II - INFLUENCE DES FACTEURS EXTERNES ET IN- TERNES SUR LA CROISSANCE DE L'EVENTAIL .....	178
III - COMPARAISON AVEC LES AUTRES MODELES .....	180

BIBLIOGRAPHIE .....	187
---------------------	-----



V  
LISTE DES FIGURES

I<sup>ère</sup> PARTIE

Fig.1	-Modèle morphologique de NORMARK .....	13.
Fig.2	-Modèle sédimentologique de MUTTI & RICCI LUCCHI. ....	13
Fig.3	-Modèle sédimentologique de WALKER. ....	15
Fig.4	-Modèle morpho-sédimentologique de STOW .....	15
Fig.5	-Turbidite classique de BOUMA, et relation des divers faciès avec le régime dynamique des courants de turbidité. ....	17

II<sup>ème</sup> PARTIE

Fig.6	-Localisation du secteur d'étude au sein de la Méditerranée occidentale.	27
Fig.7	-Bassin versant du Rhône et réseau pré-pliocène .....	29
Fig.8	-Structure profonde de la marge du Golfe du Lion .....	33
Fig.9	-Dynamique de l'ouverture du bassin liguro-provençal.....	33
Fig.10	-Géométrie de l'ouverture du bassin. ....	33
Fig.11	-Épaisseur des dépôts plio-quadernaires en Méditerranée occidentale.....	37
Fig.12	-Isopaques des sédiments plio-quadernaires sur le plateau continental du Golfe du Lion. ....	37
Fig.13	-Paléovallée du Rhône inscrite dans la morphologie messinienne du plateau continental du Golfe du Lion. ....	41
Fig.14	-Cartographie et toponymie de la ceinture de dômes dans le secteur de l'éventail du Petit-Rhône. ....	41

III<sup>ème</sup> PARTIE

CHAPITRE I :

Fig.15	-Plan de position des données de sismique réflexion continue haute résolution (Air-gun et Sparker) utilisées.....	49
Fig.16	-Ensemble des travaux réalisés sur l'éventail sédimentaire profond du Rhône.	51

CHAPITRE II :

Fig.17 - Carte bathymétrique de l'éventail, d'après MENARD & al. (1965).....	55
Fig.18 - Carte bathymétrique de la pente continentale du Golfe du Lion.....	55
Fig.19 - Carte bathymétrique de la Méditerranée Occidentale.....	57
Fig.20 - Carte bathymétrique de l'éventail du Petit-Rhône.....	61
Fig.21 - Coupe bathymétrique longitudinale au fond du canyon, puis du chenal.....	63
Fig.22 - Coupe bathymétrique longitudinale à travers la levée orientale de l'éventail.	63
Fig.23 - Coupes bathymétriques transversales séries montrant l'aplatissement de la morphologie vers le Sud. ....	63
Fig.24 - Limite des domaines physiographiques de l'éventail. ....	67

CHAPITRE III :

Fig.25 - Les trois ensembles superficiels du secteur septentrional de l'étude.....	73
Fig.26 - Associations de faciès acoustiques, fréquentes dans le secteur d'étude. ....	73
Fig.27 - Affleurement des dépôts de l'éventail. ....	75
Fig.28 - Principaux faciès acoustiques.....	79
Fig.29 - Evolution longitudinale du Nord au Sud de l'empilement des unités acoustiques. ....	83
Fig.30 - Limite des domaines morpho-structuraux de la série supérieure.....	87
Fig.31 - Isopaques des unités acoustiques n°1 à 7 de la série supérieure.....	91 à 103
Fig.32 - Isopaques de la série transparente nord-orientale.....	111
Fig.33 - Interprétation de l'origine et de la mise en place de la série transparente orientale.....	113
Fig.34 - Limites des deux séries transparentes discordantes sur la série supérieure de l'éventail. ....	119
Fig.35 - Profil en long du chenal principal de la série supérieure.....	121
Fig.36 - Unités acoustiques chenalisées dans la série inférieure. ....	127
Fig.37 - Cartographie des chenaux fossiles du Petit-Rhône.....	131
Fig.38 - Chenal fossile (n°2) du Petit-Rhône, et masses sédimentaires remobilisées au toit de la série inférieure.....	133
Fig.39 - Répartition horizontale de la dernière unité acoustique de la dernière unité acoustique de la série inférieure.....	135
Fig.40 - Répartition horizontale des masses chaotiques au toit de la série inférieure de l'éventail.....	139
Fig.41 - Faciès acoustique et localisation de la série superficielle de l'éventail. ....	143
Fig.42 - Cartographie de la série superficielle. ....	145

CHAPITRE IV :

Fig.43 -Carte schématique des déformations halocinétiques.....	149
Fig.44 -Failles de croissance dans la province supérieure de l'éventail, et déformations associées.....	151
Fig.45 -Dômes de sel dans la province inférieure de l'éventail, et déformations associées.....	153

## IVème PARTIE

Fig.46 -Histoire de l'éventail : étapes majeures de son édification.....	159
--	-----

## Vème PARTIE

Fig.47 -Modèle théorique de croissance.....	173
Fig.48 -Exemples d'unités acoustiques dans d'autres éventails sous-marins profonds.....	175

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau I :</b> Données bathymétriques et sismiques utilisées dans le cadre de ce mémoire. ....	47
<b>Tableau II :</b> Résumé des principales caractéristiques morpho- logiques et sismiques de la série supérieure. ....	123
<b>Tableau III :</b> Taux de sédimentation calculés pour la période plio-quadernaire, dans certains éventails. ....	163
<b>Tableau IV :</b> Influence des divers facteurs contrôlant la sédimen- tation et l'organisation interne des quatre séries de l'éventail. ....	181

## R E S U M E

L'éventail sous-marin profond du Petit-Rhône constitue la majeure partie du glacis du Golfe du Lion (Méditerranée nord-occidentale). Approximativement 1200 km de profils bathymétriques (12 kHz) et environ 3500 km de profils de sismique réflexion continue haute résolution en ont permis une étude détaillée.

Les résultats combinés de l'analyse morphologique et sismique ont permis de mettre en évidence la structuration de l'édifice, le mode d'organisation de ses sédiments, et de montrer que leur mise en place s'est effectuée sous des régimes, et donc par des processus hydrodynamiques, variant au cours du temps :

1) Les caractéristiques majeures de l'éventail résultent du processus fondamental régissant l'organisation des dépôts, les courants de turbidité, qui confèrent à la sédimentation un aspect hautement discontinu.

Ces courants de densité, canalisés par le système de chenaux rhodaniens, construisent des corps sédimentaires, éléments de base de l'éventail. Ceux-ci, lorsqu'ils sont bien définis par certains critères morpho-sismiques particuliers, sont nommés "unités acoustiques lenticulaires".

Certaines particularités mises en évidence localement sur les isopaques de chacune des unités ont permis d'apprécier en outre le rôle d'agents hydrodynamiques d'action plus régulière et permanente (circulation générale soumise à la force de Coriolis).

2) L'éventail est constitué de quatre séries sédimentaires, dont les trois plus anciennes résultent de la superposition de ces unités :

. La série basale est formée de l'empilement de nombreuses et petites unités chenalisées dont certaines seulement se rattachent au paléocanyon messinien du Petit-Rhône.

. Avec les séries inférieure et supérieure s'affirme la prépondérance dans le Golfe du Lion, du canyon du Petit-Rhône. Les unités acoustiques sont très régulièrement organisées autour du chenal nourricier qui lui fait suite

vers l'aval, et de son réseau ramifié distal.

L'étude du mode d'empilement de ces unités et de l'évolution horizontale de leurs faciès acoustiques et de leurs caractéristiques morphologiques montre que ces deux séries peuvent être divisées longitudinalement en trois provinces morpho-structurales, caractérisées par un regroupement vers l'amont des unités.

L'individualisation en 2 séries ne semble pas être due à un phénomène majeur. Elle résulte uniquement de la migration du chenal principal qui déplace les aires de dépôt. Elle ne témoigne donc pas de modifications importantes des conditions de sédimentation.

Le phénomène de migration résulte de processus gravitaires plus rares et plus catastrophiques dans leurs effets que les courants de turbidité, et provoquent le colmatage des chenaux. Plusieurs témoins de ces épisodes ont ainsi été mis en évidence au toit des deux séries.

Bien que participant, d'une certaine manière à la construction de l'éventail, il ne s'agit que de processus annexes perturbant le caractère régulier de l'édification et favorisés par des mouvements halocinétiques ou par les variations eustatiques.

3) La série superficielle, également nommée "néofan", représente la phase de construction la plus récente issue de la migration vers l'Ouest du chenal principal. Elle se différencie des trois autres par l'absence d'organisation interne, la faible extension de ses dépôts et un régime érosif dominant dans le secteur amont de l'éventail. Elle est supposée avoir été mise en place en période de haut niveau marin durant lequel les apports directs au bassin sont très réduits. Les matériaux sableux qui y ont été prélevés peuvent provenir de l'érosion simultanée dans le chenal, ou avoir été véhiculés depuis le plateau par des courants chenalisés, peut-être des courants de turbidité qui, bien que peu fréquents, existent cependant durant ces périodes.

Cette construction récente, ou même actuelle, n'exclut pas une activité temporaire et sporadique du chenal "fossile" de la série supérieure comme en témoignent les indices des courants qui ont été enregistrés en aval du point de migration.

4) L'étude comparée des quatre séries sédimentaires confirme le déplacement des aires de dépôt en liaison avec les périodes glacio-eustatiques et permet de préciser les modalités de la sédimentation dans l'éventail durant ces périodes.

Ainsi les périodes de bas niveau marin sont, grâce à la fréquence des courants de turbidité, les plus favorables à la construction, en domaine profond, de l'éventail, et voient la mise en place d'unités acoustiques épaisses

et bien organisées (série inférieure et supérieure). Elles sont suivies de périodes de quiescence, voire d'érosion en haut niveau marin.

Cependant l'édification de l'éventail n'est pas limitée aux seules périodes de bas niveau et peut aussi, mais selon des lois différentes, se réaliser en période transgressive ou de haut niveau marin, si des facteurs favorables sont présents, tels que l'existence d'un canyon actif arrivant jusqu'au rivage (série basale), une alimentation significative par le néphéloïde ou encore une auto-alimentation par érosion dans le chenal des dépôts antérieurs (série superficielle).

## INTRODUCTION

L'éventail sous-marin profond du Rhône est constitué de deux appendices divergents alimentés par des voies de transit sédimentaire distinctes :

- Un édifice d'allongement sensiblement E-O qui longe la marge provençale et qui forme un bourrelet morphologique à l'entrée de la province ligure du bassin méditerranéen nord-occidental.

- Un édifice majeur d'orientation moyenne NNO-SSE, l'éventail du Petit-Rhône, baptisé du nom de son canyon vecteur. Il constitue, par sa taille, l'édifice principal de l'éventail du Rhône, et forme la presque totalité du glaciais du Golfe du Lion.

C'est cet édifice que nous avons plus particulièrement étudié et qui sera présenté dans ce mémoire.

Les études des éventails sous-marins profonds, catalysées par la découverte de gisements de pétrole dans leurs équivalents fossiles émergés ou sous-marins, se sont récemment multipliées. Cet aspect économique, bien que très important, n'était pas pour nous l'intérêt primordial de l'étude de l'éventail du Petit-Rhône. Cet appareil sédimentaire présentait à nos yeux un intérêt scientifique considérable : il offrait la possibilité d'étudier la croissance d'un deep-sea fan, dans un cas presque idéal, puisqu'il réunissait, en comparaison de la plupart des autres éventails mondiaux actuels ou récents déjà étudiés, des caractéristiques propres à établir un modèle :

- Un bassin d'accumulation largement ouvert (contrairement aux cas des éventails du Mississippi et de l'Ebre par exemple), peu tectonisé et situé en bordure d'une marge relativement stable (contrairement à la plupart des fans californiens).

- Un édifice de taille imposante sans être démesurée, permettant une étude détaillée (contrairement aux éventails du Bengale et de l'Indus), localisé à des latitudes où les effets de la force de Coriolis pouvaient à priori s'exprimer librement (contrairement au cône de l'Amazone situé aux environs de l'équateur) et alimenté en apport détritiques par l'intermédiaire

d'un fleuve important, et d'un canyon unique (ce qui n'est pas le cas de la majorité des éventails de la côte occidentale des U.S.A ou de l'éventail détritique du cap Ferret ou du Nil).

- Enfin, un édifice situé à "nos portes", d'accès facile puisque la plupart des données de base de notre étude a été recueillie à partir d'un navire aux dimensions modestes, le "CATHERINE-LAURENCE".

En Mai 1979 débutait donc, dans le cadre d'un projet du Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine de Villefranche-sur-Mer auquel a très vite adhéré le Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Marines de Perpignan, et ultérieurement, la S.N.E.A.(P.), puis le C.E.P.M. dans son ensemble, l'étude systématique et détaillée de l'éventail sous-marin profond du Petit-Rhône, en collaboration avec l'Université de Barcelone et l'Institut Universitaire Naval de Naples.

Parmi les données (sédimentologiques, hydrologiques, magnétiques, sismiques et bathymétriques) recueillies au cours de ces 3 années, j'ai été chargée plus spécialement de l'analyse et de la synthèse des données de sismiques réflexion continue.

Ce travail comportait plusieurs objectifs :

- Définir la structure semi-profonde du glacis du Golfe du Lion, c'est-à-dire, l'organisation des sédiments qui constituent l'éventail.

- En déduire, dans la mesure du possible, la nature, l'origine et le contrôle des processus sédimentaires impliqués dans une telle organisation.

- Tenter d'évaluer la part des facteurs régionaux propres au bassin méditerranéen qui donnent à l'éventail du Petit-Rhône une signature originale et des facteurs généraux, c'est-à-dire des processus fondamentaux régissant la sédimentation dans les éventails mondiaux.

- Enfin, confronter l'ensemble des résultats avec les modèles existants, en expliquer les éventuelles divergences, et si nécessaire, préciser ou modifier ces modèles afin de leur donner une valeur plus générale.

Les résultats de cette étude ont déjà été partiellement publiés. Ils sont repris et précisés dans ce mémoire qui s'articule en 5 parties :

Les deux premières parties sont consacrées à des études bibliographiques concernant d'une part les principaux modèles d'éventails détritiques, d'autre part la marge méditerranéenne nord-occidentale. Dans cette deuxième partie, l'accent est mis plus particulièrement sur les caractéristiques physiographiques, structurales et sédimentaires du Golfe du Lion susceptibles d'influer sur la croissance de l'éventail.

Après un bref exposé des données disponibles pour ce travail, la troisiè-



me partie présente les résultats de l'analyse de la carte bathmétrique issue des sondages 12 kHz et les traits morphologiques les plus importants de la carte sea-beam (chp.II) puis les résultats de l'analyse sismique (chp.III) de l'éventail. Un aperçu structural sommaire du secteur d'étude, axé sur la description des déformations induites et de leurs influences sur la construction de l'éventail, est ensuite proposé (chp.IV).

Nous présentons, dans une quatrième partie, notre interprétation de l'histoire de l'éventail telle qu'elle découle des études réalisées.

Enfin la cinquième partie est consacrée à l'énumération des conclusions majeures, les principaux thèmes abordés dans les parties précédentes étant repris et synthétisés sous forme d'un modèle théorique de croissance.

Ière PARTIE :  
RAPPEL DES PRINCIPAUX MODELES D'EVENTAIL

I - DESCRIPTION GENERALE DES MODELES

II - CRITIQUE RAPIDE

- 1) Hétérogénéité de terminologie.
- 2) Hétérogénéité des informations fournies.

La vague d'intérêt pour les éventails sédimentaires profonds a pris naissance à la suite des publications de SIGNORINI (1936) et MIGLIORINI (1943) évoquant pour la première fois la possibilité d'un milieu de dépôt profond pour les séries de flysch des Apennins, et surtout après les résultats de KUENEN et MIGLIORINI (1950) qui, réaffirmant cette hypothèse, montraient en outre que le mécanisme principal, responsable de la mise en place de ces dépôts, était les courants de turbidité.

Cette étape fondamentale permit la réinterprétation des séries de flysch fossiles en terme de dépôts turbiditiques profonds, et marqua, il y a seulement une vingtaine d'années, le point de départ de l'étude des bassins à turbidites actuels dans la même optique.

#### 1) DESCRIPTION GENERALE DES MODELES.

Les premiers résultats de ces études apparaissent dans les années 70 sous forme de modèles variés, dont les principaux sont décrits dans les Fig. 1 à 4. Certains sont fondés sur des études sous-marines d'éventails récents (NORMARK 1970, 1974, 1978), d'autres reposent sur l'étude d'éventails fossiles dont les affleurements sont souvent altérés par l'érosion ou la tectonique (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975).

L'hétérogénéité des divers modèles basés sur des exemples qui ne sont pas forcément représentatifs de l'ensemble des éventails mondiaux, ainsi que les problèmes de terminologie (cf. infra) m'ont conduite à présenter ces modèles à partir de leur seul élément commun : le réseau sous-marin de chenaux qui caractérisent les éventails sédimentaires.

Autour de ce réseau, généralement sinueux et ramifié, s'organisent les sédiments dont la distribution est directement liée à la dynamique des courants de turbidité qui y sont canalisés (Fig. 5, BOUMA & NIELSEN 1978).

L'organisation finale des dépôts aboutit à une forme en éventail, origine du nom donné à ce type d'appareil sédimentaire, par les auteurs anglo-saxons : "deep-sea fans" (fan = éventail).

Le réseau se divise typiquement d'amont en aval, en 3 parties :  
- Le canyon sous-marin, entaillant fortement la pente continentale,

est essentiellement un lieu de transit et d'érosion. Les dépôts y sont rares et instables.

L'alimentation de l'éventail peut, dans certains cas, être réalisée par l'intermédiaire d'une série de petits canyons ["gullies" de l'éventail du Mississipi (SHEPARD & DILL, 1966) et de l'Ebre (ALOISI & al., 1981)].

- Le chenal principal, large vallée parfois méandriforme, fait progressivement suite au canyon.

Sa caractéristique principale est la présence de levées sédimentaires latérales, souvent asymétriques.

Sa morphologie résulte du dépôt sur les levées des particules les plus fines, concentrées au sommet des courants de turbidité, et des particules les plus grossières à l'axe du chenal qui peut aussi être un lieu de transit et/ou d'érosion.

- Le réseau des chenaux de distribution : Vers l'aval, le chenal principal se ramifie en de nombreux chenaux secondaires anastomosés. Les levées s'atténuent progressivement, parallèlement à l'élargissement et à la disparition des chenaux.

C'est dans cette partie, et plus en aval, au débouché des chenaux, que le courant dépose théoriquement ce qui lui reste de sédiments en suspension, c'est-à-dire les particules de taille moyenne (sables fins).

Comme cela a été évoqué plus haut, le mécanisme principal de dépôt est le courant de turbidité. J'en rappellerai brièvement les caractéristiques principales, tirées de MIDDLETON & HAMPTON (1973) et BINGHAM (1977) :

Les courants de turbidité sont des courants de densité, les plus répandus des écoulements du type gravitaire ("sediment gravity flow").

Leur origine est encore mal connue, mais on sait qu'elle nécessite la mise en suspension d'un grand volume de sédiment. Les particules en suspension créent alors, par rapport au fluide ambiant "propre", une différence de densité qui, associée aux forces de gravité, engendre des écoulements latéraux. La résistance aux limites de la colonne d'eau crée alors une turbulence maintenant les particules en suspension.

Le maintien de la turbulence est conditionné, en particulier, par une valeur de pente constante, et un apport régulier en suspensions. Ces courants sont donc épisodiques, et libèrent leur charge sédimentaire lors d'une diminution de pente, par exemple, (débouché du canyon en particulier) qui induit une perte de vitesse.

Au cours de l'écoulement, le courant peut se transformer en n'importe

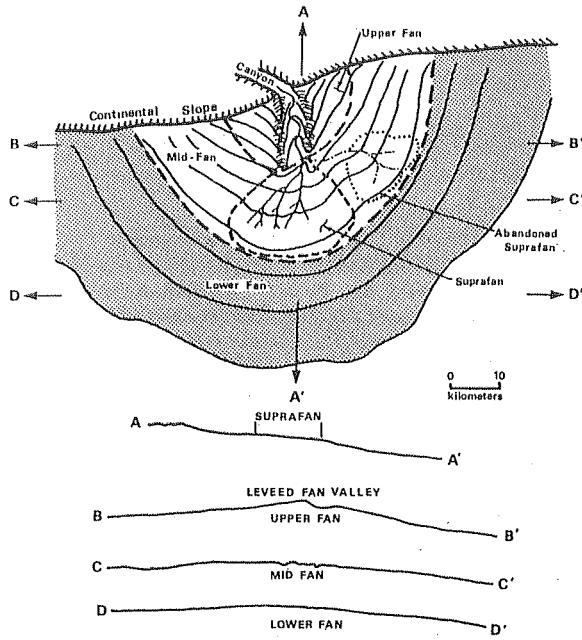


Fig.1 : NORMARK, 1970, 1978. MODELE MORPHOLOGIQUE basé sur des études sous-marines d'éventails récents.

- Division tripartite basée essentiellement sur la morphologie (évolution vers l'aval du réseau "fluviale").

. Upper fan caractérisé par son chenal principal unique, bordé de levées latérales proéminentes.

. Mid-fan caractérisé par un bombement morphologique (suprafan) interprété par NORMARK (1980), comme la région préférentielle du dépôt des sables, sous forme de "lobes", et défini par des critères morphologiques (situation au débouché de la vallée principale de l'upper fan, profil radial convexe, contour lobé, relief accidenté, dans sa partie supérieure, de chenaux et de dépressions isolées).

. Lower fan caractérisé par une morphologie plus douce et l'absence de chenaux.

- Dans ce modèle, Les matériaux grossiers (graviers et sables) sont concentrés dans le canyon, le chenal principal, et sur le suprafan dont la présence est conditionnée par l'existence d'une source riche en éléments grossiers (exemple type : Navy fan, - NORMARK & al., 1979).

(Lorsque la source est riche en éléments fins, le suprafan n'existe pas. Ce sont les levées latérales des chenaux qui se développent préférentiellement.

Exemple : Delgada fan, NORMARK et HESS, 1980).

Fig.2 : MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975 - MODELE SEDIMENTOLOGIQUE basé sur l'étude d'éventails fossiles à terre.

- Division en deux parties, basée essentiellement sur la distribution des associations de faciès qui caractérisent 5 environnements différents. Les termes utilisés pour diviser l'éventail font référence à la proximité de la source.

. Inner fan, Partie chenalisée de l'éventail, caractérisée par les associations de faciès suivantes :

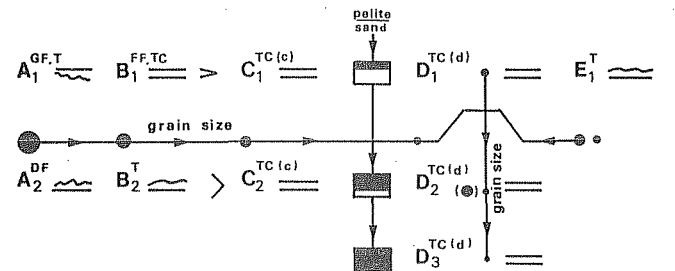
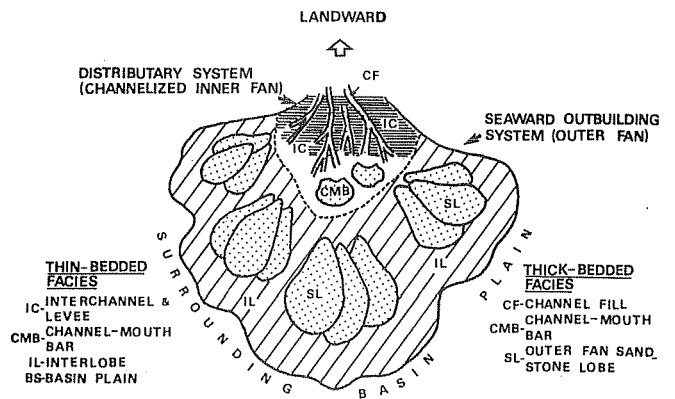
\* Remplissage de chenaux : tout type de faciès sauf D2 et C2, inscrits dans des séquences de dépôt à tendance positive plus ou moins bien marquée, liée à l'abandon du chenal.

\* Dépôts inter-chenaux : dépôts fins (D2 et D1)

\* Barres d'embouchures : surtout B2 et E, (avec lits de sable imbriqués), formant des séquences négatives.

. Outer fan, Partie non chenalisée. Région préférentielle des dépôts sous-forme de corps gréseux lenticulaires (association de C1, C2, et B1, englobant D1 et D2) progradants dont les faciès sont organisés en séquences négatives, résultants de la décharge rapide de courants de turbidité très concentrés qui passent l'embouchure des chenaux sans y déposer leur charge. (Zone de by-passing : non dépôt).

- Modèle tiré de l'étude des flyschs tertiaires des Apennins du Nord et des Pyrénées Méridionales (groupe Hecho).



THICK TO MASSIVE BEDDED; COARSER GRAINED FACIES

THIN TO MEDIUM BEDDED; FINER GRAINED FACIES (Thick to massive layers and/or coarse grain size are subordinately present)

- plane parallel bedding
- dune and ripple shaped top
- irregularly wavy top
- channelized beds
- GF grain flow
- FF fluidized flow
- DF debris flow
- TC turbidity current
- T tractive flow
- > thinning or wedging over a long distance
- > thinning or wedging over a short distance
- (c) concentrated
- (d) dilute

Fig.3 : WALKER 1978. MODELE SEDIMENTOLOGIQUE combinant les 2 types de modèles précédents (fig.1 et 2).

- Division tripartite de NORMARK : 5 faciès grossiers principaux étudiés dans des éventails fossiles sont replacés dans leur environnement respectif. Le réseau "fluvial" est caractérisé d'amont en aval par une tendance à l'organisation et à l'affinement des dépôts.

- Possibilité de réactivation de l'éventail : incision d'un chenal distributaire à travers tout l'éventail, et construction d'un lobe de suprafan sur l'ancien lower fan (mécanisme possible de la progradation des dépôts).

- Exemple typique de fan progradant : Shale Grit fan, Angleterre du Nord (WALKER 1978).

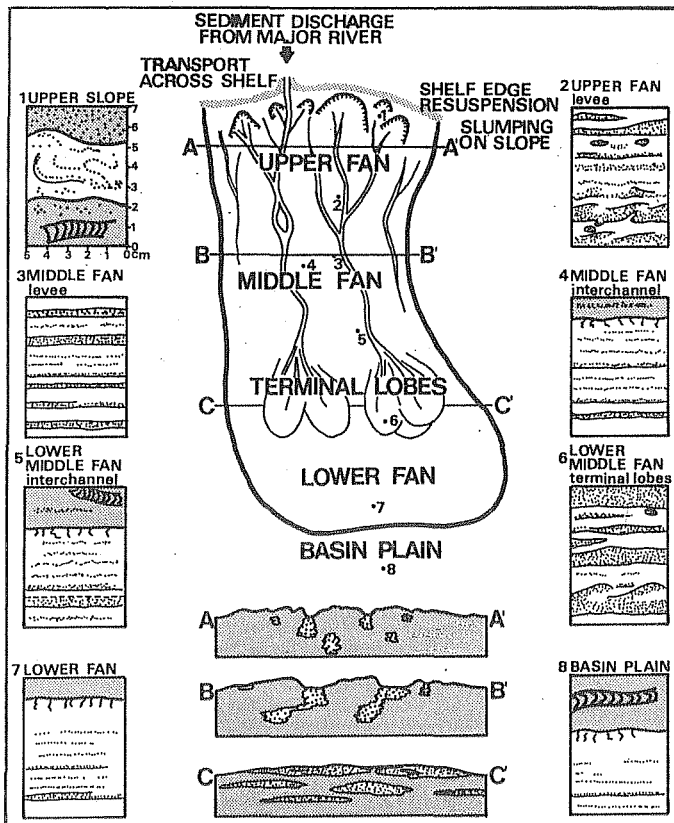
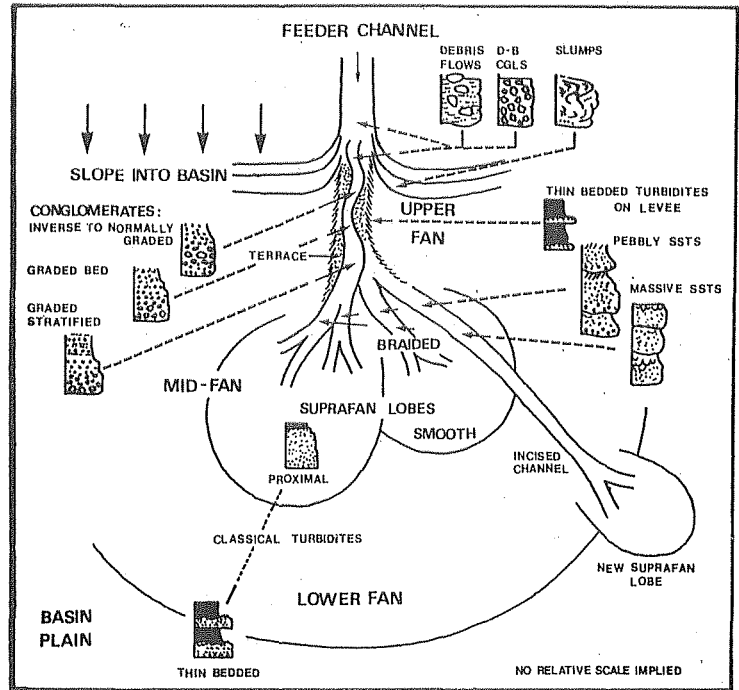


Fig. 4 : STOW 1980. MODELE MORPHO-SEDIMENTOLOGIQUE basé sur l'étude d'un éventail récent.

- Division tripartite de NORMARK :

- Pente et upper fan : 1 ou plusieurs canyons cheminant à travers les slumps communs dans ces domaines physiographiques où l'érosion domine.

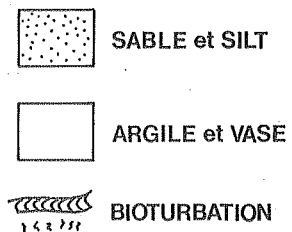
- Middle Fan : plusieurs chenaux principaux bordés de levées latérales dans sa partie supérieure ; disparition des chenaux et construction de "lobes terminaux" dans sa partie inférieure.

- Lower Fan : présent si le bassin est suffisamment ouvert.

- Distribution des sédiments : grossiers dans les chenaux et les lobes, fins ailleurs, avec granoclassement dans 3 directions : longitudinalement, transversalement vers l'extérieur des chenaux dans les aires inter-chenaux, verticalement au sein d'une unité de dépôt (une turbidite)

- Modèle valable pour des fans alimentés par des sources riches en sédiments fins, applicable aux éventails de grande taille : Bengale, Indus, Amazone, Congo.

Exemple typique : Laurentian fan (STOW 80).



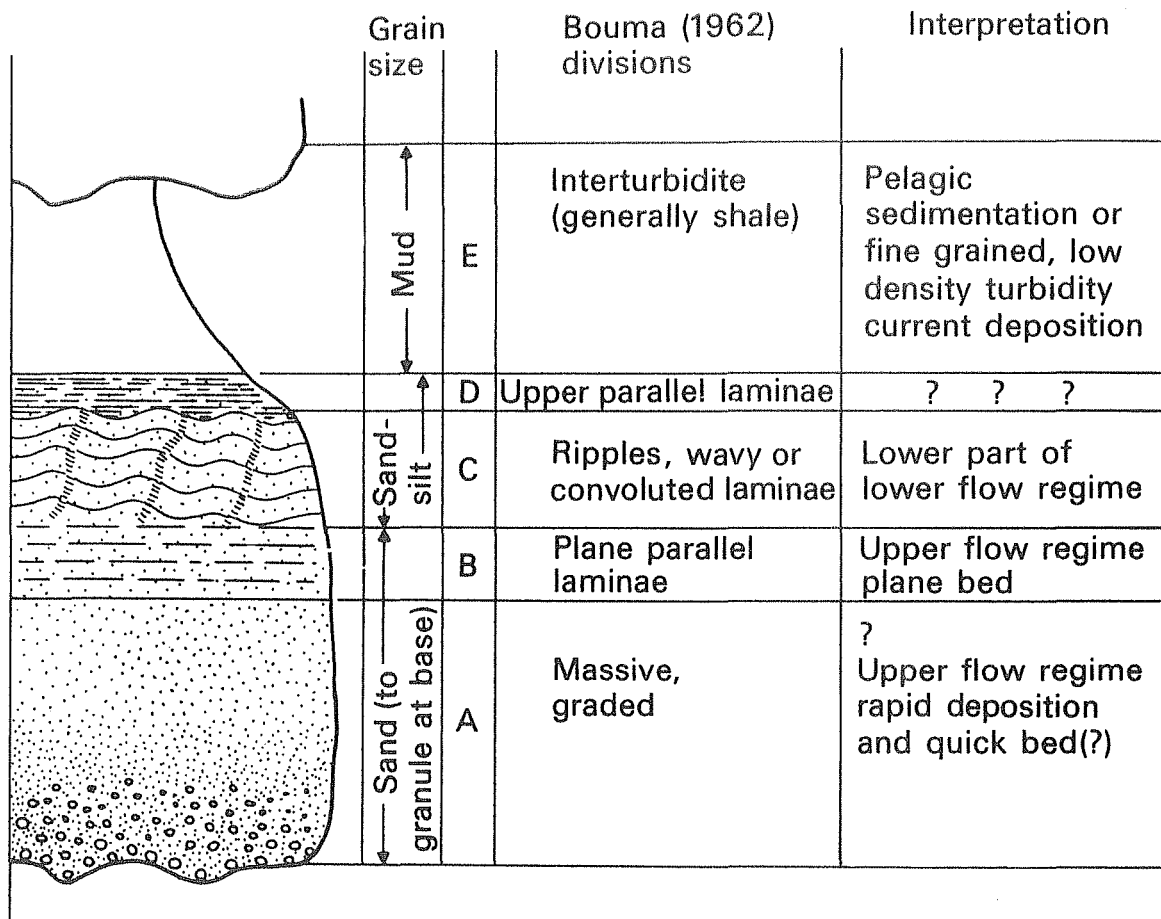


Fig 5 : Turbidite classique de BOUMA et relation des divers faciès avec le régime dynamique des courants de turbidité (In : READING, 1978).

quel autre type d'écoulement gravitaire ("liquefied sediment flow", "grain flow" ou "debris flow").

A ce mécanisme primordial dans la construction des éventails, viennent se surimposer d'autres mécanismes de dépôt, qui, bien qu'étant des évènements classiques dans l'histoire d'un éventail, viennent perturber son évolution normale. Ce sont :

- Les glissements et slumps, maintes fois décrits et cartographiés, surtout actifs sur le talus continental et la partie supérieure des éventails (marge continentale orientale des Etats-Unis : EMBLEY, 1980, MALAHOFF & al., 1980 ; marge sud-africaine : EMBLEY & MORLEY, 1980, DINGLE, 1980 ; éventail de l'Amazonie : DAMUTH & EMBLEY, 1981 ; éventail du Mississipi ) :

- Les courants de fond qui remobilisent le sédiment initial et le redéposent selon une dynamique distincte.

Les différences fondamentales entre les divers modèles sont peu nombreuses. Elles portent essentiellement sur la position des zones de dépôt (suprafan du middle fan de NORMARK, lobe d'outer fan pour MUTTI et RICCI LUCCHI), sur la présence de chenaux jusque dans le lower ou l'outer fan, associés ou non à des levées latérales, et sur les limites externes de l'éventail.

## II) CRITIQUE RAPIDE.

Malgré l'accord global des auteurs sur ce schéma général, un examen plus détaillé des modèles met en évidence leur grande hétérogénéité :

### Hétérogénéité de terminologie.

Le manque d'homogénéité est en partie lié à la profusion de termes descriptifs, propres à engendrer la confusion la plus totale : certains termes, bien que différents, désignent des environnements identiques, et le même terme peut qualifier des domaines différents. Un exemple particulièrement flagrant est celui du terme "lobe". N'ayant jamais été clairement défini, il désigne des zones de dépôt dont la situation varie avec les modèles.

### Hétérogénéité des informations fournies.

L'autre raison de cette hétérogénéité est que les modèles résultent soit d'études à terre d'éventails fossiles, soit d'études sous-marines d'appa-



reils récents.

Les premières ont donné essentiellement des informations stratigraphiques (MUTTI & RICCI LUCCHI), la taille des affleurements, les phénomènes tectoniques et les érosions postérieures empêchant le plus souvent, d'avoir directement une vue d'ensemble de la géométrie des dépôts.

Les études marines ont fourni, elles, essentiellement des données morphologiques et les caractéristiques sédimentologiques des dépôts superficiels (NORMARK).

WALKER (1978) propose une synthèse des deux types de données en replaçant les sédiments repérés à terre, dans ce qui devrait être leur environnement respectif, selon le modèle actuel de NORMARK.

Une telle démarche me semble hasardeuse, dans la mesure où les modèles décrivent des cas ponctuels plus qu'ils ne représentent une synthèse de toutes les informations recueillies sur les éventails. En effet, le modèle de NORMARK est basé sur l'étude d'un certain nombre de fans californiens ayant évolué dans un contexte géologique et climatique qui leur est propre, sans doute différent des conditions qui ont pu prévaloir au cours de la construction des éventails fossiles.

Or, et de nombreux auteurs l'ont montré (MALDONADO & STANLEY, 1979, NORMARK, 1974, STOW & al., 1980, etc.), la morphologie et la sédimentation des éventails dépendent étroitement de nombreux facteurs, internes (nature et quantité des apports), ou externes (physiographie des bassins, proximité de la source, variations climatiques et eustatiques, contexte tectonique...), qui influent sur un hypothétique cas idéal.

Dans cette optique, MUTTI (1981) a proposé une classification des modèles selon un de ces facteurs : l'efficacité des mécanismes de transport du sable. Il distingue alors 2 types au moins de styles de dépôt engendrant des caractéristiques très différentes et même opposées, et représentant deux cas extrêmes au sein de toute une série de dispositifs sédimentaires :

Cônes à basse efficacité de transport - Les sables ne sont pas transportés sur de longues distances, à cause du volume limité des courants et du déficit en éléments fins (silt et argile) de la source.

Le modèle de NORMARK s'inscrit parfaitement dans cette catégorie.

Cônes à haute efficacité de transport - Ils concernent essentiellement les cônes fossiles, les équivalents actuels étant très mal connus ou très peu documentés pour l'instant.

Ils résultent de l'action de courants de grand volume et de haute

mobilité : ce sont des courants de turbidité classiques très chargés en sable, mais aussi en sédiments fins.

Ces cônes peuvent être comparés aux éventails profonds actuels alimentés par des systèmes deltaïques assez riches en sédiments fins. (Indus, Bengale, Nil, Amazone, Rhône).

Enfin, je voudrais signaler un point important qui est le manque total d'informations concernant l'organisation interne des éventails, sans lesquelles il est prématuré de vouloir construire des modèles d'ordre plus général. Si la littérature est très riche concernant la morphologie et la sédimentation des éventails, leur structure interne est très peu abordée, à quelques exceptions près, éventail de l'Indus (COUMES, Comm. Pers.), de l'Ebre (ALOISI & al, 1981), du Bengale (CURRAY & MOORE, 1974), ce qui reflète le peu de connaissances acquises à ce jour sur ce sujet. C'est précisément cet aspect que j'ai étudié plus particulièrement sur l'éventail sédimentaire profond du Rhône.

2ème PARTIE :  
GENERALITES  
CADRE MORPHOLOGIQUE, STRUCTURAL,  
ET SEDIMENTOLOGIQUE DE L'ETUDE

I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE

II - LE RHONE : CARACTERISTIQUES ACTUELLES ET CONTRIBUTION A LA CROISSANCE DE LA MARGE

A - Histoire structurale

B - Histoire sédimentaire

1) les séries anté-pliocènes

2) la série plio-quadernaire

## I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE

Le secteur que j'ai étudié (fig.6), interesse, au sein de la marge du Golfe du Lion, 3 des 4 provinces physiographiques typiques d'une marge continentale : pente, glacis et plaine abyssale.

Ici, contrairement aux marges voisines de la Méditerranée occidentale, le caractère fortement construit de la marge s'exprime morphologiquement à tous les niveaux : le plateau continental plat est très large (50 km en moyenne) et faiblement incliné. Il se prolonge vers le Sud par une pente relativement douce (3%) comparée aux secteurs adjacents, qui correspond à un front de progradation profondément incisé de nombreux canyons dont la tête indente le rebord du plateau d'orientation générale OSO-ENE tout comme le rivage languedocien.

La limite inférieure de la pente est difficile à définir (vers -1500 m). Elle est en effet ennoyée sous un épais glacis, constitué par les dépôts de l'éventail du Petit-Rhône, qui s'étend jusqu'à l'isobathe 2700 m, profondeur marquant le début de la plaine abyssale Baléaro-Provençale.

Bien que toute la zone portée sur la carte (fig.6) soit décrite dans ce manuscrit, sa grande superficie (environ 26 000 Km<sup>2</sup>) m'a conduit à n'étudier en détail que certaines zones, notamment la partie Nord (zone non hachurée) pour laquelle, par ailleurs, les données étaient suffisamment denses.

## II - LE RHONE : CARACTERISTIQUES ACTUELLES ET CONTRIBUTION A LA CROISSANCE DE LA MARGE

La marge du Golfe du Lion doit son important développement aux masses considérables de sédiments apportées à la Méditerranée par le Rhône.

Ce fleuve possède un bassin versant très étendu (environ 95 000 km<sup>2</sup>)

(fig.7) qui couvre approximativement 1/5 de la France, et une partie de la Suisse. L'étude des minéraux argileux en suspension dans les eaux du système rhodanien (CHAMLEY, 1971) montre leur origine essentiellement alpine, les affluents de la rive droite du Rhône ayant une influence mineure.

Le débit solide annuel du Rhône est actuellement estimé à environ 5 Mm<sup>3</sup> (They de Roustan - BLANC, 1982). Loin de représenter les valeurs normales antérieures, ce chiffre correspond approximativement au 1/4 ou au 1/3 du débit solide estimé à la fin du siècle dernier (17 Mm<sup>3</sup>/an à l'embouchure du Rhône de Pégoulie : BERTRAND & L'HOMER, 1975), avant les travaux de régularisation et d'équipement électrique réalisés sur le cours du Rhône et de ses affluents, ceux-ci ayant eu pour conséquence un affaiblissement de la contribution sédimentaire rhodanienne par la retenue des sables en amont des barrages (BLANC, 1982).

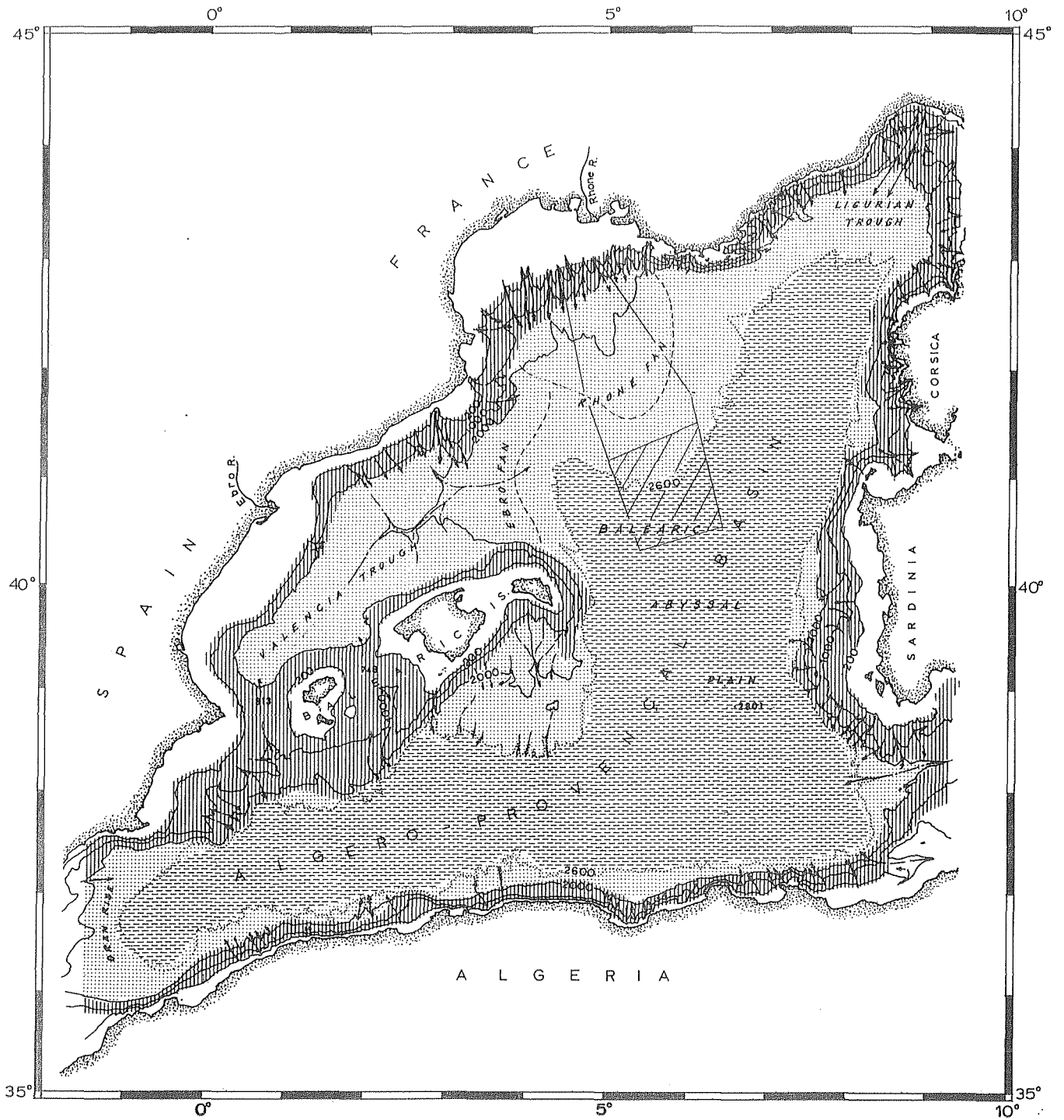
Il est enfin légitime de penser que ce chiffre calculé en période post-glaciaire (holocène) a dû être beaucoup plus élevé durant les périodes glaciaires qui ont jalonné le Plio-Quaternaire : la puissance du fleuve et l'importance des masses charriées sont attestées, en particulier, à la fin du Pliocène par les nappes de galets alpins présents aux abords de Montpellier (DEMARCO, 1973) et au Quaternaire par les nappes de cailloutis, datées du Riss ou du Würm, de la Durance (Crau) qui s'écoulait (fig.7b) jusqu'à la fin du Würm par le col de Lamanon et rejoignait le Rhône, très au Sud de son point de confluence actuel (AUBOUIN, 1974).

Par ailleurs, le débit solide du Rhône a dû fortement fluctuer en réponse aux variations climatiques et aux événements tectoniques (surrection des Alpes à la fin du Pliocène, par exemple, à l'origine du dépôt, dans tout le bassin rhodanien, d'une nappe conglomératique au sommet de la série pliocène (DEBELMAS & DEMARCO, 1980).

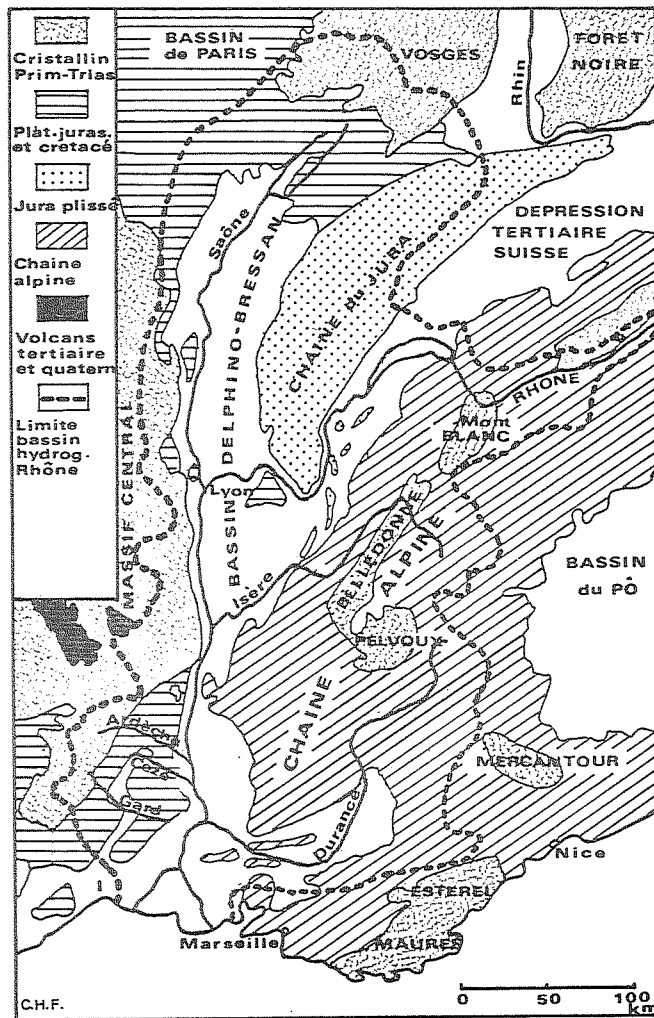
Les sédiments déversés en Méditerranée sont, dès l'embouchure du Rhône, soumis aux effets du courant de dérive littorale se déplaçant d'Est en Ouest, probablement responsable de l'asymétrie de développement du Golfe par rapport à sa source principale d'apport.

Selon les niveaux eustatiques, les particules en suspension viennent nourrir préférentiellement certains des environnements de la marge. Il est communément admis, en effet, que la construction du delta, par ailleurs bien étudiée par DUBOUL-RAZAVET (1956), et la progradation du plateau se réalisent surtout lors des hauts niveaux, alors que durant les périodes de bas niveaux marins, les sédiments, directement piégés dans les canyons, vont alimenter le domaine profond.

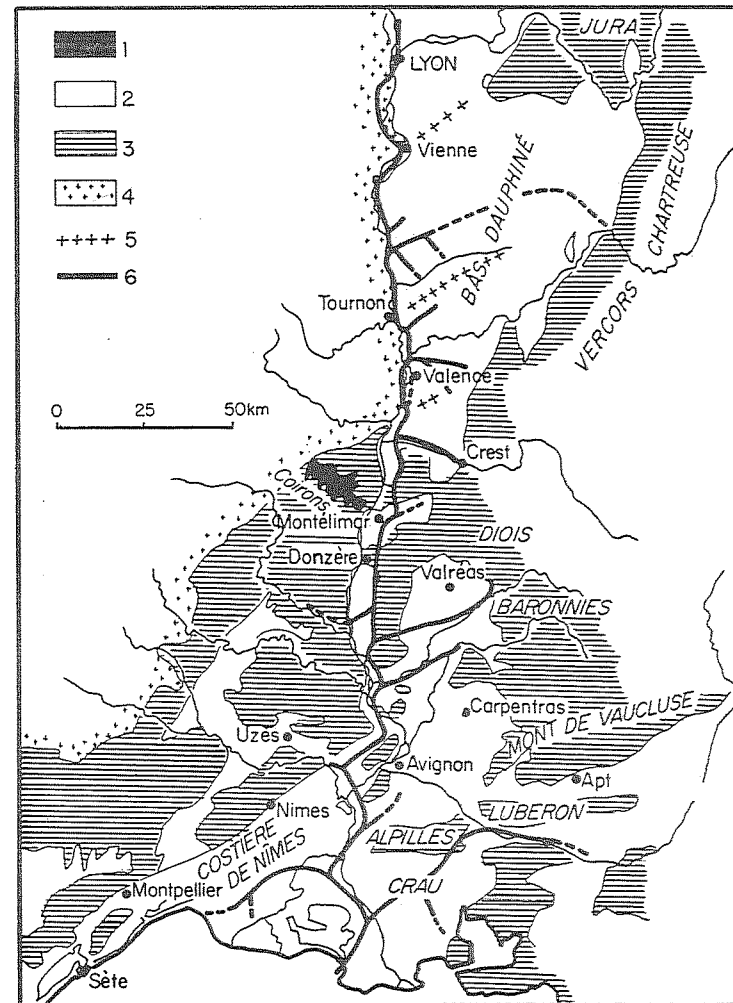
Diverses études sur le plateau continental du Golfe du Lion (ALOISI



**Fig.6** : Localisation du secteur d'étude au sein de la Méditerranée occidentale.  
 Carte physiographique de CARTER & al. (1972).



**a** : Le bassin versant du Rhône  
(In : CHAMLEY, 1971)



**b** : Esquisse structurale du bassin rhodanien et réseau hydrographique pré-pliocène  
1. Roches volcaniques. - 2. Tertiaire. - 3. Secondaire. - 4. Houille et socle antéhercynien. - 5. seuils du Bas-Dauphiné. - 6. Réseau hydrographique pré-pliocène.

(In : DEMARCO, 1973)

**Fig.7**

& al., 1975, ALOISI & al., 1981) et du Golfe de Valence (MALDONADO & al., 1981) ont montré effectivement que l'essentiel des alluvions est actuellement stocké sur le plateau au niveau des prodeltas. L'alimentation du bassin est réalisée de façon temporaire par des apports en masses ou des glissements de la couverture superficielle non consolidée, ou de façon plus régulière mais réduite en masse, par l'intermédiaire de la couche néphéloïde. Les canyons étant séparés de l'embouchure des fleuves par le large plateau continental, il n'y a pas d'apport direct au bassin.

### III - HISTOIRE STRUCTURALE ET SEDIMENTAIRE DE LA MARGE

#### A - HISTOIRE STRUCTURALE

La structure profonde de la marge du Golfe du Lion (fig.8) résulte de l'ouverture récente du bassin Baléaro-Provençal provoquée par la dérive du bloc corso-sarde. L'ouverture aboutit au centre du bassin, à la formation de croûte océanique dont l'existence est confirmée par les études de sismique réfraction, de magnétisme et de gravimétrie.

Le passage de la croûte continentale amincie par le jeu des failles listriques à la croûte océanique est encore mal localisé. Il se situerait au pied de la pente continentale dans le Bassin Ligure, d'après la sismique réfraction et les mesures de flux de chaleur (REHAULT, 1981).

L'histoire de l'ouverture du bassin (fig.9), qui suit l'évolution normale d'une marge passive de type Atlantique, débute à l'Eocène supérieur par un bombement thermique durant lequel le substratum mésozoïque est soumis à une intense érosion (MAUFFRET & al., 1981. - REHAULT, 1981).

Cet épisode est suivi dès l'Oligocène moyen (-28 Ma) par une période de distension crustale (rifting) qui provoque l'effondrement du dôme.

Les témoins de cette phase sont nombreux à terre comme en mer : les fossés continentaux de Narbonne, du Bas-Rhône, d'Alès, de Marseille et Manosque, ainsi que le couloir rhodanien, les fossés de Limagne, de la Bresse et le graben rhénan ont été rattachés à cet épisode (LE PICHON & al., 1971. - REHAULT, 1981). De même, le graben médian du plateau continental du Golfe du Lion (LEFEBVRE, 1980), et la vallée sous-marine du Golfe de Valence, qui serait un rift avorté (BANDA & al., 1980. - MAUFFRET & al., 1981) ont été créés à la même période.



La distension, plus intense au centre du bassin, aboutit à une ouverture réelle avec création de croûte océanique qui a enregistré les variations du champ magnétique terrestre. Le bassin ainsi créé est considéré par de nombreux auteurs (AUZENDE & al., 1973, BAYER & al., 1973, BIJU-DUVAL & MONTADERT, 1977, BIJU-DUVAL & al., 1979, REHAULT, 1981) comme un bassin marginal, ouvert en arrière d'un arc insulaire où la plaque Afrique-Apulia s'enfonçait sous la Sardaigne vers le N-NW.

Le début de l'ouverture est encore sujet à discussion ; plusieurs dates ont été proposées : Oligocène moyen durant la phase même de distension (LE PICHON & al., 1971), Aquitanien-Burdigalien basal (BIJU-DUVAL & al., 1979). Il apparaît actuellement que la première croûte océanique est plus jeune, puisque des travaux récents ont permis de lui attribuer un âge Burdigalien inférieur (vers 20 Ma : MAUFFRET & al., 1981, REHAULT, 1981). C'est d'ailleurs à cette époque que, sur les bords du bassin, la transgression marine, amorcée à l'Aquitanien (-22 Ma), prend toute son ampleur (REHAULT, 1981).

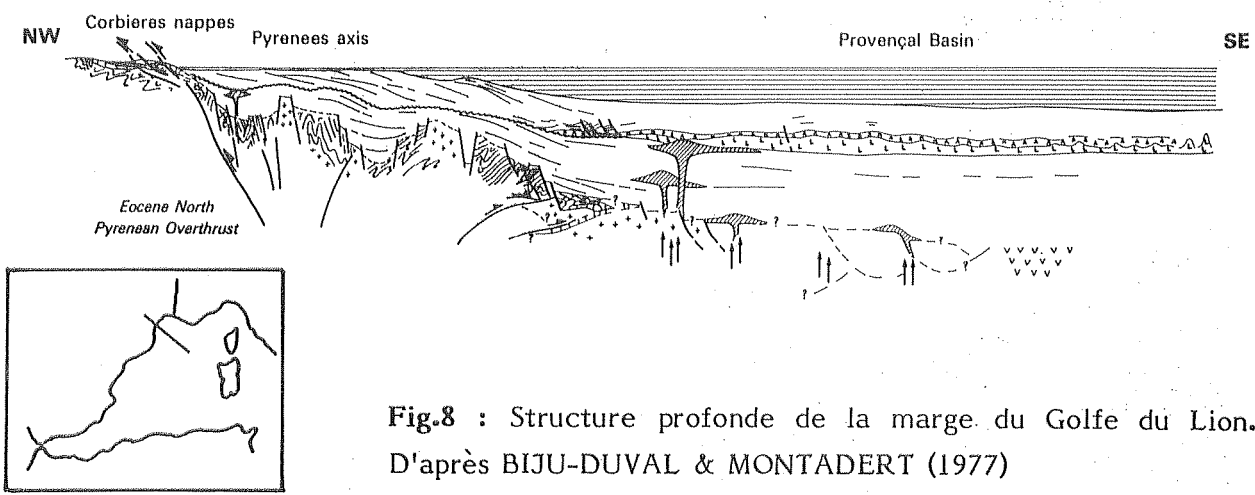
L'interprétation des données géologiques et géophysiques a donné naissance à de nombreux modèles d'ouverture impliquant la dérive vers le SE du bloc corso-sarde (par translation et/ou rotation). Une revue détaillée de ces modèles a été faite par EDEL (1980) et LEFEBVRE (1981). Je me bornerai donc à rappeler certains résultats importants :

- Les anomalies magnétiques positives s'organisent selon 2 directions dominantes (LEBORGNE & al., 1971, BAYER & al., 1973) :

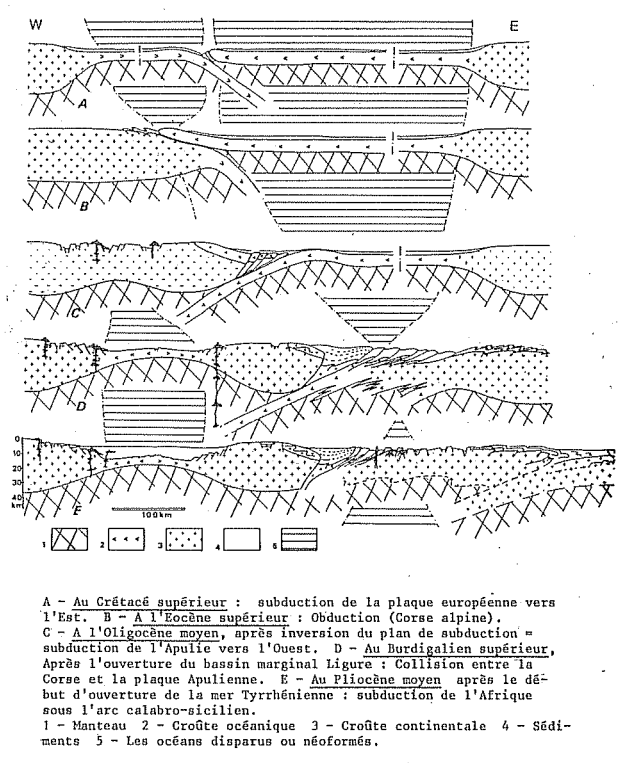
- . Direction NE-SW, matérialisant la direction de l'ouverture,
- . Direction NW-SE, décalant les linéations NE-SW ; elle est interprétée comme la trace d'accidents transformants ayant guidé la dérive de la Corse et de la Sardaigne.

La réinterprétation de ces anomalies, combinée à l'interprétation des données géologiques des marges et du bassin profond dont les accidents se superposent aux linéations (REHAULT, 1981) indiquent que la Sardaigne a subi une rotation de 30° par rapport à l'Europe stable (pôle au NE de Gênes) et que la Corse s'est déplacée de 20° seulement, avec peut-être, selon la précision des documents utilisés, un mouvement de faible amplitude entre les deux îles (Fig. 10).

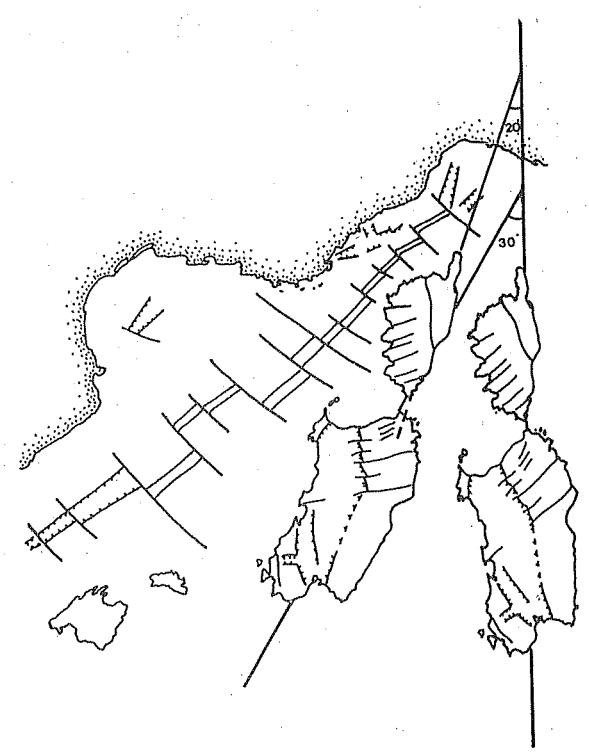
- Les derniers résultats de paléomagnétisme sur les formations volcaniques tertiaires de Sardaigne (EDEL, 1980) indiquent, entre 20,7 et 18,6 Ma, une rotation antihoraire de cette île de 30°. De plus, des considérations géologiques permettent de supposer qu'elle a dérivé avec la Corse, les deux îles ne formant qu'un seul bloc continental.



**Fig.8** : Structure profonde de la marge du Golfe du Lion. D'après BIJU-DUVAL & MONTADERT (1977)



**Fig.9** : Dynamique de l'ouverture du Bassin liguro-provençal. D'après REHAULT (1981).



**Fig.10** : Géométrie de l'ouverture du Bassin. D'après REHAULT (1981).

La période d'accrétion est de courte durée (2 à 3 Ma). Elle se termine vers -18 Ma (Burdigalien moyen) (EDEL, 1980, REHAULT, 1981).

La subsidence du bassin, liée à la contraction thermique de la nouvelle croûte et à la surcharge sédimentaire, a débuté dès son ouverture. Elle se poursuit au Plio-Quaternaire, ce qui est indiqué en particulier dans le Golfe du Lion, par les variations minéralogiques de la fraction argileuse des sédiments profonds de Méditerranée (CHAMLEY & al., 1977) et par la structure progradante de la plate-forme. Elle serait, selon certains auteurs, encore active.

Il est à noter cependant, que l'étude des mécanismes aux foyers de séismes situés autour et dans le bassin, ainsi que l'observation des traits morphologiques et structuraux des marges (pentes abruptes, zones de croûte amincie étroite), semblent indiquer que le bassin méditerranéen occidental subit actuellement et depuis 5 Ma, au moins dans certaines régions, les effets d'une tectonique compressive ayant redressé les marges et approfondi le bassin (MAUFFRET & al., 1981, REHAULT, 1981).

## B - HISTOIRE SEDIMENTAIRE

### 1) LES SERIES ANTE-PLIOCENES.

L'ouverture du bassin est soulignée dès l'Aquitarien par une transgression de grande ampleur. Les sédiments Oligocène supérieur comblent les structures distensives formées lors de la phase de rifting : en particulier les grabens continentaux (DEMARCO, 1970), le graben médian du plateau continental du Golfe du Lion (LEFEBVRE, 1980), et le long de la marge provençale, le graben des Stoechades (BELLAICHE & al., 1976, LABARBARIE, 1979) où l'Oligocène terminal affleure (voir MAUFFRET & al., 1982).

Le comblement se poursuit durant le Miocène, jusqu'à l'aplanissement des reliefs au Burdigalien supérieur (MAUFFRET & al., 1982).

La transgression s'achève au Tortonien (7 Ma) (MAUFFRET & al., 1981), dont les faciès sur la plateforme du Golfe du Lion, indiquent une nette tendance à l'émersion (LEFEBVRE, 1980) annonçant la régression messinienne liée à une baisse mondiale du niveau marin (rupture des communications avec l'Atlantique favorisée par la surrection des détroits rifains et bétiques).

Durant cette période, se déposent les séries "salifères" (sel + évaporites supérieures) dans le bassin confiné, tandis que les marges émergées sont soumises à une érosion intense, mais de courte durée, dont témoigne,

en sondage sismique, la surface de discordance intra-messinienne, et de laquelle résulte le creusement de certains canyons et l'accumulation d'un prisme sédimentaire (Golfe du Lion, N Majorque...) (MONTADERT & al., 1978).

Si l'on est désormais sûr que les séries salifères se sont déposées sous faible tranche d'eau, en revanche, le problème de la profondeur du bassin à la fin du Tortonien divise encore les auteurs, selon l'importance qu'ils attribuent à la subsidence plio-quadernaire :

- Bassin peu profond, subsidence majeure au cours du Plio-Quadernaire : NESTEROFF & al., 1972, MAUFFRET & al., 1973, STANLEY & al., 1974, BUROLLET & BYRAMJEE 1974, STANLEY, 1977.

- Bassin profond, subsidence majeure anté-messinienne : LE PICHON & al., 1971, HSU & al., 1973, AUZENDE & OLIVET, 1974, BIJU-DUVAL & al., 1979, MAUFFRET & al., 1981.

## 2) LA SERIE PLIO-QUADERNAIRE :

Au terme de l'épisode messinien, la remise en eau du bassin est très brutale (marnes bleues Plaisanciennes de faciès profond). Elle résulte de l'ouverture du détroit de Gibraltar rétablissant la communication avec l'Atlantique.

Les forages IPOD (RYAN & al., 1973), effectués en Méditerranée occidentale (122 à 124 - 133 - 134, leg. 13) ont montré que la série plio-quadernaire est essentiellement représentée par des vases, des turbidites et des contourites, les éléments détritiques étant dominants (CHAMLEY, 1971).

Elle se présente sismiquement sous forme d'une séquence stratifiée au sommet, et transparente à la base, avec cependant, des variations latérales de faciès importantes (ALLA & al., 1972, MAUFFRET & al., 1973). La séquence supérieure est généralement interprétée comme une alternance de sables et argiles appartenant au Quadernaire, alors que la séquence transparente inférieure représenterait des dépôts plus homogènes de vases moins silteuses, attribuées au Pliocène (BELLAICHE, 1969, ALLA & al., 1972, STANLEY, 1977). Les sondages sismiques haute résolution (sparkler et air-gun) montrent cependant, dans toute la série, de nombreuses discordances internes, des chenalisations, des biseautages de couches et des glissements (ALINAT & al., 1970, ALLA & al., 1972). Par ailleurs, des lits de sable Pliocène inférieur ont été forés lors du leg 13.

La série plio-quadernaire est marquée par des variations importantes d'épaisseur (Fig 11), et de type de sédiment. Ces variations résultent, d'après STANLEY (1977), de l'action simultanée de 3 facteurs principaux : la dynami-

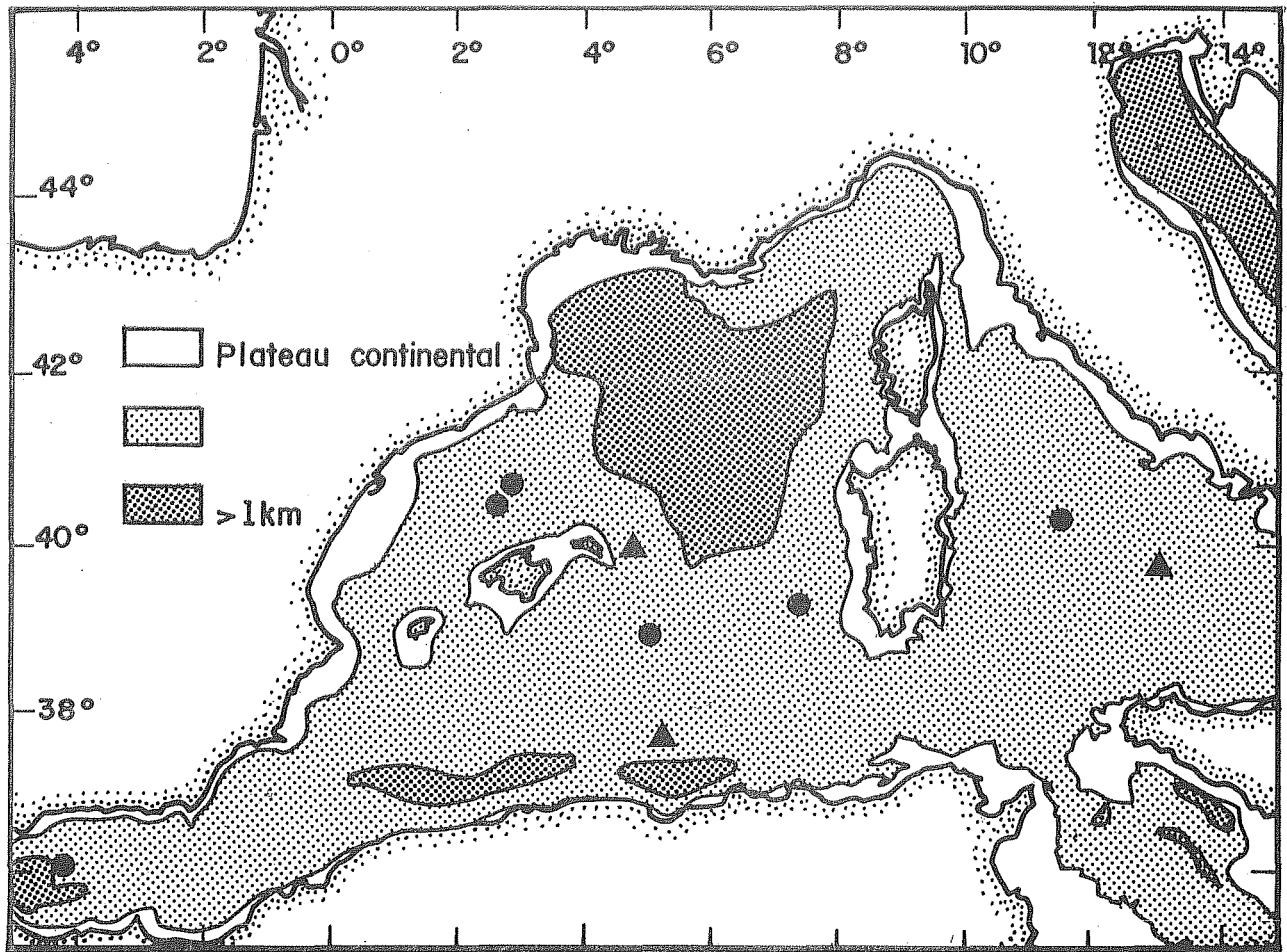


Fig.11 : Epaisseur des dépôts Plio-Quaternaires en Méditerranée occidentale. Légèrement simplifiée, d'après STANLEY (1977).

● leg. 13, ▲ leg 42A : Localisation des forages I.P.O.D.

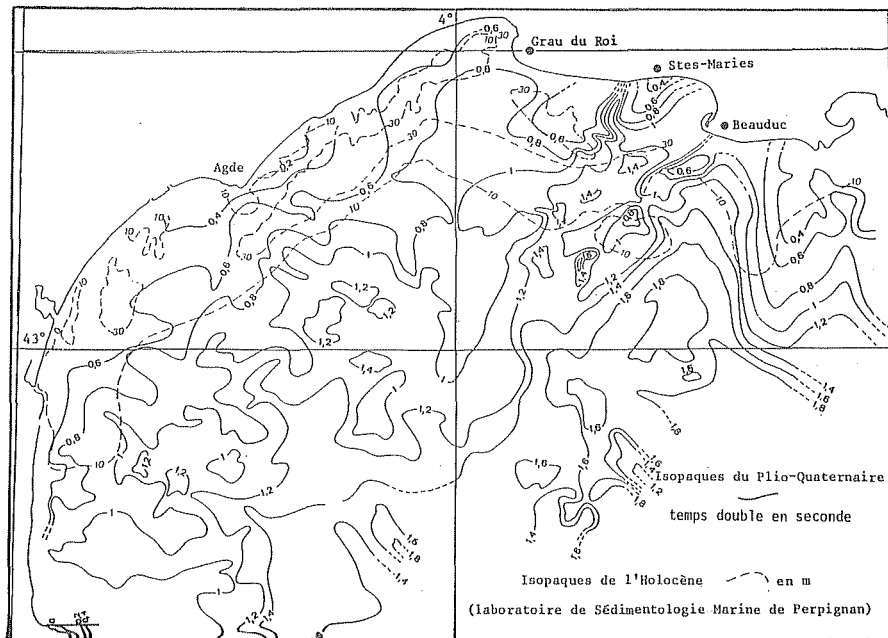


Fig.12 : Isopaques des sédiments Plio-Quaternaires sur le plateau continental du Golfe du Lion. D'après LEFEBVRE (1980). Noter l'épaississement régulier vers le rebord du plateau.

que même des dépôts, l'évolution climatique, ainsi que l'activité tectonique qui a pu modifier la sédimentation (variations minéralogiques brusques de la fraction argileuse des sédiments profonds au Plio-Pleistocène, liées à des changements structuraux du bassin : CHAMLEY & al., 1977 ; déformations par halocinèse, fréquentes dans le bassin liguro-provençal (MENARD & al., 1965, ALLA & al. 1972, REHAULT, 1981) ; variations locales du taux de subsidence, etc...).

La série atteint son épaisseur maximale (supérieure à 1 km) dans les régions situées au large de deltas où l'apport sédimentaire est important. Elle est ainsi très développée dans le Golfe du Lion où les apports du Rhône ont contribué durant les hauts niveaux marins, à l'élaboration d'une plate-forme progradante (BIJU-DUVAL & al., 1974, GOT & al., 1979) marquée par un épaissement régulier vers le rebord du plateau (Fig 12) (LEFEBVRE, 1980). Des épaissements locaux témoignent du comblement de la paléovallée messinienne du Rhône (creusée à l'air libre lors de la régression messinienne) mise en évidence par LEFEBVRE (1980) (Fig 13) et antérieurement par ZINSNER (1974).

Comme le souligne LEFEBVRE, la majorité des matériaux s'est accumulée au pied de la pente (1500 m d'épaisseur d'après BIJU-DUVAL & al., 1974) après avoir été directement piégée dans les canyons durant les périodes de bas niveaux marins (glaciations), tandis que le plateau était soumis à l'érosion indiquée par des discordances majeures au sein de la série quaternaire (STANLEY & al., 1976). L'étude de CHAMLEY (1971) sur la sédimentation argileuse en Méditerranée, indique que la série pleisto-holocène du glacis du Golfe du Lion, est essentiellement turbiditique et que l'influence rhodanienne, marquée dans la composition minéralogique des argiles, se fait sentir au moins jusqu'à 300 km de l'embouchure actuelle du Rhône. (Je montrerai par la suite (3ème partie, chp.III) que cette influence peut être étendue encore plus au Sud).

Dans la plaine abyssale, la série est très peu déformée. Les seules perturbations importantes sont causées par les mouvements halocinétiques de la couche de sel messinienne, qui ont probablement débuté dès le Pliocène (MONTADERT & al., 1970). Les déformations sont essentiellement de 2 types : structures diapiriques et déformations associées (failles de croissance, grabens sommitaux, synclinaux de bordure, cuvette de dissolution sommitale,... NELY, 1980) dont nous verrons les effets sur la mise en place des sédiments de l'éventail du Petit-Rhône.

La morphologie des diapirs est variable selon les régions de la Méditerranée Nord-Occidentale (REHAULT, 1981) : Dans le Golfe du Lion, notam-

ment (Fig. 14), ils se présentent sous-forme de larges dômes perçants, ou de structures anticlinales bordant l'éventail (Dômes de la Renaixanca, des Felibre, Dômes Calypso, dômes des Marins), et résultant de la migration du sel sous l'effet de la surcharge sédimentaire (MAUFFRET, 1976, GENNESSEAUX et VANNEY, 1979).

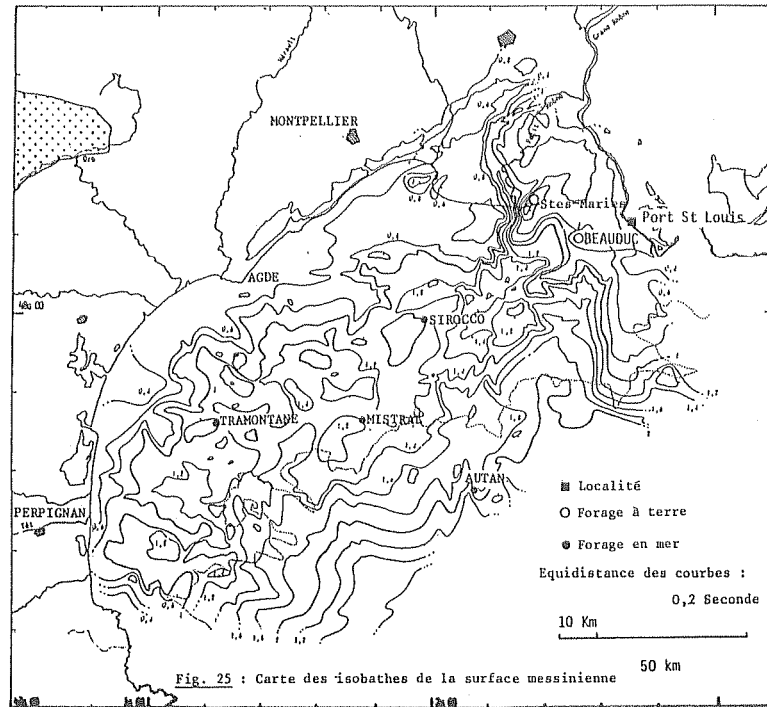


Fig.13 : Paléovallée du Rhône inscrite dans la morphologie messinienne du plateau continental du Golfe du Lion. D'après LEFEBVRE (1980).

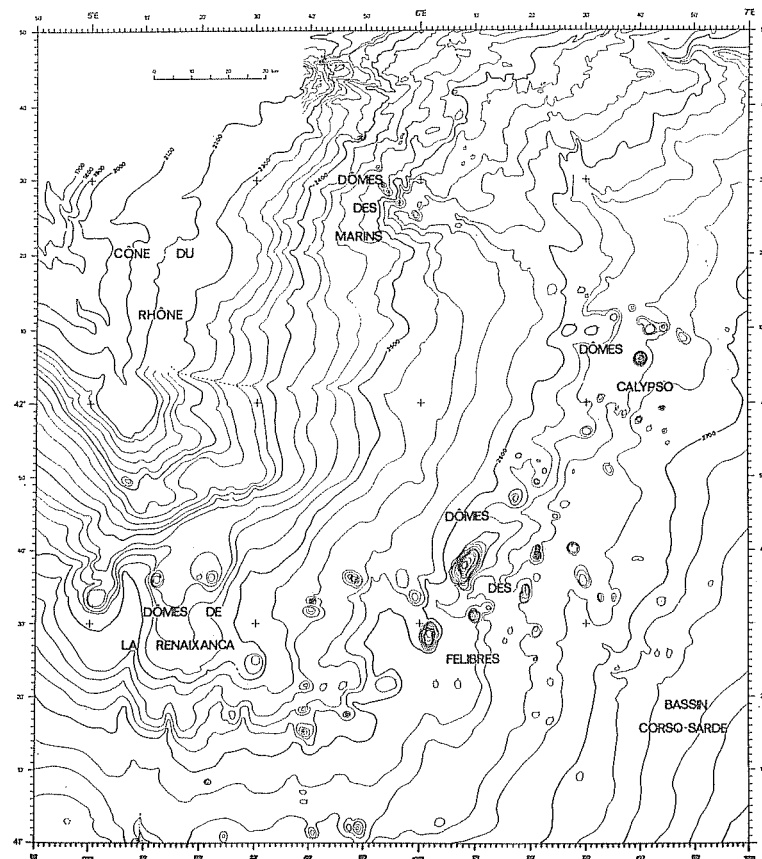


Fig.14 : Cartographie et toponymie de la ceinture de dômes dans le secteur de l'éventail du Petit-Rhône. D'après GENNESSEAU & VANNEY, 1979.



3ème PARTIE :  
ETUDE DE L'EVENTAIL SEDIMENTAIRE  
DU PETIT RHONE

Chapitre I : ORIGINE DES DONNEES

Chapitre II : MORPHOLOGIE:  
CARTE BATHYMETRIQUE DE L'EVENTAIL

Chapitre III : ETUDE SISMIQUE :  
ORGANISATION INTERNE DE L'EVENTAIL

- . I CARACTERISTIQUES GENERALES DU SECTEUR D'ETUDE.
- . II ANALYSE DES FACIES ACOUSTIQUES ET INTERPRETATIONS LITHOLOGIQUES.
- . III ETUDE DE L'EVENTAIL PROPREMENT DIT
  - A - ANALYSE DE LA SERIE SUPERIEURE
  - B - ETUDE DE LA SERIE INFERIEURE :  
EXISTENCE D'UN EVENTAIL FOSSILE.
  - C - SERIE SUPERFICIELLE

Chapitre IV : ETUDE TECTONIQUE SOMMAIRE :  
INFLUENCE DES DEFORMATIONS STRUCTURALES  
SUR LA CROISSANCE DE L'EVENTAIL

## Chapitre I : ORIGINE DES DONNEES

Pour cette étude, nous avons pu disposer d'un grand nombre de données d'origine et de type divers.

1) - L'étude sismique de l'éventail repose sur l'exploitation des données suivantes qui représentent un total de 3680 km de coupes sismiques :

- Travaux antérieurs à cette étude : il s'agit essentiellement de la mission François BLANC (1968, sismique réflexion continue de type Spar-ker 9 000 J, positionnement au RANA) dont j'ai en partie repris l'interprétation, selectivement et sommairement compte tenu de la mauvaise qualité des profils et de la quantité importante de données d'excellente qualité que je possédais par ailleurs.

- Travaux réalisés dans le cadre du projet "PROFANS" dans sa phase préparatoire (PREPROFANS) par le Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine de Villefranche-Sur-Mer, en collaboration avec le laboratoire de Sédimentologie et Géochimie marines de l'Université de Perpignan, l'Université de Barcelone et en partie, l'Institut Universitaire Naval de Naples.

Ils ont fourni la majorité des données que j'ai utilisées. Leurs caractéristiques sont reportées dans le tableau I, et la position des coupes sur la figure 15.

- Par ailleurs, j'ai pu disposer des données HRI (1980), (sismique continue de type miniflexichoc réalisée par l'I.F.P., positionnement très précis grâce au SYLEDIS) situées sur la pente continentale, qui nous ont permis de prolonger vers le Nord les structures reconnues plus au Sud, d'étudier les modalités de rattachement de ces structures à la pente et au canyon du Petit Rhône et d'évaluer la participation des canyons voisins à la construction.

2) - En ce qui concerne les travaux bathymétriques, ils sont résumés dans le tableau I. Les compléments ultérieurs de données sont décrits dans le chapitre suivant.

La totalité des données récoltées sur l'éventail profond du Rhône (fig.16) comprend en outre des données qui n'ont pas été exploitées dans

le cadre de cette étude (sismique continue, water-gun et 3,5 khz, données bathymétriques sea-beam, carottages et données d'hydrologie). Elles sont actuellement dépouillées dans le cadre de deux thèses de 3ème cycle préparées, d'une part au Laboratoire de Géodynamique sous-marine de Villefranche-sur-Mer (données sismiques et bathymétriques), d'autre part au Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie marines de l'Université de Perpignan (données sédimentologiques et hydrologiques).

CAMPAGNE	NATURE DES TRAVAUX	SOURCE	CAPTEUR (HYDROPHONES)	ENREGISTREUR	POSITION-NEMENT	KILOMETRAGE
PREPROFANS Mai 1979 "CORNIDE DE SAAVEDRA"	Sismique Continue	Sparker 2 x 1500 J.	E.G.G.	E.P.C.	LORAN C + SATELLITE	720 km
PREPROFANS Juil.-Août 1979. "CATHERINE-LAURENCE"	Bathymétrie	Sondeur 12 kHz	E.D.O.	G.D.R-T ocean sonics	TORAN + LORAN C	730 km
	Sismique Continue	Air-Gun 10ci.	A.M.G.	O.S.R.		
PREPROFANS Oct. 1979. "CATHERINE-LAURENCE"	Bathymétrie	Sondeur 12 kHz	E.D.O.	G.D.R-T. ocean sonics	TORAN + LORAN C	350 km
PREPROFANS Déc. 1979 "CATHERINE-LAURENCE"	Bathymétrie	Sondeur 12kHz	E.D.O.	G.D.R-T. ocean sonics	TORAN + LORAN C	120 km
PREPROFANS Mai 1980 "CORNIDE DE SAAVEDRA"	Sismique Continue	Sparker 3000 J.	Chesapeake M.16	E.G.G.	LORAN C + SATELLITE	760 km
PREPROFANS Sept. 1981 "CATHERINE-LAURENCE"	Bathymétrie	Sondeur 12 kHz	E.D.O.	G.D.R-T ocean sonics	LORAN C	650 km
	Sismique Continue	Air-Gun 10ci.	A.M.G.	U.G.R.		

**Tableau I : DONNES BATHYMETRIQUES ET SISMIQUES UTILISEES DANS LE CADRE DE CE MEMOIRE.**(Voir texte pour les données complémentaires utilisées et fig.16 pour la totalité des données disponibles).

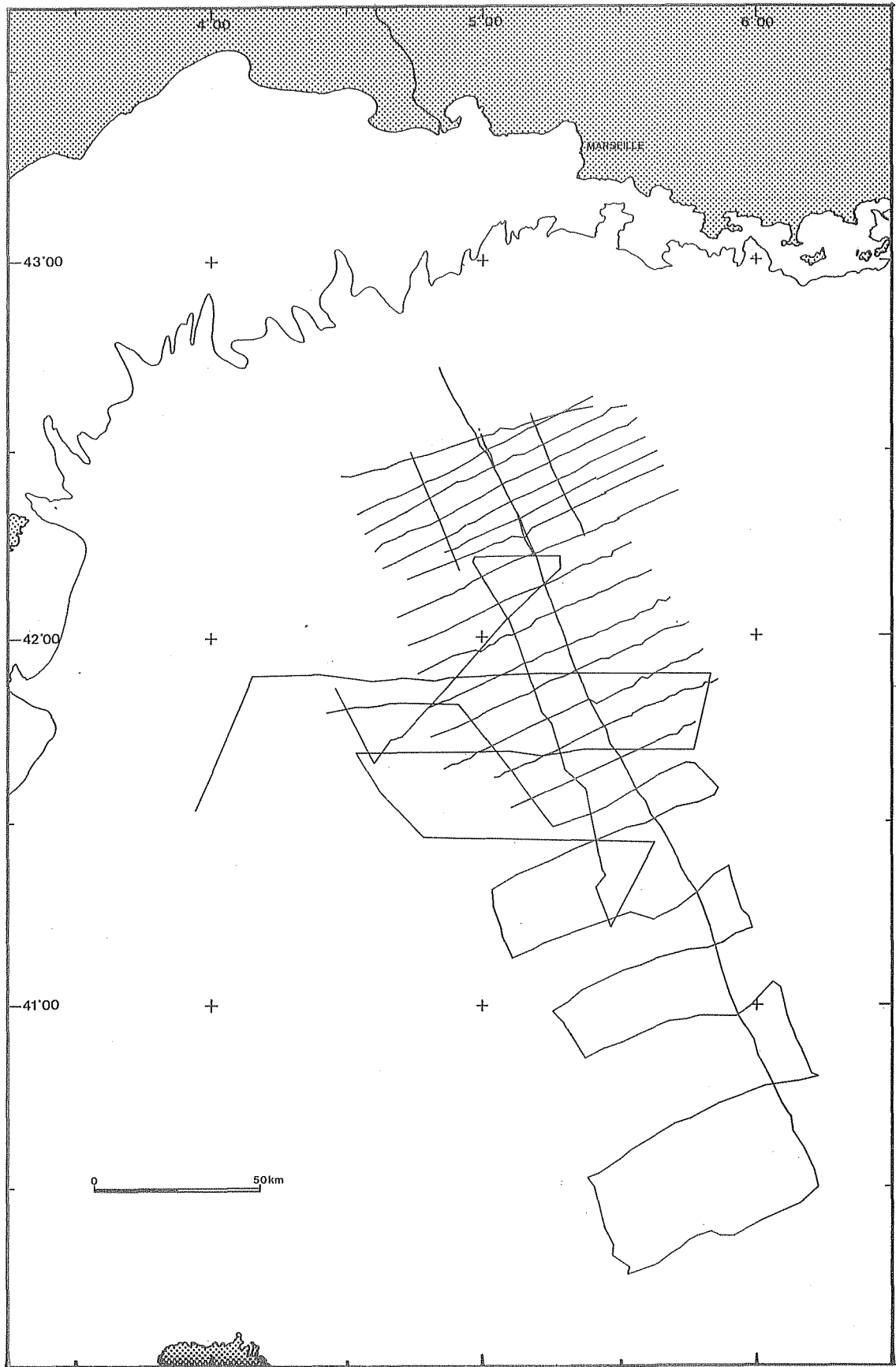


Fig.15 : Plan de position des données de sismique réflexion continue haute résolution (Airgun et Sparker) utilisées.

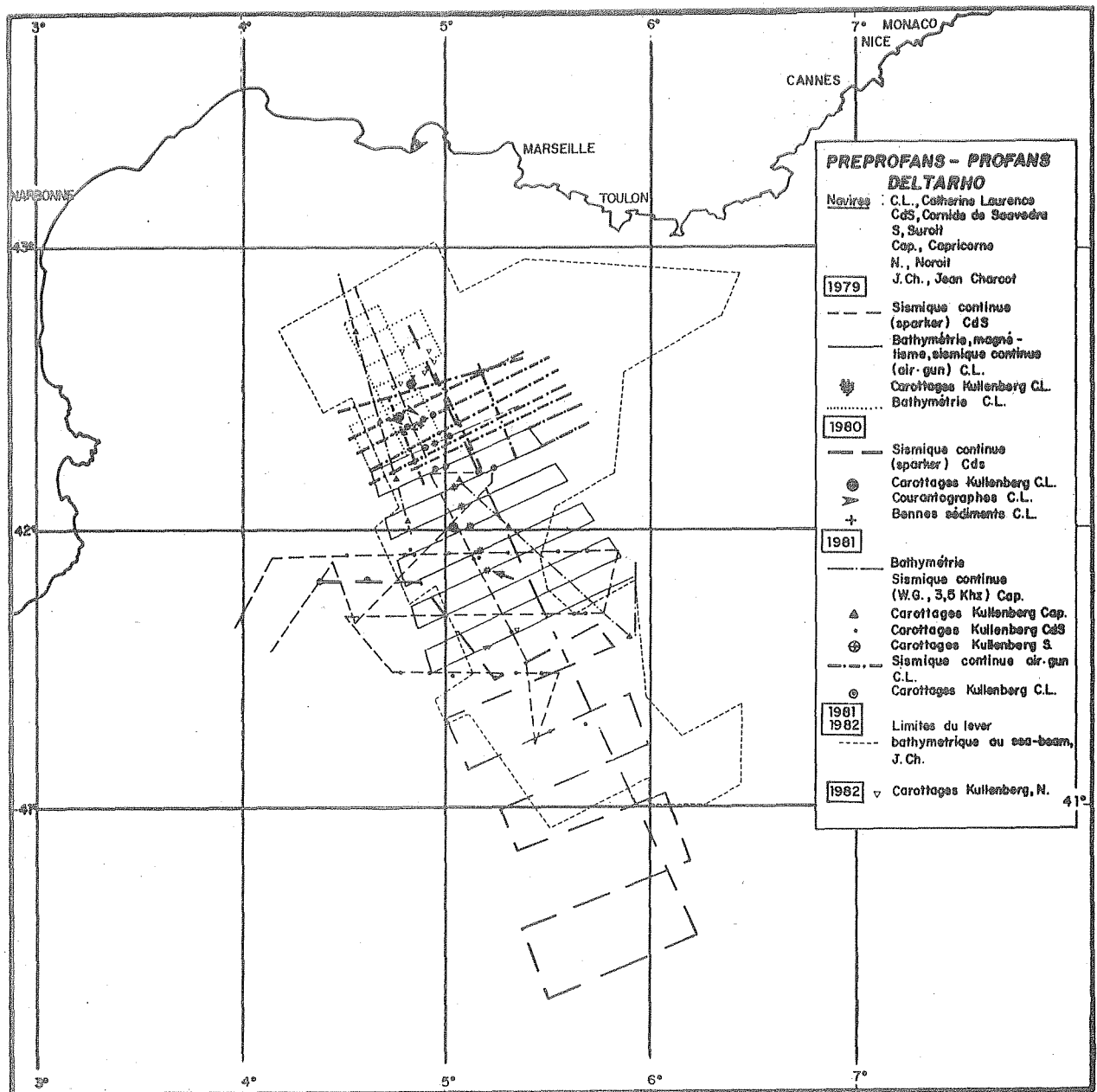


Fig.16 : Ensemble des travaux réalisés sur l'éventail sédimentaire profond du Petit-Rhône. ( / localisation de la carotte KSFP03)

## Chapitre II : MORPHOLOGIE : CARTE BATHYMETRIQUE DE L'EVENTAIL.

Dès le début de l'étude, il apparut indispensable d'obtenir une bathymétrie détaillée de l'éventail. Diverses cartes du Golfe du Lion ou de Méditerranée occidentale existaient déjà, mais n'étaient pas assez précises pour le travail dont elles devaient être le support.

Il a donc fallu, antérieurement à l'étude sismique et sédimentologique de l'appareil, en établir la carte bathymétrique propre. Ce travail a abouti à un document soulignant les grands traits morphologiques de l'éventail que je décrirai. Cette carte fut par la suite remplacée par la carte sea-beam, levée à bord du N/O le J. Charcot durant deux missions d'un mois. J'insisterai essentiellement sur les données nouvelles que ce document a pu nous apporter.

### I - CARTES ANTERIEURES A L'ETUDE

Faisant suite aux travaux historiques de MARTI et de LACAZE-DUTHIERS, BOURCART, dès 1960, mettait en évidence un bourrelet morphologique à la base de la pente du Golfe du Lion, sans y reconnaître spécifiquement un éventail sédimentaire.

Ce sont MENARD & al., (1965) (fig.17) qui les premiers attribuèrent au bombement une origine sédimentaire rhodanienne, et reconnurent dans la répartition des sédiments superficiels celle des deep-sea fans décrits ailleurs.

A la suite de ces travaux, plusieurs auteurs contribuèrent à la cartographie des fonds de la Méditerranée. Ce sont, pour la région qui nous intéresse : ALLA et al., (1969) reprenant la carte MARTI et la prolongeant vers le Sud (fig.18), MONTI & al., (1979), puis GENNESSEAUX & VANNEY (1979) qui recensèrent le plus précisément possible, les dômes perçants

ceinturant l'éventail (fig.19), et déjà mis en évidence par MENARD & al.

## II - CARTE DETAILLEE DE L'EVENTAIL DU PETIT RHONE

### A - ORIGINE DES DONNEES BATHYMETRIQUES

Cette carte résulte de la compilation de plusieurs types de données :

- Données "PROFANS" (voir tableau I et fig.16) représentant 1200 km de profils sériés orientés pour la plupart perpendiculairement à l'axe de l'éventail (NE-SO), enregistrés à bord du N/O CATHERINE-LAURENCE en 1979, au moyen d'un sondeur 12 kHz, et positionnés simultanément par les chaînes LORAN C et TORAN.

Ces premières données ont abouti à l'établissement d'une carte au 1/100 000 avec isobathes tous les 10 m, publiée au 1/250.000 (BELLAICHE & al., 1981).

- Des données supplémentaires qui nous furent communiquées par la suite, permirent de compléter et préciser la carte, principalement dans deux secteurs :

- . au Nord, secteur de la pente et des canyons couverts par les profils sismiques de la mission LIGO I, positionnés par la chaîne SYLEDIS.
- . A l'Est, données du Musée Océanographique de Monaco, positionnées au RANA (Carte de S. PIERROT).

La carte fut en outre complétée vers le Sud d'après les données sismiques récoltées lors des missions du N/O CORNIDE DE SAAVEDRA (1979 et 1980).

### B - DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DE L'EVENTAIL s.l

Le trait morphologique principal de la carte (fig.20) est la forme bombée de l'accumulation sédimentaire, déjà notée par ailleurs (MENARD & al., 1965), orientée NNO-SSE, mais surtout le réseau de chenaux sinueux qui parcourt l'appareil, ramifié vers aval mais convergeant vers l'amont en un chenal unique pour se raccorder finalement au canyon du Petit-Rhône.

Il existe donc un lien génétique évident entre l'éventail et ce canyon qui fut, au moins durant l'histoire récente de l'appareil, la voie principale d'apport sédimentaire.

Une coupe longitudinale dans le canyon et son prolongement à travers tout l'appareil (fig.21), montre un adoucissement progressif du relief. Plusieurs ruptures de pente limitent les domaines physiographiques suivants



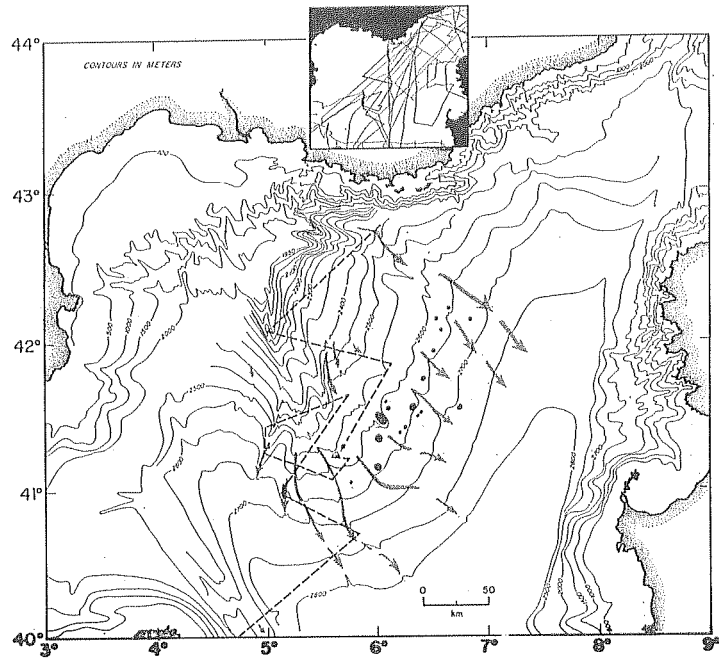


Fig.17 : Carte bathymétrique de l'éventail, d'après MENARD & al. (1965).

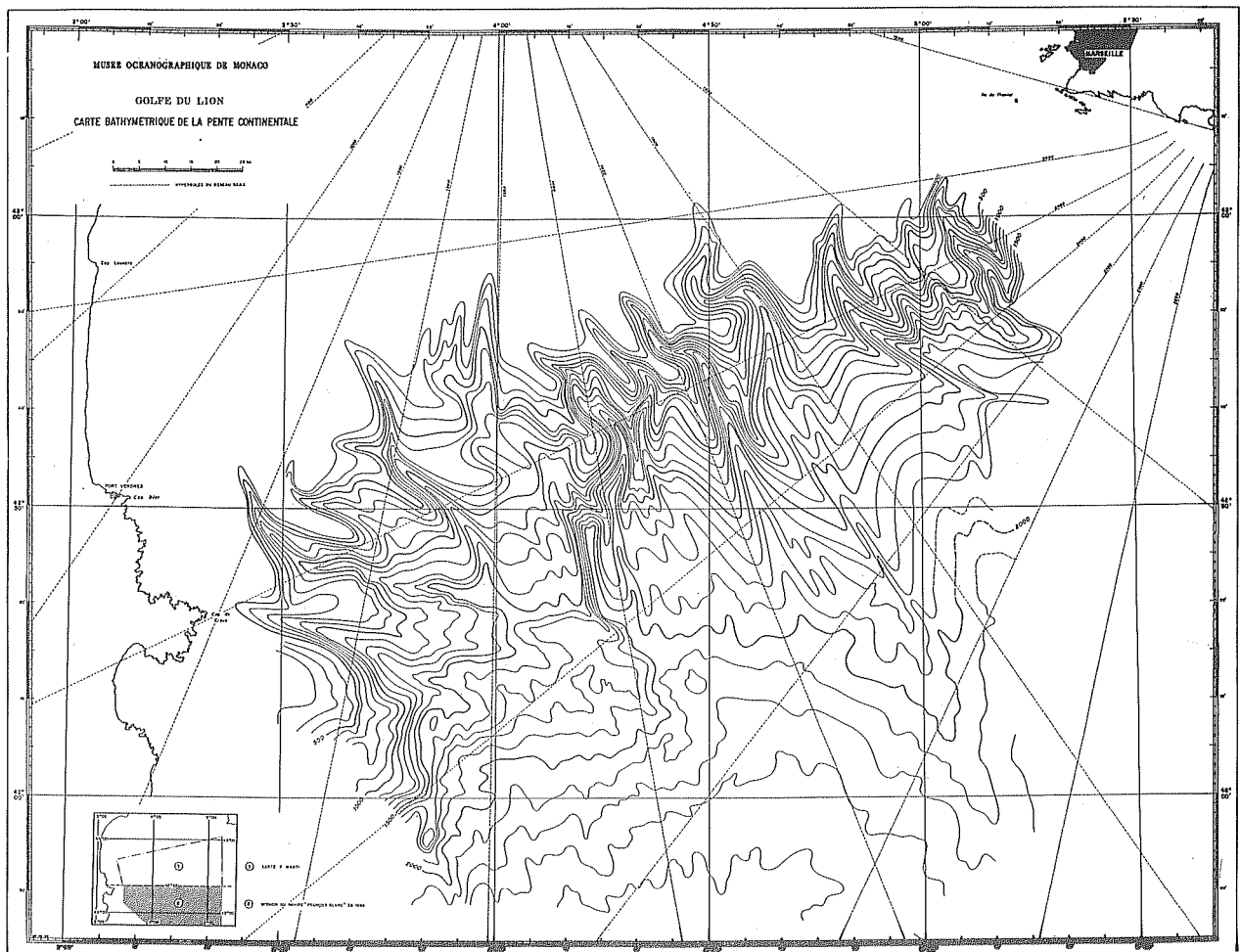
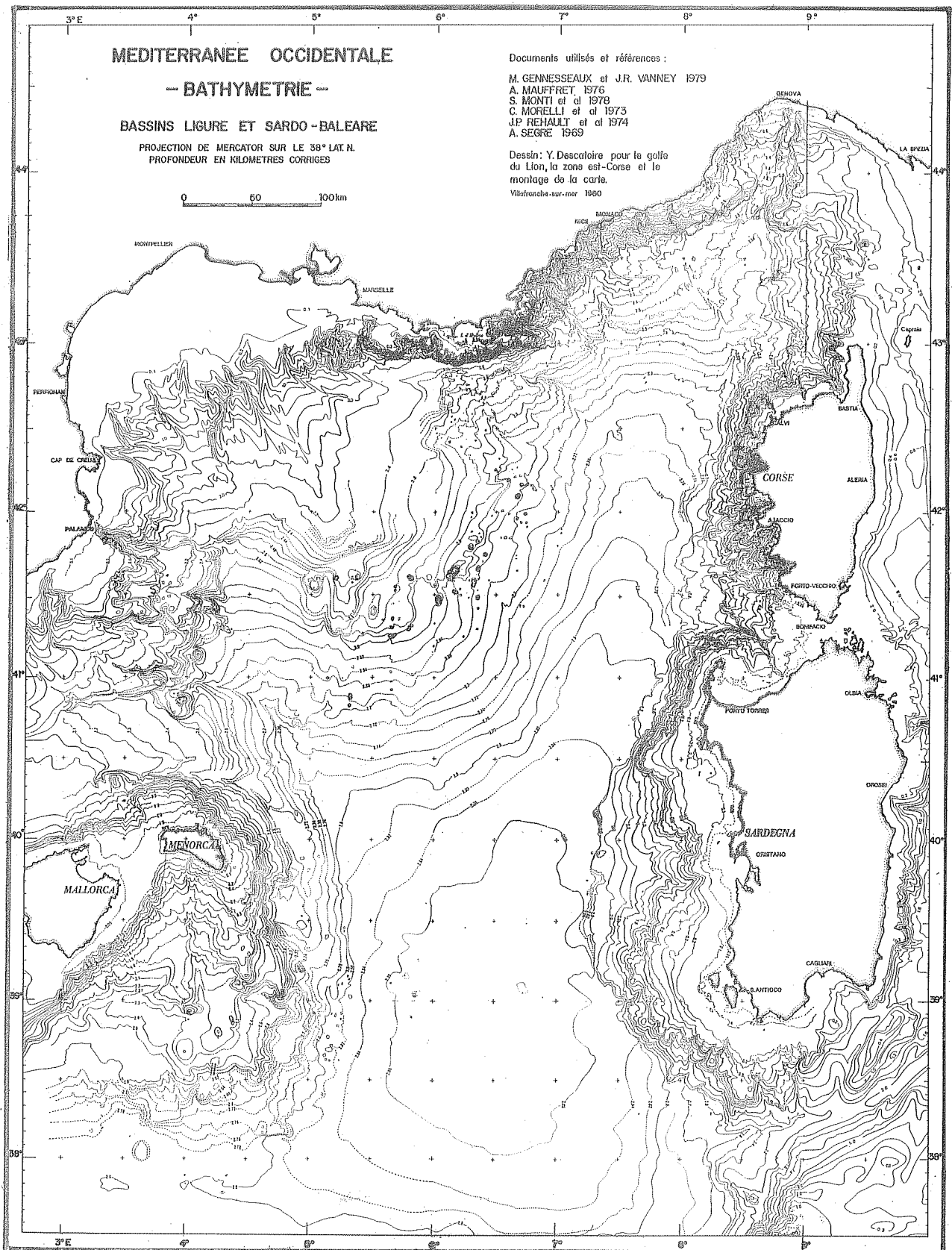


Fig.18 : Carte bathymétrique de la pente continentale du Golfe du Lion. D'après ALLA & al. (1969).



**Fig.19 : Carte bathymétrique de la Méditerranée Occidentale. REHAULT (1981).-**  
 (Assemblage des cartes de MONTI & al. 1979, et GENNESSEAUX & VANNEY,  
 1979).

(voir fig.24) :

1) Domaine de la pente. Fortement inclinée (3,7 % en moyenne), sa base se marque par une rupture de pente majeure située vers -1600 m.

Comme je l'ai déjà souligné, cette profondeur n'a qu'une valeur locale, puisqu'au large du Rhône, la pente est ennoyée sous le glacis. De ce fait, la profondeur de base varie avec la position géographique (elle se situe vers - 2000 m sur la marge provençale où les dépôts sont moins importants).

Ce domaine est incisé par de nombreux canyons, dont la tête entaille profondément le rebord du plateau. Parmi eux, deux groupes peuvent être distingués :

- des canyons relativement rectilignes, s'infléchissant vers l'E. (Canyon du Grand-Rhône) ou vers l'O. (Canyon MARTI, anciennement canyon d'Arles), résultant en général de la confluence de plusieurs canyons.

- le canyon du Petit-Rhône, dont l'aspect particulier se marque par son allure très méandrique et son cours unique dès le rebord du plateau.

Profond de 500 m et large de 12,6 km en moyenne, il offre en outre un profil transversal peu commun (fig.23, coupes 1 à 3) : ses flancs raides (jusqu'à 30 %) sont souvent adoucis par la présence de terrasses planes. Son plancher est de plus entaillé par un chenal de surcreusement.

La pente moyenne de 3,7 % n'est pas constante : elle se décompose en une partie supérieure très pentue (4,8 %) et une partie inférieure beaucoup moins déclive (2,2 %). Cet adoucissement de la pente, situé vers - 1350 m, pourrait correspondre au début de construction latérale par débordement et dépôt de courants très épais. En effet, c'est en particulier lors d'une diminution de pente que les courants de turbidité, dont l'épaisseur croît en raison de la perte de vitesse, commencent à se délester d'une partie de leur charge solide.

Ainsi, alors qu'en amont, jusqu'à - 1350 m, dominent les phénomènes érosifs, en aval commencent à se produire des phénomènes d'accrétion sédimentaire sur les interfluves.

2) Domaine de l'éventail proprement dit :

Les variations de pente en profil longitudinal (fig.21 et 22) permettent de diviser l'éventail, marqué dès la base de la pente par une morphologie plus douce, en 3 domaines :

- a) - Domaine supérieur : il s'étend entre - 1600 m et - 2000 m. sur une pente devenue relativement faible (0,7 à 1 %). Il est parcouru par un chenal unique, large de 2 à 5 km, qui conserve l'allure fortement méandrique du canyon. Le chenal se trouve perché au-dessus de l'appareil (à

l'apex de l'éventail). Il est bordé de façon continue de levées sédimentaires asymétriques de 50 à 75 m de hauteur, et entaillé par un chenal de surcreusement (fig.23, coupes 4 à 8), large de 500 à 800 m et profond de 40 à 50 m.

La présence du chenal de surcreusement témoigne de l'existence épisodique ou continue de phénomènes érosifs, dans un contexte par ailleurs dominé par la construction dont attestent en particulier la position surélevée du chenal principal, sa pente relativement douce et la présence des levées latérales.

L'asymétrie marquée du chenal est certainement le trait morphologique le plus frappant du domaine supérieur. Elle s'exprime d'une part dans l'inégal développement des levées, d'autre part dans la position excentrée et variable du chenal de surcreusement

b) - Domaine moyen. Vers le Sud, le chenal devient moins profond et s'élargit. Les levées s'atténuent et l'éventail s'étale librement sur une pente faible (0,5 %) qui favorise les divagations du cours principal.

Certains sillons, évoquant des chenaux secondaires ramifiés à partir du chenal principal, peuvent n'être que des dépressions locales comme celles que NORMARK (1978) a décrites sur certains éventails, traces morphologiques fossiles d'anciens chenaux abandonnés, recouverts par les dépôts liés aux chenaux postérieurs décalés.

A partir de 41° 40' N apparaissent les dômes de sel qui perturbent l'organisation initiale de l'éventail, et dont l'ensemble constitue une véritable barrière morphologique entourant l'éventail et contrôlant dans cette région la divagation des chenaux.

c) - Domaine inférieur. Ces perturbations, ainsi que la faible densité de profils dans ce domaine, rendent sa limite supérieure très imprécise (vers - 2300, - 2400 m d'après le changement de pente). Cependant, au Sud de la ceinture de dômes, la pente est très faible (0,24 à 0,3 %), le bombement ne se marquant plus que par un léger infléchissement des isobathes vers le Sud. Cet adoucissement favorise les ramifications du chenal en chenaux secondaires sinueux dont la variabilité de position traduit la complexité du réseau qui est probablement anastomosé.

Les profils sismiques montrent que les chenaux, de taille très réduite, sont présents au moins jusqu'à 40°50' de latitude N. Les levées sont, de plus, presque inexistantes.

L'infléchissement des isobathes qui s'atténue progressivement tout au long de cette province disparaît totalement entre - 2600 et - 2650 m, profondeur qui doit marquer le passage graduel au domaine presque plat

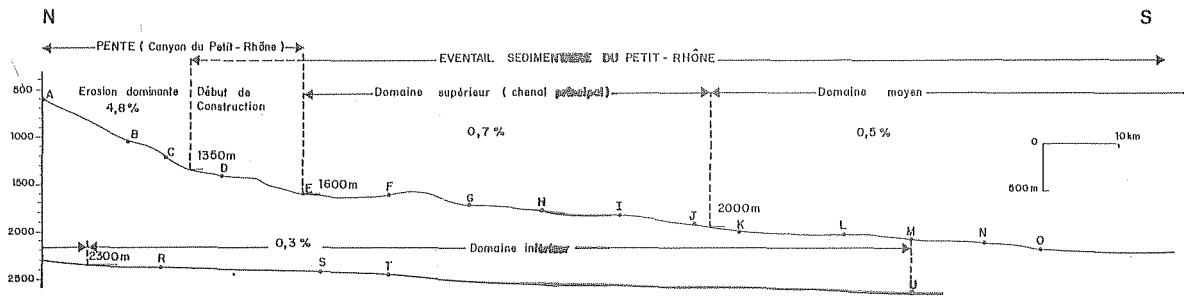


Fig.21 : Coupe bathymétrique longitudinale au fond du canyon, puis du chenal (Coupe n°21- Voir Localisation Fig.24).

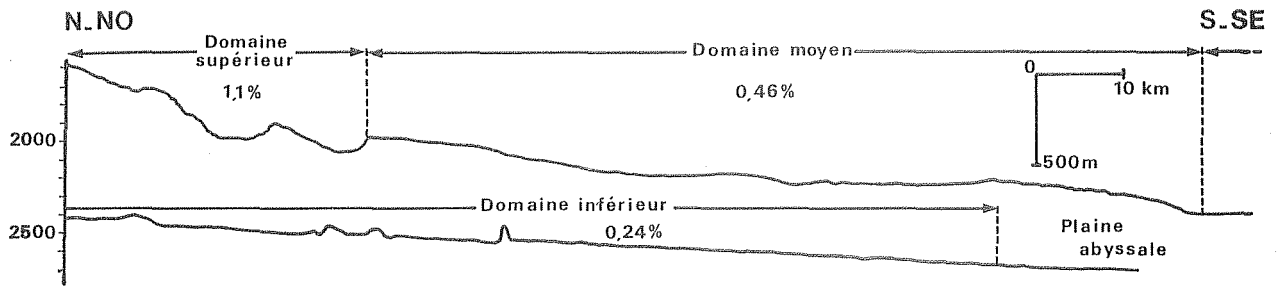


Fig.22 : Coupe bathymétrique longitudinale à travers la levée orientale de l'éventail (coupe n°22-Voir localisation fig.24).

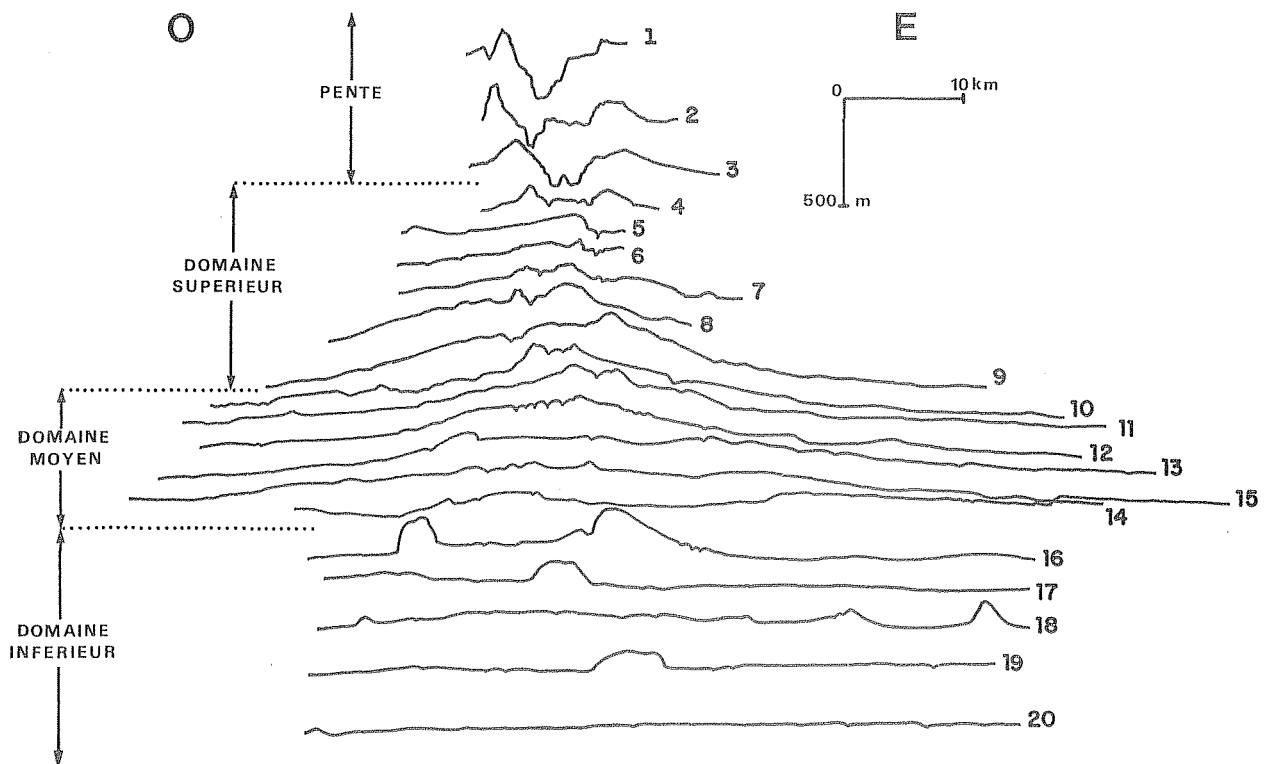


Fig.23 : Coupes bathymétriques transversales séries montrant l'aplatissement de la morphologie vers le Sud (Voir localisation fig.24).

de la plaine abyssale.

Remarque : Dans aucun des domaines physiographiques, nous n'avons pu mettre en évidence de "suprafan" proéminent tel qu'il est décrit par NORMARK (1980) (cf. 1ère partie).

### III - DONNES RECENTES : APPORTS PRINCIPAUX DE LA CARTE SEABEAM

La carte récemment levée au moyen du sea-beam, actuellement en cours d'analyse par V. COUTELLIER (thèse de 3ème cycle), a confirmé et précisé certains traits morphologiques de l'éventail. En outre, elle a fourni des informations nouvelles dont les plus importantes concernent l'allure du réseau de chenaux qui a été suivi de façon continue grâce au système de positionnement très précis qui avait été adopté (SYLEDIS) permettant d'enregistrer des profils parallèles et jointifs qui étaient par ailleurs perpendiculaires aux structures.

L'opposition morphologique entre le canyon du Petit-Rhône et les canyons voisins est confirmée et apparaît comme un trait essentiel de la pente continentale du Golfe du Lion au large du Rhône. Elle reflète probablement des origines distinctes :

- Le réseau est caractérisé par une allure méandrique très marquée.

- Le canyon et le chenal principal qui le poursuit montrent sur leurs parois internes des terrasses planes légèrement inclinées vers l'axe du chenal. Un chenal de surcreusement à fond plat chemine au fond du réseau, décrivant des méandres très accentués, très serrés dans le canyon, plus larges, dans le chenal principal. Sa position variable à l'intérieur du réseau confère à l'édifice une allure générale asymétrique, amplifiée par l'inégal développement des levées latérales. Il semble se rapprocher des parois situées du côté concave des méandres, souvent plus raides.

- Par ses méandres, ses levées latérales, son chenal de surcreusement définissant un lit mineur creusé au sein d'un lit majeur, le chenal évoque tout à fait l'aspect des rivières façonnées à l'air libre.

Un des apports les plus remarquables est l'indication de la migration récente vers l'ouest du chenal principal. Abandonnant son ancien cours, il s'est creusé un passage à travers sa levée droite. L'apparition de levées latérales marquant le début de construction lié au nouveau chenal a pu être cartographiée.

L'ensemble du réseau récent se rétrécit significativement vers l'aval.

Le cours fossile du chenal principal que nous avons cartographié antérieurement à ce document, se suit bien jusqu'aux premiers dômes de sel. Il garde son allure méandriforme et ses levées sont encore proéminentes. Il possède donc encore son expression morphologique, ce qui indique que la migration a dû s'effectuer très récemment.

Le document sea-beam apporte par ailleurs des informations sur les structures sédimentaires et les déformations structurales (expression superficielle des cicatrices d'arrachement, des failles de croissance, etc...) que nous avons étudiées dans ce mémoire (cf chp. IV).

#### IV - CONCLUSIONS

L'éventail sédimentaire profond du Petit-Rhône, qui s'étend longitudinalement sur environ 250 km vers le SE, a été divisé en 4 domaines physiographiques (fig.24). (Les termes utilisés sont purement descriptifs, et ne font référence à aucun des modèles proposés jusqu'à présent) :

- le canyon du Petit-Rhône, remarquable par ses méandres, son chenal de surcreusement et sa pente relativement douce (3,7 % en moyenne).

- un domaine supérieur, caractérisé par son chenal principal méandriforme bordé de levées latérales proéminentes et parcouru par des ressauts morphologiques témoignant d'accidents structuraux (cf infra).

- un domaine moyen, où le chenal s'est divisé en un chenal récent dirigé vers l'Ouest et un chenal méandriforme fossile se dirigeant vers le SE. Les ramifications de la branche fossile sont peu nettes sur la carte sea-beam.

- un domaine inférieur, dont la morphologie est fortement perturbée par le percement des dômes salifères sur une topographie presque plane, autour desquels cheminent des chenaux ramifiés, anastomosés et sinueux.

Ces 4 domaines physiographiques sont limités longitudinalement par des ruptures de pentes majeures. Cependant, le réseau montre, à travers ces domaines, une grande homogénéité : l'ancien chenal principal se poursuit assez loin au large, les levées persistent et il ne se ramifie pas avant le domaine des dômes perçants.

Aucun des modèles (cf 1<sup>o</sup> partie) ne semble pouvoir décrire parfaitement cet éventail.

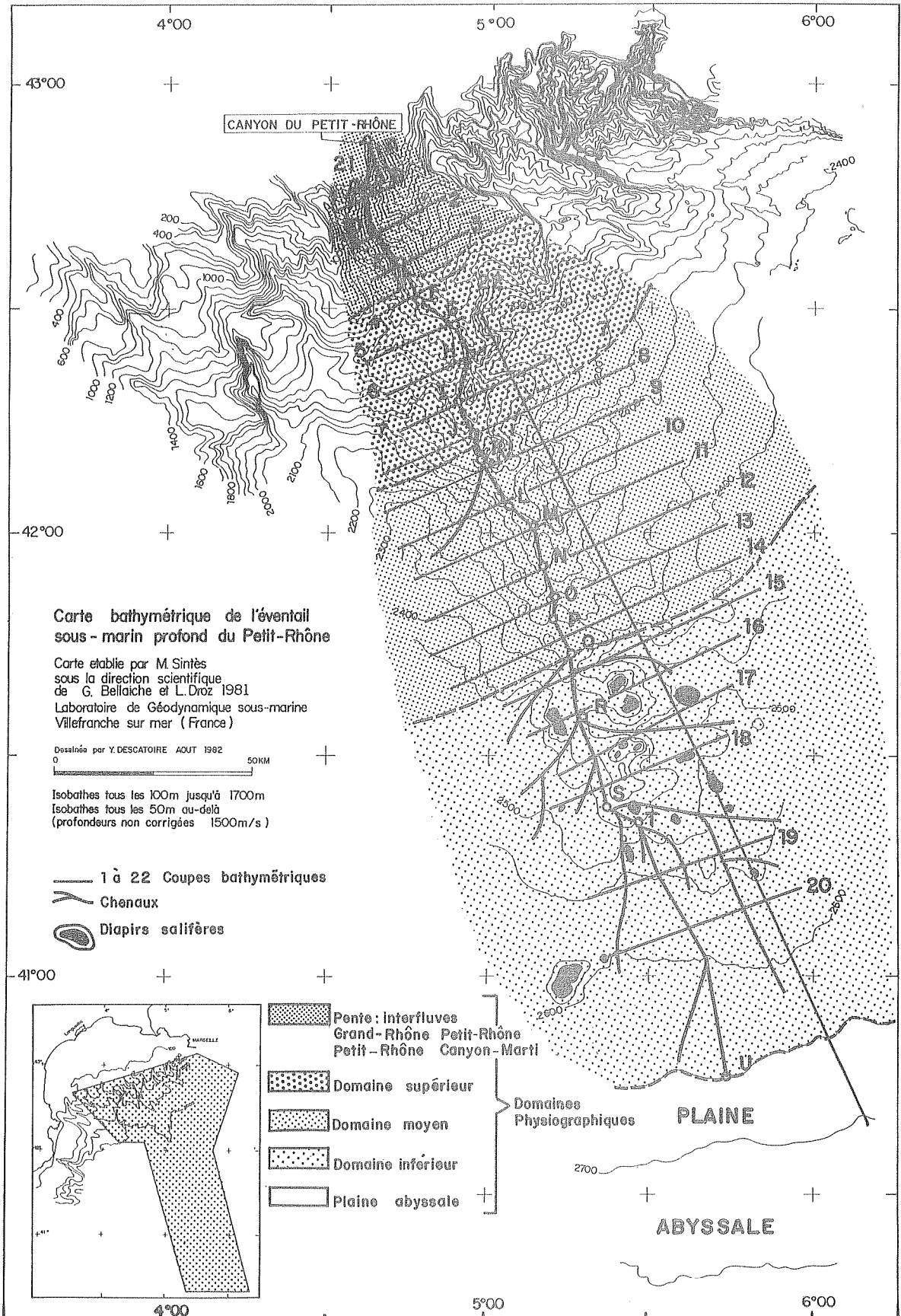


Fig.24 : Limite des domaines physiographiques de l'éventail et localisation des coupes présentées fig.21 à 23.



Cependant, mis à part les méandres très accentués du Canyon et de la vallée principale, ses caractéristiques morphologiques sont comparables à celles de l'éventail de Delgada (NORMARK & HESS, 1980), où la morphologie particulière du suprafan est absente en raison de l'alimentation en sédiments fins qui domine (NORMARK, 1978), comme dans le cas du Rhône.

Notons néanmoins que si le suprafan a effectivement existé dans l'éventail du Petit-Rhône, le contexte tectonique est de toutes façons peu favorable à la conservation d'une telle morphologie. Par ailleurs, par leur jeu synsédimentaire, les failles de croissance et les dômes salifères ont probablement dû influencer sur la position des aires de dépôt et les déplacer durant la construction de l'éventail.

Enfin les observations sismiques (cf. chp.III) indiquent que l'édification de l'éventail a débuté dès le Pliocène, c'est-à-dire beaucoup plus tôt que pour le Navy fan (exemple type du modèle de suprafan) construit essentiellement au Pleistocène (NORMARK & HESS, 1980). Il est donc probable que les migrations successives des chenaux et donc des aires de dépôt aient abouti dans le cas de l'éventail du Rhône à la disparition morphologique du bombement caractéristique du suprafan.

### Chapitre III : ETUDE SISMIQUE : ORGANISATION INTERNE DE L'EVENTAIL

#### I) CARACTERISTIQUES GENERALES DU SECTEUR D'ETUDE

Une coupe sismique perpendiculaire au grand axe de l'éventail (fig.25) matérialisé par le réseau canyon-chenal principal, montre que le secteur d'étude est formé de la juxtaposition d'ensembles sédimentaires distincts (fig.27) caractérisés par des faciès ou des associations de faciès acoustiques propres reflétant des modalités de mise en place différentes.

- La région centrale de la coupe, correspondant au bombement morphologique, représente l'aire de développement de l'éventail proprement dit.

Elle se caractérise par la superposition de trois séries :

- Une série superficielle qui se développe à l'ouest de l'édifice principal et est liée au dernier stade de construction par les apports circulant dans le chenal principal qui a migré très récemment vers l'ouest (voir chp.II, § 3).

Sa position marginale par rapport à la localisation de nos coupes sismiques a rendu son étude très succincte. Elle n'apparaît pas sur la coupe présentée fig.25.

- Une série supérieure formée de l'empilement d'éléments différenciés lenticulaires. Elle constitue l'édifice principal de l'éventail.

- Une série inférieure, qui semble plus homogène et dont les réflecteurs sont faiblement ondulés.

Nous verrons que cette homogénéité n'est qu'apparente et résulte du manque de pénétration inhérent aux systèmes sismiques utilisés (Sparker 3000 J et air-gun 10 ci).

- Aux extrémités de la coupe, 2 ensembles discordants sont individualisés.

- à l'Ouest, l'ensemble ne possède à première vue aucune organisation interne particulière. Il est formé de la superposition de deux à trois types de faciès sismique et repose en discordance sur la levée droite érodée

de l'éventail.

• à l'Est, une séquence sismique complètement transparente repose en discordance sur la levée gauche de l'éventail. Le passage de cette séquence aux sédiments régulièrement lités de la levée est très brutal et correspond à une limite d'érosion ou de remaniement où quelques réflecteurs contournés existent.

Cette séquence, développée dans le secteur nord-oriental de l'étude disparaît vers le sud où elle fait place à un ensemble indépendant du Petit-Rhône, bien que présentant une organisation interne en éléments lenticulaires comparables à ceux de l'éventail (fig.26). Cet ensemble est fossilisé par le dernier épisode de construction de l'éventail.

Sa base correspond à une surface de discordance sur laquelle les réflecteurs viennent buter en on-lap et down-lap. Sa limite ouest est mal définie. En effet, les lentilles qui le constituent peuvent, soit s'imbriquer avec celles de l'éventail, soit être en équivalence latérale des sédiments de l'éventail, et indiquer un fonctionnement simultané intermittent des deux systèmes.

## II) ANALYSE DES FACIES ACOUSTIQUES ET INTERPRETATIONS LITHOLOGIQUES

Les divers types de faciès sismique communément rencontrés dans le secteur d'étude et illustrés sur la fig.28, ont été regroupés en trois catégories : leur interprétation lithologique est basée en grande partie sur les travaux de RAVENNE (1978) et AZZAWI & al. (1978).

1) Faciès chaotiques : Ces faciès sont caractérisés par des réflecteurs très discontinus, leur donnant un aspect confus et désorganisé.

Selon le phénomène auquel ils sont liés, quatre types peuvent être distingués :

1.a) le faciès chaotique est lié à la présence de failles souvent peu importantes, générant des hyperboles de diffraction (fig.28 -1a).

1.b) Topographie ou paléotopographie accidentée également responsable de l'existence d'hyperboles de diffraction (fig.28 -1b).

L'enchevêtrement des branches d'hyperboles est responsable de l'aspect chaotique du faciès qui n'a donc pas de signification lithologique mais morphologique.

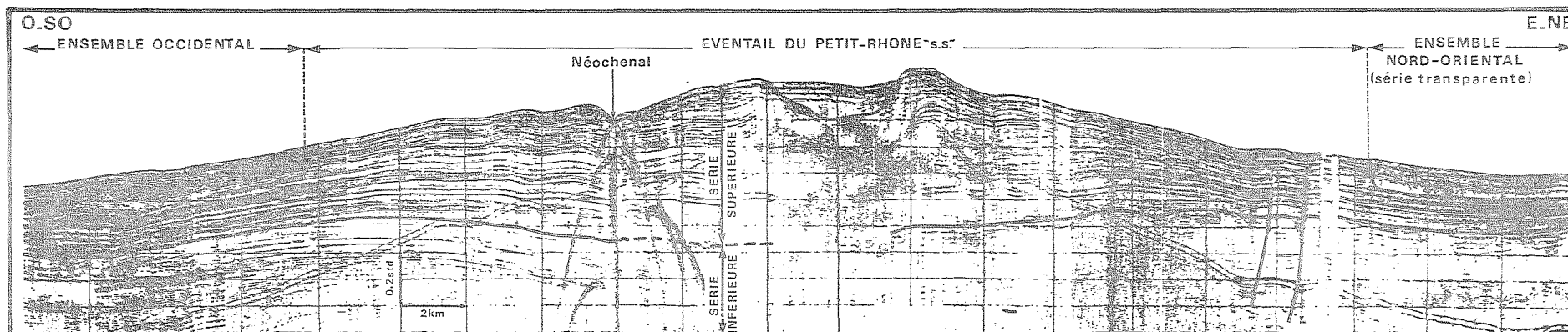


Fig. 25 : LES TROIS ENSEMBLES SUPERFICIELS DU SECTEUR SEPTENTRIONAL DE L'ETUDE (voir descriptions dans le texte). (Coupe C.L 79 - C - Air-gun 10 ci. Voir localisation fig. 27 et 30).

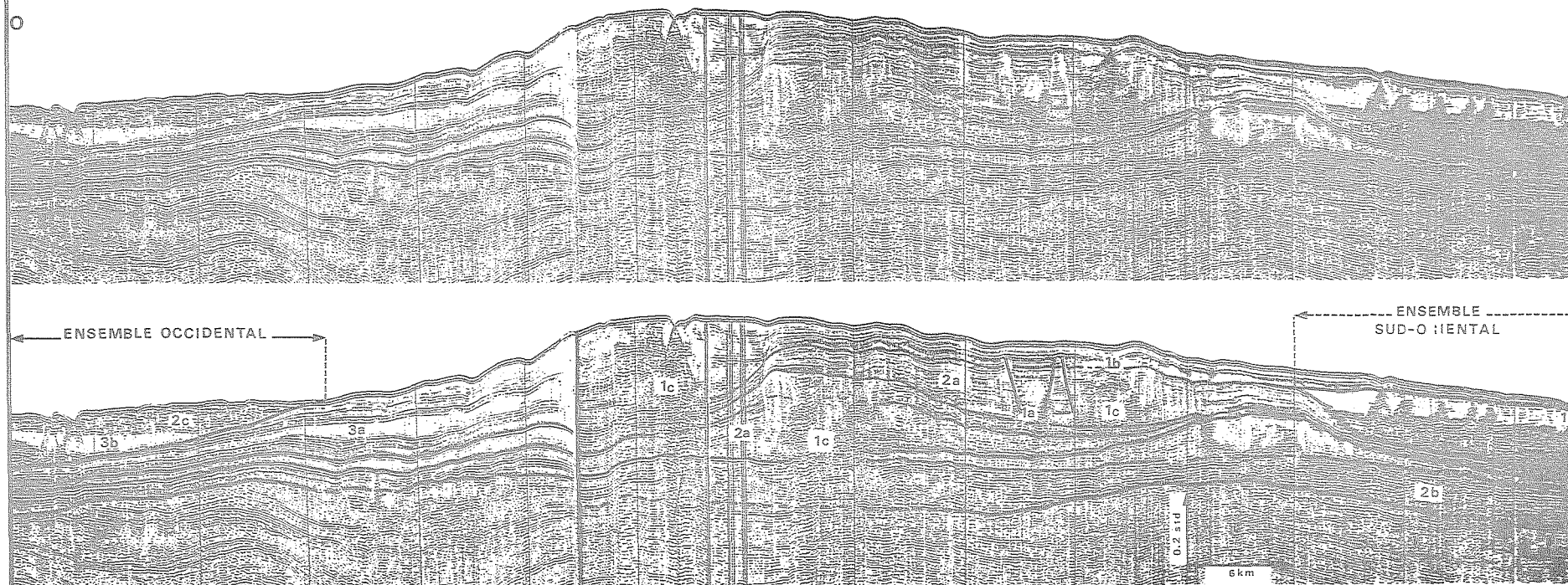


Fig. 26 : ASSOCIATIONS DE FACIES ACOUSTIQUES FREQUENTES DANS LE SECTEUR D'ETUDE (Coupe COR. 79 - 79.80 - Sparker 3000 J. Voir localisation fig. 26 et 30). (Les faciès caractéristiques de l'éventail sont associés en des unités acoustiques lenticulaires décrites dans le texte).

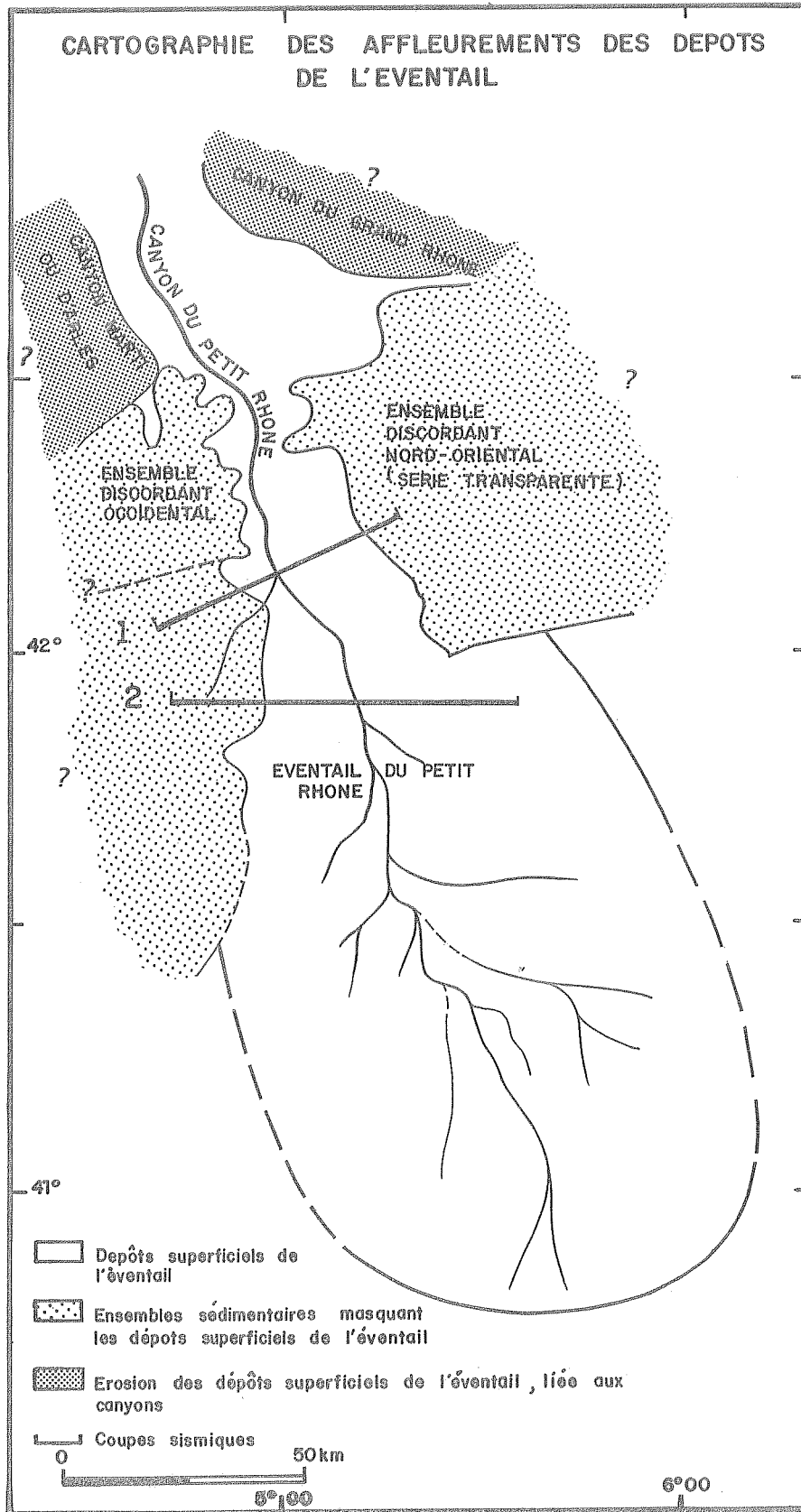


Fig.27 : Affleurement des dépôts de l'éventail.

1- Coupe sismique présentée fig.25.

2- Coupe sismique présentée fig.26.

1.c) le faciès chaotique peut également être présent dans des endroits sans aucun rapport avec des accidents morphologiques ou structuraux (Fig.28-1c).

Il se trouve alors dans la partie la plus renflée des lentilles constituant l'éventail et suggère un remplissage hétérogène mis en place dans un milieu d'énergie assez élevée : il est dans ce cas interprété comme le remplissage de chenaux fossiles qui ont canalisé les apports durant l'édification de l'éventail.

A l'intérieur du chenal actuel, le faciès est plus délicat à interpréter. En effet, c'est dans cette zone que la morphologie est la plus accidentée. Il est donc probable que le faciès chaotique résulte ici de la combinaison d'au moins deux des phénomènes décrits ci-dessus : remplissage hétérogène, auquel se surimpose des diffractons liées à la topographie.

1.d) Un autre faciès chaotique est illustré fig.28-1d : ici, les réflecteurs discontinus caractéristiques des faciès chaotiques sont en outre contournés, et discordants entre eux.

Ce genre de réflexions qui suggère des strates initialement continues, puis déformées ultérieurement, se rencontre communément dans les structures de glissement.

2) Faciès lités : les réflecteurs sont sub-parallèles et présentent une continuité variable. Le litage traduit des alternances lithologiques régulières, déposées dans un milieu d'énergie plus faible que pour les faciès chaotiques.

On peut ici encore distinguer trois types :

2.a) Litage continu et convergent, vers les extrémités latérales des lentilles (fig.28-2a). La convergence résulte de l'amincissement des réflecteurs eux-mêmes, jusqu'à atteindre une épaisseur inférieure au pouvoir de résolution de la sismique, et serait le résultat d'une diminution latérale du taux de sédimentation.

Ce faciès est interprété comme l'image des sédiments déposés par débordement latéral des courants de turbidité cheminant à travers le réseau des chenaux.

2.b) Litage continu parallèle : Ce faciès (fig.28-2b) est peu représenté dans l'éventail proprement dit, contrairement à l'éventail de l'Ebre (BELLAICHE & al., 1981) où les lentilles sont séparées par une couche plus ou moins épaisse de ce faciès.

Il représente probablement des sédiments pélagiques ou hémipélagiques déposés entre les phases d'activité de l'éventail.

2.c) Litage discontinu : Ce type de faciès est particulièrement bien représenté dans l'ensemble discordant occidental (Fig.28-2c). Les réflecteurs présentent une continuité faible le plus souvent.

Les faciès lités discontinus peuvent être attribués à de nombreux types de dépôts, dont les sables, ce qui rend leur interprétation lithologique délicate.

3) Faciès Transparents. Ils sont caractérisés par l'absence ou la rareté des réflecteurs qui, s'ils existent, sont très discontinus.

Quatre sites de gisement se rencontrent fréquemment :

3.a) Dans les lentilles (fig.28-3a) en équivalence latérale du faciès chaotique de remplissage des chenaux et du faciès lité convergent. Sa localisation fréquente dans des zones bombées pourrait révéler un artéfact sismique. Cependant, pour certaines lentilles où ce faciès est dominant par rapport au faciès lité convergent, il représente probablement l'expression acoustique d'un faciès lithologique particulier, peut-être des dépôts homogènes ou non stratifiés.

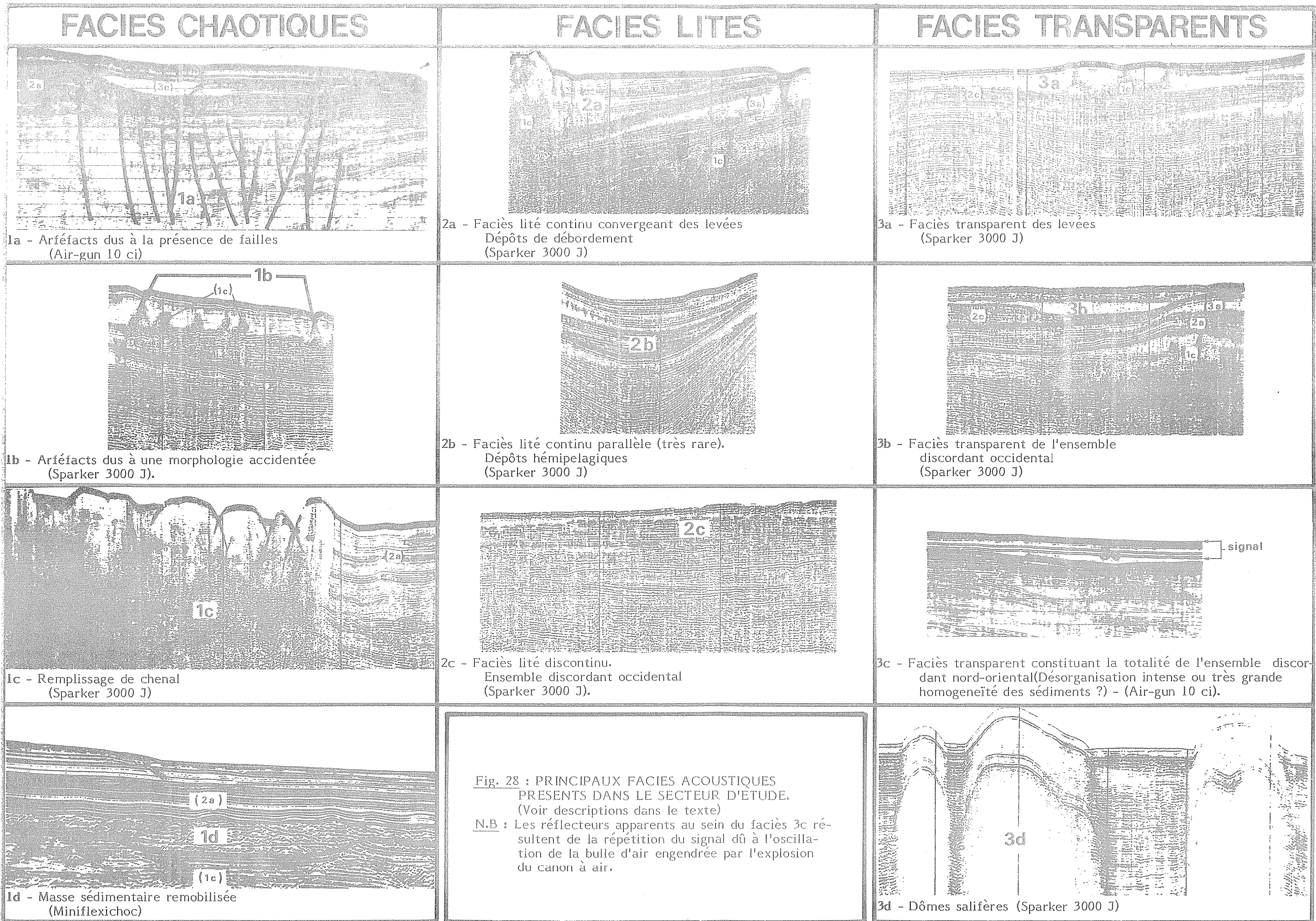
3.b) Dans l'ensemble discordant occidental, le faciès transparent (fig.28-3b) est englobé dans un faciès lité discontinu.

3.c) Il constitue la totalité de l'ensemble discordant nord-oriental (fig.28-3c). L'absence généralisée de réflexions peut témoigner d'unités géologiques très déformées (RAVENNE, 1978). Quelques réflexions fantômes discontinues et contournées indiquent en effet une désorganisation intense de l'unité.

3.d) Les nombreux dômes de sel situés dans la partie méridionale de l'éventail présentent un faciès transparent ou "sourd" caractéristique (fig.28-3d).

Quelques réflecteurs très ténus et continus existent le plus souvent dans leur partie supérieure. Ils ont été assimilés à des échos latéraux.

Remarquons cependant, qu'un faciès qui apparaît transparent dans certaines conditions d'investigation (nature de la source, vitesse du navire...) peut, dans d'autres conditions apparaître lité. Ceci a été récemment souligné par l'exploration en sismique très haute résolution (3,5 kHz) à faible vitesse d'un dôme de sel en vue d'un carottage, qui a montré l'existence au sommet du dôme, d'une couverture sédimentaire assez épaisse, représentée par un écho-faciès lité plus ou moins continu ; la carotte récoltée a confirmé la nature vaseuse du sédiment.





Parmi ces différents types de faciès acoustiques, quatre sont caractéristiques de l'éventail : le faciès chaotique de remplissage (1c), le faciès contourné (1d), le faciès lité convergeant (2a) et le faciès transparent des lentilles (3a).

### III) - ETUDE DE L'EVENTAIL PROPREMENT DIT

#### A) ANALYSE DE LA SERIE SUPERIEURE

##### A1) MECANISMES FONDAMENTAUX DE L'EDIFICATION DE LA SERIE

La série supérieure est formée sur une épaisseur d'environ 500 m, de l'empilement d'éléments différenciés baptisés "unités acoustiques" (fig.26).

##### 1) Définition des unités acoustiques

a) Elles sont définies essentiellement grâce à des critères morphologiques et sismiques :

- Les deux faciès caractéristiques 1c et 2a (cf § II) y sont systématiquement associés en des corps lenticulaires.

- . La partie renflée des lentilles renferme le faciès chaotique de remplissage (1c).

- . L'extension latérale des lentilles est essentiellement constituée du faciès lité convergeant 2a auquel se substitue parfois le faciès transparent 3a.

Ces deux faciès sont attribués aux sédiments des levées latérales et des aires inter-chenaux

- Si la forme transversale lenticulaire des unités est caractéristique, par contre, longitudinalement leur taille et leur forme varient fréquemment et ne peuvent être retenues comme un critère de reconnaissance.

Leur extension latérale (70 km en moyenne) et l'épaisseur de la partie renflée (100 m en moyenne) varient géographiquement du Nord au Sud pour une même unité. Ces caractéristiques varient par ailleurs d'une unité à l'autre.

b) La base des unités acoustiques correspond à une discordance stratigraphique, sur laquelle les réflecteurs du faciès convergent (2a) se terminent en "down-lap" ou en "on-lap" selon la géométrie de la topographie

sur laquelle l'unité s'édifie. Cependant, les terminaisons des strates matérialisées par les réflecteurs ne sont pas toujours visibles : quand l'épaisseur des strates devient inférieure au pouvoir de résolution de la sismique, les réflecteurs semblent disparaître au sein même du faciès, et la discordance n'est pas visible.

c) En l'absence de prélèvements significatifs dans l'appareil, notre interprétation génétique des unités acoustiques repose d'une part sur la comparaison de la forme des lentilles fossiles avec la morphologie actuelle de l'éventail et d'autre part sur les implications lithologiques découlant de notre analyse des faciès acoustiques.

Cette interprétation nous conduit à considérer que les unités acoustiques sont génétiquement liées aux courants de turbidité dont la dynamique régit l'organisation des dépôts :

- Le chenal, périodiquement parcouru par des courants de densité d'importance variable, est un lieu où l'énergie est forte. Les particules les plus grossières transportées à la base des courants s'y déposent en désordre. Les sédiments sont hétérogènes.

- Par contre, les levées et les aires inter-chenaux ne sont alimentées en apports détritiques que lorsque la hauteur des courants est supérieure à la profondeur des chenaux. Il y a alors débordement et les particules les plus fines et légères s'étalent latéralement construisant progressivement les bourrelets bordant les chenaux.

## 2) Répartition spatiale des unités acoustiques

### a) Organisation verticale.

Dans la région centrale de l'éventail, huit unités au total ont été individualisées selon les critères déjà mentionnés.

La répartition verticale des unités varie significativement et progressivement selon les régions de l'éventail :

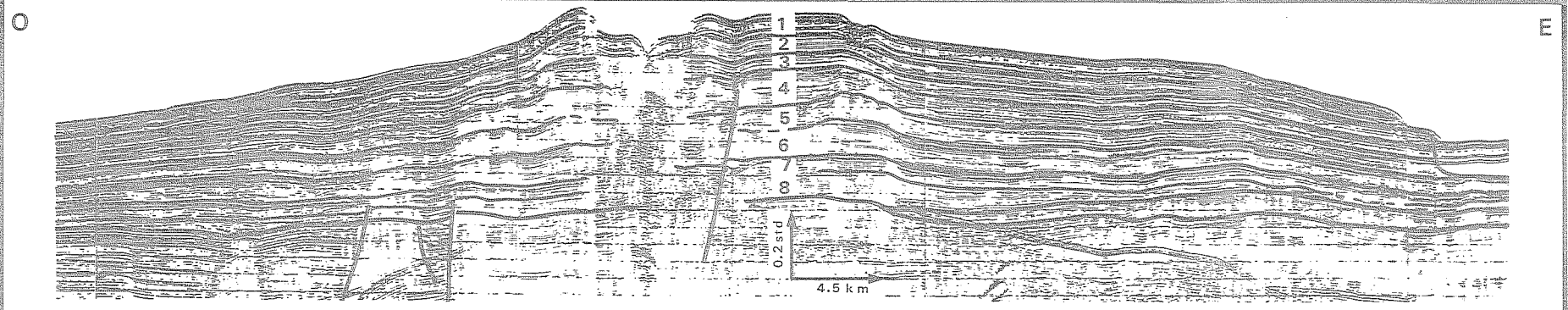
#### - Province sismique amont (ou supérieure : fig.29a)

- Les unités acoustiques se superposent parfaitement, et ce, d'autant mieux que l'on se rapproche du débouché du canyon du Petit-Rhône.

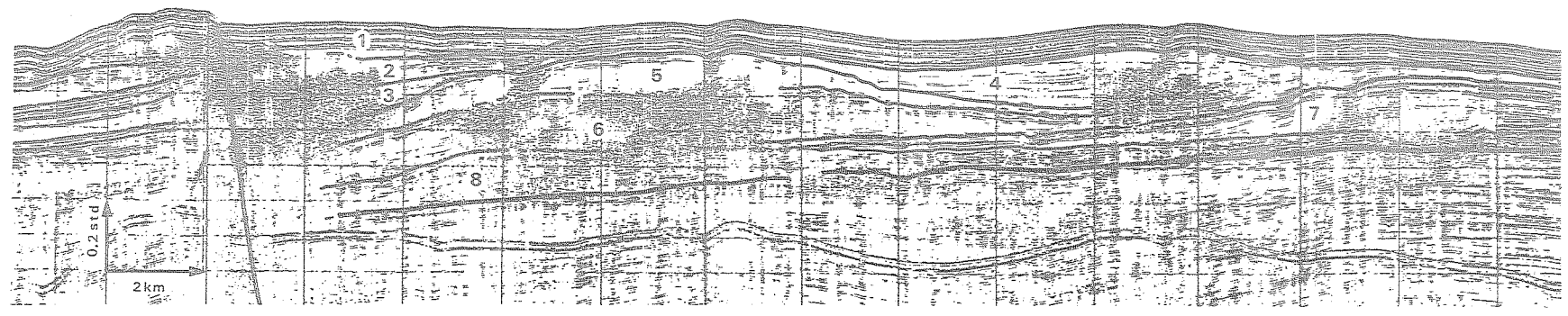
Leur zone chenalisée se trouve à la verticale du chenal principal actuel, de telle sorte que les faciès chaotiques de remplissage ne semblent former qu'une seule unité de faciès sismique.

Leur extension latérale reste modérée (45 km au maximum).

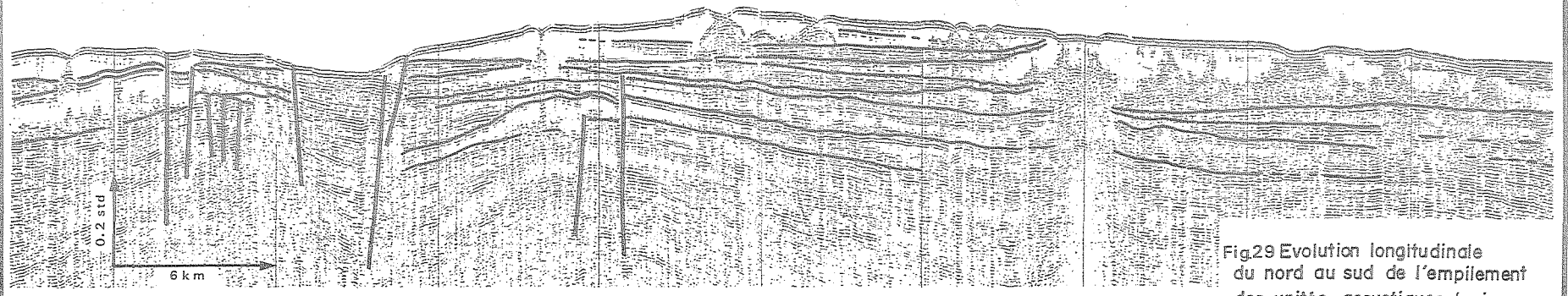
- L'épaisseur de chaque corps dans sa partie renflée est difficile à déterminer, mais ne dépasse pas en tous cas 100 ms td, soit environ 90 m. C'est pourquoi l'épaisseur totale de la série reste modérée (environ 600



a. Province supérieure: superposition parfaite des unités acoustiques. Profil C. L81\_0 (air-gun 10 ci)



b. Province moyenne: unités acoustiques décalées. Profil C. L 79\_G (air-gun 10 ci)



c. Province inférieure: petites unités nombreuses et décalées. Profil COR. 79\_83-84 (sparker 3000 J)

Fig.29 Evolution longitudinale du nord au sud de l'empilement des unités acoustiques. (voir localisation des coupes fig 30)

ms td) contrairement à ce qu'on pourrait attendre de la parfaite superposition des unités.

- Cette géométrie traduit la stabilité dans le temps du cours du chenal principal.

**- Province sismique moyenne (fig.29b).**

- Les unités sont dans cette région décalées les unes par rapport aux autres, et s'individualisent nettement par leur forme et leurs faciès. Dans certaines unités plusieurs chenaux ont pu être mis en évidence.

L'extension latérale de chaque unité est plus importante (70 km en moyenne). Ces caractéristiques expliquent l'aplanissement du relief et l'étalement des limites externes de l'éventail.

- Les unités atteignent dans cette province leur épaisseur maximale (jusqu'à 150 ms td et parfois plus). Cependant leur décalage explique l'épaisseur modérée de la série dans son ensemble : 550 ms td au maximum (environ 500 m).

- Le décalage des unités résulte de la migration des chenaux. Les migrations se produisent brutalement après abandon total du cours précédent, de façon apparemment aléatoire et sans orientation préférentielle. Elles dépendent en grande partie de la topographie (position des zones déprimées), mais aussi de la circulation générale profonde des masses d'eau et des contrôles structuraux éventuels par failles.

Les causes de l'abandon des chenaux peuvent être multiples. Elles n'ont pu être déterminées avec précision. Néanmoins, elles ne semblent pas spécialement liées à des phénomènes sédimentaires particuliers, tels que des éboulements ayant obstrué les chenaux. Cependant, il est possible que de tels phénomènes soient passés inaperçus à travers un maillage sismique insuffisamment dense.

**- Province sismique aval (ou inférieure : fig.29c).**

Cette province se distingue peu de la précédente, si ce n'est par la taille et le nombre des unités :

- Le type d'empilement "décalé" est analogue à celui de la province moyenne.

- L'épaisseur des unités est faible (le plus souvent inférieure à 80 ms td soit approximativement 70 m) mais leur nombre est plus important (au moins 13 dans la coupe présentée).

Bien que cette province ressemble beaucoup à la précédente, certaines caractéristiques lui sont propres :

. Le faciès transparent se substitue au faciès lité convergent des levées et devient dominant, évoquant une plus grande homogénéité des sédiments, pouvant être liée à une modification du régime de dépôt.

. Si l'épaisseur et l'extension latérale des unités sont réduites, par contre leur partie renflée est plus large et se caractérise, contrairement à la province précédente, par l'existence de nombreux chenaux caractérisés par plusieurs amas de faciès chaotique (fréquemment 4 à 5, parfois plus), provenant de l'intensification de la ramification du chenal principal, déjà amorcée dans la province moyenne.

Les unités résultent du fonctionnement simultané de ces chenaux.

- Il a été impossible de préciser les relations pouvant exister entre ces petites unités et celles de la partie moyenne en raison du peu de données sismiques dans cette région par ailleurs très perturbée par la tectonique salifère. Néanmoins, étant donné leur grand nombre, il est probable que plusieurs unités de la province inférieure correspondent à une seule unité de la province moyenne, la multiplication des unités étant une conséquence directe de la ramification des chenaux.

### Conclusions

L'examen de l'organisation verticale des unités acoustiques a donc permis d'individualiser 3 provinces de style différent et d'expliquer en partie les variations morphologiques de l'éventail décrites antérieurement. (cf. 3<sup>o</sup> partie, chp. II). Le passage d'une province à l'autre se fait progressivement et est directement lié à l'évolution spatiale du réseau de chenaux.

Ces provinces, caractérisées à la fois par une organisation interne et une expression morphologique propre, seront désormais désignées sous le terme "provinces morfo-structurales" :

Province morfo-structurale amont : la stabilité du chenal principal en est la caractéristique dominante. La superposition parfaite des unités explique la forme étroite et proéminente du bombement morphologique.

Province morfo-structurale moyenne : elle s'individualise par les migrations discontinues de chenaux qui construisent des unités décalées expliquant l'élargissement de l'éventail et l'atténuation de son relief.

Province morfo-structurale aval : elle se caractérise par la multiplication de petites unités acoustiques chenalisées, éparses et peu marquées morphologiquement, et par l'intensification des ramifications du réseau de chenaux.

Au sein de ces trois provinces, les caractéristiques morphologiques des unités et de la série totale présentent les tendances générales suivantes (cf tableau II) :

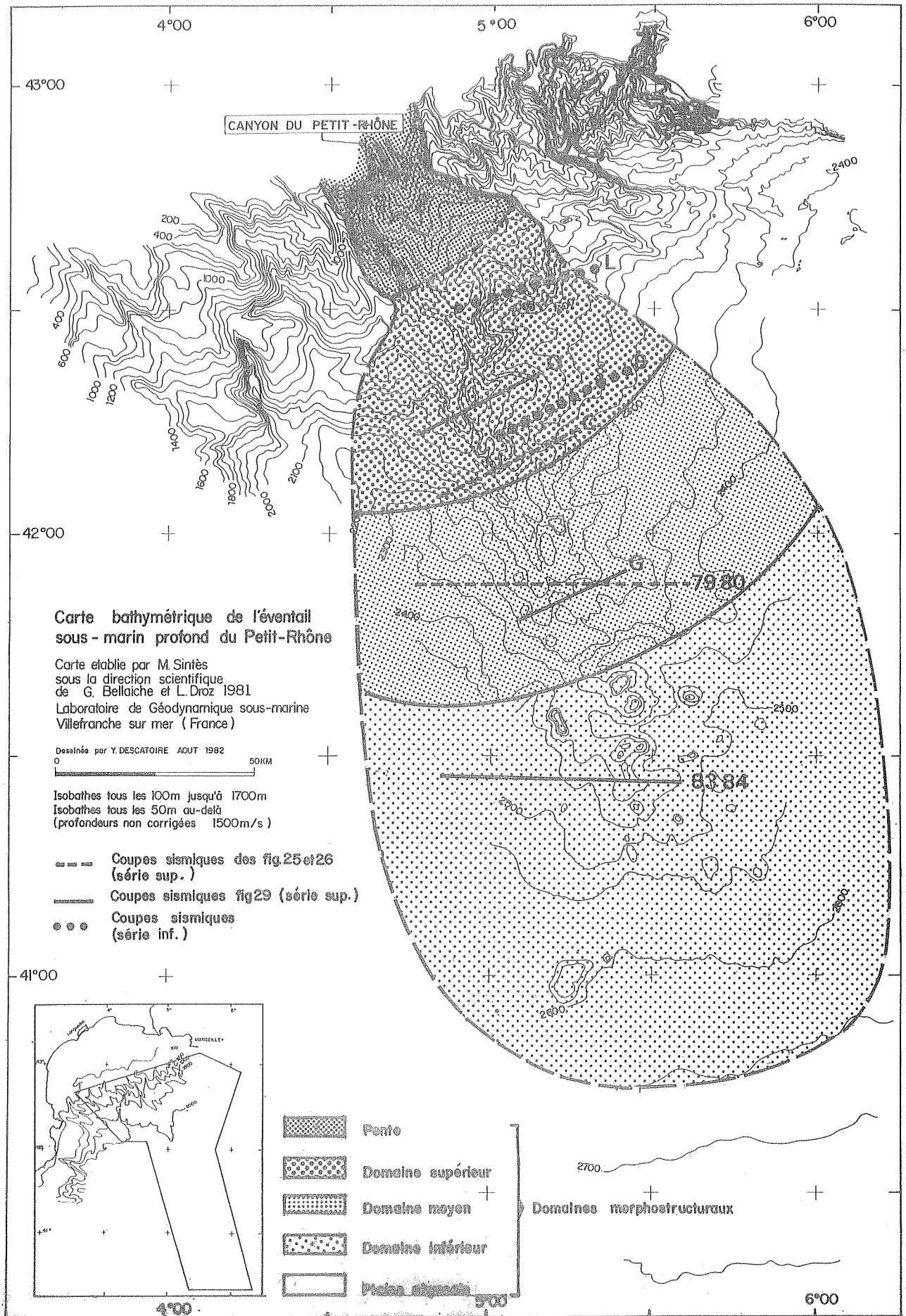


Fig.30 : Limites des domaines morpho-structuraux de la série supérieure, et localisation des profils sismiques présentés fig.25, 26, 29, 36 et 38.

- L'épaisseur et l'extension latérale des unités acoustiques augmentent dans la province amont, puis, après un maximum dans la province moyenne, décroissent dans la province aval.

- En ce qui concerne la série totale, son épaisseur diminue progressivement vers l'aval. Par contre, ses limites suivent l'évolution de celles des unités élémentaires.

Remarquons (fig.24 et 30) qu'il existe une assez bonne correspondance entre les domaines physiographiques, définis morphologiquement (cf.III partie, chp. II) et les provinces morpho-structurales, définies par la géométrie de l'empilement des unités acoustiques.

#### b) Répartition horizontale des unités acoustiques

Les corrélations entre les unités de la série supérieure ont permis de tracer des cartes isopaques en ms td (fig.31a à g).

1) Précision des cartes isopaques : certaines remarques doivent dès à présent être formulées :

- Les isopaques ont été tracées d'après la mesure, le long de la verticale, des épaisseurs des unités. Des variations d'épaisseur factices peuvent donc apparaître lorsque les limites supérieures et inférieures sont déformées, ce qui est fréquent en raison de l'halocinèse ou à cause de la forme même des unités qui ne se construisent généralement pas sur des fonds plats, mais sur une topographie modelée par les dépôts des unités antérieures.

- Les limites externes (isopaques 0) des unités ont été placées aux points où leur épaisseur devenait égale à celle du signal sismique. Il s'ensuit que les unités sont en fait légèrement plus étendues. En outre, les différences de pouvoir de résolution des diverses sources utilisées (air-gun, sparker, miniflexichoc) ont introduit des ondulations factices dans le tracé des isopaques qui ont dû être lissées.

- La limite méridionale des unités en pointillés sur les cartes, est très hypothétique. En effet, l'unité la plus récente (n°1) a pu être suivie en continu vers le sud dans la province morpho-structurale amont. Il est donc probable, mais non prouvé, que les unités antérieures possèdent une continuation analogue vers le sud et se corrélaient avec les petites unités de la province aval. Le manque de coupes sismiques longitudinales et la localisation peu favorable des coupes existantes (dans l'axe du chenal ou traversant les dômes de sel) a empêché toute corrélation.

Ces restrictions étant faites les cartes restent très utiles pour dégager des tendances générales dans l'organisation de chaque unité et en tirer des enseignements sur l'action des agents hydrodynamiques responsables de leur mise en place.

Remarquons que l'érosion superficielle, les remaniements, les glissements et les déformations par failles sont très fréquents dans la partie nord de l'éventail (voir fig.31a à e). L'analyse des faciès sismiques nous conduit à constater que ces phénomènes prennent une importance particulière pour les derniers épisodes de construction (unités 1 à 5), et ont perturbé leur forme originelle qui n'a été conservée que dans les unités 6 et 7. C'est donc plus spécialement sur ces épisodes que nous étudierons, pour ce qui concerne les provinces amont et moyenne, les caractéristiques morphologiques des unités.

## 2) Caractéristiques générales de dépôt et implications hydrodynamiques.

- Les unités présentent une forme allongée selon l'axe du chenal (orientation moyenne NNO-SSE).

Etroites au Nord, dans la pente, leurs limites convergent vers un même point source, le canyon du Petit-Rhône. L'élargissement débute dans la province amont où toutes les unités sont liées au même chenal principal.

L'extension latérale devenue maximale dans la province moyenne, diminue de nouveau vers la fin de cette province.

L'élargissement est malgré tout peu marqué et l'extension latérale des unités reste sensiblement constante.

- La dernière unité (n°1) permet de préciser la géométrie des dépôts dans la province aval.

Pour cette unité, l'hypothèse suivante a été adoptée : en première approximation, elle est considérée comme résultant du dernier stade de construction de la série supérieure. Sa surface a donc été assimilée à celle du fond actuel.

Il en découle que ses limites distales n'ont pu être définies en raison du masque créé par l'épaisseur du signal sismique.

En contrepartie, cette convention nous a permis de suivre l'unité dans la province inférieure et donc de donner des indications sur l'évolution des épaisseurs dans cette région :



Fig.31a.UNITE n°1

Fig. 31: ISOPAQUES DES UNITES ACOUSTIQUES n°1 à 7 DE LA SERIE SUPERIEURE (ms t.d.)

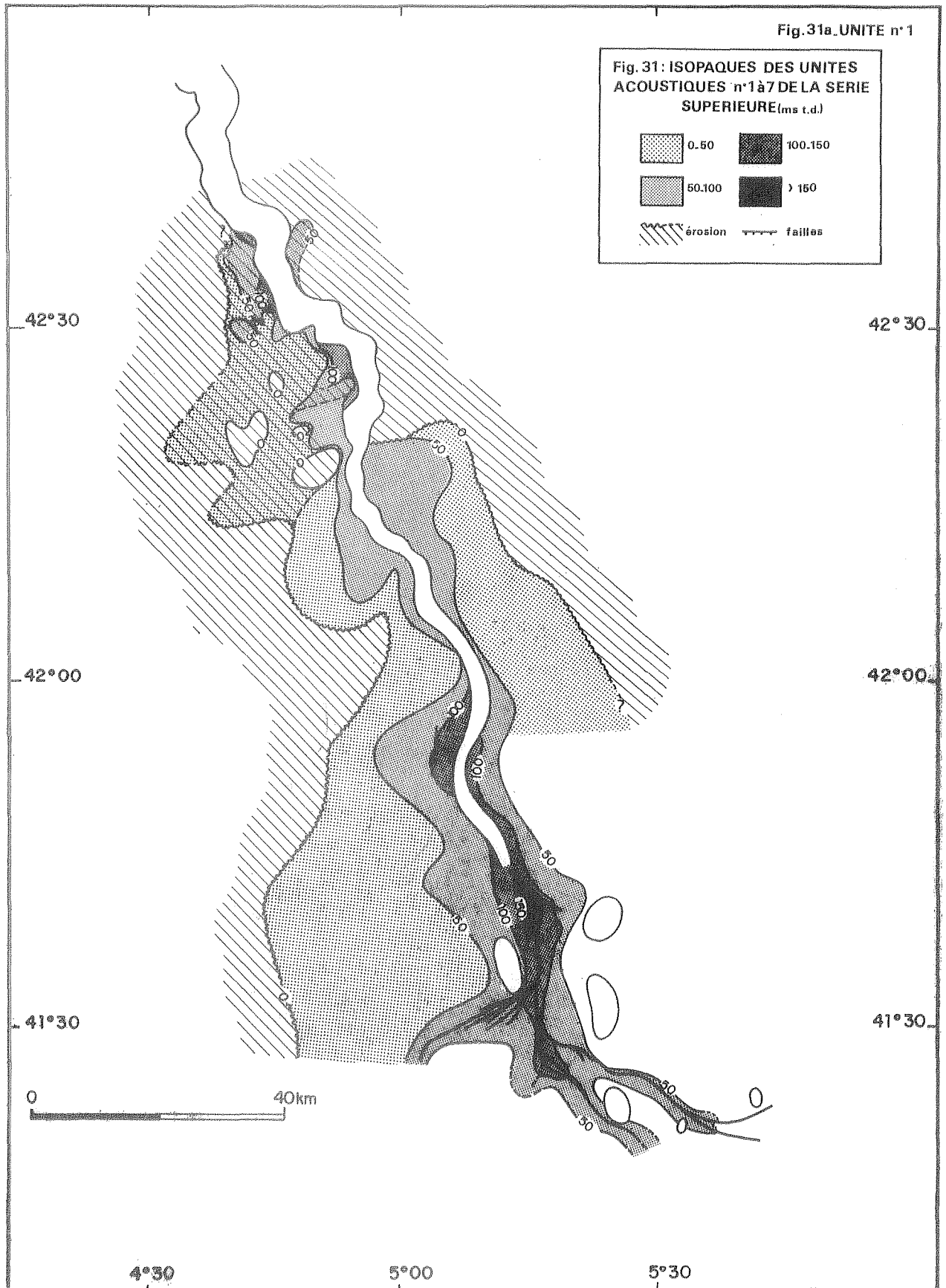
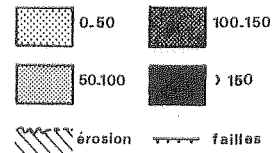


Fig. 31a. UNITE n. 1

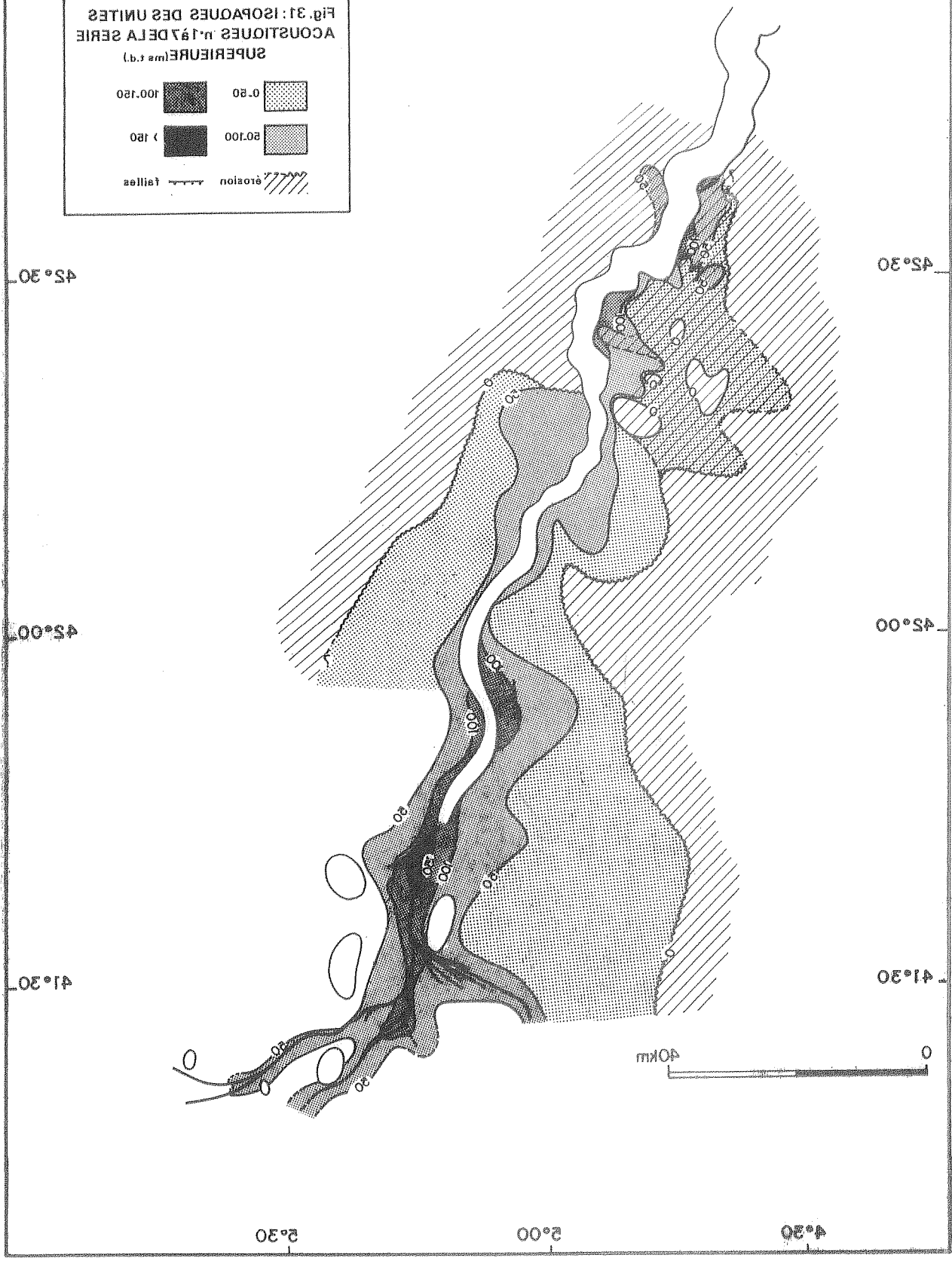
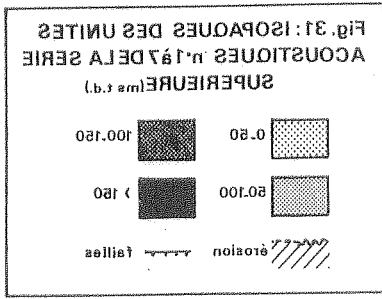


Fig. 31b. UNITE n°2

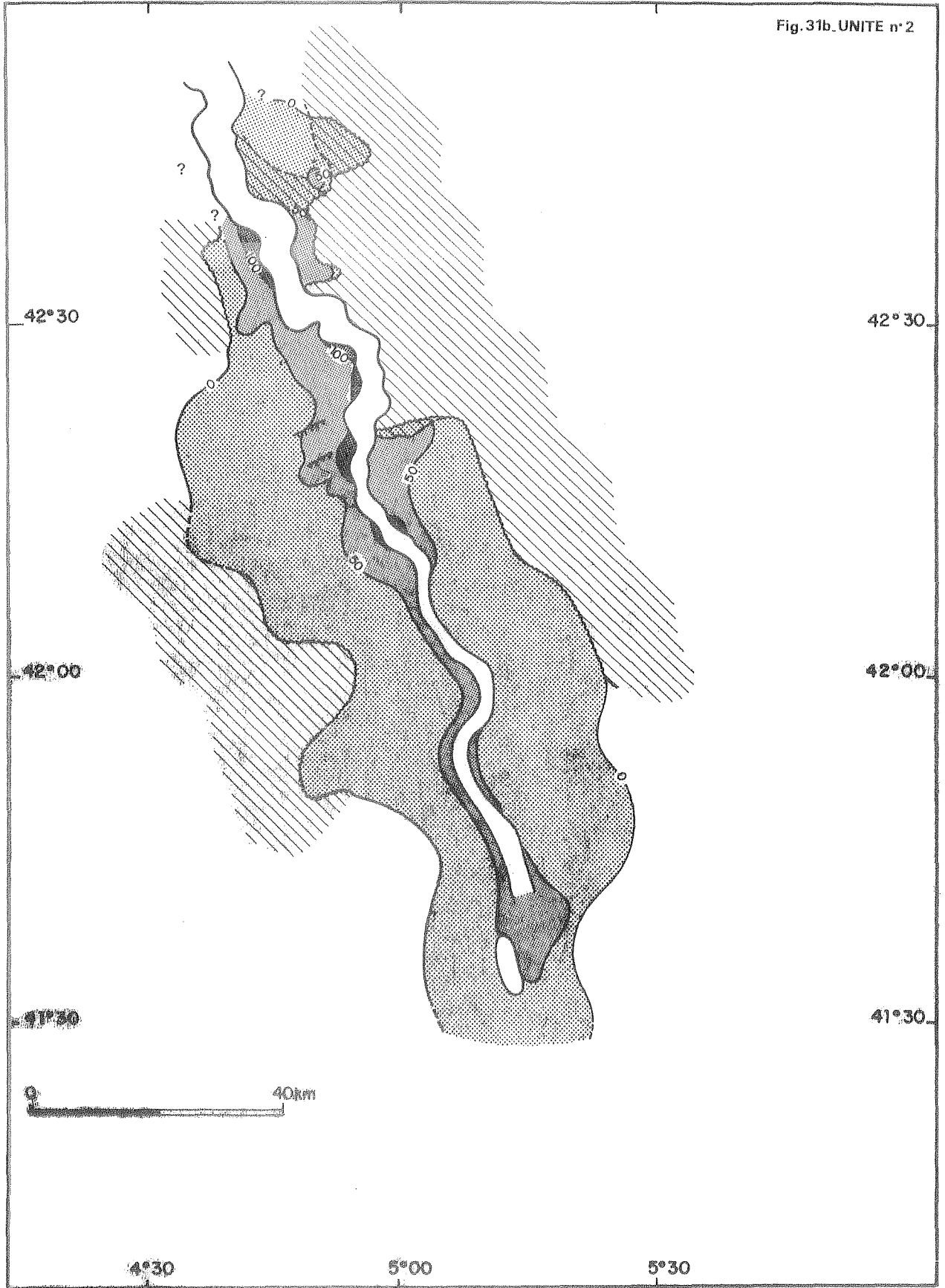


Fig. 3.1b. UNITE n.2

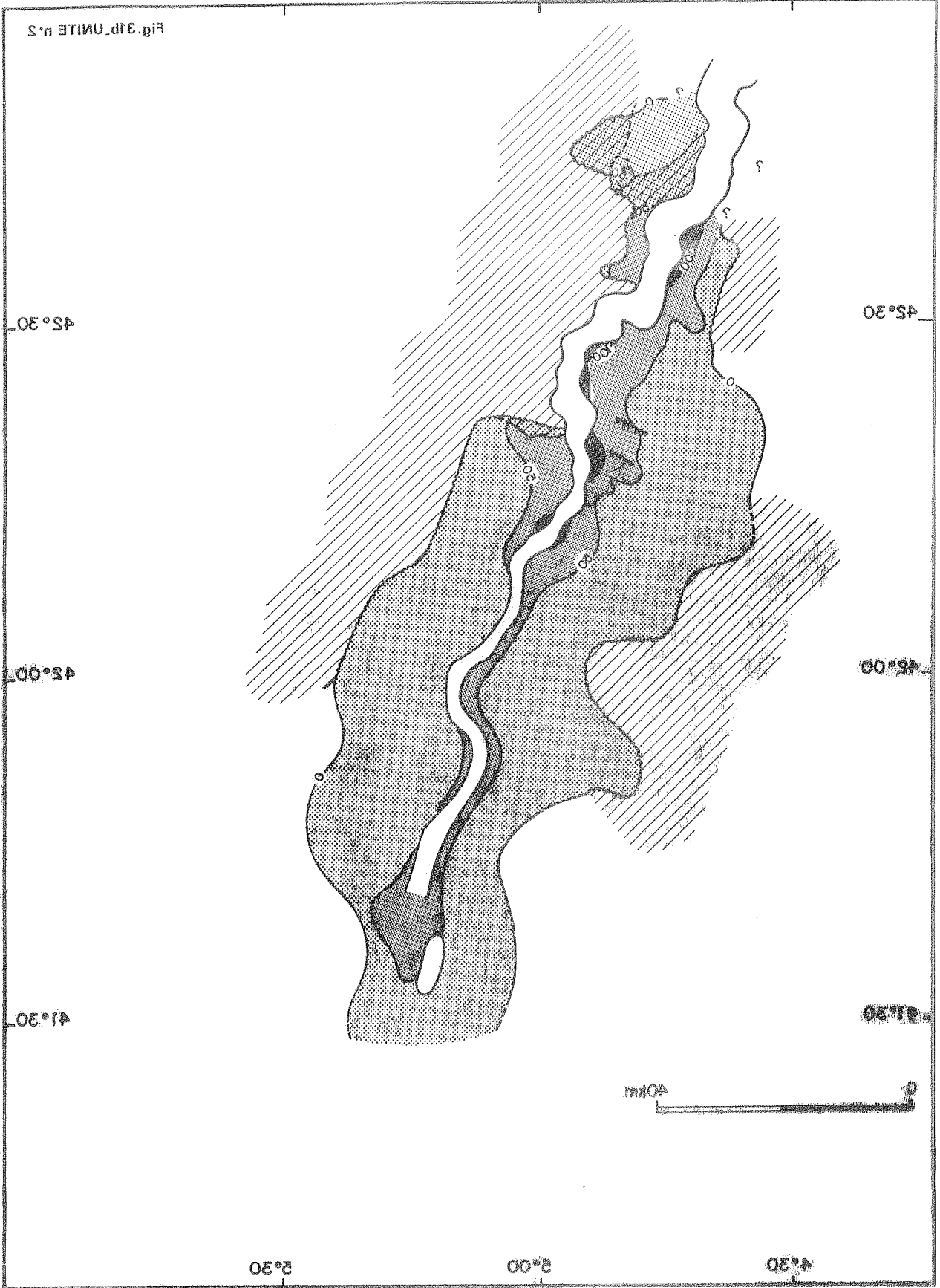


Fig.31c.UNITE n°3

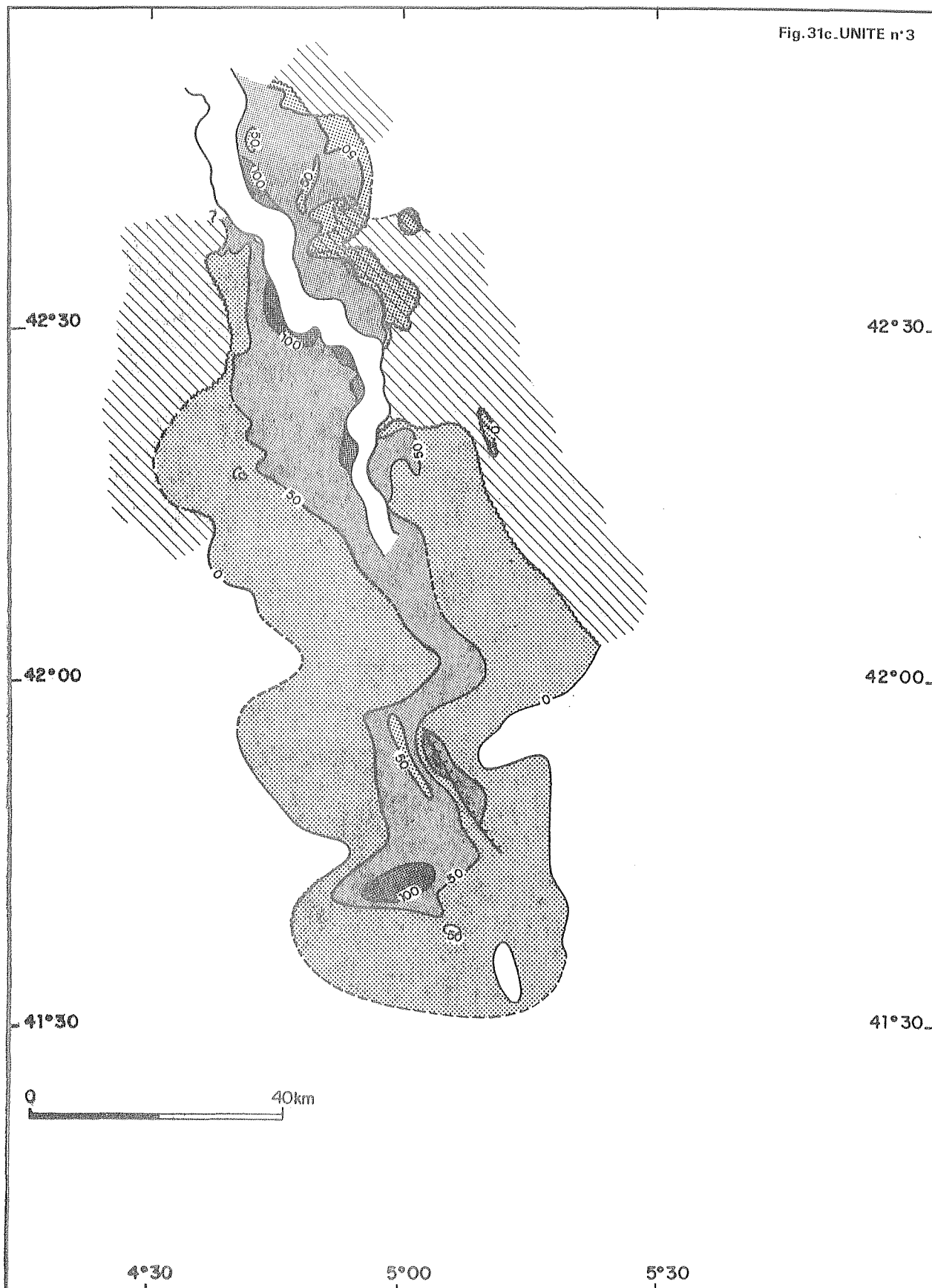
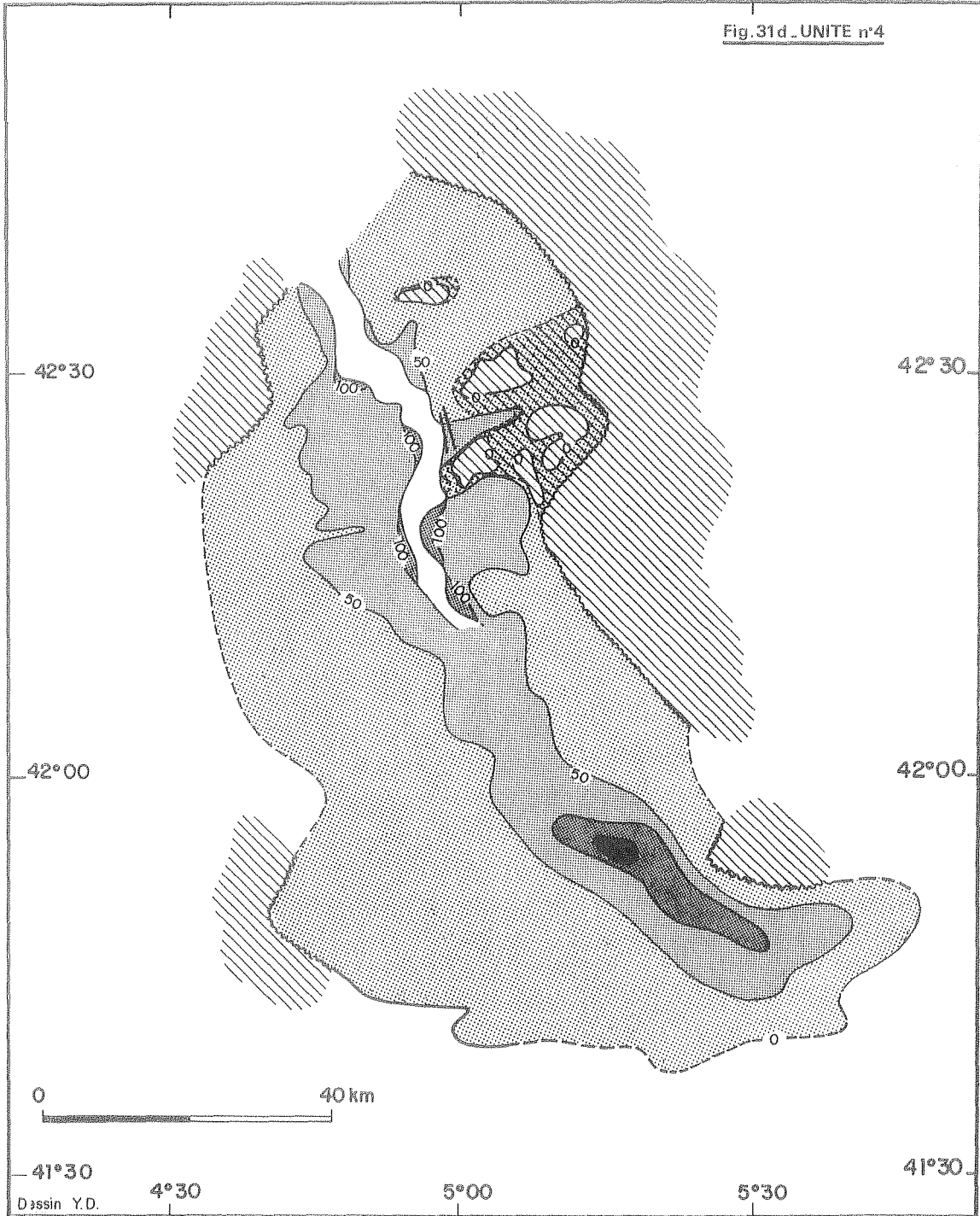


Fig.31d \_UNITE n°4



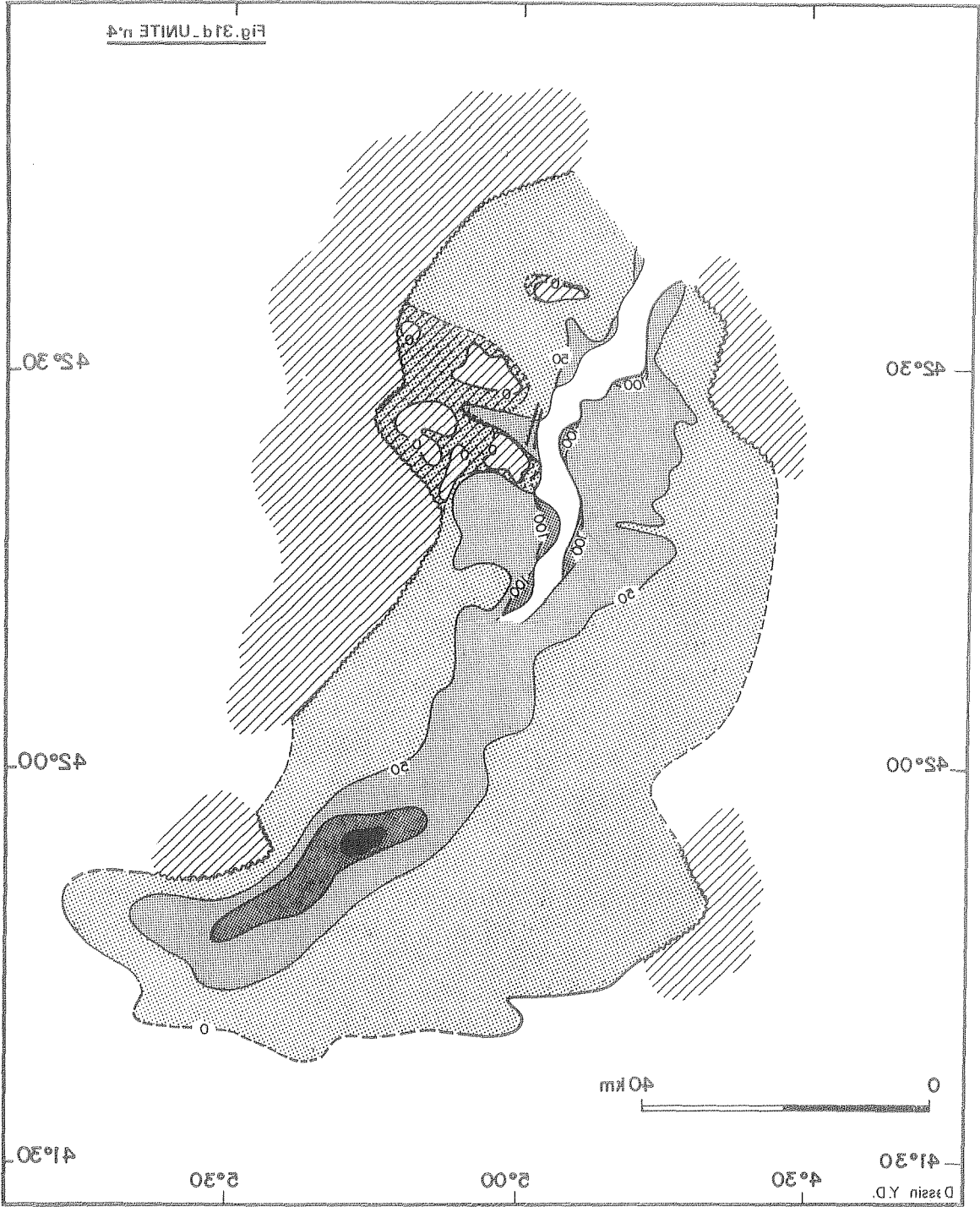


Fig.31e \_UNITE n°5

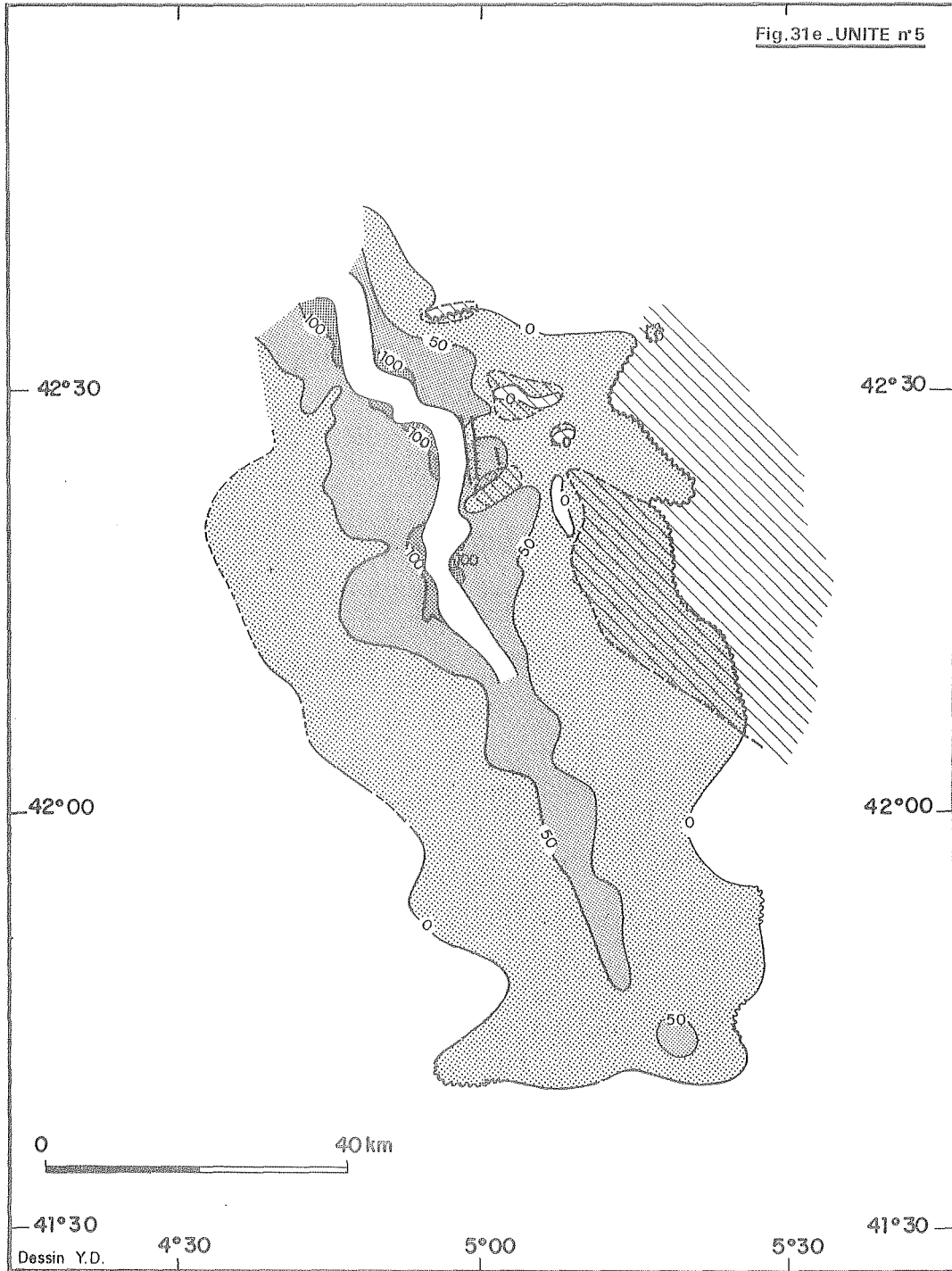
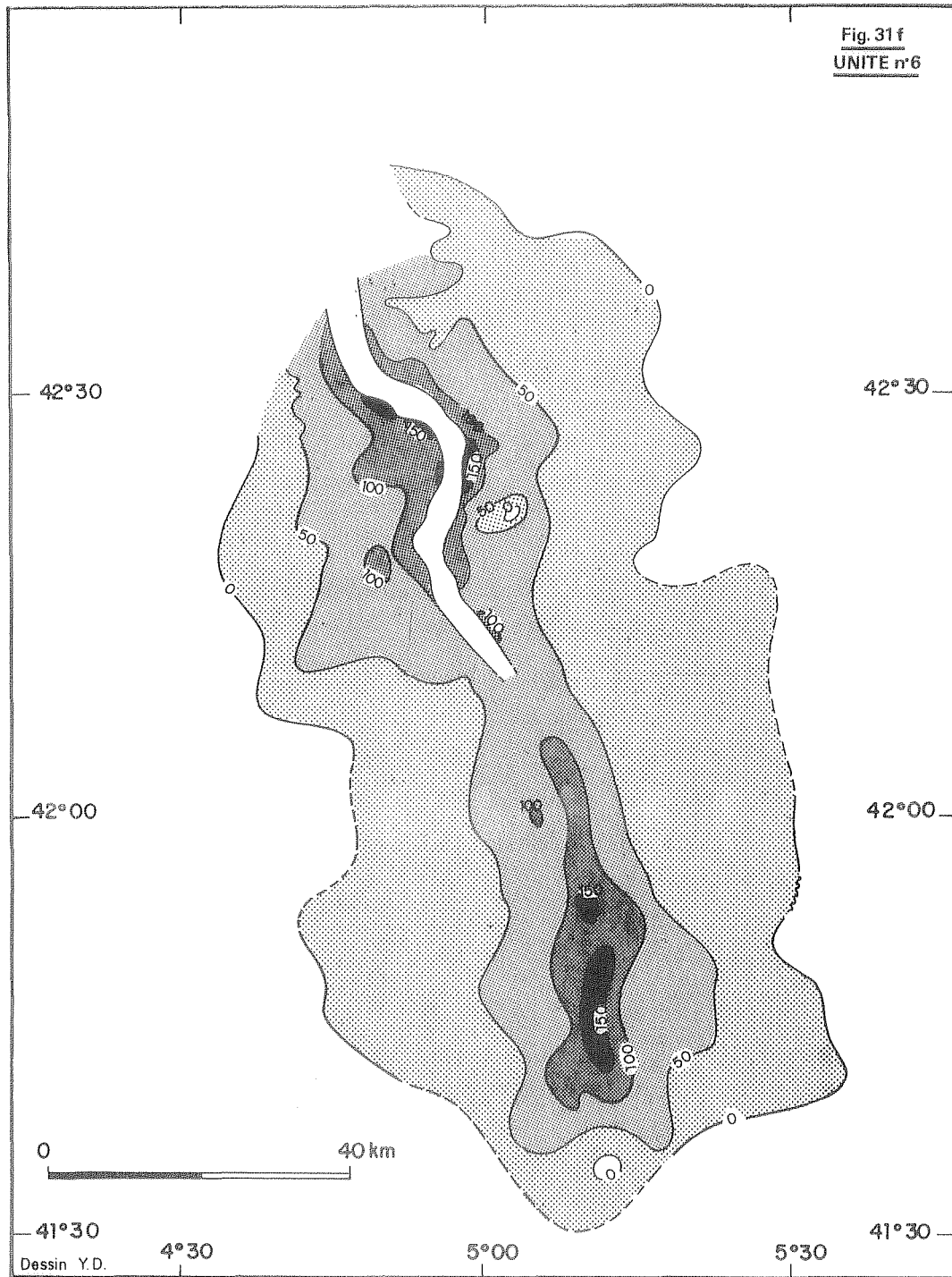




Fig. 31 f  
UNITE n°6



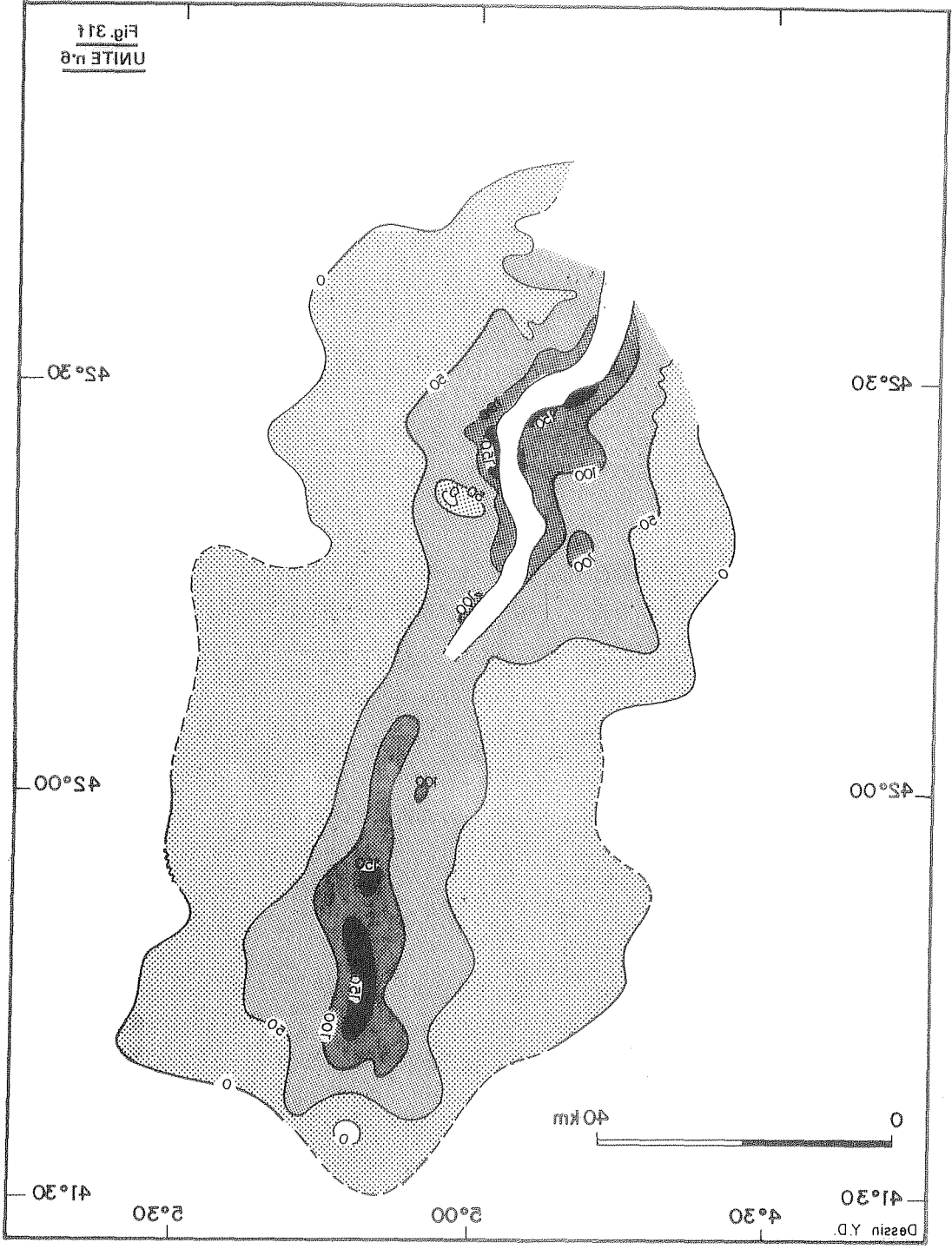
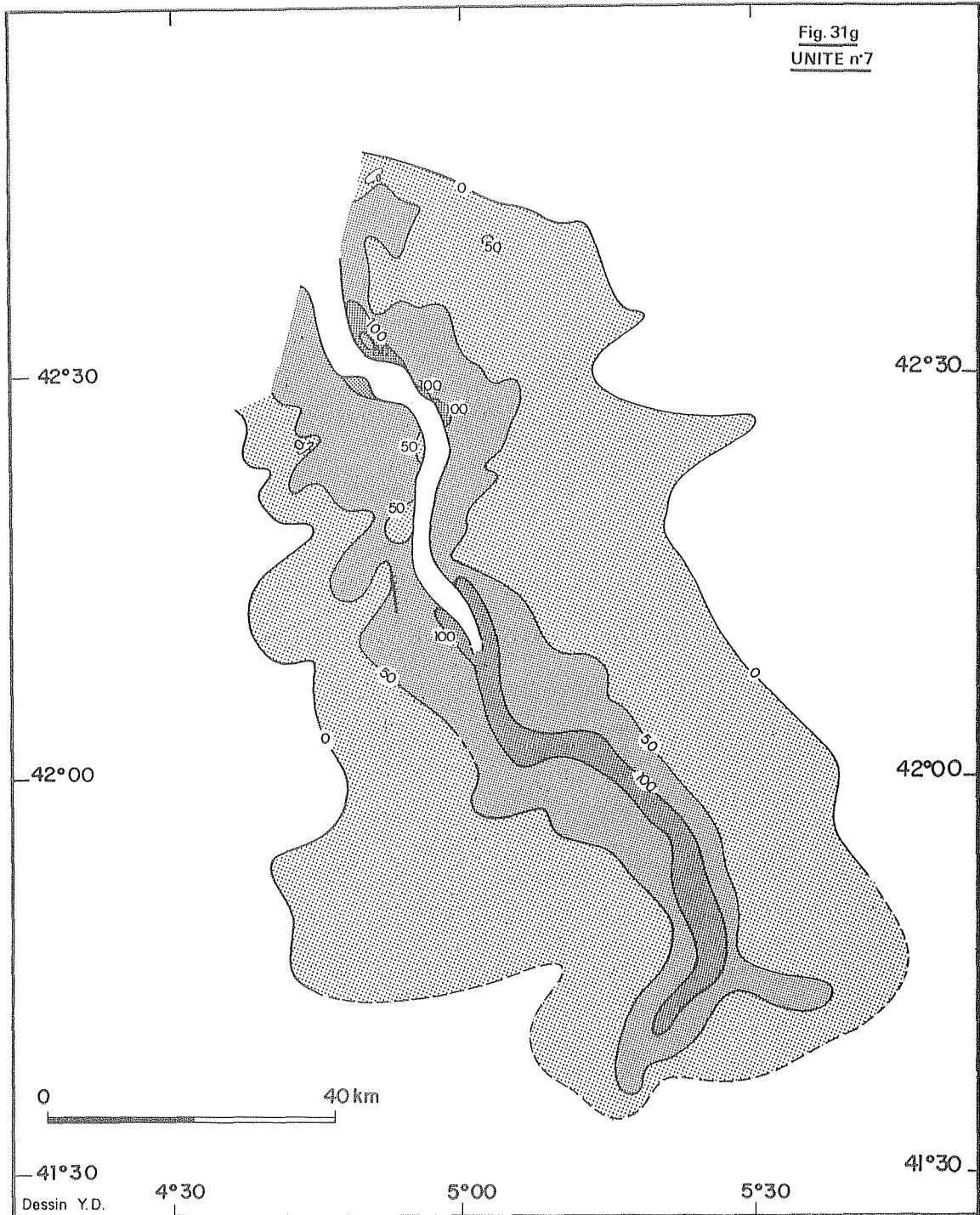


Fig. 31g  
UNITE n°7



- Le chenal commence à se ramifier nettement vers 41° 40 N et donne naissance à un réseau anastomosé de petits chenaux cheminant à travers les dômes, qui apparaissent indiscutablement avoir joué un rôle de barrière morphologique (cf. chp.IV).

Chaque chenal ou groupe de chenaux se trouve dans la partie renflée des unités en position plus ou moins excentrée, soulignant le caractère asymétrique de la construction (cf. infra).

- L'évolution des épaisseurs vers le sud indique que l'extrémité méridionale de l'unité doit se situer aux alentours de 41° N, ce qui coïncide avec l'extrémité de la province aval déterminée morphologiquement (analyse des ruptures de pente) (cf.chp. II).

. Seule la migration des chenaux successifs dans la province moyenne permet de différencier ces unités qui se ressemblent beaucoup morphologiquement.

Le point marquant le début de migration se situe aux environs de 42° N. La migration des chenaux se traduit par le décalage des zones épaissies qui viennent combler les dépressions laissées par les stades antérieurs de construction. Elle est parfois de faible ampleur et ne se traduit alors que par un léger déplacement du chenal, le degré de précision des cartes isopaques ne permettant pas une analyse fine des variations d'épaisseur (unités n°5, et 1).

De façon générale, les unités gardent sur toute leur longueur, une orientation moyenne NNO-SSE ; seule l'unité n°3 est décalée vers le SSO.

. Les cartes isopaques montrent des maxima d'épaisseur dans la province amont (près de l'axe du chenal où ils constituent les levées latérales des unités), et dans la province moyenne.

L'observation de la répartition des épaisseurs et de leur évolution vers le Sud nous renseignent sur le comportement des courants de densité contenus dans un chenal dont la morphologie apparait en outre jouer un très grand rôle :

- La forme des isopaques et les épaississements suivent approximativement le cours du chenal.

- Par ailleurs, l'importance de la morphologie même du chenal, introduisant des facteurs géométriques propres à modifier les conditions d'écoulement des courants, est soulignée par l'asymétrie de répartition des maxima d'épaisseur. En effet, ils sont le plus souvent situés du côté

convexe des méandres, alors que le côté concave est plus raide. Cette situation évoque fortement la répartition des dépôts des vallées terrestres méandri-formes qui érodent les rives concaves et remblaient préférentiellement le côté convexe.

L'organisation des dépôts, qui apparaît donc étroitement dépendante de facteurs internes à l'éventail (dynamique des courants de turbidité, caractéristiques morphologiques et paléomorphologiques de l'éventail) peut être soumise à d'autres facteurs plus généraux : l'examen de la densité des isopaques de part et d'autre du chenal montre un développement plus important (plus large) des levées droites. Cette constatation implique l'existence d'un phénomène capable de dévier, au moins en partie, les particules véhiculées par les courants de densité. Il pourrait s'agir de la force de Coriolis (MENARD, 1955), qui provoque une déviation vers la droite, dans l'hémisphère Nord des fluides en mouvement. MENARD & al., (1965) avaient déjà souligné son importance dans l'éventail du Rhône.

Si cette force est à prendre en considération, son rôle n'est pas primordial. En effet, une des implications de l'hypothèse de la force de Coriolis est la migration vers la gauche des chenaux à travers la levée la moins développée. Si cet effet est respecté dans certains éventails, ce n'est pas le cas de celui du Petit-Rhône (sens de la migration des chenaux successifs contrôlé en grande partie par la topographie, migration récente vers la droite du chenal principal).

L'accrétion préférentielle des levées ouest des unités peut aussi, et plus simplement, s'expliquer par l'action des courants généraux orientés d'Est vers l'Ouest (LACOMBE, 1972).

Nous avons vu que l'épaississement des unités suit approximativement le cours du chenal.

Dans le détail, on remarque une zone de moindre épaisseur d'extension et d'importance variable pour chaque unité, située entre les provinces amont et moyenne, au débouché du chenal principal, vers 42°00.

Cette zone est marquée par le rapprochement des isopaques vers le chenal. L'isopaque "0", qui reflète la forme et l'extension originelle des dépôts lorsque les unités sont exemptes de tout remaniement, ne subit pas ce rapprochement. Il ne s'agit donc pas d'une zone de "non dépôt", mais soit d'une région où le taux de sédimentation est relativement faible, soit d'une zone où les dépôts ont été érodés.

Notons que c'est justement dans cette région que le chenal principal a rompu sa levée droite pour cheminer vers le SO (cf. chp. II).

Vers le Sud, la zone de moindre épaisseur disparaît, les isopaques s'élargissent de nouveau.

Cette région de moindre épaisseur, caractérisée par un faible taux de sédimentation, n'est pas sans évoquer la zone de "by-passing" (franchissement) de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975) (fig. 2). Rappelons que l'existence de cette zone de "non-dépôt" fut proposée pour tenter d'expliquer le manque de continuité physique verticale et latérale entre les dépôts du système de distribution (inner-fan) et des systèmes de dépôt et progradation (outer-fan) des cônes à haute efficacité de transport (cf. 1ère partie). Le franchissement des courants serait dû, d'après MUTTI (1981) à des réajustements hydrodynamiques lors du passage des conditions d'écoulement chenalisé aux conditions d'écoulement libre.

L'existence d'une quantité, même faible, de sédiment dans notre zone, la continuité de nos unités acoustiques à travers cette zone, même s'il est difficile de les comparer aux corps gréseux, chenalisés ou non, de MUTTI & RICCI LUCCHI, et surtout, la persistance du chenal dans et en aval de la zone de moindre épaisseur (Z.M.E), tendent à réfuter, dans le cas de l'éventail sous-marin du Petit-Rhône, cette hypothèse.

L'existence d'un phénomène de "by-passing" est également mentionnée par STANLEY & al. (1980) afin d'expliquer la répartition régionale des sédiments dans le canal de Corse. Ce phénomène serait à l'origine de taux de sédimentation plus importants dans les régions distales (dépôts fins), que dans les aires proximales (dépôts grossiers). Notons que le phénomène décrit par STANLEY & al. n'exclut pas la présence de dépôts dans la zone du "by-passing", mais implique un transport sélectif des particules en fonction de leurs caractéristiques (taille, forme, et densité) par des courants de turbidité faiblement concentrés ("turbid-layer").

En l'absence d'informations précises, concernant la nature des dépôts et les taux de sédimentation dans les diverses provinces de l'éventail du Rhône, il est difficile de tester ce modèle.

Remarquons que les modèles de "by-passing" décrits par MUTTI & RICCI LUCCHI et par STANLEY & al. sont fondamentalement opposés par la nature des sédiments déposés en aval de la zone de franchissement. Les uns impliquent la mise en place de sédiments relativement grossiers (silts et sables), les autres, celle de sédiments fins (vase silteuse) avec des taux de sédimentation élevés.

Le manque de données sédimentologiques en profondeur est un

obstacle majeur à la compréhension des phénomènes qui ont régi l'organisation des dépôts de la série supérieure, dont nous ne connaissons que les caractéristiques morphologiques successives.

L'existence de la zone de moindre épaisseur est certainement liée à des facteurs hydrodynamiques dont l'action n'a pu être précisée, mais qui s'apparentent plus à des changements locaux de régime, qu'à des modifications brusques et irréversibles des conditions d'écoulement tels que ceux décrits par MUTTI & RICCI LUCCHI.

Parmi les hypothèses envisageables concernant l'origine de la Z.M.E, citons l'action possible de courants profonds (courants de fond) ayant persisté localement durant toute la durée de construction de la série supérieure.

Des études de courantométrie dans le chenal, en amont de la Z.M.E (voir localisation fig.16) ont en effet mis en évidence l'existence d'un courant perpendiculaire au courant axial et se dirigeant vers l'Ouest.

Par ailleurs, une carotte prélevée au Sud de la zone de moindre épaisseur, dans le chenal (KSPF 03 - voir localisation fig.16) a montré en surface une très forte accumulation à l'Holocène de Ptéropodes. Cette accumulation a été interprétée comme résultant de l'action de courants de fond (BELLAICHE & THIRIOT-QUIEVREUX, 1982). De tels courants, fréquents actuellement ont très bien pu exister dans le passé, au niveau de la Z.M.E, la remontée holocène du niveau marin ayant ensuite modifié les conditions hydrologiques environnantes et déplacé les zones de courants de fond. Par la remobilisation des sédiments ou simplement par leur effet déviateur sur la partie sommitale non chenalisée des courants de turbidité, ces courants peuvent fortement influencer sur la géométrie finale des dépôts.

Dans cette hypothèse, la Z.M.E, synchrone ou légèrement postérieure à l'édification des unités, résulte de phénomènes distincts des courants de turbidité, n'ayant qu'une valeur locale, liés au contexte particulier du bassin méditerranéen. Les variations anarchiques dans le temps des caractéristiques des Z.M.E des unités (extension longitudinale, position géographique) résulteraient d'ailleurs probablement des fluctuations engendrées par les variations climatiques et eustatiques enregistrées depuis le Pliocène et particulièrement au Quaternaire.

A ce titre, la présence de Z.M.E dans les unités de l'éventail du Petit-Rhône n'a pas valeur de modèle, mais est de grande importance dans l'appréciation de l'influence des facteurs externes modifiant la croissance des éventails.

Nous avons examiné par ailleurs la possibilité d'un contrôle du débordement des courants par la morphologie même du chenal (approfondis-

sement éventuel du fond du chenal qui aurait pu piéger ces courants). D'après l'étude des variations du relief du chenal, analogue à celle que KOMAR (1973) puis NESS & KULM (1973) ont réalisée respectivement sur le chenal de Cascadia et Surveyor, aucune relation génétique particulière ne s'est révélée entre la morphologie du chenal et la zone de moindre épaisseur.

### 3 - Conclusions

L'étude de la répartition horizontale des unités acoustiques nous a permis essentiellement de dégager des lois régissant l'organisation des dépôts de la série supérieure :

- Les 7 unités cartographiées résultent des mêmes processus de mise en place par les courants de turbidité chenalisés. Leurs caractéristiques principales (forme, orientation, origine des apports, taille, caractéristiques des migrations) sont semblables et présentent les mêmes tendances évolutives :

Dans la province amont, les dépôts sont superposés et la répartition des maxima d'épaisseur apparaît fortement et essentiellement liée à la morphologie du chenal qui influe sur les conditions d'écoulement des courants de turbidité.

Dans la province moyenne, l'influence de la morphologie même du chenal est moins marquée. Par contre, les paléomorphologies successives jouent un très grand rôle : elles contrôlent les migrations des chenaux qui provoquent le décalage latéral des maxima d'épaisseur. Il se crée ainsi des zones à déficit sédimentaire qui évoluent en "depot-centers". Le sens des migrations apparaît néanmoins aléatoire.

- L'influence et l'action d'agents extérieurs, liés au contexte hydrologique général, sur la croissance de l'éventail ont pu être mises en évidence (force de Coriolis, circulation générale, courants de fond, responsables probables de l'existence de la zone de moindre épaisseur qui apparaît comme une caractéristique locale des unités).

La série supérieure s'est mise en place sous l'action combinée des courants de turbidité, régisseurs classiques des dépôts des éventails sous-marins profonds, et de facteurs externes dont l'action finale est de modifier la croissance normale de l'éventail.



## A2) AUTRES MECANISMES

1) Etude de la série transparente recouvrant la partie orientale de l'éventail (Ensemble nord-oriental. cf. §1)

### a) Description et interprétation lithologique

Cette série (fig.32) repose en discordance sur la levée Est de la série supérieure. Elle possède des caractéristiques sismiques et géométriques très particulières qui l'opposent fondamentalement à celles de l'éventail.

L'analyse détaillée de son faciès acoustique transparent nous a conduit à interpréter cette série comme résultant d'un glissement accompagné d'une intense déformation interne qui a fait disparaître secondairement le litage original des sédiments. Au contact des sédiments de l'éventail, des réflecteurs fantômes déformés témoignent de cette stratification initiale des dépôts. Leur existence indique un faible déplacement de la série transparente.

Cette interprétation génétique de la série transparente est renforcée par les caractéristiques morphologiques qui lui sont liées (fig.33).

• Le contact, toujours franc, entre les sédiments de l'éventail et ceux de la série transparente est associé à des formes particulières :

- Forme concave, associée à de petites hyperboles de diffraction donnant effectivement l'impression d'un glissement vers l'Est (vers les zones plus profondes, figure de distension). (voir aussi fig.36).

- Forme convexe, accidentée d'ondulations, dont l'image évoque un phénomène de bourrage résultant d'un glissement vers l'Ouest (c'est-à-dire à contre-pendage, figure de compression).

- Parfois, le contact ne semble correspondre qu'à un passage latéral de faciès, sans répercussion morphologique ni déformation en surface. Ce passage de faciès est néanmoins très brutal et est donc considéré comme un réel plan de glissement, le mouvement s'effectuant parallèlement au plan. (fig.29a).

Ce genre de contact est très semblable à celui qu'EMBLEY (1980) a mis en évidence entre les sédiments du talus continental au Sud de Long Island et une masse transparente qu'il a interprétée comme un "mass-flow".

Par ailleurs, ces contacts correspondent très rarement à des failles profondes qui, quand elles existent, sont des failles distensives (ne pouvant donc expliquer les figures de bourrage) liées aux mouvements de la couche salifère et semblent plutôt être postérieures à l'emplacement de la série transparente (fig.33).

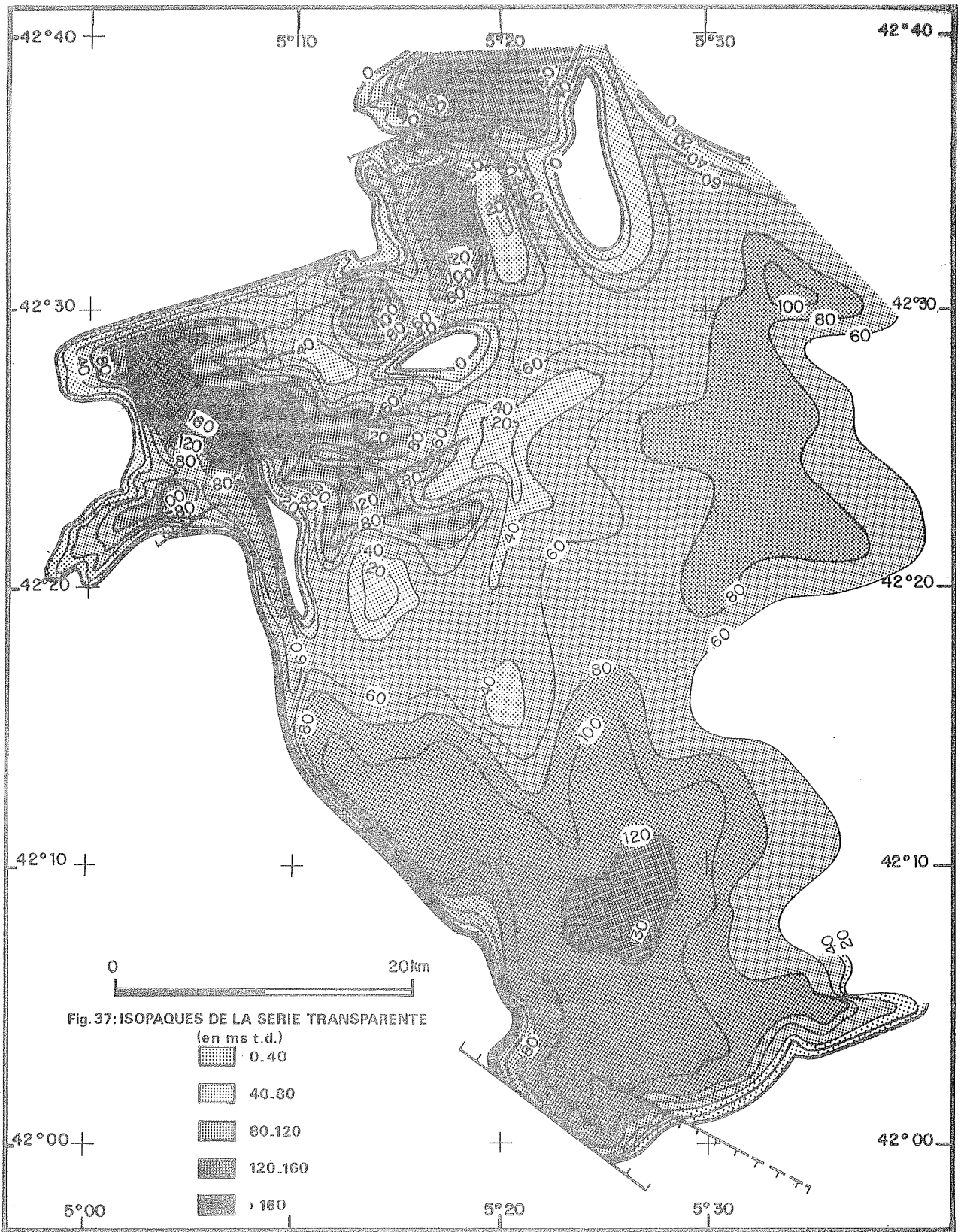


Fig.32 : Isopaques de la série transparente nord-orientale.

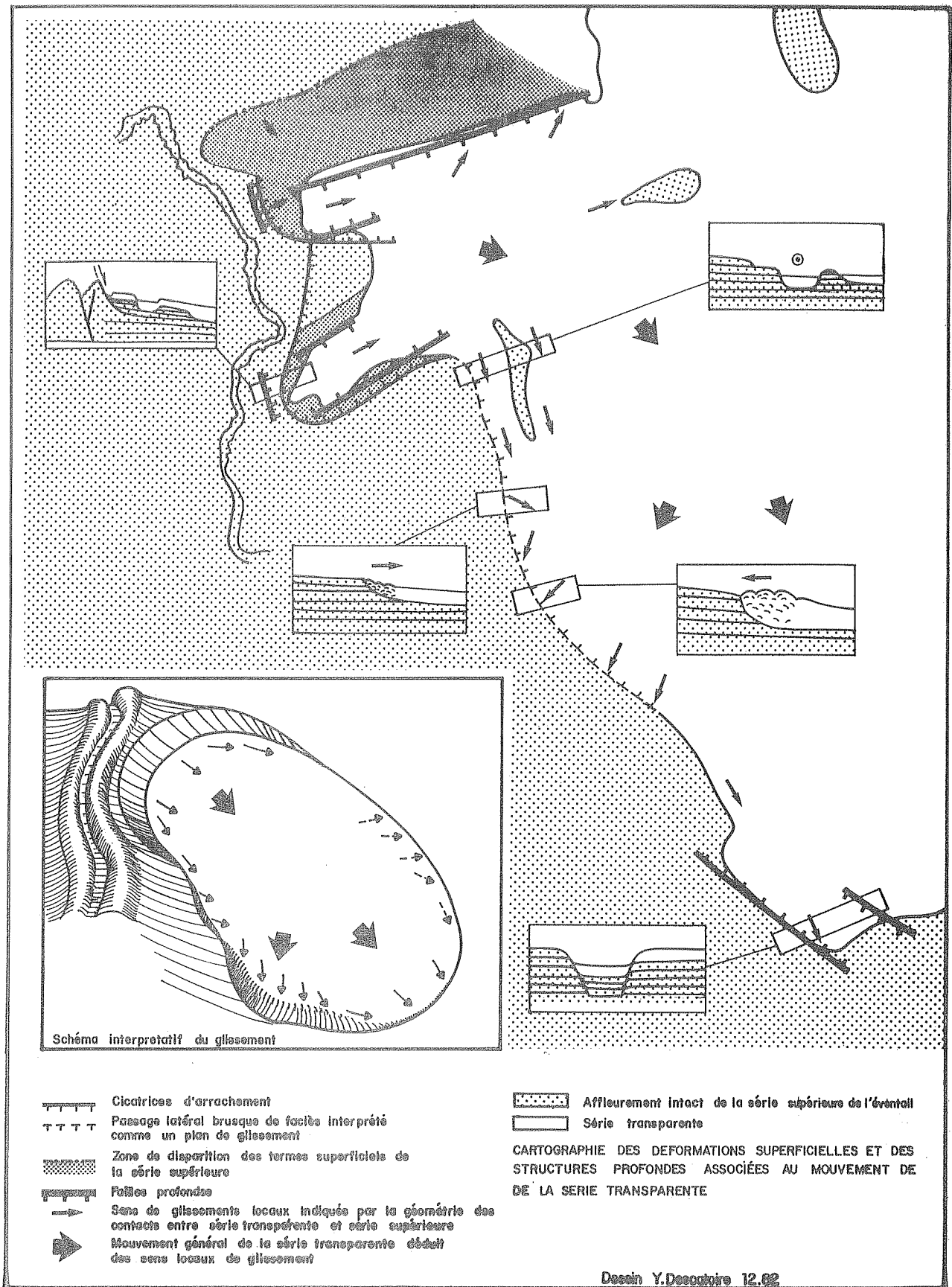


Fig.33 : Interprétation de l'origine et de la mise en place de la série transparente orientale.

Cette constatation, ainsi que l'observation dans des régions voisines de figures de distension (glissement) et de compression (bourrage) concordent avec notre interprétation d'un glissement superficiel des sédiments (tectonique pelliculaire).

. La base de la série correspond à une surface de discontinuité provenant indiscutablement d'une érosion qui a épargné localement certaines régions de l'éventail dont il ne reste que quelques buttes-témoins fossilisées (fig.32). Ces traces d'une érosion particulièrement intense n'existent que sous la série transparente, ce qui nous conduit à admettre que l'épisode érosif doit être contemporain de sa mise en place et que c'est la masse elle-même qui a, au fur et à mesure de son avancée, raboté les derniers termes de la série sous-jacente.

#### b) Hypothèse sur l'origine des dépôts transparents

Par son faciès acoustique évoquant une désorganisation intense des sédiments, par sa forme au contact des dépôts de l'éventail, et par la présence, à sa base, d'une surface d'érosion contemporaine de sa mise en place, la série transparente apparaît comme une masse glissée. Il s'agit donc de sédiments fortement déformés issus de phénomènes tectoniques pelliculaires, c'est-à-dire, selon la classification de KRUIT & al. (1975), d'un slump ou d'un débris-flow.

Si l'interprétation du mécanisme de mise en place de cette série semble claire, il en va différemment de son origine, c'est-à-dire du lieu de provenance des sédiments qui la constituent.

Sa répartition spatiale et la morphologie indiquent clairement que le glissement a pris naissance au Nord. L'examen de la géométrie du contact entre la série transparente et les unités de la série supérieure nous renseigne sur les sens locaux de glissement. La cartographie des sens locaux déterminés sur chaque profil (fig.33) montre que tous les mouvements s'intègrent dans un déplacement général de la série dirigée approximativement du NO vers le SE. Il est donc probable que le slump a pris naissance dans le secteur NO.

Or, plus en amont, sur la levée orientale de l'éventail, au niveau des grabens, il existe effectivement des preuves irréfutables de glissements superficiels. (fig.33) :

- Directement à l'Est du chenal, ils sont marqués par de véritables cicatrices d'arrachement accompagnées de la déformation ou de la disparition totale des derniers termes de la série supérieure. L'orientation des cicatrices

d'arrachement indique un mouvement local vers l'Est.

- Au Nord de la série transparente, sur l'interfluve commun aux canyons du Grand-Rhône et du Petit-Rhône, de nombreux ressauts morphologiques correspondant à la disparition des dernières unités de la série supérieure, sont également interprétés comme des cicatrices d'arrachement et indiquent un mouvement local des sédiments déstabilisés vers le Sud.

La composition des deux mouvements résulte bien en un déplacement global vers le SE de la masse transparente.

### c) Conclusions

Ainsi l'hypothèse la plus probable concernant l'origine de la série transparente est celle d'une déstabilisation des termes supérieurs de l'éventail qui glissent le long de plans curvilignes et se déforment progressivement. La série transparente apparaît donc comme une masse sub-autochtone, uniformément constituée de sédiments contemporains des derniers dépôts de l'éventail.

Au fur et à mesure de l'édification de la série supérieure, les pentes des levées s'accroissent. Les sédiments s'y trouvent alors en équilibre instable. Leur déstabilisation et leur glissement peuvent être alors engendrés ou favorisés par plusieurs facteurs dont deux nous paraissent plus importants compte tenu du contexte méditerranéen :

- La zone de déstabilisation se trouve dans un secteur fortement soumis à la tectonique salifère. Les cicatrices d'arrachement sont le plus souvent associées dans le secteur NO à des failles de croissance dont le jeu a donné naissance aux deux grabens remplis par la série transparente. Nous pensons que cette association n'est pas fortuite et reflète une relation de cause à effet.

- Les autres phénomènes importants relevés au Quaternaire récent sont liés aux variations eustatiques. Le jeu des glaciations et des déglaciations, modifiant les conditions hydrodynamiques, a pu entraîner une rupture d'équilibre des sédiments.

## 2) **Unité transparente de l'ensemble occidental**

Comme nous l'avons vu (cf. § I) l'ensemble occidental se compose de trois unités superposées de faciès acoustiques différents. Leur répartition spatiale permet de leur attribuer des origines distinctes :

- Le terme inférieur de faciès lité discontinu (2c) passe latérale-

ment à des sédiments lités très continus provenant de la marge pyrénéenne.

- Le terme supérieur qui présente également un faciès lité discontinu est lié au néochenal (série superficielle, cf. infra).

- Le terme intermédiaire constitué de sédiments totalement transparents, repose en discordance sur le terme inférieur. Cette discordance correspond à une surface d'érosion marquée de nombreux ressauts paléomorphologiques. Postérieur aux derniers dépôts de l'éventail, il ressemble beaucoup à la série transparente orientale et est interprété au moins en ce qui concerne sa partie nord, comme résultant des mêmes phénomènes.

L'étude de cette série n'a pas été aussi poussée qu'à l'Est. Il semble toutefois, d'après sa répartition spatiale (fig.34) montrant au Nord des limites orientées parallèlement aux failles profondes ou dans le prolongement des grabens orientaux, qu'elle se soit mise en place à la faveur d'une intensification des mouvements tectoniques liés au sel.

L'origine des sédiments transparents n'est pas ici connue avec certitude car les contacts sont beaucoup moins typiques que dans le secteur oriental. L'absence de réelles cicatrices d'arrachement semble ici indiquer une origine beaucoup plus septentrionale. Les sédiments proviennent sans doute de l'interfluve des canyons d'Arles (Marti) et du Petit-Rhône où la carte sea-beam montre de même qu'à l'Est, des loupes d'arrachement.

Dans le secteur sud, une participation des canyons pyrénéens à la mise en place de cette masse transparente n'est pas exclue comme des travaux sismiques récents ont pu le montrer (GOT, comm. pers., note en cours).

### 3) Migration du chenal de la série supérieure

Si l'on suit de façon détaillée l'évolution de la profondeur du chenal (fig.35), on remarque que son lit s'approfondit plus ou moins régulièrement jusqu'à un point (M) où l'on observe une inversion de la pente. Celle-ci correspond à une élévation morphologique due à la présence d'une masse de sédiments non stratifiée (fig.25) qui s'est mise en place dans le chenal.

Cette masse, assez localisée puisqu'on ne peut la retrouver que sur deux profils voisins, située juste en aval du point de migration du chenal, a dû représenter un obstacle pour les courants de turbidité d'épaisseur normale, bien que DAMUTH & EMBEY (1979) aient montré la possibilité pour des courants d'épaisseur inférieure à 100 m de remonter des

pentés faibles de l'ordre de 1 ‰ (ordre de grandeur de notre contre-pendage).

La migration du chenal vers la droite a pu être favorisée par l'action de la force de Coriolis ou de courants de fond sur les courants de turbidité qui, à cause de l'élévation du fond du chenal n'étaient plus totalement chenalisés. En effet, si nous examinons la répartition des maxima d'épaisseur de la série transparente (fig.32) ( $> 120$  ms td), nous remarquons qu'ils sont séparés par une zone où l'épaisseur est faible, orientée approximativement NE-SO. La prolongation vers le SO de cette zone, peut-être liée à la présence de courants érodants, aboutit à la région de migration du chenal.

Quoiqu'il en soit, il semble bien que cette masse, dont l'origine la plus probable, compte tenu de sa faible extension, est un éboulement à partir des parois internes des levées, a favorisé la migration du chenal.

### A3) CONCLUSIONS

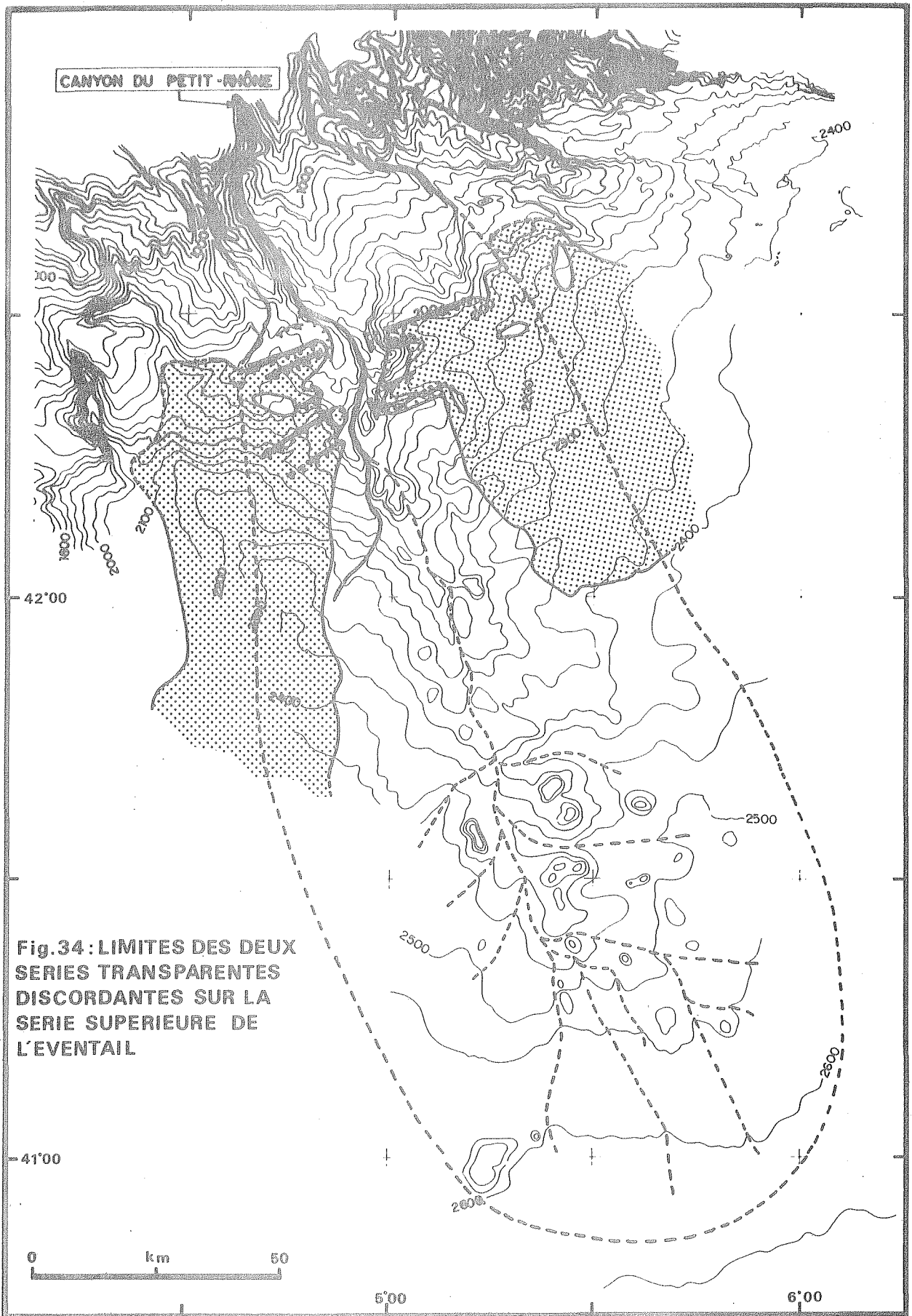
La série supérieure de l'éventail sédimentaire profond du Petit-Rhône est constituée de huit unités acoustiques lenticulaires individualisées d'après des critères morpho-sismiques. En dépit des migrations importantes du réseau dans les régions distales, leur superposition définit un édifice unique d'orientation moyenne NNO-SSE.

L'organisation verticale et les caractéristiques morphologiques et sismiques des unités, résumées dans le tableau II, caractérisent 3 environnements distincts. A travers ces trois provinces, l'épaisseur des unités évolue selon un schéma général commun, en fonction de l'importance dans ces domaines des différents facteurs hydrodynamiques :

La province supérieure est dominée par les courants de turbidité dont la dynamique s'apparente, par ses effets, à celle des rivières terrestres à méandres, et est responsable de l'asymétrie des levées latérales.

La province moyenne se caractérise par un épaissement marqué des unités, sans doute en relation avec l'augmentation d'épaisseur des courants de turbidité corrélative avec leur perte de vitesse liée à la diminution de la pente.

Cette région à fort taux de sédimentation est précédée d'une zone de moindre épaisseur probablement liée à l'action remobilisatrice ou déviatrice de courants de fond locaux.



**Fig.34 : LIMITES DES DEUX  
SERIES TRANSPARENTES  
DISCORDANTES SUR LA  
SERIE SUPERIEURE DE  
L'EVENTAIL**



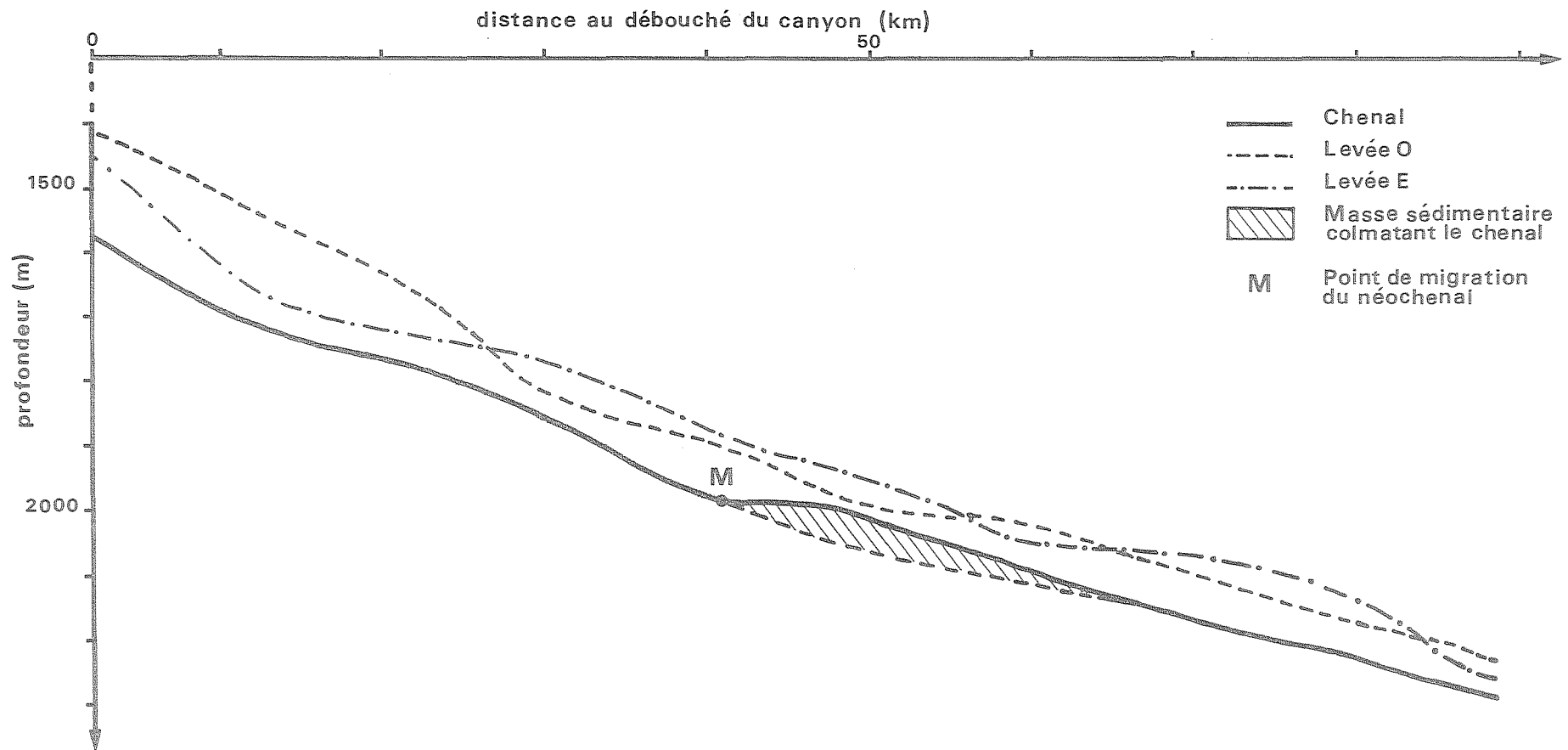


Fig.35 : Profil en long du chenal principal de la série supérieure. Noter l'inversion de pente engendrée par l'existence d'une masse de sédiments ayant obstrué le chenal.



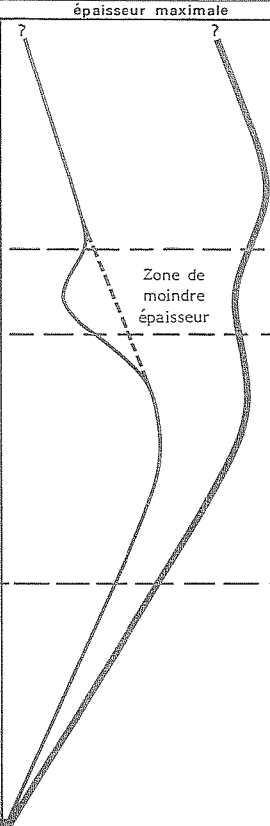
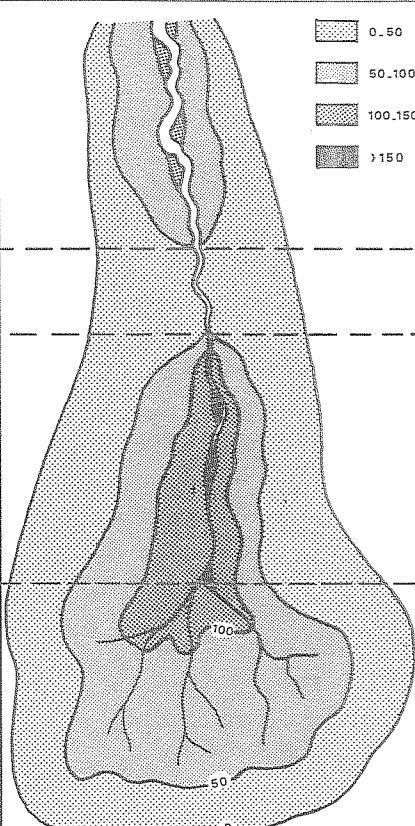
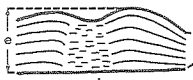



	CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DE LA SERIE	CARACTERISTIQUES SISMIQUES		EVOLUTION SCHEMATIQUE DE L'ÉPAISSEUR — des unités, — de la série	ORGANISATION SPATIALE DES UNITES ACOUSTIQUES (isopaques schématiques en ms t.d.)	MECANISMES DE DEPOT DOMINANTS
		des unités acoustiques	de la série: empilement des unités et implications morphologiques			
DOMAINE MORPHO-STRUCTURAL SUPERIEUR	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Pente moyenne 1 %</li> <li>- Bombement étroit</li> <li>- 1 chenal unique méandri-forme à levées latérales proéminentes et asymétriques</li> <li>- Nombreuses perturbations d'origine tectonique et sédimentaire.</li> </ul>	 <p><math>e = 100</math> ms. t.d. maxi l # 45 km. Faciès dominants : levées : 2 a chenal : 1 c</p>	 <p>Unités parfaitement superposées (chenal principal stable) + Épaisseur modérée des unités ↓ Bombement morphologiques étroit + épaisseur modérée de la série totale (E &lt; 600 ms td)</p>	 <p>épaisseur maximale</p> <p>Zone de moindre épaisseur</p> <p>distance par rapport à la source</p>	 <p>0.50 50.100 100.150 &gt;150</p>	<p>Sens préférentiel de débordement des courants de turbidité étroitement dépendant de la géométrie du chenal (→ asymétrie des levées).</p> <p>Courants de fonds locaux mais persistants (?)</p> <p>Épaississement des courants de turbidité en relation avec une perte de vitesse due à la diminution de pente</p> <p>Dilution distale des courants de turbidité par ramification dans les différentes branches du réseau</p> <p>Force de Coriolis</p>
DOMAINE MORPHO-STRUCTURAL MOYEN	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Pente moyenne 0,5 %</li> <li>- Bombement moins prononcé et plus large</li> <li>- 1 chenal unique (dans le temps). Levées latérales asymétriques de relief atténué.</li> </ul>	 <p><math>e = 150</math> ms. t.d. et plus l # 70 km. Faciès dominants : levées : 2a (et 3a) chenal : 1 c</p>	 <p>Unités décalées (chenal migrant) + Épaisseur maximale des unités ↓ Aplanissement du relief + épaisseur modérée de la série totale (E &lt; 550 ms td)</p>			
DOMAINE MORPHO-STRUCTURAL INFÉRIEUR	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Pente moyenne 0,3 %</li> <li>- Domaine presque plat</li> <li>- Ramification du chenal</li> <li>- Nombreuses perturbations morphologiques d'origine halocinétique.</li> </ul>	 <p><math>e &lt; 80</math> ms. t.d. Faciès dominants : levées : 3 a chenal : 1 c</p>	 <p>Unités décalées (chenal ramifié migrant) + Épaisseur faible des unités ↓ Relief plat + épaisseur faible de la série totale</p>			

Tableau II : RESUME DES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES ET SISMIQUES DE LA SERIE SUPERIEURE.

La province inférieure est moins bien connue. La diminution d'épaisseur des unités est liée à la dilution des courants de turbidité qui se sont délestés d'une grande partie de leur charge solide dans les provinces moyenne et supérieure, et à la division des courants dans les diverses branches du réseau ramifié.

Par ailleurs, la sédimentation dans les trois provinces est soumise à un facteur permanent mais non primordial : la force de Coriolis dont les effets sont surtout marqués dans les provinces moyenne et inférieure.

La série supérieure apparaît comme un ensemble cohérent d'unités acoustiques superposées, régie par des lois hydrodynamiques identiques pendant toute la durée de son édification.

Celle-ci est stoppée par la survenue ou l'intensification d'évènements particuliers (tectoniques et/ou eustatiques) qui engendrent la déstabilisation des sédiments. Le colmatage et la migration corrélative du chenal provoquent l'arrêt de la construction de la série supérieure, par le déplacement vers l'Ouest des aires de dépôt.

Alors que les courants de turbidité apparaissent comme le processus fondamental à l'origine de la construction de la série, les autres phénomènes gravitaires (éboulements, slumps) et les autres agents hydrodynamiques (courants de fond, force de Coriolis) apparaissent eux comme des processus secondaires perturbant la croissance normale de l'éventail et liés au contexte hydrodynamique et tectonique propre au bassin méditerranéen baléaro-provençal.

## B) ETUDE DE LA SERIE INFERIEURE : EXISTENCE D'UN EVENTAIL FOSSILE

### B1) CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES ET SISMIQUES DE LA SERIE

La série inférieure, qui apparaissait assez homogène sur la fig. 26 présente en réalité, sur une épaisseur d'au moins 500 ms td, une organisation analogue à celle de la série supérieure.

L'homogénéité apparente résulte du faible pouvoir pénétrant des ondes acoustiques émises par des sources peu puissantes telles que le Sparker (3000 J) ou l'Air gun (10 ci).

Les profils "miniflexichoc" (I.F.P.) ont permis en effet d'y mettre en évidence des unités acoustiques qui ont alors pu être reconnues sur les autres types de profil.

### 1) Limites de la série

Ces unités sont séparées de la série supérieure par une surface de discordance qui apparaît soit, à l'Est, comme une simple surface topographique fossile recouverte en on-lap et down-lap par les unités de la série supérieure, soit à l'Ouest, comme une véritable surface d'érosion.

La limite inférieure de la série n'est pas repérable dans tout le secteur d'étude en raison de son épaisseur.

Cependant, des études réalisées par ailleurs ont montré qu'elle repose sur une surface composite à l'image de son toit. Elle correspond à l'apparition d'épisodes très épais de chenalisation qui font suite à des épisodes de construction de corps chenalisés mineurs ayant débuté dès la remise en eau du bassin messinien par la mer pliocène, ou quelque temps après.

### 2) Organisation des unités

Au moins 6 unités acoustiques lenticulaires chenalisées ont été identifiées par l'association caractéristique de faciès, bien que la perte d'information en profondeur atténue quelque peu le contraste entre les faciès.

Les unités sont bien individualisées (fig.36) et présentent une évolution d'empilement identique à celle de la série supérieure.

L'analogie entre les caractéristiques principales de ces unités et celles de la série supérieure laisse supposer qu'elles résultent des mêmes mécanismes de mise en place, par les courants de turbidité. Leurs décalages relatifs soulignent la migration discontinue contrôlée par la topographie, des chenaux.

Cependant, si les mécanismes de mise en place sont identiques, plusieurs points remarquables indiquent que la série inférieure possède des caractères propres qui l'individualisent par rapport à la série supérieure :

- La forme des unités des 2 séries n'est pas, sur une même coupe, exactement comparable : les parties renflées des unités inférieures sont plus étendues et les variations d'épaisseur plus fréquentes : il est probable

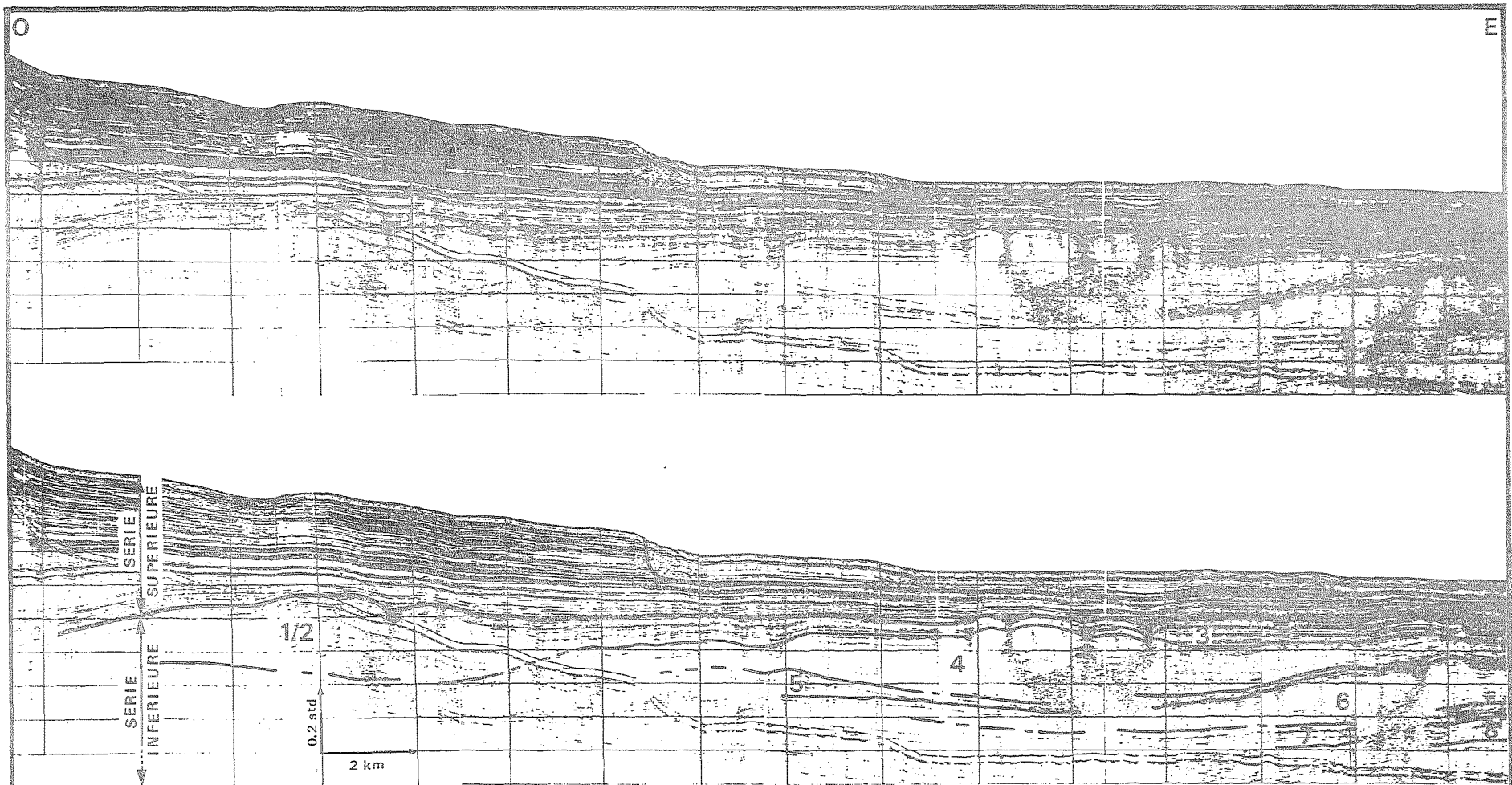


FIG. 36 : UNITES ACOUSTIQUES CHENALISEES DANS LA SERIE INFERIEURE (Coupe C.L. 79 - B. Air-gun 10 ci. voir localisation fig 30).

Noter la différence d'empilement des unités dans les deux séries (voir fig 29 pour comparaison) :

- dans la série inférieure les unités décalées caractérisent un domaine morpho-structural moyen.
- dans la série supérieure, leur superposition parfaite caractérise un domaine morpho-structural supérieur.

que les profils qui coupent perpendiculairement le système supérieur, sont obliques par rapport aux unités de la série inférieure, indiquant alors des axes d'apport ou directions de courant localement différents.

Cette hypothèse est par ailleurs étayée par la position géographique excentrée des unités, par rapport à la série supérieure. Elles constituent un ensemble situé à l'Est du bombement caractérisant l'édifice supérieur.

- L'examen des profils localisés sur la pente a permis de mettre en évidence deux chenaux fossiles successifs situés à l'Est du chenal actuel et se raccordant au chenal principal de la série supérieure vers 42° 40 N (fig.37, et 38).

L'intercorrélation des unités vers le Nord est délicate en raison de leur concentration dans une région très accidentée. Aussi, seule la dernière unité a pu être cartographiée de façon précise : la carte de cette unité (fig.39) montre le lien génétique entre les derniers dépôts de la série et le chenal n°2.

En ce qui concerne les unités antérieures il est probable qu'elles sont liées au même chenal vecteur, mais il est également possible qu'une partie d'entre elles soit alimentée par le chenal fossile n°1. Cette question, qui reste en suspens, est d'importance mineure puisque les deux chenaux fossiles sont issus du même canyon, ce qui indique que la série inférieure est bien comme la série supérieure, en relation génétique avec le canyon du Petit-Rhône, et constitue donc un épisode ancien de construction de l'éventail.

- L'examen de la géométrie de l'empilement des unités (fig.36 et 38) permet de définir deux provinces morphostructurales : au Nord, le regroupement des unités autour du chenal principal fossile caractérise la province amont. En aval, la migration des chenaux et l'individualisation corrélative des unités caractérisent la province moyenne.

La province morpho-structurale aval n'a pas pu, jusqu'à présent, être mise en évidence. Nous pensons cependant qu'elle existe mais que la profondeur des dépôts est telle que les profils de sismique haute résolution peu pénétrants que nous avons utilisés ne permettent pas de la visualiser.

La série inférieure suit donc le schéma d'évolution longitudinal de l'empilement déterminé par l'étude de la série supérieure (cf. tableau II).

Cependant, la position géographique des provinces varie selon la série considérée : les provinces morphostructurales de la série supérieure

ont une position plus méridionale. Ceci suppose, au terme du dépôt de la série inférieure, un déplacement vers le large des aires de dépôt et donc une progradation de l'éventail supérieur. Celle-ci peut-être envisagée soit comme un témoin de la progradation générale de la marge, soit comme le résultat normal de la migration du chenal. En effet, si l'on admet que la province morpho-structurale aval existe bien dans la série inférieure, nous remarquerons que les deux réseaux de chenaux (n°2 et 3, fig. 37) présentent une longueur comparable. Le coude marquant le cours du chenal n°2 provoque la mise en place de la province amont selon une orientation approximativement E-O, parallèle à la marge. Les provinces suivantes qui s'organisent, elles, autour d'un réseau dont l'orientation est devenue sensiblement N-S possèdent donc des aires de développement plus septentrionales que celles de la série supérieure.

Notons que dans l'hypothèse d'un effet direct de la progradation générale de la marge, celle-ci se traduirait dans l'éventail par un phénomène discontinu. En effet, on n'observe pas d'avancée progressive des unités les unes sur les autres, mais une avancée vers le large "en bloc" de la série supérieure par rapport à la série inférieure.

### 3) Cause de la migration du chenal principal

Au toit de la série inférieure existe une séquence sismique présentant le faciès chaotique Id (cf. chp.II) (masse B).

Ses caractéristiques sismiques (fig.38) et géométriques (fig.40) laissent supposer qu'il s'agit d'une masse sédimentaire allochtone mise en place dans le chenal principal fossile n°2 à la faveur d'un événement qui apparaît exceptionnel dans l'histoire de l'éventail. Sa répartition horizontale semble montrer que son origine doit être recherchée au Nord sur l'interfluve fossile commun aux canyons du Petit-Rhône et du Grand-Rhône.

Cette masse sédimentaire fortement désorganisée colmate le chenal et provoque son abandon total par migration vers l'Ouest des courants qui entament alors la construction du nouveau chenal principal, vecteur des sédiments de la série supérieure.

La migration du chenal s'est effectuée dans une direction qui peut être expliquée par un contrôle topographique : en effet, la ride sédimentaire (BELLAICHE, 1973, 1975) située à l'Est de l'éventail du Petit-Rhône et très proche de l'aire de développement de la série inférieure a pu représenter une barrière morphologique par l'élévation topographique qu'elle engendrait, induisant la migration vers les zones occidentales plus profondes.

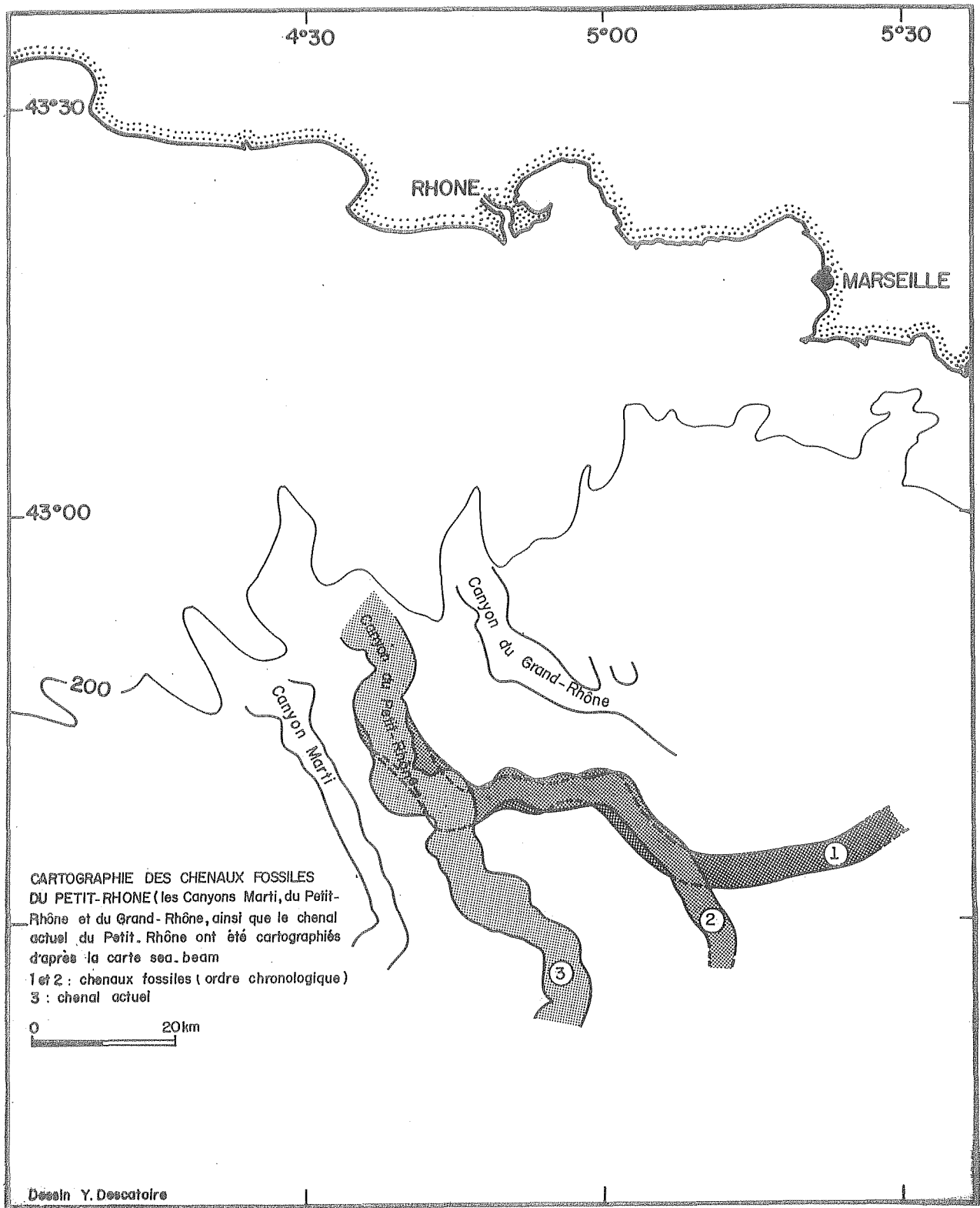
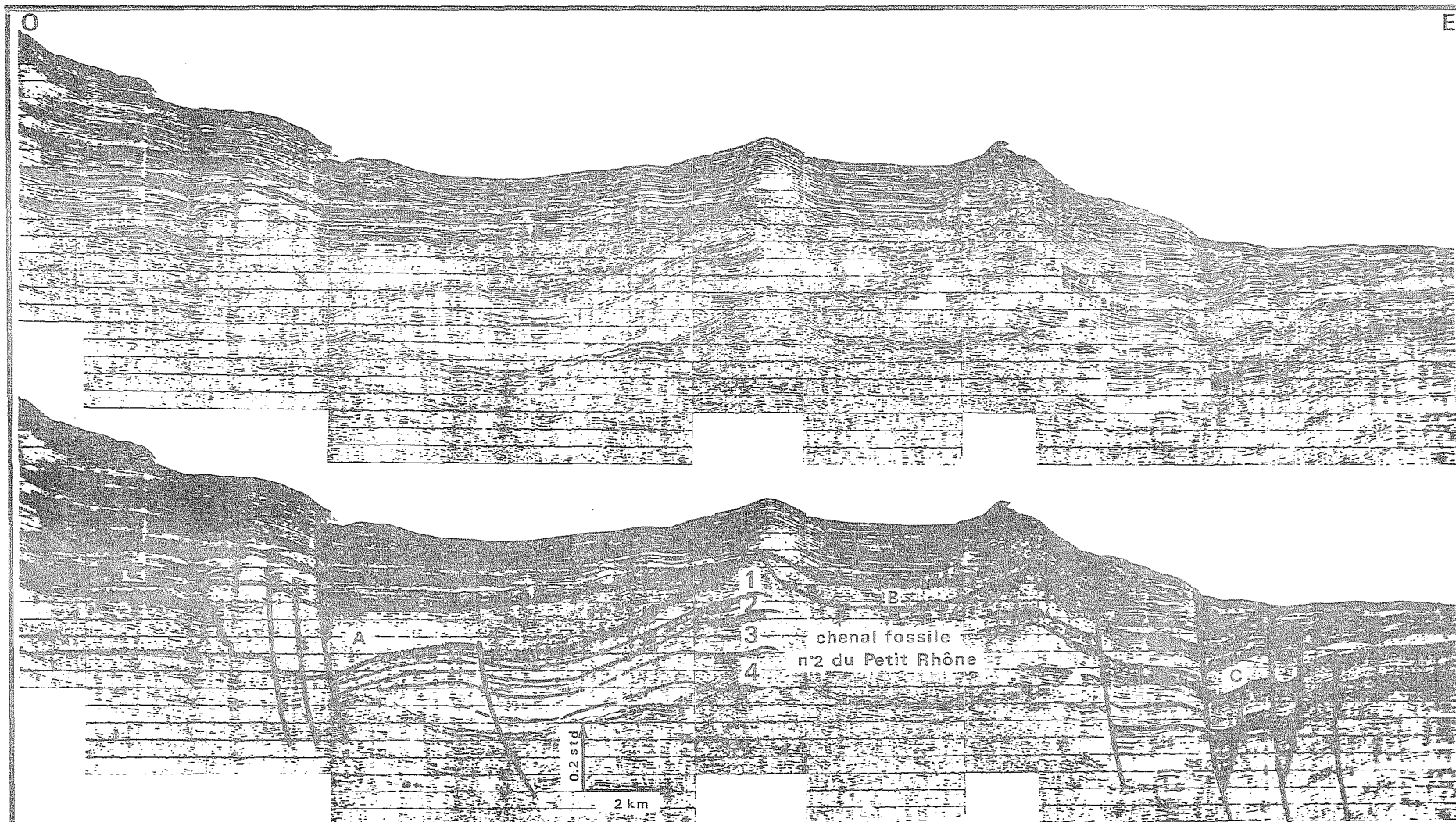


Fig.37





**Fig. 38 : CHENAL FOSSILE (N°2) DU PETIT-RHONE ET MASSES SEDIMENTAIRES REMOBILISEES AU TOIT DE LA SERIE INFERIEURE**  
 (Coupe C.L. 81 - L. Air-gun 10 ci. Voir localisation fig. 30 et 36). L'empilement des unités de la série inférieure caractérise un domaine morfo-structural supérieur. L'arrêt de la construction de cette série coïncide avec la mise en place catastrophique de masses sédimentaires dont l'une (masse B) a colmaté le chenal, induisant sa migration vers l'Ouest.

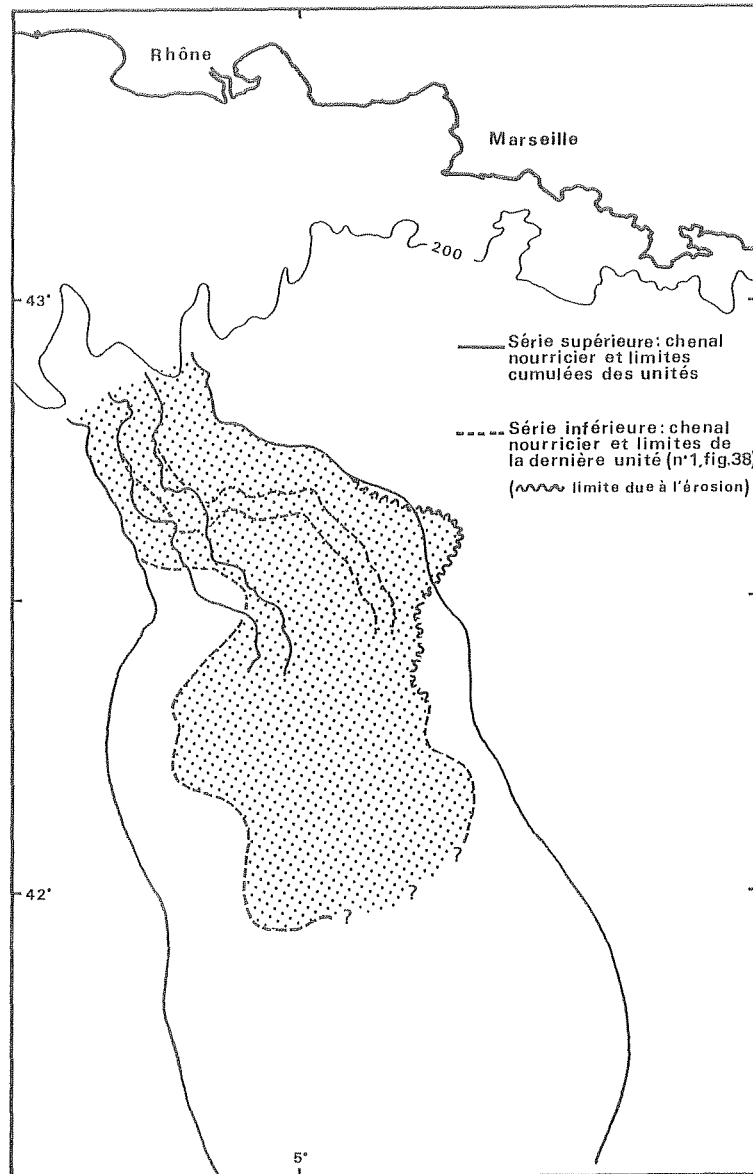


Fig.39 : Répartition horizontale de la dernière unité acoustique de la série inférieure.

Cependant, l'examen du sens des trois migrations successives des chenaux principaux de l'éventail, affaiblit l'hypothèse d'un contrôle essentiellement topographique de la direction de migration. En effet, contrairement aux migrations des chenaux des domaines moyens, fréquentes et aléatoires, celles des chenaux principaux, plus rares, survenant cycliquement après une période assez longue de construction, se sont toujours effectuées vers l'Ouest.

Il semble alors indispensable de faire intervenir d'autres facteurs tels qu'une déviation des courants par la force de Coriolis, une influence de la morphologie du chenal, ou des contrôles structuraux (basculement vers l'Ouest de la surface topographique, qui pourrait résulter soit d'un effondrement ou d'une subsidence plus importante à l'Ouest, soit d'une surrection du secteur oriental du Golfe du Lion).

## B2) IMPORTANCE DES PHENOMENES GRAVITAIRES AUTRES QUE LES COURANTS DE TURBIDITE

De même que pour la série supérieure, la fin de la construction de la série inférieure constitue une étape majeure de l'histoire de l'éventail. En effet, l'arrêt de sédimentation semble provoqué par la survenue de phénomènes gravitaires importants dont nous avons observé trois témoins à cette époque : nous avons vu le rôle primordial de la masse allochtone colmatant le chenal principal fossile. D'autres masses sédimentaires de faciès sismique spécifique, issues de phénomènes catastrophiques marquent par ailleurs la limite entre les deux séries :

- L'une (masse C, fig.40) se situe sur la levée est de la série inférieure (fig.38). Le faciès "Id" qui la caractérise nous fait supposer qu'il s'agit d'un slump.

La chronologie entre les deux masses allochtones B et C est délicate à établir car les contacts susceptibles de nous éclairer se trouvent dans des régions fortement tectonisées.

La répartition spatiale (fig.40) de ce slump montre que si les deux événements sont synchrones, ils ont pris naissance dans des régions différentes.

- L'autre (masse A, fig.40) est plus clairement postérieure. Elle apparaît légèrement différente des deux précédentes par sa géométrie : elle semble remanier et éroder la première unité de la série supérieure (non cartographiée car moins bien caractérisée) et la dernière unité de

la série inférieure.

Sa répartition horizontale (fig.40) indique qu'elle n'a pas pris naissance dans une région très éloignée mais résulte plus probablement d'un simple glissement sur la levée Ouest de la série inférieure ayant entraîné une sorte de remaniement sur place des dépôts. Elle serait donc constituée de sédiments autochtones ou sub-autochtones désorganisés.

Quelles que soient leurs origines, ces masses sédimentaires déformées indiquent une recrudescence des phénomènes catastrophiques au terme de l'édification de la série inférieure, interrompant momentanément la sédimentation régulière en unités acoustiques bien organisées qui caractérisent les dépôts liés aux courants de turbidité.

### B3) CONCLUSIONS

Bien que l'étude de la série inférieure n'ait pas été poussée aussi loin que celle de la série supérieure en raison de la moins bonne qualité des informations fournies faute de sources assez puissantes, cette série semble régie par les mêmes lois de construction liées au chenal et à son réseau ramifié distal, et aux courants de turbidité qui les parcourent.

L'identité des mécanismes de mise en place pour les deux séries indique une certaine permanence des conditions de dépôt, entrecoupée épisodiquement par des événements de caractère plus catastrophique que les courants de turbidité, mobilisant des masses sédimentaires importantes qui peuvent provoquer la migration des chenaux principaux. Les conditions de sédimentation "normales" des éventails se réinstallent par la suite, au terme de ces relativement courtes périodes de crise.

La mise en place de ces masses sédimentaires correspond à une modification des conditions de sédimentation, peut-être liée aux variations eustatiques (recrudescence des apports en période de bas niveau marin, modification des conditions hydrodynamiques...) ou à l'intensification ou la reprise des mouvements halocinétiques induisant la déstabilisation des dépôts qui sont, du fait de la croissance normale de l'éventail, en équilibre instable sur des pentes devenues assez fortes (levées elles-mêmes ou pente continentale).

Nous ne possédons pas actuellement suffisamment d'arguments pour choisir entre ces possibilités. Il est probable néanmoins, compte tenu du contexte tectonique du Golfe du Lion, des variations climatiques fréquentes depuis le Pliocène et des taux de sédimentation élevés dans les

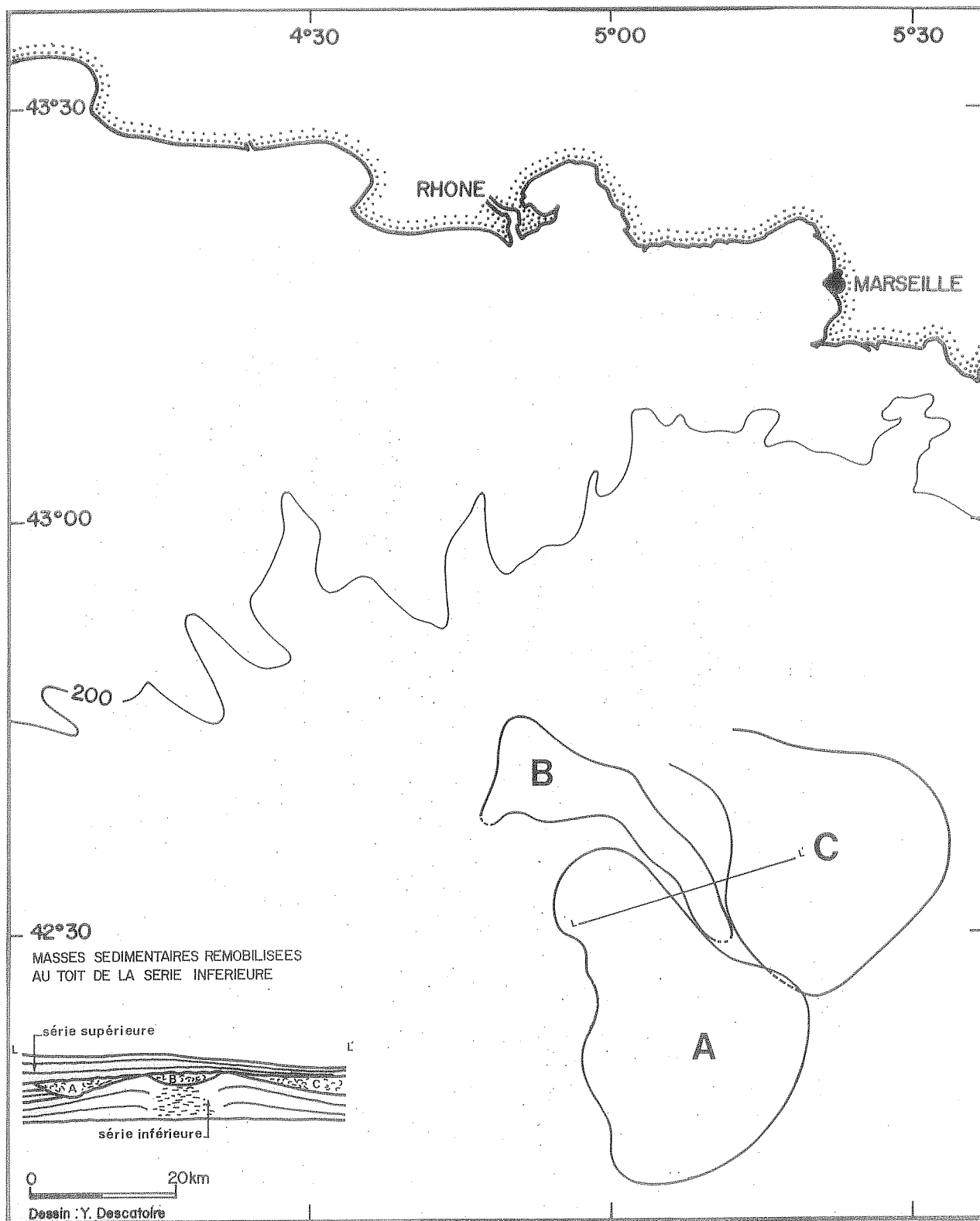


Fig.40 : Répartition horizontale des masses chaotiques au toit de la série inférieure de l'éventail.

(Profil L-L' : Coupe interprétative du profil L, voir fig.38).

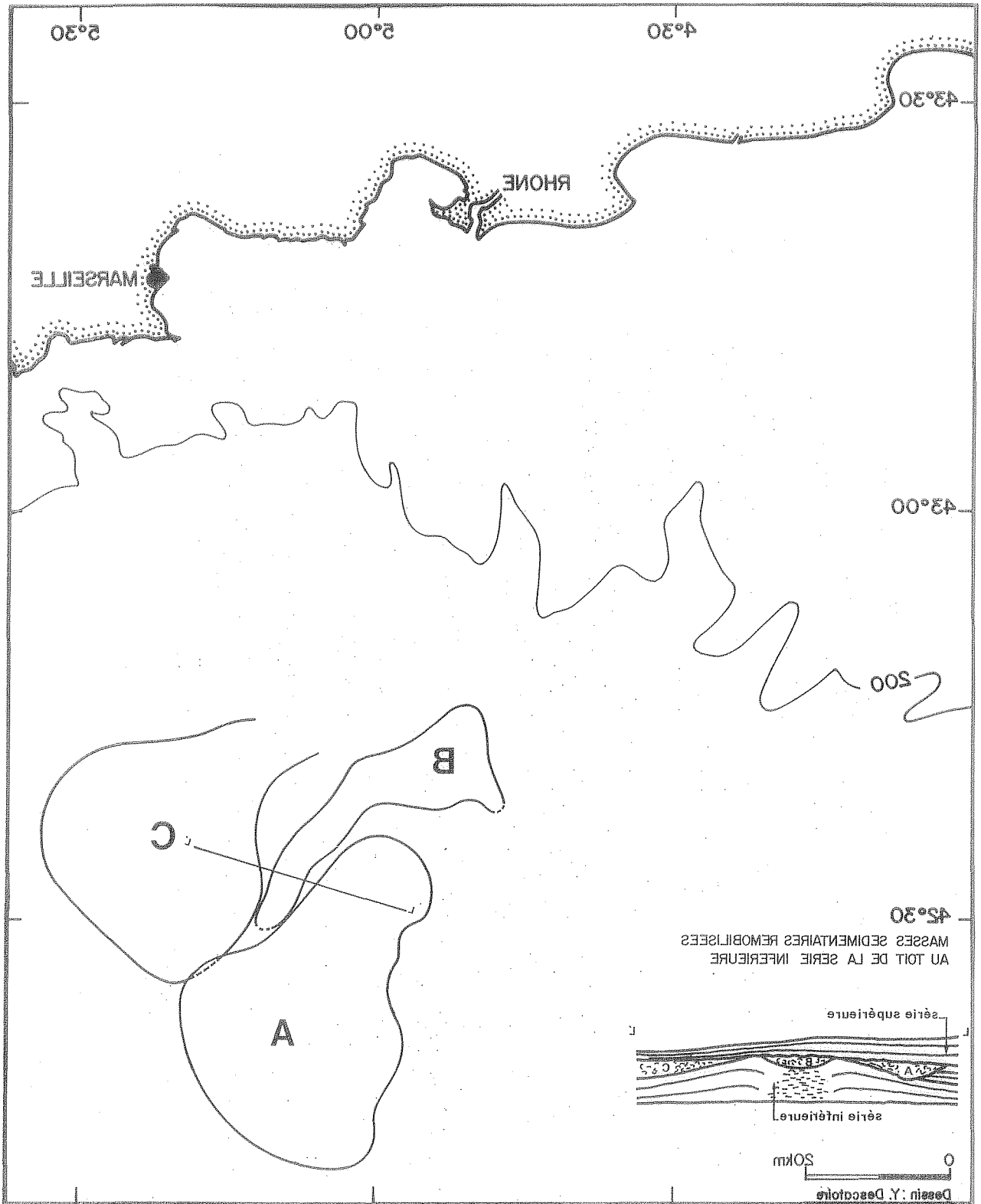
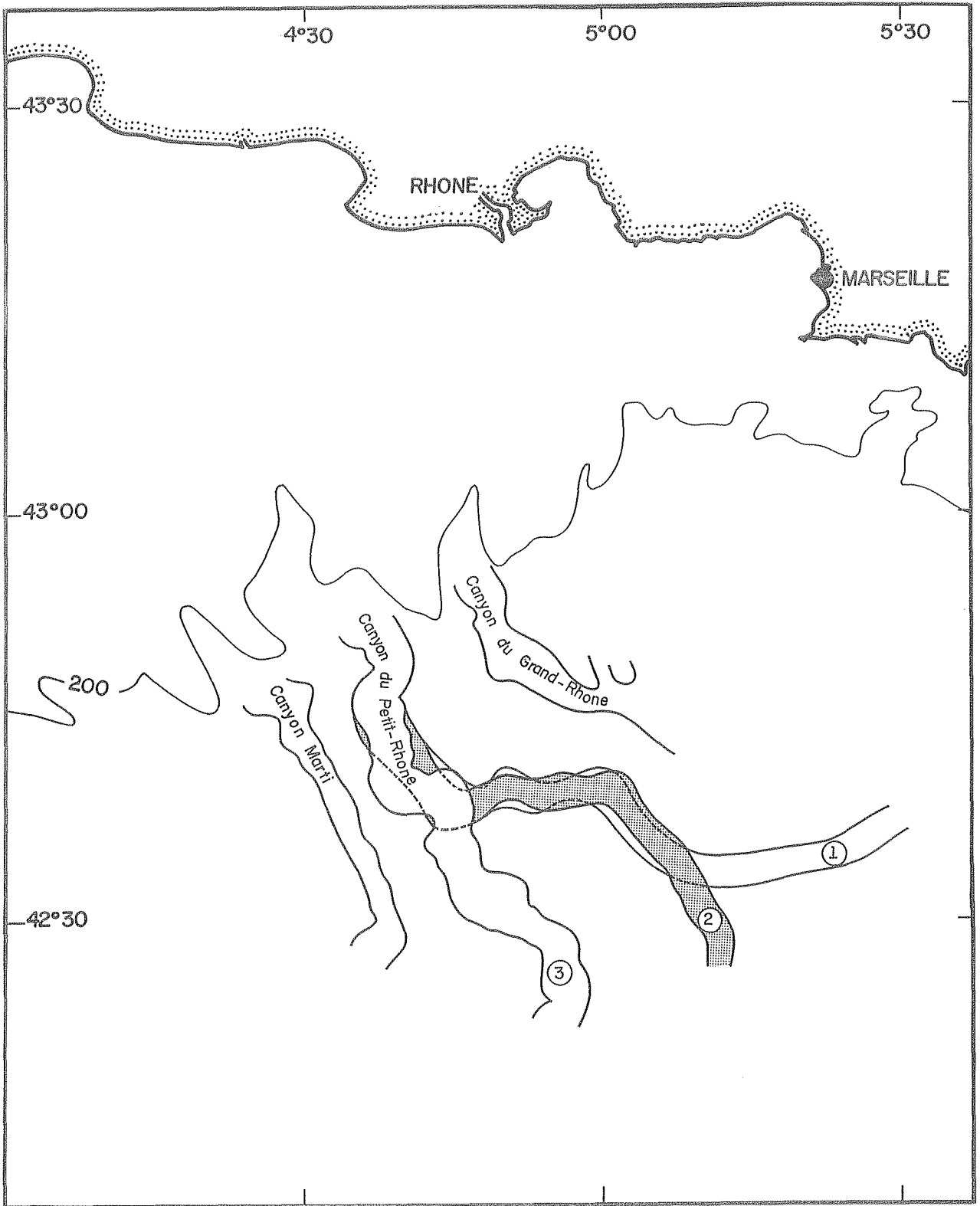


Fig.40 : Répartition horizontale des masses chaotiques au toit de la série inférieure de l'éventail.  
 (Profil L-L' : Coupe interprétative du profil L, voir fig.38).



éventails sédimentaires profonds, que les phénomènes gravitaires ayant donné naissance aux masses sédimentaires décrites, résultent de l'action combinée de ces deux facteurs.

### C) ETUDE DE LA SERIE SUPERFICIELLE

Ce paragraphe est consacré à une description sommaire de la série superficielle qui constitue le terme supérieur de l'ensemble discordant nord-occidental (cf. § I, ce chapitre), et à la présentation de quelques hypothèses concernant son origine. La rareté des informations sismiques dans cette région en interdit une étude plus approfondie. Néanmoins, l'importance de cette série dans l'histoire de l'édification de l'éventail et pour la détermination des différents mécanismes de mise en place justifie à nos yeux une telle présentation.

- Dans son ensemble, la série superficielle se caractérise par un faciès sismique lité très discontinu (fig.41), et ne montre pas d'organisation interne en unités acoustiques.

- Sa morphologie est accidentée, dans sa partie centrale, d'entailles asymétriques d'environ 20 m de profondeur maximale. Ces entailles ne possèdent pas le faciès chaotique typique du remplissage des chenaux. Il semble néanmoins qu'elles s'organisent en un réseau ramifié à partir du néocheval de l'éventail (COUTELLIER, comm. person.).

Sa forme (fig.42) indique un lien génétique certain avec le néocheval qui est lui-même en continuité avec le chenal de surcreusement du chenal principal de la série supérieure, et, plus en amont, du canyon.

- Les sédiments prélevés dans sa partie centrale sont des dépôts sableux à galets de vase qui passent dans les zones plus distales à des dépôts argileux de type turbiditique attestant de phénomènes de remaniements (MONACO & al., 1982).

Toutes ces caractéristiques témoignent de mécanismes de mise en place distincts de ceux qui ont présidé à l'édification des séries sous-jacentes.

Deux hypothèses sont envisagées afin d'expliquer ces différences :



a) La série superficielle représente une série de colmatage dont les matériaux, essentiellement détritiques, proviendraient des bordures des plateaux languedocien et pyrénéen (MONACO & al., 1982).

Cette hypothèse n'est cependant pas en accord avec l'appartenance de cette série au système de chenaux rhodaniens.

b) La série superficielle doit être considérée comme une partie intégrante de l'éventail, construite par l'action des processus différents de ceux qui ont prévalu antérieurement, et qui, bien que liés eux aussi au chenal, agissent selon une dynamique distincte.

En effet, alors que durant l'édification des séries antérieures, les phénomènes de dépôt dominant dans tous les environnements de l'éventail, sauf peut-être dans le chenal, ce sont les phénomènes érosifs qui deviennent prépondérants durant la mise en place de la série superficielle. L'histoire récente de l'éventail est caractérisée par l'absence ou la rareté des dépôts en amont du néofan, lié à une forte érosion, et simultanément par l'accumulation en aval d'un petit lobe sableux dont les matériaux sont peut-être les produits de l'érosion dans le chenal (comme le laissent supposer la taille réduite et la nature lithologique du lobe) ou proviennent du matériel apporté par le Rhône et véhiculé soit par la courbe néphéloïde chenalisée (MONACO & al., 1982), soit par des courants de turbidités peu fréquents, engendrés par des glissements sur la pente, comme le suggèrent BADIE & al. (1982).

Ce changement de mécanisme sédimentaire doit correspondre à une modification du régime hydrodynamique du bassin, par exemple lors du passage des niveaux eustatiques bas favorisant la formation d'unités chenalisées à des niveaux eustatiques élevés atténuant l'alimentation détritique du bassin et accélérant les mécanismes de remaniement (cf. 4<sup>o</sup> partie).

Remarques : Notons que la série superficielle possède des caractéristiques communes avec, d'une part, le lobe de suprafan tel qu'il est décrit par NORMARK (1981) et intégré par WALKER (1978) dans son modèle de fan progradant, et d'autre part, avec les lobes d'outer-fan du modèle de RICCI LUCCHI (1975).

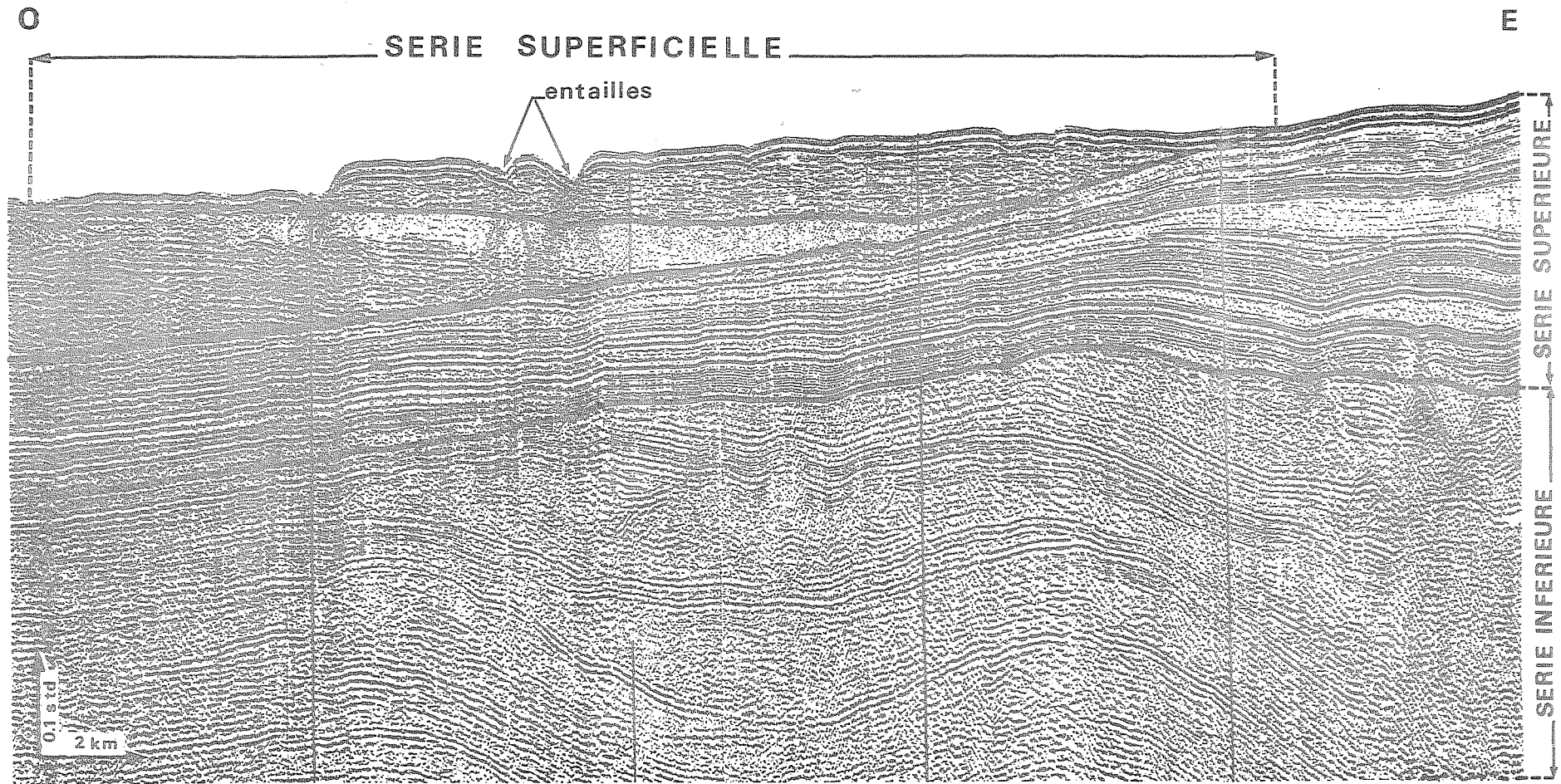
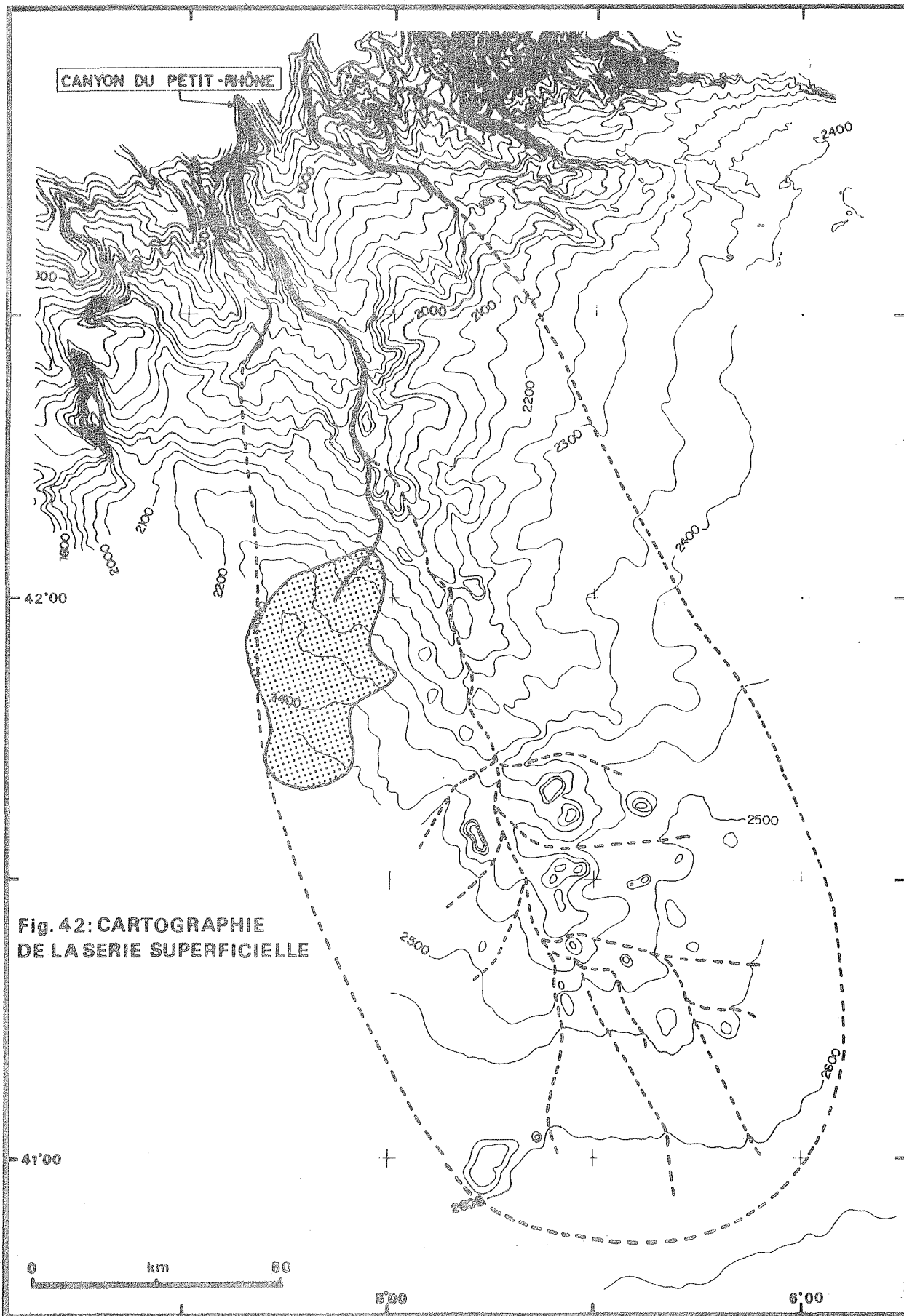


Fig.41 : Faciès acoustique et localisation de la série superficielle de l'éventail (Voir aussi Fig.26).



## Chapitre IV : ETUDE TECTONIQUE SOMMAIRE : INFLUENCE DES DEFORMATIONS STRUCTURALES SUR LA CROISSANCE DE L'EVENTAIL

Afin d'évaluer l'influence de la tectonique sur l'organisation des sédiments de l'éventail, une brève étude structurale du secteur d'étude est présentée dans ce chapitre.

### A - ANALYSE STRUCTURALE : LES DEFORMATIONS HALOCINETIQUES

L'essentiel des déformations reconnues sur les enregistrements sismiques est lié à l'halocinèse, contrôlée par les mouvements de fluage de la couche de sel messinien sous l'effet de la surcharge sédimentaire et du poids de l'eau.

Les déformations provoquées par la tectonique salifère se présentent sous deux aspects : failles de croissance et diapirs salifères. Ces deux types de déformation ne s'observent jamais simultanément dans une même région, et caractérisent deux secteurs de l'éventail (fig.43).

Le secteur amont de l'éventail (bas de la pente et province amont jusqu'à environ -2000 m) est le domaine des failles de croissance. Ces failles, profondément ancrées sur des coussins de sel, ont un jeu synsédimentaire qui provoque un épaissement des couches du côté aval de la faille (fig.44). Diverses études ont montré qu'elles possèdent un tracé curviligne à grande échelle, et un pendage dans le sens de la pente (qui peut n'être qu'une pente locale). En profondeur, elles tendent à se coucher et leur rejet augmente. Des failles de compensation à contre-pendage leurs sont fréquemment associées.

Deux demi-grabens orientés approximativement E-O, sur la levée E de l'éventail, sont nés du jeu de ces failles (fig.44a). A l'Ouest du chenal, elles confèrent à l'éventail une structure en marches d'escalier.

Le jeu de ces failles apparaît permanent depuis le Pliocène (comme en témoignent les épaissements des unités acoustiques dès la série

basale) et s'est opéré par saccades. Les ressauts morphologiques associés à ces failles, bien mis en évidence sur la carte sea-beam, et sur les enregistrements sismiques, indiquent un rejeu actuel ou récent.

Le secteur aval (province aval) correspond au domaine des diapirs salifères.

Comme plusieurs auteurs l'ont déjà montré (MAUFFRET, 1968 ; BELLAICHE, 1969 ; REHAULT, 1981) les dômes présentent des formes variées (fig.45) typiques des dômes ligures (petits diapirs pointus) et Nord-Baléares (larges dômes côniques), entraînant, dans leur montée, les sédiments et provoquant un amincissement des couches et la formation de synclinaux de bordures ("rim-synclines").

Une troisième catégorie de dômes est représentée par des montées salifères à sommet plat et flancs verticaux sur les profils sismiques, ressemblant au dôme T1 de Toulon, qui coupent à l'emporte-pièce les sédiments sans entraîner de rebroussement des strates. L'absence de déformation sédimentaire en bordure de ces dômes peut s'expliquer par l'injection de sel dans des fractures préexistantes comme REHAULT (1981) l'a montré pour les dômes de la mer Ligure. De même que pour le jeu des failles de croissance, la montée des dômes semble continue et accélérée spasmodiquement lors de périodes de crise.

Ces deux domaines sont séparés, sur une distance d'environ 75 km, par un secteur relativement calme. De rares failles normales, orientées NNO-SSE, constituent l'essentiel des déformations tectoniques dans ce secteur. Et il n'est pas impossible que certaines d'entre elles ne soient que des plans d'étirement des couches consécutifs à des glissements.

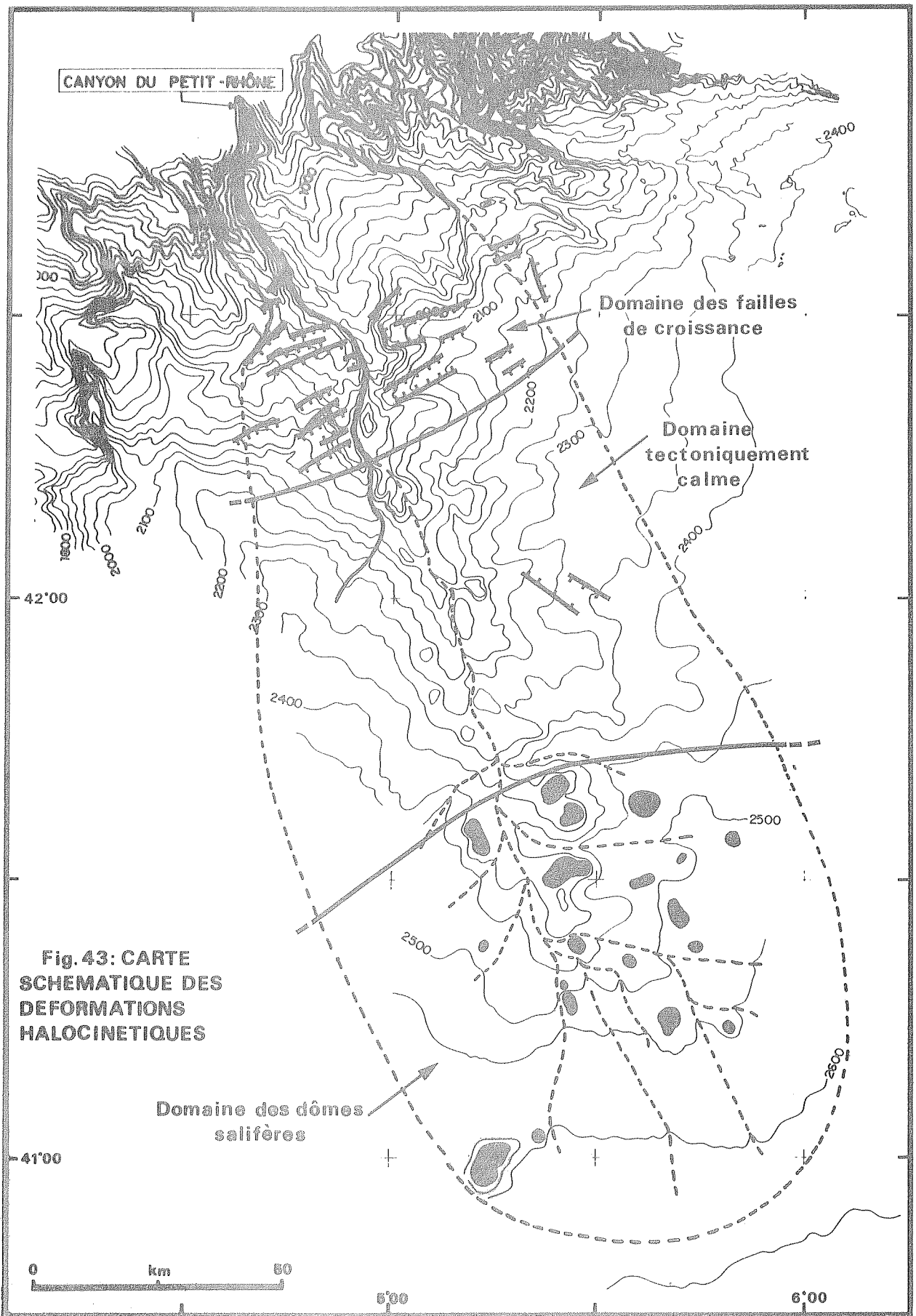
## B - CONTROLE STRUCTURAL DE LA CROISSANCE DE L'EVENTAIL

Nous résumons, ici, afin de mettre en évidence l'importance du contrôle structural dans l'édification de l'éventail, les divers témoins de déformations sédimentaires liées aux mouvements tectoniques qui ont été évoqués dans les chapitres précédents.

### a) Influence des failles de croissance

En dehors des épaisissements provoqués par leur jeu syn-sédimentaire, les failles de croissance sont fréquemment associées à des structures de glissement superficiel.

Ainsi, la fragilisation des régions pentues, par le jeu permanent



**Fig. 43: CARTE SCHEMATIQUE DES DEFORMATIONS HALOCINETIQUES**

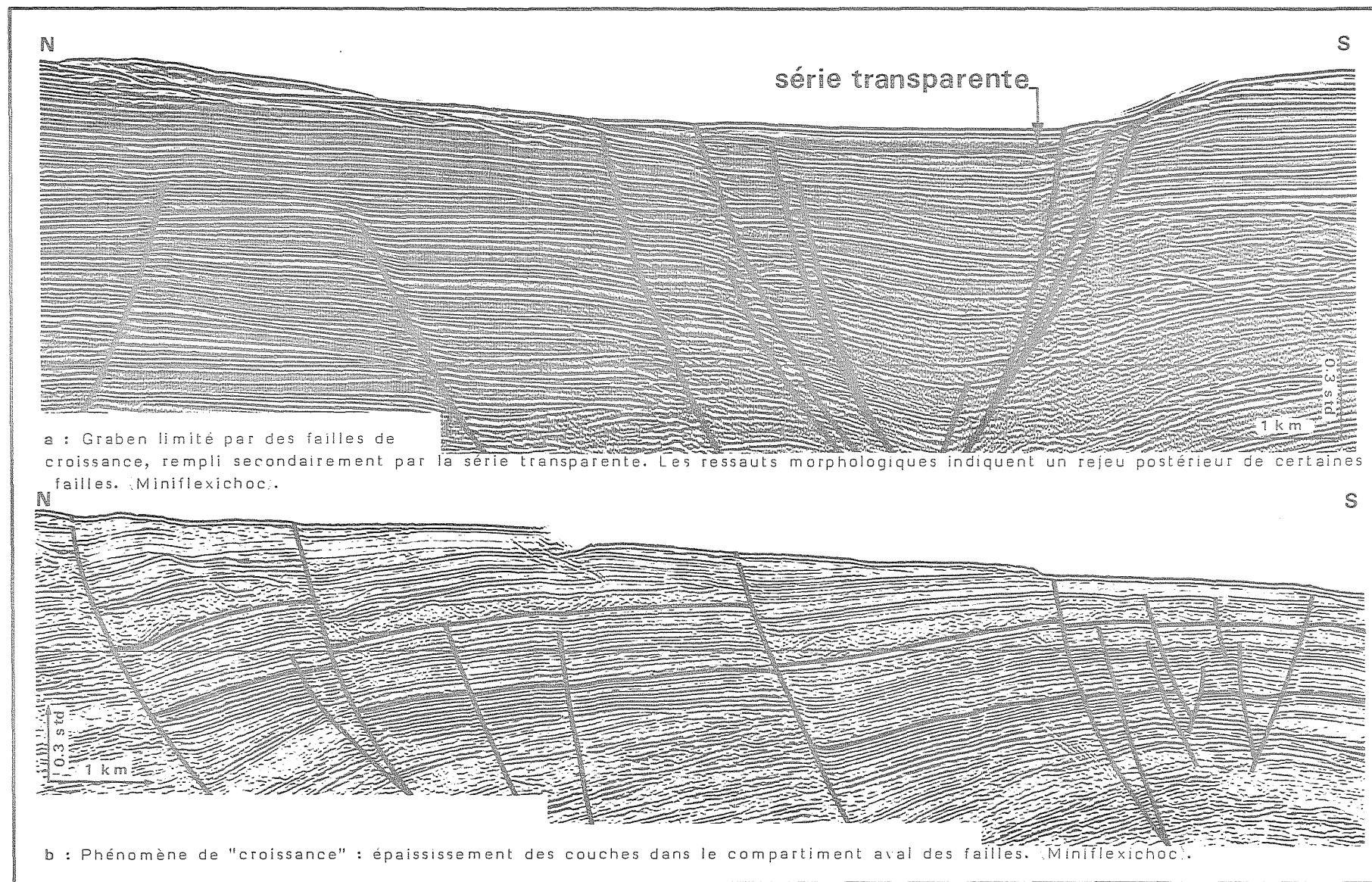
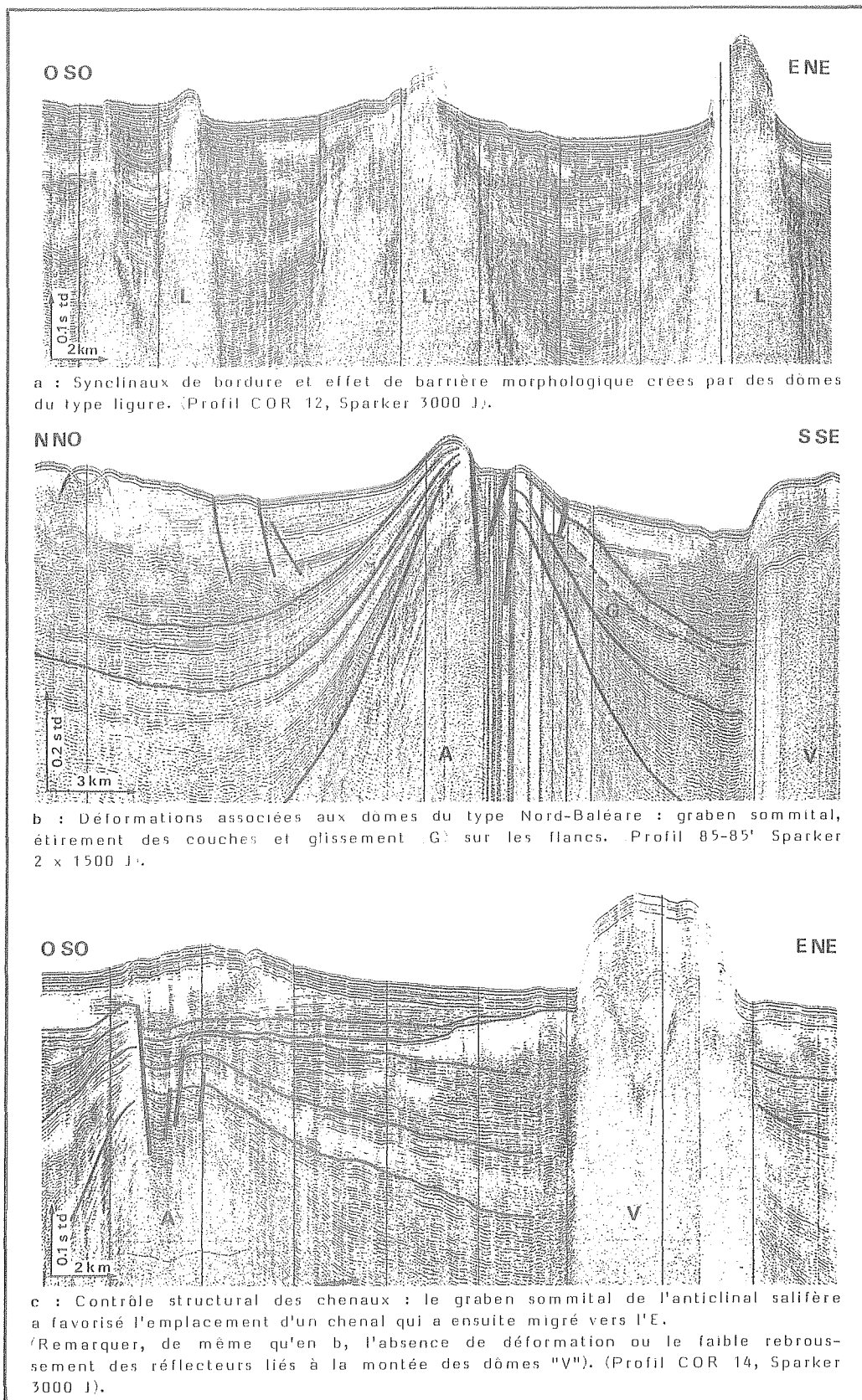


Fig 44 : Failles de croissance dans la province supérieure de l'éventail, et déformations associées.



**Fig.45** : Dômes de sel dans la province inférieure de l'éventail, et déformations associées.

(A : anticlinaux salifères du type Nord-Baléares ; L : dômes du type Ligure ; V : dômes dont les parois apparaissent verticales sur les profils sismiques ).



et saccadé de ces failles combiné, avec les mouvements tectoniques ou eustatiques, favorisent la déstabilisation des sédiments superficiels. Ceux-ci s'accumulent en bas de pente sous forme de masses hautement désorganisées, dont certaines colmatent les chenaux et entraînent leur migration. (cf. chp.III, § III, A2 et B2).

Par ailleurs, il semble que l'on puisse au moins dans certains cas, leur attribuer la responsabilité des divagations du chenal principal actuel. Certains méandres se trouvent en effet dans le prolongement de ces failles (fig.43).

Les failles de croissance constituent donc un des éléments du contrôle structural de la construction de l'éventail.

#### b) influence des dômes de sel

Les perturbations engendrées par le diapirisme sont dans l'ensemble analogues à celles des failles de croissance :

- Les synclinaux de bordure, créés lors de la montée des dômes, fonctionnent comme des bassins de dépôt où s'accumulent préférentiellement les sédiments, introduisant des épaisissements qui ne sont pas directement attribuables à l'action des courants de turbidité telle qu'elle a été définie précédemment (cf. Tableau II).

- Les alignements de dômes forment des barrières morphologiques, nettement visibles (fig.45a) par les différences de profondeur de part et d'autre des diapirs, et contrôlent en grande partie les divagations du réseau distal des chenaux de la province inférieure. Il est probable, d'ailleurs, que la ramification même du réseau soit favorisée par l'existence des dômes.

- Enfin, la déformation des sédiments encaissants, au cours de la montée des dômes, peut aller jusqu'à leur glissement le long des flancs des diapirs (fig.45b) et à leur désorganisation.

Ainsi le diapirisme apparaît lui aussi responsable de certains traits particuliers de l'éventail. Son contrôle est cependant mineur dans ses effets, dans le cas particulier de l'éventail du Petit-Rhône. En effet, en raison de son action, dans une région distale, il ne modifie pas fondamentalement l'organisation de l'éventail.

Au contraire, son rôle peut être considérable lorsqu'il se place sur la pente continentale, modifiant continuellement le tracé des canyons, et limitant l'alimentation des éventails en déviant les matériaux vers des bassins intra-dômes, comme le montre BOUMA (1982) dans le Golfe du Mexique.

### c) Indices d'une influence tectonique profonde

Nous avons déduit (cf. chp.III, § III B1) de l'évolution des quatre chenaux principaux successifs de l'éventail, l'existence probable d'un contrôle structural profond du sens de migration par une subsidence différentielle entre les secteurs orientaux et occidentaux de la marge entraînant un approfondissement relatif de la levée Ouest de l'éventail.

Cet élément du contrôle structural de la croissance de l'éventail apparaît donc primordial puisqu'il conditionne l'évolution de la géométrie de ses séries successives. Il ne s'agit cependant là que d'une hypothèse qui devra être vérifiée par des forages et d'autres données géophysiques. D'autres hypothèses, en effet, basées sur des considérations soit morphologiques, soit hydrodynamiques, permettent également d'expliquer ces migrations (cf. chp.III, §III B1).

## C - CONCLUSIONS

La croissance de l'éventail du Petit-Rhône semble de façon générale peu influencée, si ce n'est localement, par les structures halocinétiques. Leur rôle essentiel est celui de catalyseur favorisant certaines réactions de la couverture superficielle de l'éventail, en réponse à des impulsions tectoniques ou eustatiques plus générales.

La tectonique profonde, liée à l'évolution structurale de la marge semble être au contraire, bien que ses effets directs n'aient pas été observés, un facteur d'influence majeure dans le contrôle des migrations des chenaux principaux (colmatage et sens de migration) qui déplacent les aires de dépôt et modifient donc la croissance normale de l'éventail.

4<sup>ème</sup> partie :  
S Y N T H E S E

I - HISTOIRE DE L'EVENTAIL

II - ESSAI DE CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES

A - Les grandes étapes de l'édification de l'éventail

B - Eustatisme plio-quadernaire

C - Corrélations proposées

## I - HISTOIRE DE L'EVENTAIL

Au terme de l'épisode messinien qui voit la mise en place d'une série salifère au centre du bassin, contemporaine d'une surface d'érosion sur les marges, la mer pliocène envahit brutalement et rapidement un domaine qui était jusque là confiné.

L'histoire sédimentaire plio-quadernaire du bassin profond du Golfe du Lion sera désormais en grande partie celle de l'édification de l'éventail sous-marin du Petit-Rhône.

La construction de l'éventail se réalise selon trois grandes étapes (fig.46).

1) Dès le début, ou peu de temps après la remise en eau du bassin, on assiste à la mise en place de petites chenalizations frustes, associées à des dépôts de débordement latéraux.

Une étude réalisée par ailleurs (DROZ, 1982) a montré au moins dans une région située sous la levée occidentale de l'édifice actuel de l'éventail, que ces chenalizations ne sont cependant pas anarchiques. Elles s'organisent et se regroupent selon différents axes qui correspondent aux canyons du réseau de drainage messinien de la pente. On n'observe pas encore durant cette période de prépondérance particulière du Canyon du Petit-Rhône par rapport aux autres paléo-canyons de la marge.

2) Par la suite, et sous l'effet d'une cause pour le moment indéterminée, les conditions de dépôt semblent changer et l'on assiste à la mise en place de chenalizations très importantes par leur taille et par leur meilleure organisation spatiale. Cet épisode qui durera jusqu'à une époque très récente se réalise en deux grands stades :

### 2a) Mise en place de la série inférieure.

Cette série s'édifie autour d'un chenal fossile du Petit-Rhône, soit sur une surface d'érosion tronquant les petites unités chenalisées sous-jacentes, soit sur une simple surface paléomorphologique.

Son histoire se résume en deux périodes durant lesquelles les mécanismes de mise en place sont fondamentalement différents :

### 2a1) Période de construction active

La série s'édifie progressivement par la construction d'unités acoustiques migrantes mises en place par les courants de turbidité. Elle se compose d'au moins six unités, certainement plus (huit). La sédimentation est relativement régulière et rythmée par les arrivées turbiditiques dans le chenal. Les seuls évènements qui rompent cette monotonie sont les migrations successives et fréquentes du chenal dans le domaine morpho-structural moyen, dont les causes sont encore indéterminées.

### 2a2) Période de déstabilisation.

Durant cette période, la régularité d'organisation de la série se trouve perturbée par la mise en place de masses sédimentaires déformées. Nous pensons qu'elles résultent de glissements superficiels issus soit de la pente continentale, soit des levées elles-mêmes dont les pentes ont augmenté au cours de l'édification de la série.

Ce serait l'accumulation dans le chenal d'une de ces masses qui aurait provoqué sa migration et mis un terme à la construction de la série inférieure.

### 2b) Mise en place de la série supérieure

Deux périodes peuvent de même être distinguées dans l'histoire de l'installation de la série supérieure :

2b1) Période de construction relativement régulière liée aux courants de turbidité.

2b2) Période de déstabilisation des sédiments sur les pentes des levées devenues fortes après construction de huit unités acoustiques, comme en témoigne la mise en place de part et d'autre du chenal de masses sédimentaires de faciès transparent.

L'initiation du glissement des sédiments en équilibre instable sur ces pentes peut être favorisée par des mouvements halocinétiques ou les fluctuations du niveau marin. Ces phénomènes sont peut-être aussi à l'origine des glissements sur les parois internes des levées et de leur accumulation au fond du chenal, provoquant sa migration et l'arrêt de la construction de la série supérieure.

Ainsi, l'édification des deux séries se déroule selon un scénario absolument identique. A ce titre, elles s'inscrivent dans un mégacycle de sédimentation régi par les mêmes lois de construction et interrompu cycliquement par les effets d'évènements plus ou moins brutaux. Ces évènements, qui tendent à devenir assez classiques dans l'histoire de l'éventail, n'entrent pas cependant à proprement parler dans les mécanismes normaux de construction de l'éventail.

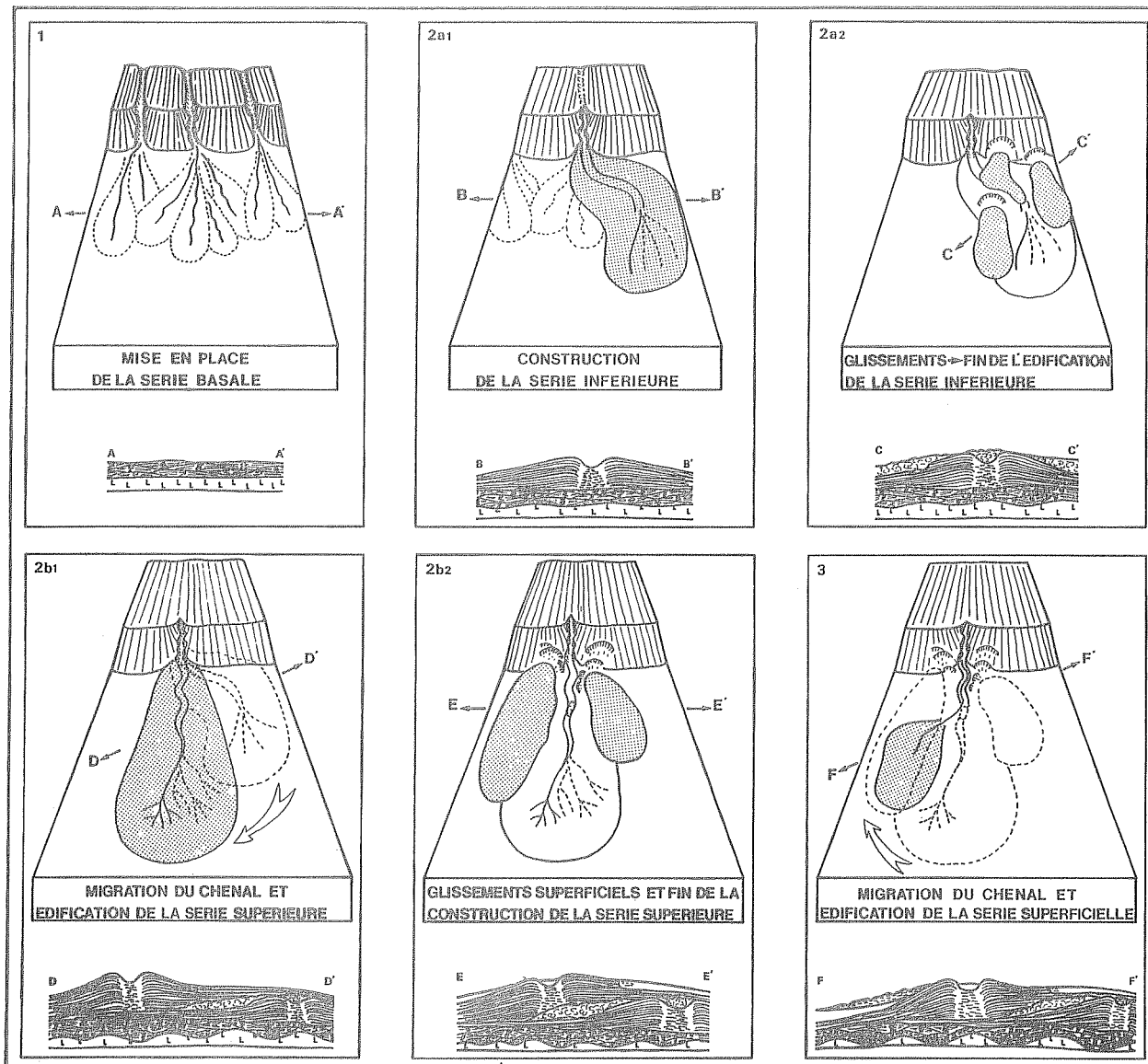


Fig. 46 : Histoire de l'éventail : étapes majeures de son édification .  
 (En tireté : épisodes fossiles ; en trame pointillée : derniers dépôts de chaque  
 étape ; échelle non respectée).

3) Le dernier stade est relativement restreint en durée et en volume. Il voit, à une époque très proche de l'actuel, et peut-être encore actuellement, la mise en place des sédiments sableux liés au dernier cours du chenal (néochenal). La série superficielle est ainsi formée d'un petit corps sédimentaire qui, curieusement, ne possède pas les caractéristiques normales des unités acoustiques, mais qui se rapproche beaucoup des lobes de suprafan de Normark.

## II - ESSAIS DE CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES

Les corrélations qui seront tentées ici sont fondées sur la comparaison des stades de l'évolution de l'éventail et des variations eustatiques plio-quadernaires mondiales. En effet, diverses études sur la croissance, soit des éventails, soit des plateaux continentaux, semblent s'accorder sur une alternance des apports dans ces deux environnements en fonction du niveau des mers (voir tableau III) : d'une manière générale, lors des hauts niveaux marins, les sédiments sont piégés sur le plateau qui prograde. En période de bas niveau, au contraire, les sédiments sont directement apportés aux bassins profonds, par l'intermédiaire des canyons dont la tête est très proche du rivage, et nourrissent les glacis.

C'est sur cette hypothèse de travail que nous nous sommes basés pour tenter, en l'absence de forage, de situer par rapport à l'histoire géologique, les trois grandes phases de croissance de l'éventail. Je n'ai pas ici la prétention d'apporter des preuves définitives, mais de préciser comment certains indices nous ont conduit à proposer cette corrélation.

### 1) Les grandes phases de l'histoire de l'éventail

Deux grandes périodes, à l'origine de deux mégacycles sédimentaires, ont été individualisées. Leur distinction repose sur l'importance relative des phénomènes de chenalisation et de sédimentation qui y sont liés :

- Un épisode basal de chenalisations frustes.
- Un épisode de chenalisations très importantes en taille et en durée, caractérisées par les mêmes mécanismes de mise en place, au sein duquel deux cycles sédimentaires sont distingués :
  - le premier cycle (série inférieure) comporte au moins six unités

acoustiques (certainement plus), qui seront ici considérées comme des cycles élémentaires.

. Le deuxième cycle (série supérieure) voit la mise en place de huit cycles élémentaires.

De plus, une dernière phase de construction récente, aboutissant à la série superficielle, a été individualisée. L'ensemble de ses caractéristiques sismiques et géométriques semble indiquer qu'elle procède de mécanismes de dépôt sans doute différents des processus à l'origine de la mise en place des dépôts antérieurs.

## 2) Eustatisme plio-quaternaire.

La courbe des variations relatives du niveau marin au Plio-quaternaire de VAIL et HARDENBOL (1979) indique l'existence de plusieurs cycles eustatiques.

Parmi les causes majeures des variations eustatiques, SHANMUGAN et MOIOLA (1982) montrent que les variations climatiques ont une importance particulière par la rapidité des fluctuations du niveau marin qu'elle provoquent (156 cm/1000 ans au Würm, 909 cm/1000 ans à l'Holocène) en comparaison avec les autres causes possibles (apport sédimentaire, collision continentale, surrection des monts sous-marins, accrétion océanique et subsidence des rides médio-océaniques).

Les travaux de BEARD et al. (1982), sur les variations eustatiques dans le Golfe du Mexique au Quaternaire, indiquent également une très bonne corrélation entre les glaciations et les regressions majeures.

- Pour le Quaternaire, la courbe de VAIL et HARDENBOL est très fluctuante. BEAR et al. ont pu mettre en évidence huit glaciations au Pléistocène qui correspondent à huit cycles eustatiques enregistrés depuis 2,5 à 3 millions d'années.

- Au Pliocène, VAIL et HARDENBOL ne font état que d'un cycle eustatique majeur. La période régressive est marquée cependant par quelques fluctuations d'ordre mineur.

Bien qu'elles ne soient pas clairement exprimées dans la courbe eustatique, il est certain que des périodes glaciaires importantes ont existé au Pliocène. Ces épisodes, peu étudiés, sont très mal documentés. Retenons seulement que, selon FLINT (1971), ils seraient d'ampleur analogue à ceux du Pléistocène. Ils ont donc pu donner naissance à des dépôts dont la mise en place est régie par des processus hydrodynamiques identiques ou comparables, par l'organisation résultante des sédiments, à ceux qui ont prévalu durant les glaciations pléistocènes.



EVENTAILS	PERIODES	TAUX DE SEDIM. cm/1000 ans	REFERENCES
AMAZONE	Holocène Wisconsin pour le IVaire	4-6 > 37 50 à 115	COUMES & LE FOURNIER 1979
ASTORIA	Pléisto-term. (depuis #0,8Ma)	37 à 94	VON HUENE & KULM 1973
BENGALE	Entre Plioc. et Miocène moy.	4,7	NAINI & LEYDEN 1973
DELGADA (Lower fan)	Pléisto.(0-2Ma) PlioTerm(2-3,5) Plio. basal(3,5- 5,5)	2,5 3,2 2,6	Mc MANUS & al 1970
	Depuis le Mio- cène terminal	3	WILDE & al 1978
INDUS	Miocène sup. Pliocène inf. Pliocène sup. Quaternaire	60 13,5 35 4,2 à 5,3	WHITHARSH, WESER, ROSS & al 1974
LAURENTIAN	Holocène Wisconsin	< 10 10 à 30	STOW 1981
MINORQUE	6000-act 28000-17000	6 15-18	MALDONADO et STANLEY 1979
MISSISSIPI(EST)	bas niveaux marins :	30	HUANG & GOODELL 1970
Centre du Golfe	Pléistocène	28	BURK & al 1969
MONTEREY	Holocène Depuis le Miocène term.	43 (upper fan) #3 (Lower fan)	WILDE & al 1978
N I L	6000-act 28000-17000	8 30 maxi	MALDONADO et STANLEY 1979
	depuis PlioTerm.	30 à 50 >30 durant les bas niveaux	SUMMERHAYES & ROSS 1977
	Post Messinien	37	ROSS & UCHUPI 1977
CAP FERRET	Holocène Würm 3	3 à 10 selon les environnements 5 à 49 " "	CREMER 1981

TABLEAU III - Taux de sédimentation calculés, pour la période Plio-Quaternaire, dans certains éventails.

### 3) Correlations proposées

L'étude bibliographique de SHANMUGAM et MOIOLA sur l'importance relative de différentes variables selon les épisodes eustatiques indique une plus grande fréquence des courants de turbidité durant les périodes de bas niveau marin.

Si l'on admet que ces courants représentent le processus fondamental d'édification de l'éventail, il est alors fondé de supposer que sa construction se réalise préférentiellement pendant les épisodes régressifs. Cette hypothèse est d'ailleurs en accord avec les résultats des études réalisées sur le plateau du Golfe du Lion (ALOISI & al., 1981) qui montrent que le bassin profond est alimenté essentiellement, et de façon significative, lors de ces épisodes, et avec les travaux sédimentologiques réalisés sur l'éventail (ALOISI & al., 1982), qui soulignent la nature plus détritique des sédiments du Würm par rapport aux sédiments pelagiques ou hémipélagiques holocènes. A partir de cette hypothèse, notre corrélation est basée sur la similitude entre le nombre d'unités acoustiques de la série supérieure et le nombre de glaciations du Pléistocène, si l'on tient compte de tous les épisodes glaciaires, quelles que soit leur importance : Biber, considéré par DEBELMAS (1974) comme la première glaciation quaternaire, Danube, Günz, Mindel, Riss I, Riss II, Würm ancien (I,II), Würm typique (III, IV).

- La série supérieure se serait donc mise en place durant le Pléistocène, au rythme des variations climatiques. Chacun des huit cycles élémentaires que matérialisent les unités acoustiques correspondrait à un épisode glaciaire.

- En ce qui concerne la série inférieure et le mégacycle basal des chenalisations frustes, nous sommes alors contraints de placer leur construction au Pliocène.

Les corrélations deviennent à ce stade très difficile à établir, en raison de l'incertitude qui existe d'une part, sur le nombre, la durée et l'ampleur des glaciations pliocènes, d'autre part sur le nombre exact d'unités constituant la série inférieure.

. Cependant, si nous conservons nos hypothèses de base concernant la fréquence des courants de turbidité, et si nous admettons que les deux séries, supérieure et inférieure, se sont mises en place selon les mêmes processus de dépôt, nous pouvons attribuer la construction de la série inférieure aux conséquences sédimentaires des glaciations pliocènes. Celles-ci semblent pouvoir être placées, de manière très approximative, au pliocène moyen-supérieur d'après l'apparition des fluctuations de la courbe eustatique

de VAIL et HARDENBOL.

. La série basale constituée des petites chenalisations se mettrait alors en place au pliocène inférieur, pendant la transgression pliocène.

Contrairement aux apparences, cette mise en place en période transgressive n'est pas en contradiction avec nos hypothèses de départ. En effet, à cette époque, le paléocanyon messinien du Petit-Rhône, que l'on suit en sismique sur le plateau continental (LEFEVRE, 1980), n'est pas encore comblé. Il peut donc piéger directement les produits de l'importante érosion méssinienne véhiculés par le paléo-Rhône, de la même manière que le canyon du Var ou de Monterey (WILDE et al. 1978) sont actuellement actifs et canalisent les sédiments vers les bassins profonds.

Le Paléo-canyon du Rhône a d'ailleurs sans doute fonctionné durant une partie au moins de l'édification de la série inférieure.

- La série superficielle, enfin, se mettrait en place durant tout ou partie de l'Holocène, c'est-à-dire en période de haut niveau marin.

Cette hypothèse nous permet alors d'expliquer de façon satisfaisante les particularités d'organisation de cette série. Elles apparaissent bien ici liées à des modifications des conditions hydrodynamiques du bassin à l'occasion du passage d'un niveau eustatique bas, propice à la création de courants de turbidité et à l'organisation typique en unités acoustiques qui leur est associée, à un niveau eustatique élevé provoquant la raréfaction des apports au bassin, et la modification des processus de dépôts dominants eux-mêmes, ou de leur action.

#### Calcul des taux de sédimentation impliqués par cette corrélation

Afin de tester nos hypothèses, nous avons fait un calcul très approximatif des taux de sédimentation globaux impliqués pour chacune des périodes de construction de l'éventail :

- Pour le Pléistocène (2,8 a 0,01 Ma), période d'édification de la série supérieure, le taux de sédimentation moyen, évalué à partir des enregistrements sismiques, dans la province morpho-structurale supérieure, est de l'ordre de 23 cm/1000 ans (vitesse des ondes dans le sédiment : 1800 m/s).

Cette valeur est en accord avec les taux de sédimentation calculés dans d'autres éventails pour la même période (voir tableau III).

- Pour l'intervalle du Pliocène durant lequel la série inférieure se construit (c'est-à-dire entre le début de la régression indiquée par la courbe eustatique de VAIL et HARDENBOL, et la fin du Pliocène, soit

entre 4,5 et 2,8 Ma), le calcul donne une valeur moyenne de l'ordre de 37 cm/1000 ans dans la même province morpho-structurale.

Cette valeur semble relativement élevée en comparaison de la première. En effet, on s'accorde généralement à penser qu'au Pliocène, les taux de sédimentation sont inférieurs à ceux du Pléistocène. Néanmoins, elle est de l'ordre de grandeur des valeurs mises en évidence pour le fan de Delgada, au Pliocène terminal (tableau III).

Ce chiffre pourrait s'expliquer par la persistance d'un piégeage des sédiments dans le paléo-canyon du Rhône qui à cette époque n'est probablement pas encore totalement comblé et permet une alimentation directe supplémentaire de l'éventail durant les périodes de haut niveau marin.

#### Remarques :

Ces estimations qui apparaissent donc concordantes avec celles d'autres éventails n'ont cependant qu'une valeur indicative. Elles sont en effet entachées d'une grande incertitude en raison des nombreux paramètres qui restent indéterminés dans notre interprétation :

- Une des principales inconnues est l'âge de la limite plio-pléistocène.

Cette limite est en effet très mal définie. On lui fait correspondre la disparition de certains organismes planctoniques (FLINT 1971, BEARD & al., 1982) ou de quelques espèces de pollens (LONA & al., 1969). Elle coïnciderait, dans ce cas, avec des changements climatiques majeurs.

Certains auteurs lui font aussi correspondre les importants soulèvements qui se produisent à cette époque dans les Alpes, et qui engendrent une érosion considérable à terre (RICHMOND, 1969). Cet épisode tectonique qui s'accompagne d'une recrudescence des apports sédimentaires, nous fournit peut-être une explication à la déstabilisation des sédiments qui s'accumulent en bas de pente et fossilisent la série inférieure à la fin du Pliocène.

La tendance actuelle est de reculer la limite plio-quadernaire dans le temps. Datée de 1,6 Ma B.P. par HAQ & al. (1977), VAN EYSINGA (1978) la place à 1,8 Ma B.P.. BEARD & al. (1982) la situent vers 2,8 Ma B.P., ce qui est en accord avec les résultats antérieurs mentionnés par FLINT (1971) et basés sur l'étude de la disparition de microorganismes planctoniques, il y a 3 Ma environ.

- Une deuxième inconnue résulte de l'hétérogénéité du taux de sédimentation dans tout l'éventail (voir en particulier le tableau II).

- A l'échelle de l'unité élémentaire : le taux de sédimentation

varie fortement en raison de la dynamique même des mécanismes qui sont à l'origine des unités acoustiques.

Les courants de turbidité sont des phénomènes hautement discontinus dans le temps, et impliquent des variations verticales des taux de sédimentation. Il existe très probablement au sein de chaque unité des hiatus dans le dépôt qu'il est impossible de mettre en évidence sismiquement.

La forme en lentille des unités ainsi que les variations d'épaisseur dans chacune des provinces morpho-structurales indiquent par ailleurs une variation horizontale des vitesses de sédimentation. D'après notre étude, elle devrait être maximale sur le sommet des levées de la province moyenne.

. A l'échelle de la série, si les taux de sédimentation calculés sont représentatifs des taux de sédimentation élémentaires des unités, ils ne peuvent l'être que dans la province morphostructurale supérieure où les unités sont toutes superposées, et où, de ce fait, l'épaisseur totale de la série reflète la totalité des sédiments déposés.

Les valeurs calculées sont, de toutes façons, fortement moyennées, puisqu'il n'a pas été tenu compte de la durée des épisodes interglaciaires en raison de la rareté des dépôts hémipélagiques qui devraient draper les unités durant ces périodes.

Si l'on considère que ces dépôts, qui devraient se caractériser par des faciès lités continus parallèles, se trouvent confondus avec le signal, leur épaisseur ne peut dépasser 11 m (12 ms td) pour chaque période, soit pour la série supérieure une valeur totale approximative de 90 m qui modifierait peu le taux de sédimentation global.

Cette absence du faciès drapant, caractéristique des dépôts hémipélagiques est peut-être au contraire l'indication d'une activité plus réduite de l'éventail, mais néanmoins significative, durant les périodes de haut niveau marin.

5 ème Partie :

CONCLUSIONS GENERALES

L'éventail sous-marin profond du Petit-Rhône apparaît comme un édifice bien structuré, formé de la superposition de quatre séries sédimentaires qui ont été individualisées d'après des critères de géométrie et/ou d'organisation interne.

La série basale s'est construite dès l'envahissement du bassin messinien par la mer pliocène. Elle s'est trouvée alimentée par de nombreux canyons sans que soit marquée une quelconque prépondérance d'une des voies d'apport.

Avec les séries inférieure, supérieure et superficielle, le canyon du Petit-Rhône devient la voie de transit principale des apports détritiques au bassin.

Notre étude morphologique et sismique de l'éventail nous a permis de dégager, parmi tous les agents susceptibles de jouer un rôle sur la sédimentation, les facteurs fondamentaux régissant l'édification de l'appareil, et, de là, de développer un modèle théorique de croissance (fig.47).

#### 1) MODE DE CROISSANCE

L'élément de base des quatre séries de l'éventail est représenté par des corps sédimentaires. Certains d'entre eux sont organisés autour de chenaux successifs, d'autres apparaissent dépourvus de tout axe d'apport permanent.

- Les unités acoustiques lenticulaires chenalisées représentent la majorité de ces corps, puisque leur empilement définit les trois séries les plus importantes de l'éventail (série basale, inférieure et supérieure).

Elles sont caractérisées par une association de faciès acoustiques, représentant des environnements sédimentaires distincts et dont nous avons attribué la répartition aux courants de turbidité chenalisés. Une mise en place par d'autres types d'écoulements gravitaires (coulées boueuses par exemple) n'est pas compatible avec l'extrême régularité d'organisation des faciès acoustiques. Nous en avons donc exclu la possibilité. Au contraire, la dynamique des courants de turbidité cheminant dans un chenal à méandres marqués, permet d'expliquer de façon simple les épaisissements des unités.

Des unités acoustiques identiques semblent former l'essentiel des

dépôts des éventails du Bengale, de l'Indus, de l'Amazone, de l'Ebre et même du Canal de Corse (fig.48) et apparaissent donc comme les éléments fondamentaux de la structure de ces édifices sédimentaires, bien que n'ayant pas été décrits et interprétés comme tels par les auteurs, à l'exception de COUMES & al. pour l'éventail de l'Indus (comm. pers.), et ALOISI & al. (1981) pour celui de l'Ebre.

Selon le type d'empilement des unités, qui explique en grande partie les particularités morphologiques de l'éventail, trois provinces morpho-structurales peuvent être distinguées longitudinalement au sein des séries inférieure et supérieure, et, dans une moindre mesure, dans la série basale.

La province amont est caractérisée par un regroupement des unités autour du chenal principal qui reste stable géographiquement pendant l'édification de chaque série.

Dans cette province, les méandres très accentués du chenal provoquent, à la manière des rivières terrestres, des accumulations plus importantes sur les rives convexes qui expliquent l'asymétrie des levées.

La province moyenne est une région soumise aux migrations fréquentes du chenal, sans doute en réponse à la diminution de la pente. Ces migrations apparaissent discontinues, brutales et leur sens semble contrôlé par la topographie et plus particulièrement par l'existence de zones à déficit sédimentaire et par la courbure des méandres. Elles provoquent le décalage spatial des unités.

Cette province représente pour chaque unité, le lieu d'accumulation maximale d'une façon générale. Des épaisissements particuliers dans les convexités des méandres traduisent ici encore l'influence de la morphologie sur l'organisation des dépôts.

La province aval voit la ramification du chenal favorisée par l'existence de dômes de sel et la faiblesse de la pente. Cette ramification est à l'origine d'un foisonnement de petites unités dont l'épaisseur décroît vers la plaine abyssale.

Les similitudes d'organisation des séries supérieure et inférieure indiquent que des conditions de sédimentation identiques ont persisté pendant l'édification de ces deux séries et peut-être même dès la mise en place de la série basale.

La fréquence des courants de turbidité en période de bas niveau marin laisse supposer que les unités acoustiques se construisent préférentiellement durant ces épisodes, à l'exception cependant de la série basale qui représenterait dans cette hypothèse une anomalie explicable par l'influence



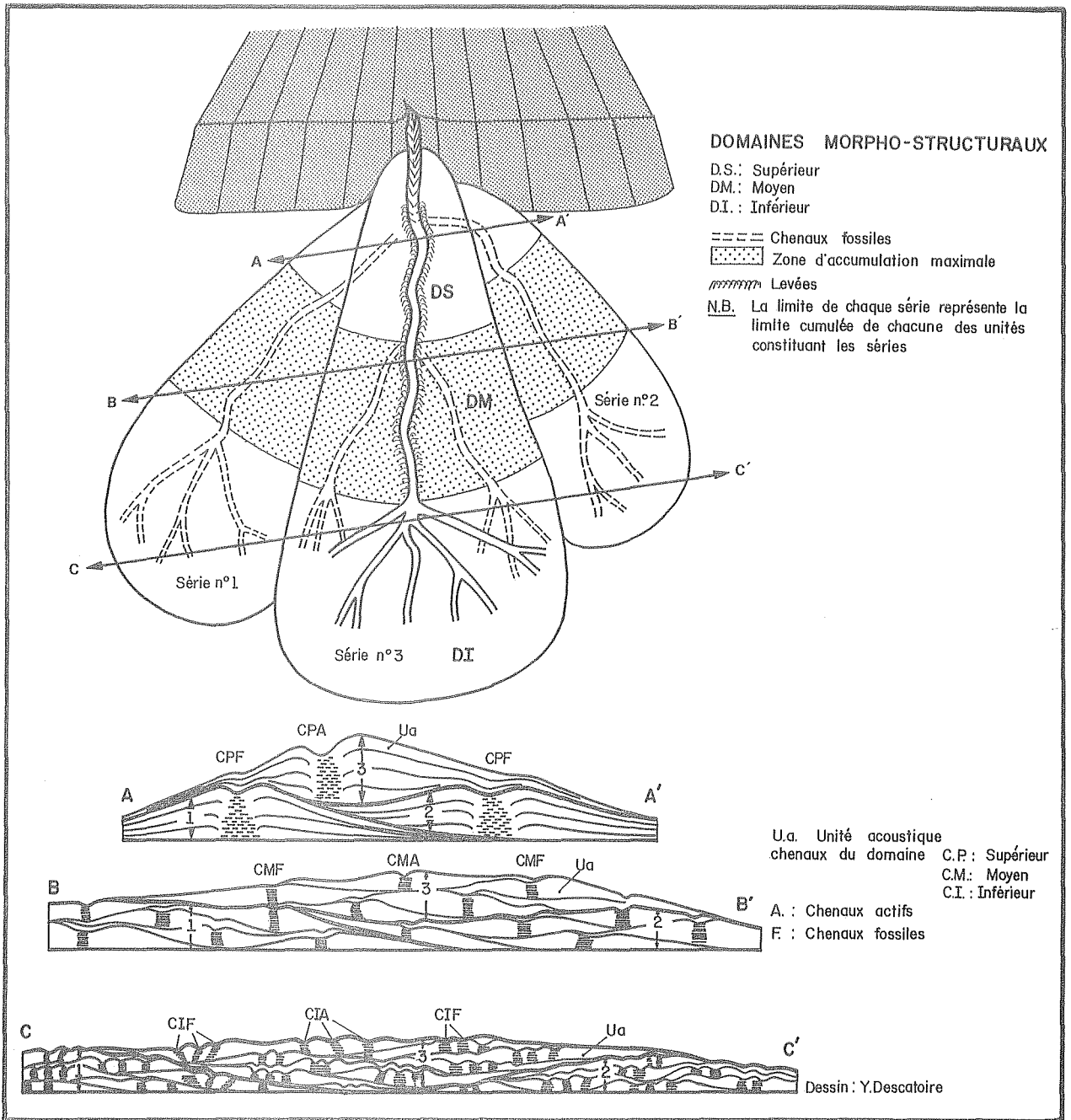
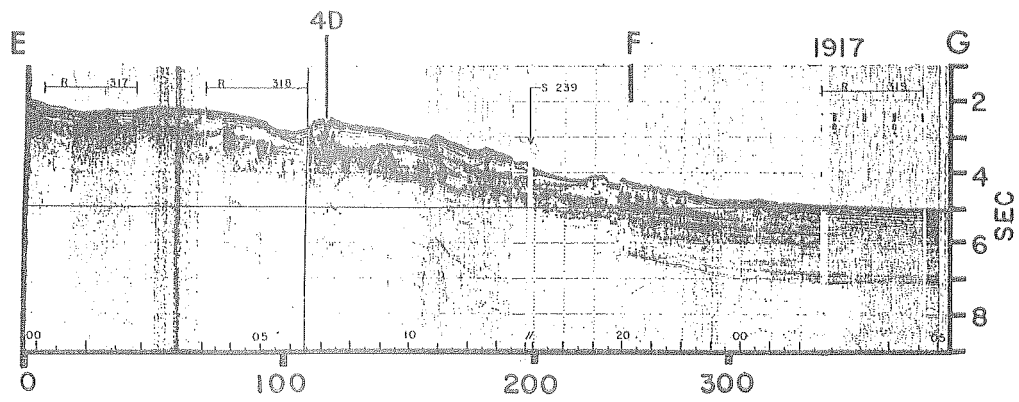
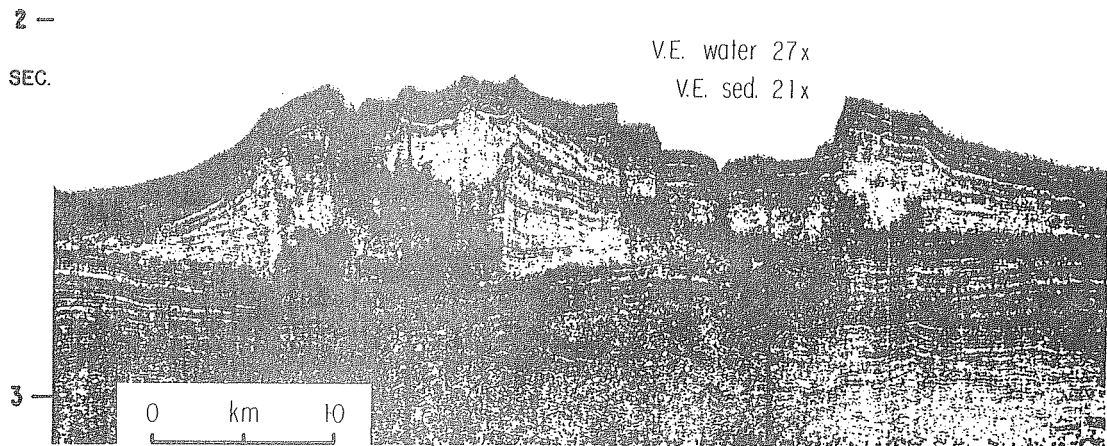


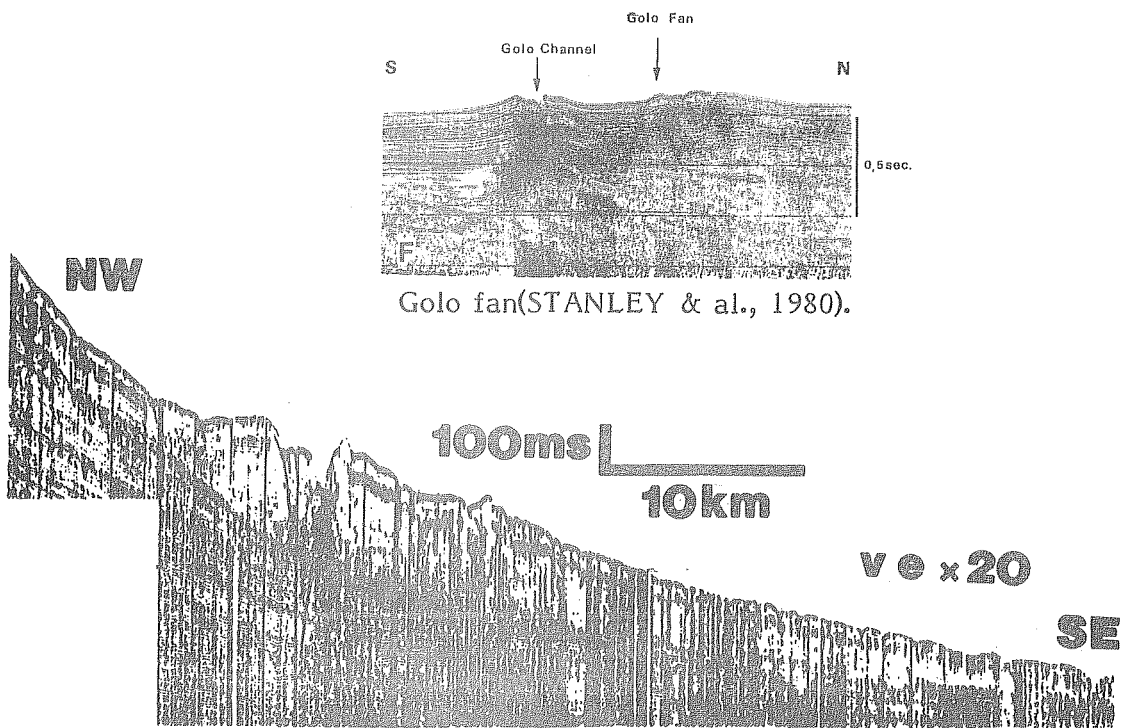
Fig 47 : Modèle théorique de croissance.



Cône de l'Amazonie (COUMES & LE FOURNIER, 1979).



Eventail du Bengale (CURRAY & MOORE, 1974).



Eventail de l'Ebre (MONACO & al., 1982)

Fig 48 : Exemples d'unités acoustiques dans d'autres éventails sous-marins profonds.

de facteurs physiographiques externes au système de l'éventail.

Il semble donc plus exact d'évoquer, durant la plus grande partie de la construction de l'éventail, une alternance de conditions de sédimentation différentes liée aux variations du régime eustatique de la Méditerranée. Cette succession de conditions hydrodynamiques différentes est à l'origine du caractère hautement discontinu de la sédimentation, rythmée d'une part par les arrivées turbiditiques nombreuses durant chaque période de bas niveau marin construisant progressivement et par à-coups les unités, d'autre part par les variations eustatiques elles-mêmes contrôlant l'édification des séries d'unités.

Ainsi, l'éventail sédimentaire profond du Petit-Rhône se construit essentiellement en période de bas niveau marin qui favorise la construction d'unités acoustiques chenalisées, régulièrement organisées autour des chenaux nourriciers, par des courants de turbidité fréquents qui apparaissent comme le processus de dépôt fondamental de l'éventail.

- Masses sédimentaires d'origine catastrophique.

Ces masses sont dépourvues de toute organisation interne. Leur faciès transparent ou chaotique, ainsi que leur répartition spatiale indiquent une mise en place catastrophique par des phénomènes gravitaires moins fréquents que les courants de turbidité et qui donnent naissance à des écoulements en nappes non chenalisés, tels que des éboulements, des slumps ou des debris-flows.

De telles masses, originaires des interfluves ou des levées elles-mêmes, ont été mises en évidence au toit des deux séries supérieure et inférieure dont elles marquent l'arrêt de construction.

Le poids des sédiments en équilibre instable sur des pentes relativement fortes peut à lui seul entraîner le glissement des matériaux superficiels. Nous pensons néanmoins, et ceci est confirmé par les études de CHASSE-FIERE & al. (1982) sur les propriétés mécaniques des sédiments du talus continental, que leur déstabilisation est favorisée par des mouvements tectoniques, halocinétiques ou profonds, qui fragilisent le bâti sédimentaire, ou par les variations eustatiques qui modifient constamment les conditions hydrodynamiques du bassin et la quantité des apports détritiques provenant des continents.

Ces masses ont un rôle considérable sur la croissance de l'éventail. Ce sont elles, en effet, qui sont à l'origine de l'individualisation des trois dernières séries, puisqu'elles provoquent, par le colmatage des chenaux, leur migration et par conséquent le déplacement des aires de dépôt, ce

qui souligne bien ici encore l'importance des chenaux dans la construction de ce type d'appareil sédimentaire.

Ces phénomènes gravitaires, à priori indépendants du régime eustatique, représentent des facteurs anormaux contribuant cependant, dans une certaine mesure, à l'édification de l'appareil. Ils perturbent la régularité de sédimentation liée aux courants de turbidité, et sont à l'origine de l'individualisation des séries sédimentaires de l'éventail.

- Enfin un troisième type de corps sédimentaire est représenté par le corps acoustique de la série superficielle, sans organisation interne, mais en liaison directe avec le chenal.

Nous avons proposé d'attribuer ses particularités à une mise en place en période de haut niveau marin par des processus spécifiques tels qu'une couche néphéloïde chenalisée (ALOISI & al., 1982) ou des courants de fond chenalisés, érosifs en amont et déposant en aval des matériaux sableux.

Ce type de corps acoustique n'a été mis en évidence que dans la série superficielle, mais il est possible, dans la mesure où sa mise en place est actuelle ou récente, qu'il représente les dépôts liés à chaque stade de remontée eustatique et qu'il soit de ce fait présent à la base de chacune des unités acoustiques chenalisées sans que l'on ait été en mesure de les individualiser. La série superficielle représenterait alors le terme basal d'une série analogue aux séries inférieure et supérieure.

L'alimentation du bassin, en période de haut niveau marin, ne semble donc pas, contrairement aux idées antérieures, limitée aux seuls apports hémipélagiques : une alimentation détritique significative, bien que réduite, contribue, ou a très récemment contribué, par l'intermédiaire du système canyon-chenal, à l'édification de l'éventail du Petit-Rhône.

Une construction restreinte peut donc avoir lieu lors des hauts niveaux marins ou en période transgressive si des facteurs favorables existent : apport détritique suffisant et présence d'une alimentation chenalisée par un néphéloïde ou par de rare courants de turbidité, ou existence d'un canyon dont la tête est proche du rivage.

## 2) INFLUENCE DES FACTEURS EXTERNES ET INTERNES SUR LA CROISSANCE DE L'EVENTAIL

Plusieurs agents sédimentaires et facteurs régionaux interviennent à différents stades de la mise en place de l'éventail.

L'influence respective de ceux dont nous avons pu apprécier les

effets sur l'organisation des sédiments est indiquée dans le tableau IV.

Les conclusions de notre étude montrent que, parmi les facteurs externes (contexte tectonique, variations eustatiques, particularités physiographiques du bassin), les fluctuations du niveau marin que nous avons liées, pour la période plio-quadernaire, aux variations climatiques, apparaissent jouer le premier rôle dans le contrôle de la croissance de l'éventail. Leur importance est liée au caractère permanent de leur action et à leurs effets sur de nombreux paramètres comme les conditions hydrodynamiques du bassin, la quantité et la nature des apports détritiques, et la fréquence des courants de turbidité et autres phénomènes gravitaires.

Le contrôle tectonique n'intervient que localement et temporairement, et son rôle ne semble pas primordial.

Enfin, la physiographie du bassin receveur des sédiments n'a, elle aussi de façon générale, d'effet que localement, du fait de ses grandes dimensions en comparaison de la taille de l'édifice. Certains traits physiographiques peuvent néanmoins revêtir une importance particulière en période eustatique haute, et atténuer, comme dans le cas de l'édification de la série basale, l'influence des variations eustatiques (voir tableau IV).

Parmi les facteurs internes, les courants de turbidité sont, comme nous l'avons vu, les agents principaux de la construction en période de bas niveau marin. La morphologie même de l'éventail joue, elle aussi, un très grand rôle, en particulier sur la répartition des zones de forte accumulation sédimentaire, sur le contrôle des migrations successives des chenaux des provinces morpho-structurales moyennes et peut-être sur celles des chenaux principaux.

Cette étude montre donc que le seul facteur externe d'importance considérable, est un facteur d'ordre géonomique : Le régime eustatique. Les particularités régionales propres au bassin méditerranéen n'ont par contre que peu d'influence si ce n'est localement.

De ce fait, le modèle morpho-structural, calqué sur la structure de l'éventail du Petit-Rhône, soustrait des effets locaux de paramètres mineurs, que nous présentons fig.47, nous semble bien avoir une valeur générale pour les éventails alimentés par l'intermédiaire d'un canyon unique.

Cependant, la même remarque que pour les modèles morphologiques et sédimentologiques déjà existants doit être formulée : ce modèle résulte de l'étude d'un seul exemple qui bien que semblant assez typique n'est peut-être pas représentatif des éventails mondiaux. Il est de plus probable que les caractéristiques sédimentologiques de la source et la morphologie

des zones de transit sédimentaire que nous n'avons pas étudiées, jouent elles aussi un très grand rôle et peuvent, en fonction de la nature des sédiments finalement apportés au bassin, modifier le modèle proposé.

### 3) COMPARAISON AVEC LES AUTRES MODELES.

La confrontation de nos résultats avec les modèles d'éventail proposés jusqu'à présent, ne peut porter que sur la morphologie et, quand des informations existent, sur l'organisation interne des sédiments, sans préjuger de leur nature.

C'est en effet essentiellement ces deux aspects du problème de la croissance des éventails qui ont pu être précisés par notre étude de l'éventail du Petit-Rhône.

La comparaison est délicate à réaliser, et concerne des points très particuliers (tableau V), en raison de l'hétérogénéité des informations fournies par les divers modèles, en particulier l'absence de données sur la structure interne dans les modèles précédents et sur la sédimentologie dans notre exemple.

De façon générale, il ressort qu'aucun des modèles antérieurs n'est parfaitement satisfaisant pour expliquer la croissance de l'éventail du Petit-Rhône.

Les divergences majeures concernent l'existence de lobes auxquels les auteurs attribuent une signification morphologique et sédimentologique propre, ce qui est en profond désaccord avec nos observations sismiques prouvant la continuité physique des unités dans les différentes provinces morpho-structurales. Le seul élément pouvant peut-être plaider en faveur d'une variation de la nature des sédiments est l'évolution du faciès acoustique des levées qui devient transparent dans la province aval. Cependant il est difficile d'interpréter ce faciès transparent comme représentant des matériaux sableux car ceux-ci se marquent par un faciès lité hautement discontinu dans la série superficielle où nous avons effectivement échantillonné du sable.

Je ne peux, ni ne voudrais aller plus loin dans cette comparaison qui ne pourra être complète et objective que lorsque les données sédimentologiques auront été intégrées à notre modèle.

Ces lacunes soulignent la nécessité d'une synthèse des diverses informations recueillies non seulement sur l'éventail du Petit-Rhône, mais

		SERIE BASALE	SERIE INFÉRIEURE	SERIE SUPÉRIEURE	SERIE SUPERFICIELLE	
FACTEURS EXTERNES	1.TECTONIQUE	— — —	contrôle des migrations du chenal principal			
	2.EUSTATISME					
	3.PHYSGRAPHIE DU BASSIN	↑ - - - ↓	influence locale des dômes			
FACTEURS INTERNES	1.PROCESSUS DE DEPÔT:					
	COURANTS DE TURBIDITE	construction des unités acoustiques chenalisées				
	SLUMPING	— — —	— — —			
	COURANTS DE FOND	— — —	remaniements locaux			
	FORCE DE CORIOLIS ET CIRCULATION GÉNÉRALE PROFONDE	?	variable selon les environnements			
	COUCHE NÉPHELOÏDE CHENALISÉE	?	— — — — — — —			
	2.MORPHOLOGIE DE L'ÉVENTAIL	?	— — — — — — —			décalage des unités

TABLEAU IV - Influence des divers facteurs contrôlant la sédimentation et l'organisation interne des 4 séries de l'éventail.

█ influence majeure ; ▒ influence faible ; — influence mineure  
(en tireté : importance supposée)

MODELE PETIT RHONE

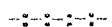
	Ressemblances	Divergences
NORMARK	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Caractéristiques morphologiques de façon générale.</li> <li>- Domaine moyen : lieu d'accumulation privilégiée (serait l'équivalent du mid-fan).</li> </ul>	<p>Sauf présence de chenaux jusque dans les régions distales.</p> <p>Mais pas de suprafan ni dans la morphologie, ni dans la nature des sédiments déposés, et absence de ramification dans ce domaine moyen d'accumulation maximale.</p>
MUTTI et RICCI LUCCHI	(Indications sédimentologiques insuffisantes)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Zone d'accumulation privilégiée dans la partie moyenne et non dans les zones distales.</li> <li>- Absence de variation des faciès sismiques pouvant évoquer la présence de lobes et de barres d'embouchures.</li> <li>- Continuité physique des unités acoustiques du domaine inférieur → absence de zone de "by-passing".</li> </ul>
WALKER	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Série superficielle (néofan) très semblable au lobe de suprafan déplacé vers les zones distales, et lié à une réactivation du chenal marqué par une érosion importante - matériaux grossiers presque exclusivement.</li> <li>→ Forte convergence avec la définition du suprafan par NORMARK.</li> </ul>	Mêmes remarques que pour le modèle de NORMARK.
STOW	(Indications sédimentologiques insuffisantes)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Caractéristiques morphologiques en générale (bombement étroit du domaine supérieur ; une seule voie d'apport - un seul chenal dans les parties amont).</li> <li>- Absence de lobes terminaux individualisés dans du faciès hémipélagique.</li> <li>- Migrations discontinues dans le domaine moyen.</li> <li>- Participation restreinte des matériaux de la pente qui de toute façon ne sont pas à l'origine d'une alimentation chenalisée.</li> </ul>

TABEAU V - Comparaison de nos résultats avec les principaux modèles connus.



aussi sur tous les éventails récents ou fossiles, synthèse à laquelle j'espère, par ce travail, avoir contribué.

## BIBLIOGRAPHIE



## BIBLIOGRAPHIE



AL AZZAWI M., DJELASSI M., DE FERAUDY V., EL SEBAI H., SENGAMA-KAKADI K., CAMEZ J.C., LACAZE J. & LOUIS P., 1978 - Interpretation stratigraphique des sections sismiques. Rapport interne, S.N.E.A.(P.).

ALINAT J., HINZ K. & LEENHARDT O., 1970 - Quelques profils en sondage sismique continu en Méditerranée occidentale. Rev. I.F.P., vol.25, (3), p.305-326.

ALLA G., DESSOLIN D., GOT H., LEENHARDT O., REBUFFATI A. & SABATIER R., 1969 - Résultats préliminaires de la Mission François Blanc en sondage sismique continu. Vie et Milieu, série B, t.XX, fasc. 2-B, p.211-220.

ALLA G., DESSOLIN D., LEENHARDT O. & PIERROT S., 1972 - Données du sondage sismique continu concernant la sédimentation plio-quaternaire en Méditerranée Nord-occidentale. In : The Mediterranean sea. A natural sedimentation laboratory. D.J. STANLEY ed., p.471-487.

ALOISI J.C., BELLAICHE G., BOUYE C., DROZ L., FERNANDEZ J.M., GOT H., MALDONADO A., MEAR Y., MIRABILE L., BLANC-VERNET L., LE CALVEZ Y. & THOMMERET Y., 1982 - Sédimentation récente et actuelle de l'éventail sous-marin profond du Rhône (Abstr.). XXVIII<sup>e</sup> Congrès-Assemblée Plénière, C.I.E.S.M., CANNES 2-11 Déc. 1982.

ALOISI J.C., BELLAICHE G., BOUYE C., DROZ L., GOT H., MALDONADO A., MIRABILE L. & MONACO A., 1981 - L'éventail sous-marin profond du Rhône et les dépôts de pente de l'Ebre : essai de comparaison morphologique et structurale. In : Sedimentary basins of Mediterranean margins. F.C. Wezel ed., C.N.R. Italian Project of Oceanography, Technoprint, Bologna, p.227-238.

ALOISI J.C., CAMBON J.P., CARBONNE J., CAUWET G., MILLOT C., MONACO A. & PAUC H., 1982 - Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. Application au Golfe du Lion. Oceanologica Acta, vol.5, n<sup>o</sup>4, p.481-491.

ALOISI J.C., GOT H. & MONACO A., 1981 - Structure et mécanismes sédimentaires sur les marges subsidentes de la Méditerranée Nord-Occidentale. C.I.E.S.M., Monaco. Géologie et Géophysique. Rapports et procès-verbaux des Réunions. vol.27, fasc.8, p.31-32.

ALOISI J.C., MONACO A., THOMMERET J. & THOMMERET Y., 1975 - Evolution paléogéographique du plateau continental Languedocien, dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques, concernant le Quaternaire récent. Rev.Geogr.Phys.&Géol.-Dyn., vol.17, p.13-22.

AUBOUIN J., 1974 - La Provence. In : Géologie de la France, vol.II : Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays, p.346-386, J. DEBELMAS,

Doin (ed.).

AUZENDE J.M., BONNIN J. & OLIVET J.L., 1973 - The origin of the Western Mediterranean Basin. Journ. Geol. Soc. London, vol.129, p.607.

AUZENDE J.M. & OLIVET J.L., 1974 - Structure of the Western Mediterranean Basin. In : The Geology of Continental Margins. C.A. Burk & C.L. Drake eds., p 723-731.

BADIE C., BUROLLET P.F., FERNEX F., TRIAT-LAVAL H., 1982 - Essai de bilan de la sédimentation devant l'embouchure du Grand-Rhône. (Abstr.) XXVIII<sup>e</sup> Congrès-Assemblée Plénière, C.I.E.S.M., CANNES 2-11 Déc. 1982, Comité de Géologie et Géophysique.

BANDA E., ANSORGE J., BOLOIX M. & CORDOBA D., 1980 - Structure of the crust beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). E.P.S.L., 49, p.219-230.

BAYER R., LE MOUËL J.L. & LE PICHON X., 1973 - Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean. E.P.S.L., 19, n<sup>o</sup>2, p.168-176.

BEARD J.H., SANGREE J.B. & SMITH L.A., 1982 - Quaternary chronology, Paleoclimate, Depositional sequences, and Eustatic cycles. A.A.P.G.Bull., vol.66, n<sup>o</sup>2, p.158-169.

BELLAICHE G., 1969 - Etude géodynamique de la marge continentale au large du Massif des Maures (Var) et de la plaine abyssale ligurienne. Thèse d'Etat, Université Paris VI.

BELLAICHE G., 1973 - Morphologie et sédimentologie de la terminaison des canyons sous-marins au large de la région toulonnaise. Revue I.F.P., vol.28, n<sup>o</sup>2, p.251-258.

BELLAICHE G., 1975 - Sur l'origine et l'âge des levées sédimentaires profondes : cas du delta sous-marin du Rhône (Méditerranée Nord-occidentale). Marine Geology, 19, p.M1-M6.

BELLAICHE G., DROZ L., ALOISI J.C., BOUYE C., GOT H., MONACO A., MALDONADO A., SERRA-RAVENTOS J. & MIRABILE L. (GROUPE PROFANS), 1981 - The Ebro and the Rhône Deep-sea Fans : First comparative study. Marine Geology, vol.43, p.M75-M85.

BELLAICHE G., DROZ L., ALOISI J.C., GOT H. & MONACO A., 1980 - L'éventail sous-marin profond du Rhône : carte bathymétrique au 1/250 000. Vie et Milieu, vol.30 (1), p.11-13.

BELLAICHE G., IRR F. & LABARBARIE M., 1976 - Découverte de sédiments marins finis Oligocènes-Aquitaniens au large du Massif des Maures (Canyon des Stoechades). C.R.Ac.Sc., Paris. Série D, t.283, p.319-322.

BELLAICHE G. & THIRIOT-QUIEVREUX C., 1982 - The origin and significance of a thick deposit of Pteropod shells in the Rhône deep-sea fan. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. vol.39, p.129-137.

BERTRAND J.P. & L'HOMER A., 1975 - Les deltas de la Méditerranée du Nord - Le delta du Rhône. Excursion 16 - IX<sup>e</sup> Congrès International de sédimentologie - NICE.

- BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J. & MONTADERT L., 1979 - Variety of margins and deep basins in the Mediterranean. *In* : Geological and Geophysical investigations of continental margins. A.A.P.G.Mem., n°29, J.S. Watkins, L. Montadert & P. Wood Dickerson eds., p.293-317.
- BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J., MONTADERT L., COURRIER P., MUGNIOT J.F. & SANCHO J., 1974 - Geology of the Mediterranean Sea Basins. *In* : The Geology of Continental Margins. C.A. Burk & C.L. Drake eds, p.695-721.
- BIJU-DUVAL B. & MONTADERT L., 1977 - Introduction to the structural history of the Mediterranean Basins. *In* : Structural history of the Mediterranean Basins. XXV° Congrès C.I.E.S.M. Split (25-29 Oct. 1976), p.1-12.
- BINGHAM, 1977 - Sediment gravity flows. *In* : Mechanics of sediment movement. S.E.P.M., Short course n°3, chp.8.
- BLANC A., 1969 - Stratigraphie du Quaternaire dans la Vallée du Rhône. *In* : Etudes sur le Quaternaire dans le Monde. VIII° Congrès de l'INQUA, PARIS. vol.1, p.535-539.
- BOUMA H., 1982 - Submarine Canyon, fan systems in a diapirically controlled area, Gulf of Mexico. Actes colloque International C.N.R.S. Bordeaux, n°3, p.111-125.
- BOUMA A.H. & NILSEN T.H., 1978 - Turbidite facies and deep-sea fans with examples from Kodiak Island, Alaska. Offshore Technology Conference, OTC. 3116, p.559-570.
- BOURCART J., 1960 - Carte topographique du fond de la Méditerranée Occidentale. Bull.Inst.Océanogr.Monaco, t.1163, 20 p.
- BURK C.A., EWING M., WORZEL J.L. & al., 1969 - Deep-Sea drilling into the Challenger Knoll, Central Gulf of Mexico, A.A.P.G.Bull., vol.53, p.1338-1347.
- BUROLLET P.F. & BYRAMJEE R., 1974. Evolution Géodynamique de la Méditerranée Occidentale. C.R.Ac.Sc. Paris. Série D, t.278, n°10, p.1321-1324.
- CARTER T.G., FLANAGAN J.P., REED JONES C., MARCHANT F.L., MURCHINSON R.P., REBMAN J.H., SYLVESTER J.C. & WHITNEY J.C., 1972 - A new bathymetric chart and physiography of the Mediterranean sea. *In* : The Mediterranean Sea. A natural sedimentation laboratory. D.J. Stanley ed., p.1-23.
- CHAMLEY H., 1971 - Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Thèse d'Etat, Université d'Aix-Marseille.
- CHAMLEY H., GIROD d'ARGOUD G. & ROBERT C., 1977 - Repercussions of the Plio-Pleistocene tectonic activity on the deep-sea clay sedimentation in the Mediterranean. *In* : International symposium on the structural history of the Mediterranean Basins. XXV° Congrès C.I.E.S.M., Split (25-29 Oct.1976), p.423-432.
- CHASSEFIERE B., ALOISI J.C., MONACO A., LE TIRANT P. & MONTARGES A., 1982 - Propriétés mécaniques et stabilité de la couverture sédimentaire du talus continental au large du delta du Rhône. (Abstr.) XXVIII° Congrès-Assemblée Plénière, C.I.E.S.M., CANNES, 2-11 Déc. 1982.
- COUMES F. & LE FOURNIER J., 1979 - Le cône de l'Amazone (mission Orgon

II). Cadre Géologique et sédimentaire. Résultats à la mer. Bull.Cent.Rech.Explor.Prod.Elif-Aquitaine, vol.3, n°1, p.141-211.

COUMES F., LARERE M., NICO E.L., ESTEVE J.P., BECQUEY M. & RAVENNE C. - Morphologie et structure interne de l'éventail détritique d l'Indus. (en prep.).

CREMER M., 1981 - Distribution des turbidites sur l'éventail subaquatique du Canyon du Cap Ferret. Bull.Inst.Géol.Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n°30, p.51-69.

CURRAY J.R. & MOORE D.G., 1974 - Sedimentary and tectonic processes in the Bengal deep-sea fan and geosyncline. In : Geology of Continental Margins. C.A Burk & C.L. Drake eds. p.617-627.

DAMUTH J.E. & EMBLEY R.W., 1979 - Upslope flow of turbidity currents on the northwest flank of the Ceara Rise : Western Equatorial Atlantic. Sedimentology, vol.26, p.825-834.

DAMUTH J.E. & EMBLEY R.W., 1981 - Mass-Transport processes on Amazon Cone : Western Equatorial Atlantic. A.A.P.G. Bull., vol.65, n° 4, p.629-643.

DEBELMAS J., 1974 - Les Alpes franco-italiennes. In : Géologie de la France. vol.2, chp.IV, p.438-442. Doin (ed).

DEBELMAS J. & DEMARQ G., 1980 - Le bassin rhodanien. In : Géologie des pays européens. France, Belgique, Luxembourg. p 315-318. 26° Congrès Géologique International. Paris. Dunod (ed.).

DEMARCO G., 1970 - Etude Stratigraphique du Miocene Rhodanien. Mem. B.R.G.M., n°61, 257 p.

DEMARCO G., 1973 - Guides Géologiques Régionaux - Lyonnais - Vallée du Rhône. p.7-29, Masson & Cie (ed.).

DINGLE R.V., 1980 - Large allochthonous sediment masses and their role in the construction of the continental slope and rise off Southwestern Africa. Marine Geology, vol.37, p.333-354.

DROZ L., 1982 - Etude de la mésoséquence inférieure du Plio-Quaternaire du Golfe du Lion. Compléments à l'étude HRI+HR2. Rapport Interne I.F.P.

DUBOUL-RAZAVET C.A., 1956 - Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. Mém.Soc.Géol.France, vol.35, n°76, 234 p.

EDEL J.B., 1980 - Etude Paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Thèse d'Etat. I.P.G. de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 310 p.

EMBLEY R.W., 1980 - The role of the mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic. Marine Geology. vol.38, p.23-50.

EMBLEY R.W. & MORLEY J.J., 1980 - Quaternary sedimentation and paleoenvironmental studies off Namibia (South-West Africa) Marine Geology, vol.36, p.183-204.

- FLINT R.F., 1971 - Glacial and Quaternary Geology. J. Wiley & sons (eds).
- GENNESSEAUX M. & VANNEY J.R., 1979 - Cartes bathymétriques du bassin algéro-provençal. C.R.Somm.Soc.Géol. France, vol.4, p.191-194.
- GOT H., ALOISI J.C, LEENHARDT O., MONACO A., SERRA-RAVENTOS J. & THEILEN F., 1979 - Structures sédimentaires sur les marges du Golfe du Lion et de Catalogne. Rev.Géogr.Phys.Géol.Dyn., vol.21, fasc.4, p.281-293.
- HAQ B.U. & al., 1977 - Corrected age of the Pliocene/Pleistocene boundary, Nature, vol.269 (5628), p.483-488.
- HUANG T.C. & GOODELL H.H., 1970 - Sediment and sedimentary processes of Eastern Mississippi cone, Gulf of Mexico. A.A.P.G.Bull., vol.54, p.2070-2100.
- KOMAR P.D., 1972 - Relative significance of head and body spill from a channelized turbidity current. G.S.A.Bull., vol.83, p.1151-1156.
- KOMAR P.D., 1973 - Continuity of turbidity current flow and systematic variations in deep-sea channel morphology. G.S.A.Bull., vol.84, n°10, p.3329-3338.
- KUENEN Ph. H. & MIGLIORINI C.I., 1950 - Turbidity currents as a cause of graded bedding. Jour.Geol., vol. 58, p.91-127.
- KRUIT C., BROUWER J., KNOX G., SCHOLLNBERGER W. & VLIET VAN A., 1975 - Une excursion aux cônes d'alluvions en eau profonde d'âge tertiaire près de San Sebastian (Province de Guipúzcoa, Espagne). 9th Int. Congr. Sedimentol., Nice 1975, excursion 23.
- LABARBARIE M., 1979 - Etude structurale des canyons sous-marins de la marge des Maures (Var). Thèse 3° cycle, Université P. & M. Curie (Paris VI), PARIS.
- LACOMBE H. & TCHERNIA P., 1972 - Caractères hydrologiques et circulation des Eaux en Méditerranée. In : The Mediterranean Sea - A natural sedimentation laboratory, STANLEY D.J. (ed.), p.25-36.
- LEBORGNE E., LE MOUËL J.L. & LE PICHON X., 1971 - Aeromagnetic survey of the South-Western Europe. E.P.S.L., vol.12, p.287-299.
- LEFEBVRE D., 1980 - Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. Thèse de 3° cycle, Université P. & M. Curie, (Paris VI), 163 p.
- LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.M. & OLIVET J.L., 1971 - La Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. E.P.S.L., vol.13, p.145-152.
- LONA F., BERTOLDI R. & RICCIARDI E., 1969 - Plio-Pleistocene boundary in Italy based on the Leffian and Tiberian vegetational and climatological sequences. In : Etude sur le Quaternaire dans le Monde, vol.1, p.573-574. VIII° Congrès de l'INQUA, PARIS.

- MALAHOFF A., EMBLEY R.W., PERRY R.B. & FEFE C., 1980 - Submarine mass-wasting of sediments on the continental slope and upper rise south of Baltimore Canyon. E.P.S.L., vol.49, p.1-7.
- MALDONADO A. & STANLEY D.J., 1979 - Depositional patterns and late quaternary evolution of two mediterranean submarine fans : a comparison. Marine Geology, vol.31, p.215-250.
- MALDONADO A., VERDAGUER A., ALOISI J.C., GOT H., LE CALVEZ Y., THOMMERET J., THOMMERET Y. & MIRABILE L., 1981 - Mécanismes sédimentaires et édification du plateau progressif Sud-Catalan (Méditerranée nord-occidentale). Rev.Géogr.Phys. et Géol.Dyn., vol.17, p.25-28.
- Mc MANUS D.A., WESER O., VON DER BORCH C.C., VALLIER T. & BURNS R.E., 1970 - Regional aspects of deep-sea drilling in the northeast Pacific. Initial reports of the D.S.D.P., vol.5, p.621-636.
- MAUFFRET A., 1968 - Etude des profils sismiques obtenus au cours de la campagne Géomède I au large des Baléares et en mer Ligure. Thèse 3<sup>o</sup> cycle, Université PARIS VI.
- MAUFFRET A., 1976 - Etude géodynamique de la marge des Iles Baléares. Thèse d'Etat, PARIS VI, 137 p.
- MAUFFRET A., FAIL J.P., MONTADERT L., SANCHO J. & WINNOCK E., 1973 - North western Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile. A.A.P.G. Bull., vol.57, n°11, p.2245-2262.
- MAUFFRET A., LABARBARIE M. & MONTADERT L., 1982 - Les affleurements de séries sédimentaires pré-pliocènes dans le bassin méditerranéen nord-occidental. Marine Geology, vol.45, p.159-175.
- MAUFFRET A., REHAULT J.P., GENNESSEAUX M., BELLAICHE G., LABARBARIE M. & LEFEBVRE D., 1981 - Western Mediterranean basin evolution from a distensive to a compressive regime. In : Sedimentary basins of Mediterranean margins. F.C. WÉZEL (ed), p.67-81.
- MENARD H.W., 1955 - Deep-sea channels, topography and sedimentation. A.A.P.G.Bull., vol.3a, p.236-255.
- MENARD H.W., SMITH S.M. & PRATT R.M., 1965 - The Rhône Deep-Sea Fan. In : Submarine Geology and Geophysics. Whittard & Bradshaw (eds). Colston paper n°17, p.271-284.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A., 1973 - Sediment gravity flows : mechanics of flow and deposition. In : Turbidites and deep water sedimentation, part I, p.1-38, S.E.P.M. Pacific Section, short course. ANAHEIM.
- MIGLIORINI C.I., 1943 - Sul modo di formazione dei complessi tipo macigno. Boll.Soc.Geol.Ital., vol.62, p.48-49.
- MONACO A., ALOISI J.C., BOUYE C., GOT H., MEAR Y., BELLAICHE G., DROZ L., MIRABILE L., MATTIELO L., MALDONADO A., LE CALVEZ Y., CHASSEFIERE B. & NELSON H., 1982 - Essai de reconstitution des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône (Méditerranée occidentale). Actes Colloque International C.N.R.S Bordeaux, Sept. 1981. Bull.Inst.Géol.Bassin d'Aquitaine, Bordeaux n°31, p.99-109.



- MONTADERT L., LETOUZEY J. & MAUFFRET A., 1978 - Messinian event seismic evidence. In : Initial Reports of the D.S.D.P. vol.42, Part.1, p.1037-1050.
- MONTADERT L., SANCHO J., FAIL J.P., DEBYSER J. & WINNOCK E., 1970. - De l'âge tertiaire de structures diapiriques en Méditerranée occidentale (Nord-Est des Baléares). C.R.Ac.Sc., PARIS, série D, t.271, n°10, p.812-815.
- MONTI S., AUZENDE J.M, OLIVET J.L., MAUFFRET A. & REHAULT J.P., 1979 - Carte bathymétrique de la Méditerranée occidentale, C.N.E.X.O.
- MUTTI E., 1981 - Turbidites et cônes sous-marins profonds. Cours E.N.S.-P.M. (CES Géologie-Géophysique. U.V. 112 : Géologie des formations sableuses).
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F., 1975 - Turbidite facies and facies associations. In : Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. Intern.Congr.Sedimentology, Nice, France, Field Trip Guidebook, APP.,p.21-36.
- NAINI B.R. & LEYDEN R., 1973 - Ganges Cone : a wide angle seismic reflection and refraction study. Journal of Geophysical Research, vol.78, n°35, p.8711-8720.
- NELY G., 1980 - Faciès et morphologie sismique des évaporites. Bull.Cent.-Rech.Explor.Prod. Elf-Aquitaine, vol.4, 1, p.395-410.
- NESS G.E. & KULM L.D., 1973 - Origin and development of Surveyor deep-sea channel. G.S.A Bull., vol.84, n° 10, p.3339-3354.
- NESTEROFF W.D., RYAN W.B.F., HSU K.J., PAUTOT G., WEZEL F.C., LORT J.M., CITA M.B., MAYNE W., STRADNER H. & DUMITRICA P., 1972 - Evolution de la sédimentation pendant le Néogène en Méditerranée, d'après les forages JOIDES-DSDP. In : The Mediterranean Sea, a natural sedimentation laboratory, p.47-62, D.J. STANLEY (ed).
- NORMARK W.R., 1970 - Growth patterns of deep-sea fans. A.A.P.G.Bull., vol.54, p.2170-2195.
- NORMARK W.R., 1974 - Submarine canyons and fan valleys : factors affecting growth patterns of deep-sea fans. In : Modern and ancient geosynclinal sedimentation. S.E.P.M. Special public., n° 19, p.56-68.
- NORMARK W.R., 1978 - Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy environments. A.A.P.G.Bull., vol.62, n°6, p.912-931.
- NORMARK W.R., 1980 - Modern and ancient submarine fans : Reply. A.A.-P.G.Bull., vol.64, n°7, p.1108-1112.
- NORMARK W.R. & HESS G.R., 1980 - Quaternary growth patterns of California submarine fans. In : Quaternary depositional environments of the Pacific Coast. S.E.P.M. Pacific Sec.Symposium volume, p.201-210. M.E.-FIELD, A.H. BOUMA & I.P. COLBURN (eds).
- NORMARK W.R., PIPER J.W. & HESS G.R., 1979 - Distributary channels,

sand lobes, and mesotopography of Navy submarine fan, California borderland, with applications to ancient fan sediments. Sedimentology, vol.26, p.749-774.

RAVENNE C., 1978 - Etude bibliographique des publications d'Exxon concernant l'interprétation stratigraphique des sections sismiques. Rapport interne I.F.P., n°26179-1.

READING H.G., 1978 - Sedimentary environments and facies. Chp.12 : Deep Clastic Seas, p.372-415. Blackwell Scientific Publications.

REHAULT J.P., 1981 - Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidentale). Thèse d'Etat. Université P. & M. Curie, Paris VI.

RICHMOND G.M., 1969 - Stratigraphie comparée des terrains quaternaires des Alpes et des Montagnes Rocheuses. In : Etudes sur le Quaternaire dans le monde. vol.1, discours présidentiel, p.7-25. VIII<sup>o</sup> Congrès de l'INQUA, PARIS.

ROSS D.A. & UCHUPI E., 1977 - The structure and sedimentary history of the southeastern Mediterranean Sea - Nile Cone area. A.A.P.G.Bull., vol.61, n°6, p.872-902.

RYAN W.B.F., HSU K.J. & al., 1973 - Initial Reports of the D.S.D.P., vol.13, part.1, Washington (U.S. Government Printing Office).

SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J., 1982 - Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. Geology, vol.10, p.231-235.

SHEPARD F.P. & DILL R.F., 1966 - Submarine canyons and other sea-valleys. Rand Mc Nalley and Co (ed.), Chicago.

SIGNORINI R., 1936 - Determinazione del senso di sedimentazione degli stratinelle formazioni arenacee dell'Appennino settentrionale. Boll.Soc. Geol.Ital., vol.55, p.259-267.

STANLEY D.J., 1977 - Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. In : The Ocean Basins and Margins, vol.4A, p.77-150, NAIRN A.E., KANES W.H. & STEHLI F.G. (eds).

STANLEY D.J., GOT H., KENYON N.H., MONACO A. & WEILER Y., 1976 - Catalanian Eastern Betic and Balearic margins : structural types and geologically recent foundering of the Western Mediterranean Basin., Smithsonian Contributions of the Earth Sciences, n° 20, 67 p.

STANLEY D.J., GOT H., LEEHNARDT O. & WEILER Y., 1974 - Subsidence of the Western Mediterranean Basin in the Pliocene-Quaternary time : further evidence. Geology, vol.2, p.345-350.

STANLEY D.J., REHAULT J.P. & STUCKENRATH R., 1980 - Turbid-layer bypassing model : the Corsican Trough, northwestern Mediterranean. Marine Geology, vol.37, p.19-40.

STOW D.A.V., 1981 - Laurentian fan : morphology, sediments, processes, and growth pattern. A.A.P.G.Bull., vol.65, n°3, p.375-393.

STOW D.A.V., CLIVE D.B. & MILLS S.J., 1980 - Fan models for hydrocarbon

exploration with examples from the North Sea, N.W. European shelf. S.E.P.M. 1980 -Symposium Publication. (Preprint).

SUMMERHAYES C.P. & ROSS D.A., 1977 - Nile submarine fan : sedimentation, deformation and oil potential, Offshore technology conference, OTC 2731, p.35-40, 9th Annual OTC, HOUSTON.

VAIL P.R. & HARDENBOL J., 1979 - Sea-level changes during the Tertiary. Oceanis, vol.22, p.71-79.

VAN EYSINGA F.W.B., 1978 - Geological time table. 3rd edition, Elsevier Scientific Publishing Company.

VON HUENE R. & KULM L.V.D., 1973 - Tectonic summary of leg 18. In : KULM L.D., VON HUENE R. & al., 1973 : Initial Report of D.S.D.P, vol.18, Washington (U.S. Government Printing Office), p.961-976.

WALKER R.G., 1978 - Deep water sandstone facies and ancient submarine fan : models for exploration for stratigraphic traps. A.A.P.G.Bull., vol.62, n° 6, p.932-966.

WHITMARSH R.B., WESER O.E., ROSS D.A. & al., 1974 - Site 222, In : Initial Report of D.S.D.P., vol.23, p.211-289, Washington, (U.S. Government Printing Office).

WILDE P., NORMARK W.R. & CHASE T.E., 1978 - Channel sands and Petroleum Potential of Monterey Deep-sea Fan, California. A.A.P.G.Bull., vol.62, n° 6, p.967-983.

ZINSNER B., 1974 - Diplôme de fin d'études. E.N.S.P.M.