



**HAL**  
open science

# Evolution structurale de la marge nord-ouest hellénique dans l'île de Levkas et ses environs (Grèce nord-occidentale)

Edward Marc Cushing

► **To cite this version:**

Edward Marc Cushing. Evolution structurale de la marge nord-ouest hellénique dans l'île de Levkas et ses environs (Grèce nord-occidentale). Tectonique. Université Paris Sud - Paris XI, 1985. Français. NNT: . tel-00985624

**HAL Id: tel-00985624**

**<https://theses.hal.science/tel-00985624>**

Submitted on 30 Apr 2014

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

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

UNIVERSITE DE PARIS-SUD  
CENTRE D'ORSAY

# THESE

présentée

Pour obtenir

Le TITRE de DOCTEUR 3eme CYCLE  
Spécialité Géologie structurale

PAR

EDWARD MARC CUSHING

SUJET: EVOLUTION STRUCTURALE DE LA MARGE NORD OUEST  
HELLENIQUE DANS L'ILE DE LEVKAS ET SES ENVIRONS (GRECE  
NORD-OCCIDENTALE).

soutenue le 15 NOVEMBRE 1985 devant la Commission d'examen

MM	<u>J. L. MERCIER</u>	Président
	<u>D. SOREL</u>	Rapporteur
	<u>J. DUBOIS</u>	Examineur
	<u>J. J. JARRIGE</u>	Examineur
	<u>J. MASCLE</u>	Examineur

ORSAY  
n° d'ordre : 3953

UNIVERSITE DE PARIS-SUD  
CENTRE D'ORSAY

# THESE

présentée

Pour obtenir

Le TITRE de DOCTEUR 3ème CYCLE

PAR

EDWARD MARC CUSHING

**SUJET: EVOLUTION STRUCTURALE DE LA MARGE NORD OUEST  
HELLENIQUE DANS L'ILE LEVKAS ET SES ENVIRONS (GRECE  
NORD-OCCIDENTALE).**

soutenue le 15 NOVEMBRE 1985 devant la Commission d'examen

MM. <u>J.L. MERCIER</u>	Président
<u>D. SOREL</u>	Rapporteur
<u>J. DUBOIS</u>	Examineur
<u>J.J. JARRIGE</u>	Examineur
<u>J. MASCLE</u>	Examineur

### AVANT PROPOS

Parvenu au terme de ce travail qui m'a permis de mieux connaître non seulement la géologie de la Grèce mais aussi un pays et un peuple chaleureux, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué à son élaboration.

Monsieur le professeur J. MERCIER, qui m'a accueilli dans son laboratoire;

Monsieur DENIS SOREL qui m'a fait profiter de son expérience du terrain et aussi de ses conseils ou discussions au laboratoire;

Messieurs J. DUBOIS, J.J. JARRIGE et J. NASCLE qui ont accepté de juger mon travail;

L'I.G.M.E et plus particulièrement M. J. BORNOVAS qui m'a amicalement conseillé avant d'aborder son ancien terrain;

Madame G. BIZON qui a déterminé les faunes planctoniques des séries marneuses;

Madame A. GUTNIC pour la réalisation des planches photographiques et Monsieur LEGOFF pour la réalisation de lames minces, le tirage et l'assemblage de la thèse;

Ce travail a reçu le support financier de l'A.T.P. Géodynamique;

Je n'oublierai pas non plus, les enseignants, chercheurs et étudiants du laboratoire ainsi que mes collègues du C.E.A. dont les conseils ou l'aide m'ont été précieux;

J'aurais une pensée toute particulière pour ma mère qui m'a toujours encouragé ainsi que pour Anne sans qui ce travail n'aurait abouti.

ABSTRACT:

This regional study concerns structural geology of Levkas island (Northwestern Greece). First, stratigraphic setting of the two domains making the island ( Ionian and Paxos isopic zones) is briefly reviewed. Ages determinations on planctonic foraminiferas allow us to complete the stratigraphy of the marly Neogene series. The stratigraphy of the continental Plio-Pleistocene to actual formations is described. A detailed study based on geological mapping allows us to precise the nature and age of folded and thrust structures.

They are characterised by a well known westward vergence, nevertheless, several overturned folds and thrusts toward the East are observed. In the third part we emphasize the magnitude of Plio-Quaternary deformation. A decakilometric NNE-SSW trending bulging take place during the lower Pleistocene compressive phase. This bulge can be considered as an anticline folding upon wich normal faulting occur. About 10 km long dextral strike-slip fault have been moving from lower Pleistocene (?) to Recent time in the westernmost part of the island; they allow us to suppose the occurrence of a large offshore dextral strike-slip fault zone . In the forth part, the structural analysis of brittle and ductile deformation is done to define the stress pattern of the island. In conclusion, we suggest, taking in account geological, geophysical and paleomagnetism data, a pattern of the geodynamic evolution of the northwestern part of the Miocene Ionian-Lycian arc then Pliocene Aegean. An annex contain the description of a fault tectonic analysis software working on a micro-computer.

CUSHING

EDWARD MARC

TITRE

Evolution structurale de la marge nord-ouest hellénique dans l'île de Levkas et ses environs (Grèce nord-occidentale).

RESUME

Cette étude régionale traite largement la géologie structurale de l'île de Levkas en Grèce Nord-occidentale. Dans un premier temps il est fait rappel des données stratigraphiques qui concernent les deux domaines isopiques qui constituent l'île (zone de Paxos et zone ionienne), puis les datations de foraminifères planctoniques viennent compléter les attributions stratigraphiques de son Néogène. La stratigraphie des formations continentales pléistocènes à actuelles est aussi traitée. Une étude détaillée essentiellement basée sur la cartographie permet de préciser la nature et l'âge de la formation des structures plissées ou charriées affectant la série sédimentaire ionienne dans le niveau structural supérieur. On y montre notamment l'importance des phases tectoniques du Miocène moyen (Langhien inférieur) et du Pliocène inférieur, et la présence de plis ou chevauchements déversés vers l'Est se surimposant aux structures à vergence Est-Ouest classiquement décrites en Grèce de l'Ouest. Une troisième partie montre l'importance des déformations plio-quadernaires dans la région. A Levkas, un important bombement NNE-SSW décakilométrique se forme au cours de la phase compressive du Pléistocène ancien. Celui-ci est assimilable à une voûture anticlinale sur laquelle se forment des failles extensives parfois kilométriques. Cependant des failles décrochantes plurikilométriques dextres normales (10km) fonctionnent du Pléistocène ancien(?) jusqu'à l'Actuel dans la partie occidentale de l'île, laissant supposer l'existence d'un accident décrochant dextre longeant la côte Ouest.

Une quatrième partie est consacrée à l'analyse géométrique ou numérique des déformations cassantes ou souples afin de déterminer les modalités de l'application des contraintes au cours de l'histoire tectonique de l'île. Les deux derniers chapitres intègrent les données obtenues à Levkas et régionalement (géologie, géophysique, paléomagnétisme) afin de retracer l'évolution géodynamique de la partie NW de l'arc ionien-lycien puis égéen depuis le Miocène inférieur et jusqu'à l'Actuel. En annexe, de nombreuses données ont été consignées ainsi que l'architecture d'un programme de traitement des données de tectonique cassante fonctionnant sur micro-ordinateur.

MOTS CLES :

Grèce, Levkas, Analyse structurale, Marge active, Néogène, Quaternaire.

## INTRODUCTION

### BUTS DE L'ETUDE:

I-SITUATION GENERALE, PRESENTATION GEOGRAPHIQUE.....	1
II CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL.....	4
1-LA ZONE (PRE)APULIENNE OU DE PAXOS.....	4
2-LA ZONE IONIENNE.....	4
3-LA ZONE DU GAVROVO.....	7
III-CADRE GEODYNAMIQUE.....	7

## CHAPITRE I

### STRATIGRAPHIE DE L'ILE DE LEVKAS

LES DEUX ZONES ISOPIQUES DE LEVKAS.....	9
I-STRATIGRAPHIE DE LA ZONE DE PAXOS A LEVKAS.....	12
A-LES EVAPORITES TRIASIQUES.....	12
B-LA SERIE CARBONATEE.....	12
C-LES DEPOTS TERRIGENES.....	14
1-COMPILATION BIBLIOGRAPHIQUE.....	14
2-NOUVELLES DONNEES.....	15
-a-CONFIRMATION DE L'EXISTENCE D'UN MESSINIEN MARIN MARNO-GRESEUX SANS GYPSES.....	15
-b-MESSINIEN DESSALE OU LAGUNAIRE.....	15
3-CONCLUSION.....	17
II-STRATIGRAPHIE DE LA ZONE IONIENNE DE LEVKAS.....	18
A-LA SERIE EVAPORITIQUE (PERMIEN?-TRIAS).....	18
B-LA SERIE CARBONATEE.....	20
1-MESOZOIQUE.....	20
2-CENOZOIQUE.....	21
III-LA PREMIERE SERIE DETRITIQUE: LE FLYSCH OLIGOCENE	
A MIOCENE INFERIEUR.....	22
IV-AGE DE LA PHASE DU MIOCENE MOYEN.....	22
V-LA SECONDE SERIE DETRITIQUE: LES MOLASSES DU MIOCENE MOYEN AU PLIOCENE INFERIEUR.....	24
INTRODUCTION.....	24
A-LES ASPECTS DE LA BASE DE LA SERIE.....	24
1-DESCRIPTION.....	24
2-RESUME DES ETUDES ANTERIEURES ET NOUVEAUX RESULTATS.....	26
-COUBE DU SYNCLINAL DE LAZARATA.....	26
3-OBSERVATIONS NOUVELLES.....	26
-a-LES FACIES CATASTROPHIQUES.....	26
-CAP KIRIAKI.....	26
-CAPS KASTRI ET LIPSOPIRGOS.....	27
-ROUTE DE L'O.T.E.....	27
-b-LA SERIE MOLASSIQUE DE SIVROS.....	27
B-DIACHRONISME DE LA TRANSGRESSION:	
UN EXEMPLE, LE SYNCLINAL D'ALEXANDHROS.....	28
1-DESCRIPTION.....	28

2-INTERPRETATION.....	28
C-LES NIVEAUX SUPERIEURS DE LA SERIE MOLASSIQUE; LE MIOCENE SUPERIEUR, PLIOCENE INFERIEUR LITTORAL D'APOLPAINA.....	30
1-DESCRIPTION DE L'AFFLEUREMENT.....	30
2-POSITION STRUCTURALE.....	30
VI-PERIODE ALLANT DU PLIOCENE INFERIEUR A NOS JOURS.....	33
A-PLIOCENE INFERIEUR AU PLEISTOCENE INFERIEUR.....	33
1-AGE DE LA PHASE COMPRESSIVE POSTERIEURE AU DEPOT DES MOLASSES.....	33
2-LA SURFACE PLIO-PLEISTOCENE.....	33
3-SEDIMENTS PLIO-PLEISTOCENES.....	34
-a-"LE PLIOCENE CONTINENTAL".....	34
-b-LES COLLINES ALLUVIALES DES ENVIRONS DE VASSILIKI.....	34
B-PLEISTOCENE MOYEN A SUPERIEUR ET HOLOCENE.....	37
1-TABLIERS DE BRECHES.....	37
-a-BRECHES LITHIFIEES BLANCHES, MAL LITEES.....	37
-b-BRECHES LITHIFIEES ET LITEES PLUS OU MOINS ROSES EN TABLIERS.....	37
2-AGE DES TABLIERS.....	37
3-FORMATIONS LITTORALES, CONGLOMERATS ET CONES (PLEISTOCENE MOYEN).....	39
4-LES GREZES PLUS OU MOINS INDUREES.....	39
5-LES CONES DE DEJECTION RECENTS.....	39
6-TERRASSE MARINE RECENTE.....	40
7-LE CORDON LITTORAL DU NORD DE L'ILE.....	40
8-FORMATIONS SUBACTUELLES A ACTUELLES.....	40
9-GLISSEMENTS DE TERRAIN, EROULEMENTS.....	40
10-LES ALTERITES.....	40
VII-CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES ET PALEO GEOGRAPHIQUES.....	41

## CHAPITRE II

### TECTONIQUE DE LA PERIODE MIO-PLIOCENE

I-INTRODUCTION.....	43
II-TRAVAUX ANTERIEURS.....	43
A-AGE DES PHASES TECTONIQUES.....	43
1-J.BORNOVAS.....	43
2-BRITISH PETROLEUM Co LTD. ....	47
B-STRUCTURES DE L'ILE.....	47
1-J. BORNOVAS.....	47
2-BRITISH PETROLEUM.....	47
3-DESCRIPTION STRUCTURALE DE L'ILE.....	49
-Zone de Paxos.....	49
-Zone ionienne.....	49
-a-LA DEFORMATION DES MOLASSES DE LA ZONE IONIENNE.....	50
-b-DEFORMATIONS DU SUBSTRATUM ANTE MOLASSIQUE.....	50
III-LA PHASE TECTONIQUE COMPRESSIVE DU MIOCENE MOYEN.....	53
A-STRUCTURES.....	53
1-STRUCTURES CACHETEES PAR LES MOLASSES.....	53
-a-FAILLES.....	53



-b-PLIS.....	53
2-STRUCTURES NON CACHETEES.....	55
-PLIS.....	55
3-DIRECTIONS STRUCTURALES ET AXES DES CONTRAINTES REGIONALES.....	56
4-VERGENCE DES CHEVAUchemENTS.....	58
IV-PERIODE MIOCENE MOYEN-PLIOCENE INFERIEUR.....	59
A-INDICES SEDIMENTOLOGIQUES D'UNE ACTIVITE SISMOTECTONIQUE AU COURS DE CETTE PERIODE.....	59
V-PHASE TECTONIQUE COMPRESSIVE DU PLIOCENE INFERIEUR.....	59
A-AGE DE LA PHASE.....	59
B-LES STRUCTURES.....	59
1-EN ZONE IONIENNE.....	59
-a-LES PLIS.....	59
-b-REJEU AU PLIOCENE INFERIEUR DES ACCIDENTS MAJEURS DE LA PHASE DU MIOCENE MOYEN.....	60
2-LE CHEVAUchemENT DE LA ZONE IONIENNE SUR LA ZONE PREAPULIENNE.....	60
3-EN ZONE PREAPULIENNE.....	61
VI-CONCLUSION.....	61

### CHAPITRE III

#### LA TECTONIQUE PLIO-QUATERNAIRE DE LEVKAS.

I-PERIODE PLIO-PLEISTOCENE.....	63
A-APERCU REGIONAL.....	63
B-A LEVKAS.....	63
II-LA PHASE TECTONIQUE DE LA FIN DU PLEISTOCENE ANCIEN.....	64
A-APERCU REGIONAL.....	65
B-A LEVKAS.....	65
1-LE BOMBEMENT GENERAL DE L'ILE.....	65
-a-AGE.....	65
-b-GEOMETRIE GENERALE DU BOMBEMENT.....	68
-c-FAILLES NORMALES CONTEMPORAINES DE LA FORMATION DU BOMBEMENT.....	68
c1-LIAISONS GEOGRAPHIQUES.....	68
c2-RELATIONS CHRONOLOGIQUES.....	68
-d-FLEXURATIONS ET FAILLES RESULTANT DE LA PHASE DU QUATERNAIRE ANCIEN.....	68
e-FAIBLESSE D'UN REJEU EVENTUEL DU CHEVAUchemENT DE LA ZONE IONIENNE SUR LA ZONE PREAPULIENNE.....	69
-e1-DEFORMATION DES CONGLOMERATS PLIO-PLEISTOCENES DE VASSILIKI.....	69
-e2-UN FAIBLE REJEU EVENTUEL AU NIVEAU DU COL DE KHORTATA.....	69
C-A ITHAQUE.....	70
III-LES DEFORMATIONS MODEREES DU PLEISTOCENE MOYEN A NOS JOURS.....	72
A-EVOLUTION MODEREE DU BOMBEMENT.....	72
B-TENDANCE GENERALE A L'AFFAISSEMENT REGIONAL.....	72
C-MOUVEMENTS VERTICAUX HOLOCENES.....	73
1-AU NORD DE L'ILE.....	73
2-A L'EST DE L'ILE.....	73
D-LES FAILLES NORMALES ET DECROCHANTES RECENTES A ACTUELLES.....	73
IV-CONCLUSION.....	76

## CHAPITRE IV

ETUDE TECTONIQUE CASSANTE DE SITES DE LEVKAS ET ITHAQUE.	
INTRODUCTION.....	79
I-MICROSTRUCTURES FORMEES AVANT OU PENDANT LA PHASE DU MIOCENE MOYEN.....	
A-DIRECTIONS DE CONTRAINTES ANTE-BASCULEMENT.....	83
1-ENGLOUVI.....	83
2-ITHAQUE.....	85
3-VLIKHO.....	92
B-CONTRAINTES DE LA PHASE COMPRESSIVE DU MIOCENE MOYEN.....	94
1-POROS.....	94
2-SIVROS.....	98
C-DIRECTION DE TRANSPORT DES UNITES CHEVAUCHANTES.....	100
1-ALATRA.....	100
2-LES CANNELURES DES CONTACTS TANGENTIELS.....	104
-a-AU DESSUS DE KARIA.....	104
-b-OROS PIRGOS.....	104
-c-AU SUD D'ENGLOUVI.....	106
CONCLUSION A L'ETUDE DES SITES POUR LA PHASE DU MIOCENE MOYEN.....	106
II-MIOCENE MOYEN-SUPERIEUR: INSTABILITE TECTONIQUE, EXEMPLES DE FIGURES DE GLISSEMENT SYNSEDIMENTAIRE:	
CREATION DE TECTOGLYPHES NON TECTONIQUES.....	108
1-ROUTE DE L'O.T.E.....	108
2-CAP KIRIAKI.....	111
III-MICROSTRUCTURES S'ETANT FORMEES AU COURS DE LA PHASE DU PLIOCENE INFERIEUR.....	
D-ETUDE DES SITES DE LA ZONE IONIENNE.....	115
1-CAP KASTRI.....	115
2-LIPSOPIRGOS.....	117
3-KOKKINI EKKLISIA.....	121
4-KOLLIVIATA.....	123
E-EN ZONE PREAPULIENNE.....	124
AYIOS VASSILEIOS.....	124
F-DIRECTIONS DE TRANSPORT DE LA ZONE IONIENNE AU PLIOCENE INFERIEUR.....	
1-TSOUKALADES.....	127
2-AYIOS NIKITAS-KALAMITSI.....	127
CONCLUSION A L'ETUDE DES SITES POUR LA PHASE DU PLIOCENE INFERIEUR.....	129
IV-FAILLES RECENTES A JEU MONTRANT UNE COMPOSANTE NORMALE.....	131
A-INTRODUCTION.....	131
B-DESCRIPTION, CHRONOLOGIE.....	131
C- FAILLES DONT LE JEU EST ESSENTIELLEMENT NORMAL.....	131
1-LOCALISATION GEOGRAPHIQUE.....	131
2-CARACTERISTIQUES.....	131
3-AGE DU JEU DE CES FAILLES.....	134
-a-JEU CONTEMPORAIN DE LA PHASE DU PLEISTOCENE INFERIEUR.....	134
-b-JEU POSTERIEUR AUX ACCUMULATIONS D'ALTERITES ROUGES A BRUNES AU PLEISTOCENE MOYEN ET SUPERIEUR.....	134
-c-JEU RECENT, PROBABLEMENT HOLOCENE.....	135

D-FAILLES A JEU ESSENTIELLEMENT DECROCHANT.....	135
1-LOCALISATION.....	135
2-ASPECT SUR LE TERRAIN.....	135
3-AGE.....	135
4-IMPORTANCE DU JEU DECROCHANT, RELATIONS AVEC LES PHENOMENES DE DOLOMITISATION SECONDAIRE.....	135
E-FAILLES NORMALES DE LEVKAS	
ANALYSE TECTONIQUE CASSANTE.....	136
1-INTRODUCTION.....	136
2-DESCRIPTION DES SITES DE MESURES.....	136
3-ANALYSE NUMERIQUE DE LA POPULATION DE FAILLES.....	137
4-CONCLUSION.....	154
V-CONCLUSION A L'ETUDE TECTONIQUE DE LEVKAS.....	157

## CHAPITRE V.

### -LE DISPOSITIF GEODYNAMIQUE ACTUEL DU NORD-OUEST DE L'ARC EGEEN.

INTRODUCTION.....	159
-I-DONNEES DE LA GEOPHYSIQUE.....	159
A-LA PROFONDEUR DU MOHO.....	159
B-LA GRAVIMETRIE.....	159
1-LES ANOMALIES DE BOUGUER.....	159
2-LES ANOMALIES A L'AIR LIBRE.....	161
C-LE PALEOMAGNETISME.....	161
D-LA SISMOLOGIE.....	161
-LA SEISMICITE REGIONALE.....	161
-a-LA REPARTITION SPATIALE DES FOYERS DES SEISMES.....	161
-b-LA NATURE DES MECANISMES AU FOYER.....	164
E-LES AUTRES DONNEES GEOPHYSIQUES:	
FLUX DE CHALEUR ET CHAMP MAGNETIQUE.....	169
II-DONNEES DE LA GEOPHYSIQUE MARINE.....	169
-LES ACCIDENTS DE LA MARGE :	
LES DONNEES DE LA SISMIQUE REFLECTION.....	170
1-LE CHEVAUCHEMENT DE LA ZONE IONIENNE AU NORD DE LEVKAS.....	170
2-LES ACCIDENTS DE L'ESCARPEMENT CORFOU-PAXOS.....	171
3-LES ACCIDENTS DU TALUS LIXOURION LEVKAS.....	171
4-LE TALUS MERIDIONAL DE ZANTHE.....	172
III-LES DONNEES GEOLOGIQUES.....	172
LE CHEVAUCHEMENT DE LA ZONE IONIENNE AU SUD DE LEVKAS.....	172
IV-CONCLUSION: LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DU DISPOSITIF.....	172

## CHAPITRE VI.

LEVKAS DANS L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU NORD-OUEST DE LA GRECE.	
I-L'EVOLUTION OLIGO-MIOCENE.....	185
II-L'EVOLUTION MIO-PLIOCENE.....	185
A-LE MIOCENE INFERIEUR:	
-UN EVENEMENT COMPRESSIF PRECOCE?.....	185

B-LA COMPRESSION DU MIOCENE MOYEN.....	186
1-NATURE ET IMPORTANCE DES DEFORMATIONS.....	186
2-CONSTRAINTES IMPOSEES PAR LES RESULTATS DU PALEOMAGNETISME.....	187
3-LES DIRECTIONS DE CONTRAINTES.....	187
C-L'ACTIVITE POST-TECTONIQUE.....	189
REMARQUE CONCERNANT LA ROTATION DE LA ZONE IONIENNE DURANT CETTE PERIODE.....	189
D-RESUME DE L'EVOLUTION DE L'ARC IONIEN-LYCIEN AU MIOCENE.....	189
1-AU MIOCENE INFERIEUR.....	189
2-AU MIOCENE MOYEN ET SUPERIEUR.....	190
III-L'EVOLUTION PLIO-QUATERNAIRE.....	190
A-LA PHASE COMPRESSIVE DU PLIOCENE INFERIEUR.....	191
B-LA PERIODE PLIO-PLEISTOCENE.....	193
C-LA PHASE COMPRESSIVE DU QUATERNAIRE ANCIEN.....	194
IV-MODELE D'EVOLUTION DE LA MARGE IONIENNE PUIS PREAPULIENNE DEPUIS LE MIOCENE MOYEN.....	194
 BIBLIOGRAPHIE.....	199-208
 ANNEXES.....	209
 I-DIAGNOSES EFFECTUEES SUR LES MICROFAUNES RECOLTEES A LEVKAS: DETERMINATIONS DE G. BIZON. (FORAMINIFERES PLANCTONIQUES).....	211-219
 II-DESCRIPTION DETAILLEE DES COUPES TECTONIQUES.....	222-255
-COUBE N°1.....	223
-COUBE N°2.....	227
-COUBE N°3.....	230
-COUBE N°4.....	234
-COUBE N°5.....	238
-COUBE N°6.....	241
-COUBE N°7.....	245
-COUBE N°8.....	248
-COUBE N°9.....	250
-COUBE N°10.....	253
 III-PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	257-287
 IV-DESCRIPTION DU LOGICIEL DE TRAITEMENT GRAPHIQUE ET NUMERIQUE DES DONNEES DE MICROTTECTONIQUE CASSANTE.....	289-291
 V-TABLEAUX DE MESURES ET CALCULS EN TECTONIQUE CASSANTE SUR LES FAILLES NORMALES DE LEVKAS.....	293-295
 VI-PLANCHES HORS TEXTE:	
1-CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LEVKAS (1/100.000e SUR CALQUE).	
2-CARTE GEOLOGIQUE DE LEVKAS (1/100.000e).	
3-LEGENDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE.	
4-INTERPRETATION ET REMISE A L'ECHELLE DE COUPES DE SISMIQUE REFLECTION REALISEES SUR LA MARGE IONIENNE.	
5,6,7-COUPES SERIEES.	
8-CARTE STRUCTURALE DE L'EPIRE, AKARNANIE ET ILES IONIENNES.	

## INTRODUCTION

### BUTS DE L'ETUDE:

Les processus géodynamiques qui ont conditionné l'histoire récente de l'arc égéen depuis le Pliocène inférieur sont maintenant bien connus grâce aux nombreux travaux récents effectués sur ce sujet.

Les travaux plus anciens de J. Aubouin et des pétroliers (B.P. et I.F.P.) nous apportaient des précisions sur les étapes antérieures à la formation des Hellénides externes.

Une étude plus précise des événements ayant affecté la zone ionienne en Grèce Nord occidentale pourrait donc nous renseigner sur le dispositif géodynamique ayant précédé l'initiation de la marge active égéenne, et ainsi compléter les travaux effectués dans le domaine hellénique externe.

Le travail qui a été mené ici a donc consisté

-à déterminer précisément la nature et l'âge des structures de la phase compressive ayant structuré la zone isopique ionienne au Miocène moyen,





-à compléter les données existantes en ce qui concerne les périodes plus récentes.

### I-SITUATION GENERALE, PRESENTATION GEOGRAPHIQUE.

L'île de Levkas, dans laquelle cette étude a été menée, est la quatrième des îles ioniennes en superficie (voir figures N° 1, 2 et 3). Située au Nord-Ouest de la Grèce, à l'Ouest de l'Akarnanie, elle s'étend sur une quarantaine de kilomètres de long vers le Sud-Ouest, alors que sa partie septentrionale est quasiment rattachée au continent. Sa largeur, beaucoup plus faible (15 km au maximum), en fait une île allongée. La topographie est celle d'une région accidentée: peu de terrains sont en dessous de 100 mètres, exceptées la petite plaine de Levkas au Nord et celle de Vassiliki au Sud. L'île se présente comme une lourde masse dont l'allure bombée est bien visible du large ou des montagnes d'Akarnanie, et dont les points culminants atteignent 1182 mètres à l'Oros Stavrota, 1158 mètres à l'Oros Pirogos et 1040 mètres pour le Mega Oros.

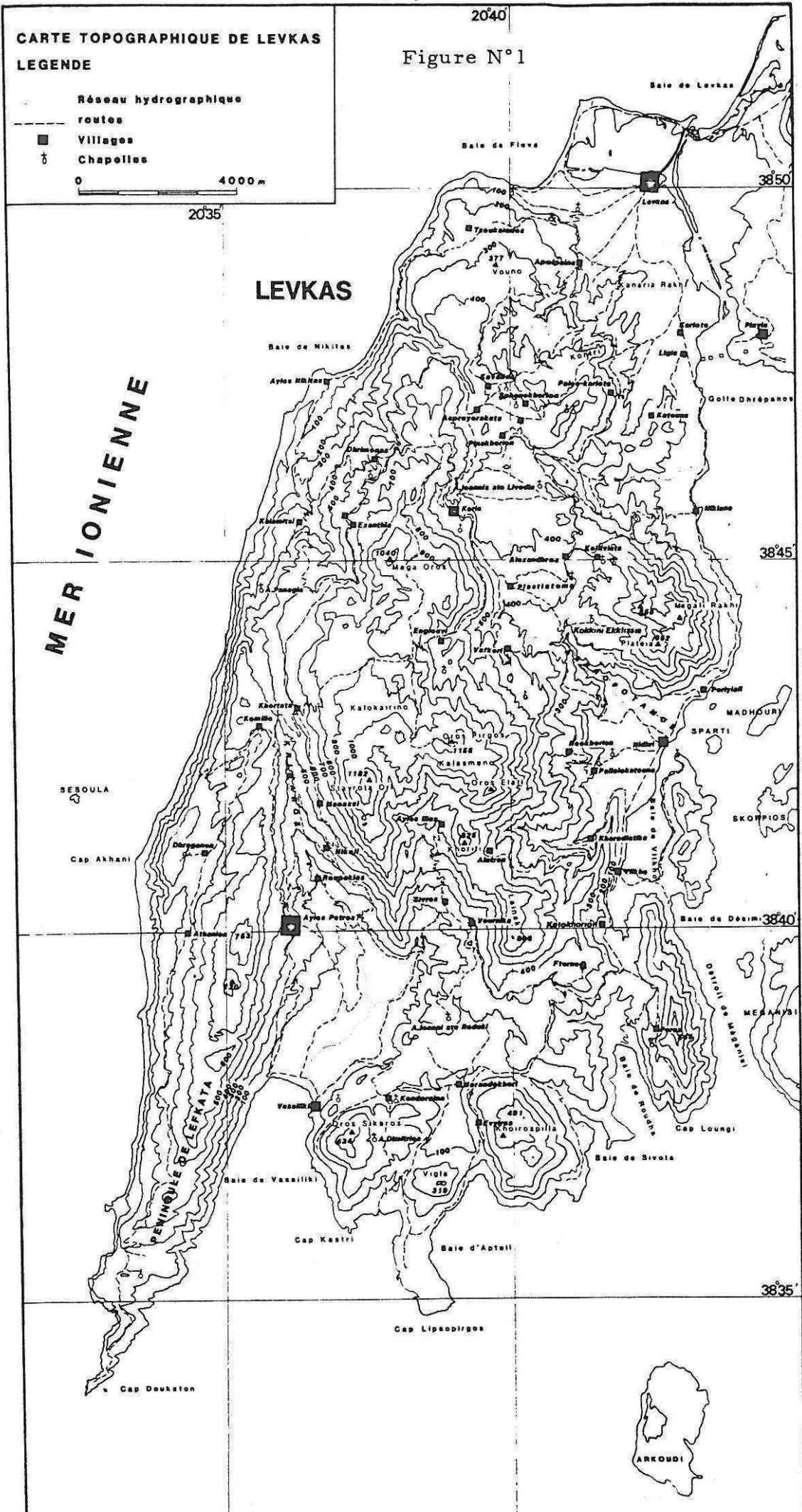
Au Sud-Ouest, se détache la péninsule de l'anticlinal de Lefkata qui plonge en mer à 15 km. Bien que très massive, la topographie est entaillée par quelques brèves vallées profondes, comme celle de Khimaros entre la péninsule de Lefkata et les monts Stavrota, celle de Kalamitsi à l'Ouest, celle de l'Aspropotamos à l'Est; sur le plateau sommital et dans la partie méridionale la série carbonatée ionienne subit une karstification importante. On peut notamment remarquer l'existence de deux poljés de plusieurs kilomètres de côté: celui de Karia au centre de l'île, et celui de Marandokhori au Sud. Le microclimat du littoral ionien est relativement humide sur les versants exposés aux vents dominants d'Ouest et du Nord. Il crée un contraste frappant entre l'île de Levkas qui est très verdoyante

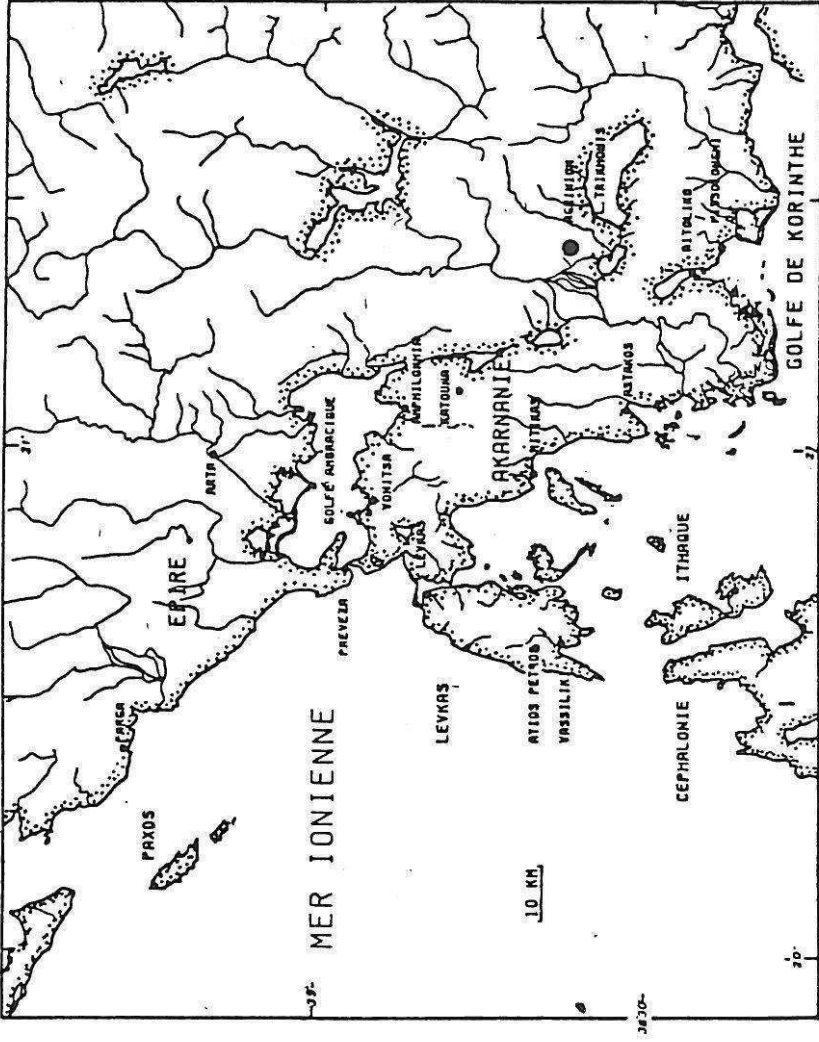
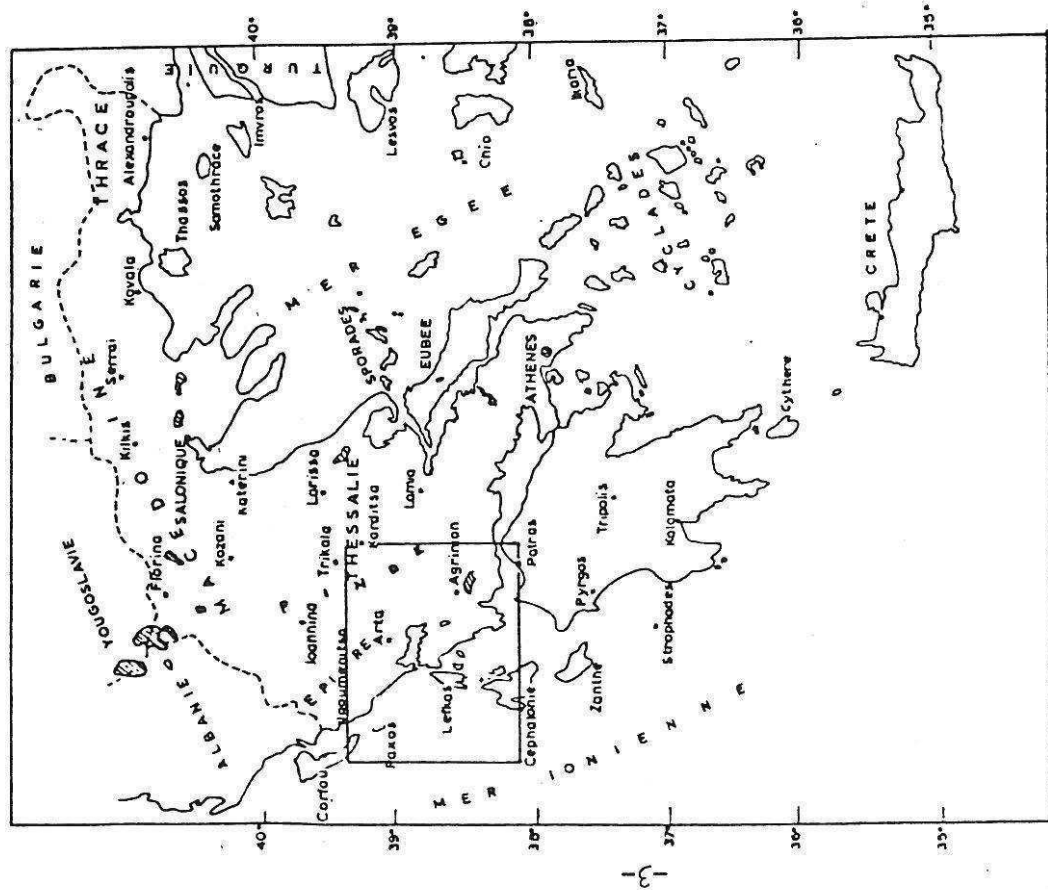
CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LEVKAS  
LEGENDE

-  Réseau hydrographique
-  routes
-  Villages
-  Chapelles

0 4000 m

Figure N°1





Figures N°2 et 3 : Situation régionale de Levkas.

(cyprès, chênes kermès) et les régions plus orientales très arides. Agréable à l'oeil, cette végétation présente pour le géologue l'inconvénient de masquer les terrains ou d'en rendre l'accès difficile.

## II CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL.

La région étudiée se trouve en position externe dans le Nord-Ouest du tronçon hellénique de la chaîne alpine entre les Dinarides au Nord et le domaine égéen des Hellénides au Sud-Est.

Les séries sédimentaires impliquées dans les Hellénides ont été différenciées en domaines ou zones généralement assez continus et longitudinaux à la chaîne; ces zones ont été séparées en deux grands ensembles (J.H. Brunn 1956) :

- Les zones internes qui ont subi une ou plusieurs phases tectoniques anté-Cénozoïque
- Les zones externes tectonisées au Cénozoïque uniquement. (voir figure N° 4 et 5 )

Le domaine externe auquel appartient Levkas est constitué d'Ouest en Est : (voir figure N° 4)

### 1-LA ZONE (PRE)APULIENNE OU DE PAXOS.

Considérée comme un haut fond, une série sédimentaire épaisse, néritique s'y développe du Dogger à l'Aquitano-Burdigalien (Aubouin 1959, I.F.P. 1966, B.P. 1971). Au dessus, une série argilo-détritique concordante monte jusque dans le Pliocène inférieur (Sorel 1976).

Elle est caractérisée par l'arrivée tardive des sédiments argileux (Aquitaniens voir Langhien) et l'absence de phase tectonique au Miocène moyen basal. Les faciès de type flysh qui caractérisent l'Oligocène et le Miocène inférieur de la zone ionienne y sont absents. Elle est morcellée de failles synsédimentaires ayant un pendage vers l'Est (Sorel, 1976).

La zone préapulienne est chevauchée au cours du Pliocène inférieur par la zone ionienne.

### 2-LA ZONE IONIENNE.

Cette zone se différencie après le Lias, la série carbonatée y est moins épaisse que dans le domaine préapulien. La sédimentation y est néritique, du Trias supérieur au Lias moyen, puis pélagique jusqu'à l'Eocène. La partie supérieure de la série montre cependant des faciès plus détritiques résultant d'une alimentation provenant des zones de bordure du sillon (zone préapulienne et du Gavrovo).

Un flysch concordant se dépose à partir de l'Oligocène.

Au Miocène moyen une phase tectonique majeure affecte ce domaine, après celle-ci transgressent des molasses discordantes.

Une seconde phase tectonique importante le structure une nouvelle fois au Pliocène inférieur.



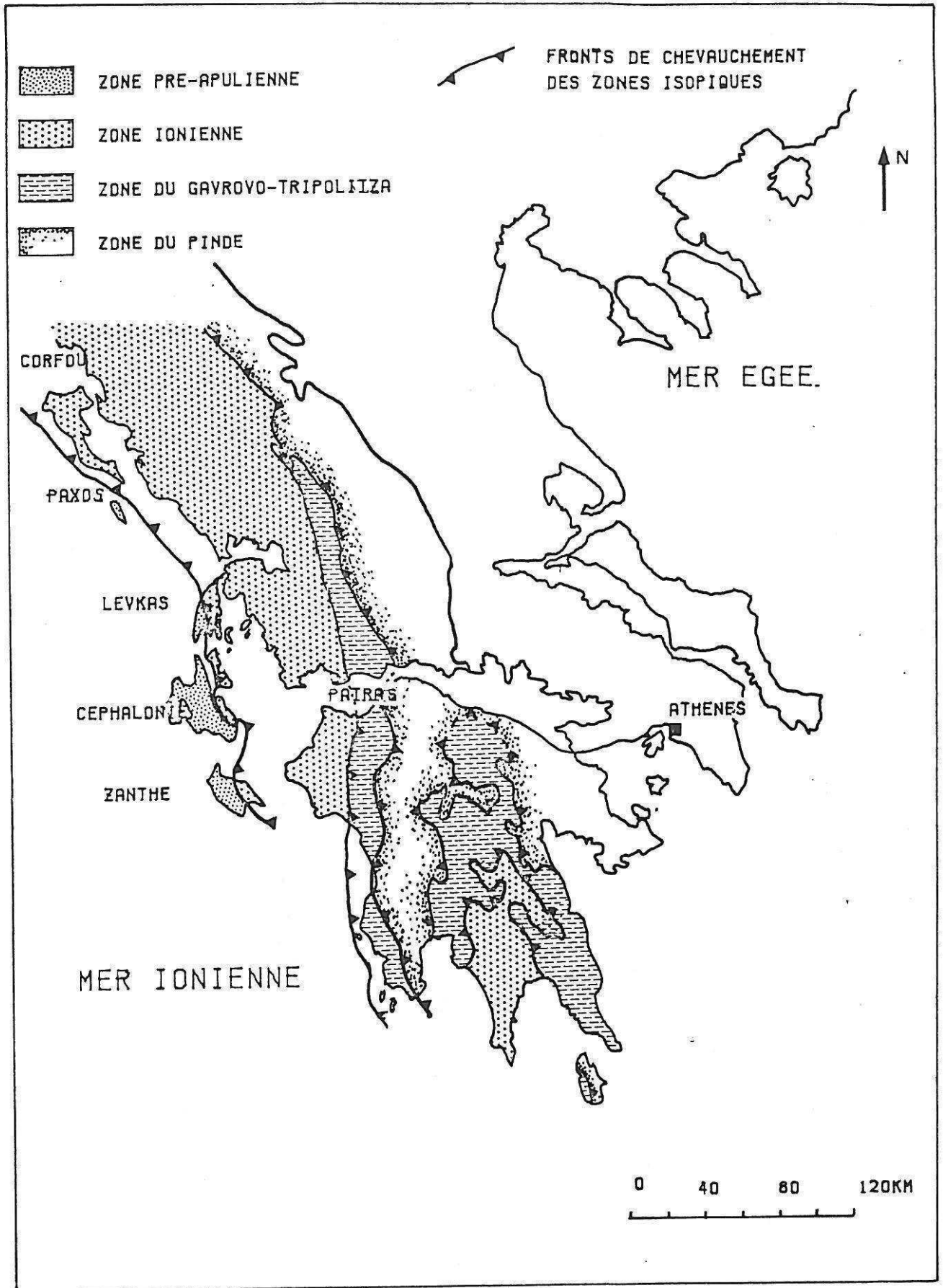


Fig. 4 -Esquisse structurale et zones isopiques des Hellénides externes (d'après Thiebault, 1982 )

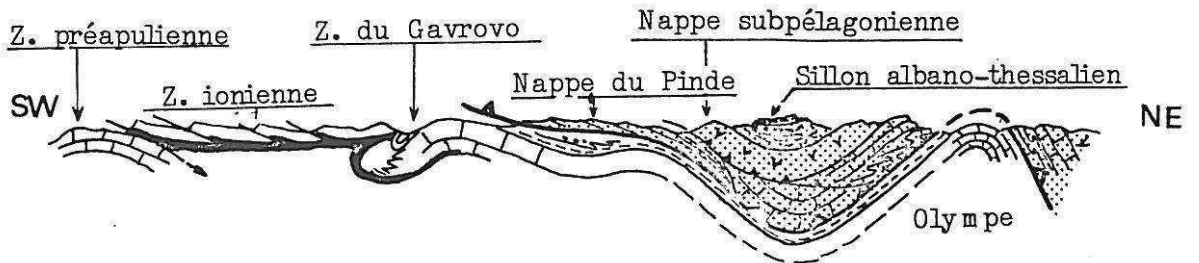


Figure N° 5: Coupe transversale schématique des Hellénides, d'après Aubouin (1973).

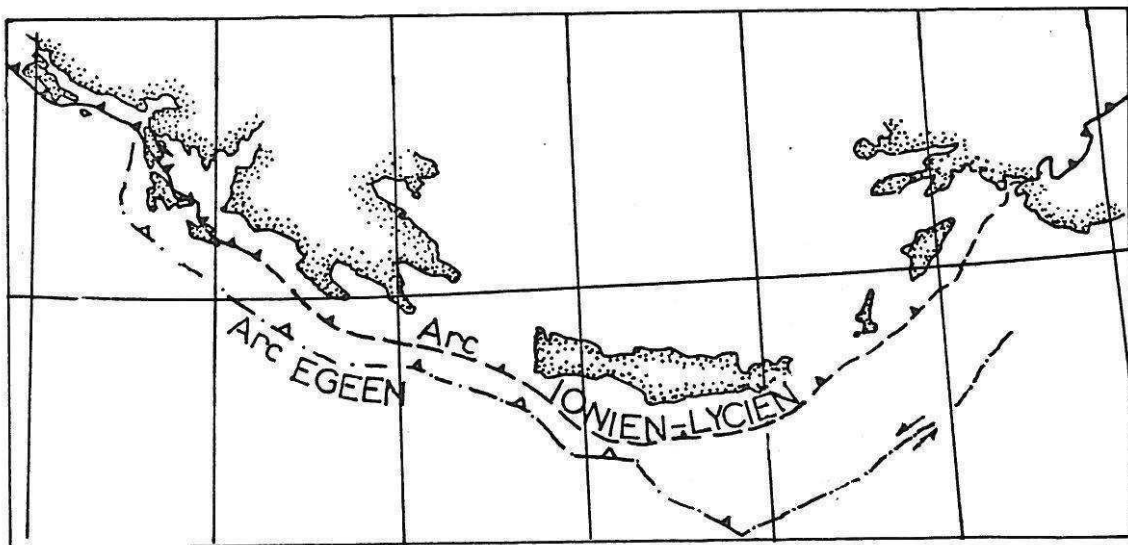


Figure N° 6: Positions relatives des fronts compressifs de l'arc fossile Ionien-Lycien (tiretés) et de l'arc Egéen actif (points tirets) au Pliocène inférieur.

### 3-LA ZONE DU GAVROVO

Plus à l'Est et jusqu'au front de chevauchement du Pinde, s'étend un troisième domaine : la zone isopique du Gavrovo.

En Epire et en Akarnanie, celle-ci passe continuellement à la série ionienne. Cependant plus au Sud, dans le Péloponnèse, la zone du Gavrovo-Tripolitza chevauche la zone ionienne. La série est celle d'une plate forme carbonatée entre le Jurassique supérieur et l'Éocène supérieur. Elle est recouverte par un flysch épais et parfois discordant. Elle est largement chevauchée par la zone du Pinde.

### III-CADRE GEODYNAMIQUE.

Le dispositif structural figé des Hellénides, tel qu'on l'observe aujourd'hui, résulte de l'empilement tectonique de domaines différenciés. Les zones internes sont en effet d'anciens domaines à affinité océanique, des bassins d'arrière arc et des môles continentaux ayant existé depuis le début du Mésozoïque entre les lithosphères africaine et eurasienne et aujourd'hui accolés ou suturés.

Aujourd'hui, cet affrontement se poursuit, amplifié au niveau de l'arc égéen par la distension de la lithosphère égéenne et le coulissement dextre de la faille Nord anatolienne. La sismicité importante qui jalonne toute la zone de collision (Afrique du Nord, Yougoslavie, Italie, Grèce, Turquie) en est le reflet le plus spectaculaire.

Depuis le Néogène, surtout durant la période qui nous intéresse, deux dispositifs géodynamiques distincts qui ont fonctionné en Grèce occidentale se sont déplacés vers l'extérieur de la chaîne au cours du temps. (voir figure N° 6 ).

-Avant le Miocène inférieur, les zones ionienne et préapulienne faisaient partie intégrante du bloc apulien, promontoire septentrional du bloc africain, en avant pays de l'orogène dont le front était la nappe du Pinde.

-Au Miocène inférieur, la bordure compressive se déplace vers l'extérieur: c'est l'initiation du front Ionien-Lycien, avec le charriage de la zone du Gavrovo sur la zone ionienne interne en Péloponnèse (Thiébault 1982).

Les données paléomagnétiques collectées en zone ionienne et son prolongement anatolien (Kissel; Kissel et al, 1984) suggèrent que ce domaine était relativement rectiligne et Est-Ouest avant le début de la tectonisation miocène.

-Au Miocène moyen, le front initié précédemment fonctionne plus largement et s'étend

-En Péloponnèse, la zone ionienne continue à être recouverte par la zone du Gavrovo (phase post Burdigalien-anté Helvétien supérieur)(Thiébault 1982).

-En Epire Akarnanie, la série ionienne est largement déformée au cours d'une phase tectonique importante.

-En Turquie, les nappes lyciennes fonctionnent après le Langhien et avant le Tortonien ( De Graciansky 1972; Poisson 1984).

-Au Miocène supérieur, un calme tectonique relatif fait suite à la phase du Miocène moyen. Pour certains auteurs, une seconde phase tectonique se produirait vers 13 Ma. avec l'initiation de l'Arc Egéen en Crète et en Péloponnèse (Angelier, 1979; Lybérys, 1984). Pour d'autres (Mercier, 1977; Mercier et al, 1979), celle-ci serait plus tardive et contemporaine de la phase du Pliocène inférieur bien datée en Grèce Nord occidental (Tabianien -Sorel, 1976).

-A partir du Pliocène inférieur, le domaine compressif saute plus à l'extérieur de la chaîne (Mercier, 1977; Mercier et al, 1979): c'est l'initiation de l'Arc Egéen qui prend donc le relais de l'Arc Ionien-Lycien qui s'arrête de fonctionner. La subduction de la lithosphère de la mer de Lybie débute alors au Sud de la Crète, créant en Egée un arc volcanique calco-alcalin d'arrière arc distinct du magmatisme cycladique antérieur (Bellon et al, 1979; Fitikas et al, 1979, 1984).

Dans les îles ioniennes, la zone préapulienne est déformée et chevauchée par la zone ionienne.

Les données de paléomagnétisme (Laj et al., 1982; Jamet 1982) impliquent une rotation (depuis la phase du Pliocène inférieur jusqu'à l'actuel) d'environ 30 degrés dans le sens horaire, par rapport à l'Afrique stable. Cette rotation serait notamment absorbée par des cisaillements intra-crustaux (Jackson et al, 1981) à l'aplomb des îles ioniennes, et qui passeraient vers le Sud à la subduction de la lithosphère de la mer de Lybie.

La présence d'un arc volcanique actif encore actuellement (Santorin, Nysiros), ainsi que d'une importante sismicité dans les îles ioniennes sont révélateurs du fonctionnement actuel de ce dispositif.

## CHAPITRE I

### STRATIGRAPHIE DE L'ILE DE LEVKAS.

Comme nous l'avions précisé plus haut, l'île de Levkas est composée de deux domaines structuraux et paléogéographiques différents (figure N° I-1). Elle est en effet formée dans son tiers Sud-Ouest par la zone de Paxos (Renz, 1955 in Bornovas 1964, J Bornovas 1960, 1964) ou préapulienne ( J. Aubouin, 1959, I.F.P. I.G.S.R., 1966, B.P. I.G.S.R., 1971), tandis que les deux tiers Nord-Est sont constitués par la zone isopique ionienne, chevauchante vers l'Ouest sur la première.

Ces deux zones, différenciées par leur histoire sédimentaire et tectonique jusqu'au Pliocène inférieur, ont en effet été rapprochées au cours de cette phase compressive qui établit tout le Nord-Ouest de l'Arc Egéen à cette époque (Sorel, 1976, Mercier, 1979).

Nous rappellerons donc séparément dans ce chapitre l'histoire sédimentaire des deux zones en résumant les résultats stratigraphiques déjà obtenus par différents auteurs: C. Renz (1903 à 1955), J. Aubouin (1959), J. Bornovas (1960 et 1964), l'I.F.P. I.G.S.R. (1966), G. Bizon (1967), la British Petroleum et D.A.L. Jenkins (1971 et 1972), E.F.J. De Mulder (1975) et L. Benda, J.E. Meulenkamp et R.R. Schmidt (1981).

Nous décrirons rapidement les séries carbonatées des deux zones isopiques pour insister sur leur séries détritiques pour lesquelles nous apportons quelques précisions stratigraphiques (les datations à l'aide des microfaunes déterminées par Mme G. Bizon, BEICIP, se trouvent en annexe.)

#### LES DEUX ZONES ISOPIQUES DE LEVKAS:

Avant d'aborder la stratigraphie de l'île proprement dite, nous préciserons les caractères des deux zones isopiques que l'on peut y observer.

##### A) La zone préapulienne (encore appelée zone de Paxos)

Comme dans les îles ioniennes plus méridionales de Zante et Céphalonie, elle est caractérisée par:

-une sédimentation continue et concordante, carbonatée du Trias (?) jusqu'à l'Oligocène supérieur, puis essentiellement marneuse jusqu'au Miocène supérieur-Pliocène inférieur.

-l'absence d'une phase tectonique compressive d'âge Miocène.

Pour des raisons de commodité, nous emploierons le terme de zone de Paxos, celui-ci soulignant la spécificité de la série levkadienne qui est moins épaisse que dans les îles ioniennes plus méridionales:

-1000 mètres de série carbonatée visibles à Levkas, dans la péninsule de Levkata, comprenant les termes allant du

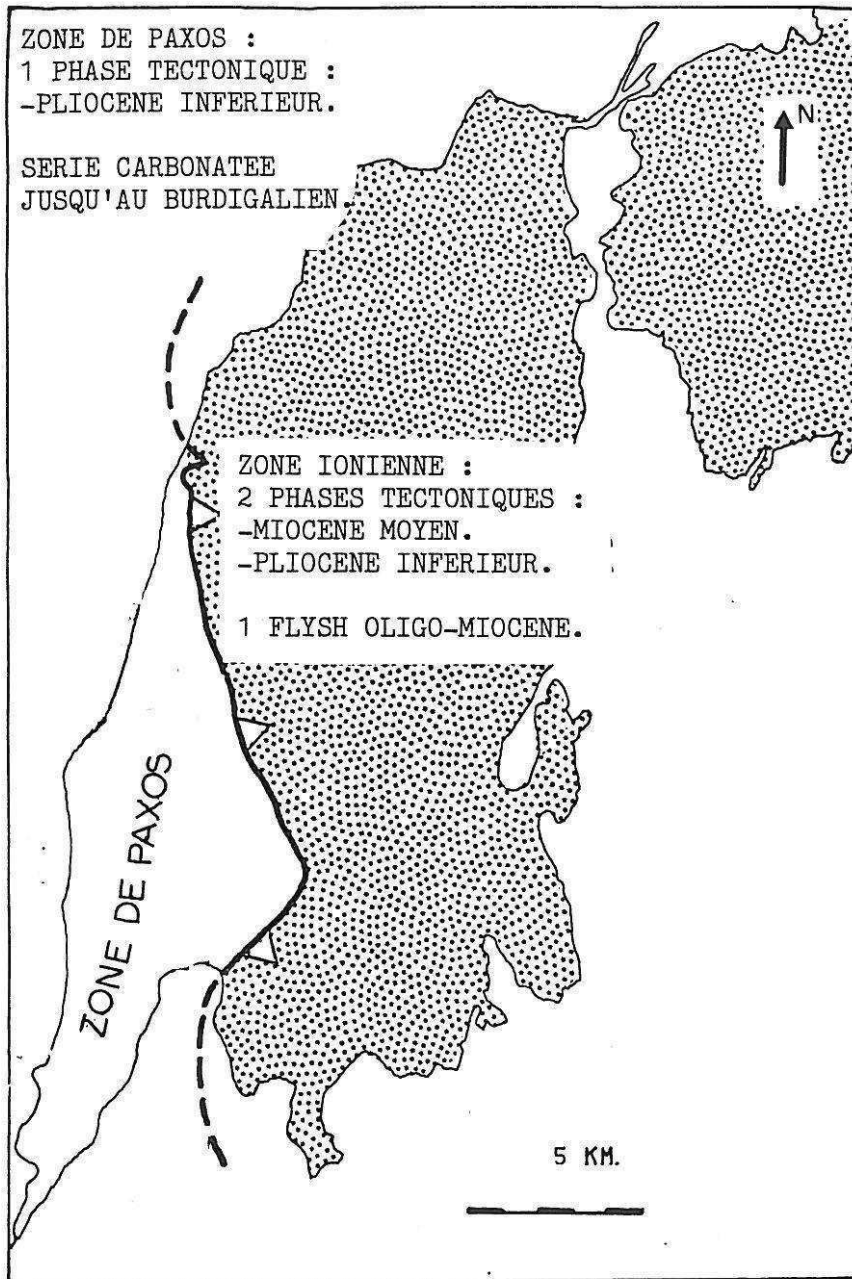


Figure N° I-1 : Situation géographique des deux zones isopiques visibles à Levkas.

Figure N° I-2 : Colonnes lithostratigraphiques de la zone de Paxos et de la zone ionienne à Levkas établies à partir des travaux de Bornovas, 1964; B.P. I.G.S.R., 1971 et les données nouvelles apportées par ce travail. →

-Ce graphe ne rend pas compte des épaisseurs mais uniquement du faciès et de l'âge des formations.

-Les biozones de foraminifères ont été indiquées d'après G. Bizon, 1978.

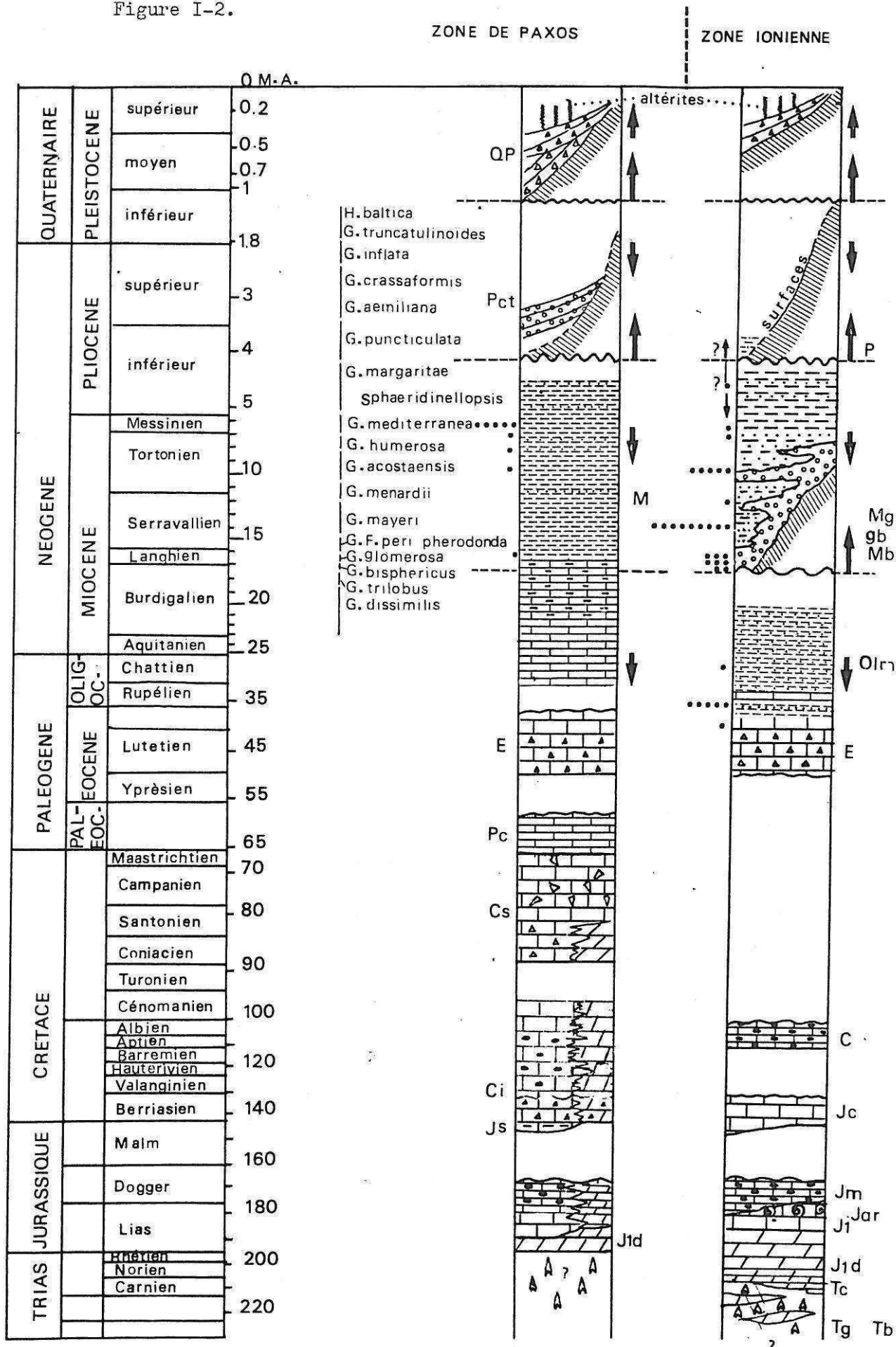
-Les points noirs représentent les échantillons prélevés sur le terrain et datés.

-Les mouvements verticaux sont représentés par les flèches en gras.

-Les indices correspondant à la carte géologique sont placés à côté des formations.

-La dolomitisation secondaire représentée pour la zone de Paxos, n'a pas été figurée dans la colonne de la zone ionienne pour des raisons de dessin. Elle peut atteindre les calcaires du Berriasien.

Figure I-2.



Jurassique supérieur à l'Oligocène.

-1800 mètres de série carbonatée visibles à Céphalonie pour des termes allant du Crétacé au Miocène moyen.

b) La zone ionienne est caractérisée par:  
- l'apparition de faciès marno-gréseux de type flysh dès l'Eocène supérieur.

I-STRATIGRAPHIE DE LA ZONE DE PAXOS A LEVKAS.  
(voir figure N° I-2).

N.B. Sur la carte géologique placée en annexe, les formations géologiques sont nommées par des indices correspondant à chacune des unités lithostratigraphiques définies par les géologues de la B.P. (1971) pour les séries anté miocènes. Pour les terrains plus récents, nous y avons mis plus de détails. Afin d'homogénéiser les appellations, nous avons défini ces indices de la même manière que ceux de la carte de l'I.F.P. (1966). Dans la description stratigraphique qui suit, on a précisé l'indice correspondant à chaque ensemble décrit.

L'ensemble de la série carbonatée est située sur le corps de la péninsule de Lefkata. Cette péninsule constitue un demi anticlinal érodé et attaqué par la mer à l'Ouest, de telle sorte que l'on peut y observer les terrains les plus anciens à l'Ouest et les plus récents à l'Est.

A-LES EVAPORITES TRIASIQUES:

Pas d'indice.

Bien connues et largement étendues en zone ionienne, elles n'apparaissent pas à l'affleurement en zone préapulienne. Dans le forage de ESSO HELLENIC à Paxos, les évaporites ont été rencontrées sous 2000 mètres de calcaires et dolomies du Jurassique. Un forage de la même compagnie à Zante a traversé 2200 mètres de la série carbonatée depuis le Crétacé inférieur avant d'atteindre les évaporites. On peut penser, étant donné l'extension des évaporites sous l'ensemble de la zone ionienne et en zone préapulienne, qu'elles peuvent être présentes à Levkas.

B-LA SERIE CARBONATEE.

1-MESOZOIQUE:

Avant l'étude de J. Bornovas, on attribuait au Crétacé supérieur les terrains les plus anciens (C. Renz, 1940, J. Aubouin, 1959). Le forage de Paxos (ESSO HELLENIC) a traversé une série mésozoïque jusqu'au Trias.

-a-JURASSIQUE INFÉRIEUR-MOYEN.

Indice: J1d

Sur la péninsule de Lefkata, la série visible débute par du Jurassique inférieur dolomitisé. Ces dolomies à patine gris clair, très cataclasées, parfois pulvérulentes sont très sensibles aux



ravinements. Les falaises et les arrachements blancs donnent une grande luminosité au paysage.

La British Petroleum, contrairement à Bornovas pour qui le Jurassique supérieur est seul visible, considère que la série de Paxos débute à Levkas au Sinémurien et que les facies dolomitiques qui atteignent le Lias supérieur résultent d'un phénomène de dolomitisation secondaire. Au dessus le Dogger est représenté par une série de calcaires lités à nodules siliceux. L'épaisseur de la série visible atteint environ 300 à 400 mètres. La dolomitisation secondaire dans la zone de Paxos monte parfois jusque dans le Crétacé supérieur. Nous discuterons de la signification de ce phénomène dans la partie consacrée à la tectonique de l'île.

#### -b-THITONIQUE:

Indice: Js

Au dessus des dolomies, J. Bornovas décrit une série peu épaisse (50 mètres) de calcaire à Ammonites alternant avec des schistes noirs bitumineux à Aptychus du Thitonique.

La B.P. signale dans la série d'Athanion, un mètre de schistes à Laevaptychus.

#### -c-CRETACE INFÉRIEUR:

Indice: Ci

Cette série est surmontée par un ensemble carbonaté du Crétacé inférieur (Berriasien biodétritique remaniant des terrains plus anciens) (B.P., 1971) puis par la série de Vigla\* (calcaires légèrement marneux à rares accidents siliceux) qui présente un facies moins pélagique que celui de la zone ionienne. Elle monte dans le Cénomanién où elle devient plus néritique (calcaires microbréchiqes et oolithiques à Orbitolines) (Bornovas, 1964). L'épaisseur totale de cette série atteint une centaine de mètres.

\*La série de Vigla de la zone ionienne d'Épire est décrite par J. Aubouin (1959) comme une série de calcaires pélagiques à radiolaires, en plaquettes ou petits bancs à lits de jaspe gris, verts ou rouges, s'étendant dans le temps du Jurassique supérieur au Cénomanién.

#### -d-CRETACE SUPÉRIEUR.

Indice: Cs

Au dessus de ces niveaux peu épais, on trouve 300 mètres de calcaires blancs, massifs et bréchiqes à débris de Rudistes. D'après la B.P., l'essentiel de cette série appartient au Maestrichtien.

### 2-CENOZOIQUE:

#### -a-PALEOCENE.

Indice: Pc

Les premiers niveaux tertiaires de cette série sont représentés par une centaine de mètres de calcaires fins, micritiques datés du Paléocène (B.P., 1971) dans le flanc oriental de la péninsule de Lefkata.

#### -b-EOCENE.

Indice: E

Au dessus, la série (250 mètres) montre une intercalation de passées de calcaires fins et néritiques alternant avec des passées bioclastiques à ciment marneux attribuées à l'Eocène (I.F.P., 1966). Près d'Ayios Pétros, G. Bizon (1967) a levé une coupe montrant l'alternance de calcaires fins à Globigérines et de calcaires bioclastiques à débris de Mélobésiées, Bryozoaires, Mollusques, Echinodermes et Polypiers. Ces facies se poursuivent jusqu'au Miocène inférieur-Aquitaniens et les passées bréchiennes qui y sont observées ne sont pas sans rappeler les facies bréchiennes qui caractérisent l'Eocène de la zone ionienne.

-c-OLIGOCENE.

Pas d'indice: regroupé avec l'Eocène.

L'Oligocène a été reconnu par l'I.F.P., J. Bornovas et De Mulder (Chattien et Rupélien). Il est peu épais, et montre les mêmes facies que l'Eocène.

-d-MIOCENE.

Indice: M

A partir du Miocène inférieur, les conditions de sédimentation changent et les apports détritiques fins argileux deviennent prédominants.

C-LES DEPOTS TERRIGENES:.

(voir figure N° I-2 et I-5).

1-COMPILATION BIBLIOGRAPHIQUE.

Cette série argileuse et sensible à l'érosion est localisée dans les versants des vallées du Milon (au Nord du col de Khortata) et du Khimaros (au Sud de ce col). Concordante sur les calcaires de l'anticlinal de Lefkata, la série monoclinale est tronquée à l'Est et chevauchée par les calcaires de la zone ionienne dans le massif du Stavrota.

-a-AQUITANIEN-BURDIGALIEN.

Le passage d'une sédimentation carbonatée à des calcaires marneux ou des marnes au niveau de la limite aquitano-burdigalienne a été décrite par tous les auteurs (l'I.F.P., Aubouin à Paxos, la B.P., Bornovas). Nous ne reviendrons pas en détail sur ces études dont une synthèse est donnée dans la colonne stratigraphique de la série préapulienne figure N° I-2. Dans la coupe d'Ayios Pétros, G. Bizon décrit:

-b-BURDIGALIEN.

La série détritique est d'abord représentée par un Burdigalien (60 mètres) marno-calcaire et marneux (biozones à *Globoquadrina dehiscens* et *Porticulasphaera gr. glomerosa*).

-c-LANGHIEN-SERRAVALLIEN.

On trouve ensuite 100 mètres de marnes bleues sans grès débutant avec la zone à *G. f. barisanensis*. La zone à *G. mayeri* est visible dans la partie supérieure de cet ensemble.

-d-TORTONIEN-MESSINIEN.

On observe ensuite 400 mètres d'une série marno-gréseuse. Des

faunes récoltées au sommet conduisent G. Bizon à attribuer ces niveaux au Messinien par analogie avec la série de Riza en Epire.

Nous avons trouvé dans ces niveaux (échantillon LE 8110 -Tortonien) des oursins fossiles qui indiqueraient une paléobathymétrie peu profonde.

## 2-NOUVELLES DONNEES.

### -a-CONFIRMATION DE L'EXISTENCE D'UN MESSINIEN MARIN MARNO-GRESEUX SANS GYPSES.

Ces terrains sont bien exposés dans deux ravines, l'une à l'Ouest de Kalamitsi sur la côte, l'autre à 2 km au Sud de la précédente à proximité d'une chapelle récemment construite (Ayia Panagia). Ce sont des alternances de bancs gréseux rosâtres de quelques centimètres contenant des silex remaniés et des micas, de marnes bleues quelque peu gréseuses et de bancs de calcaires biodétritiques à terriers, Madrèporaires, à Lamellibranches et débris de silex. -Echantillons 8141 et 8143-(voir figure de localisation en annexe).

On peut penser que ces facies reflètent une diminution de la profondeur par rapport au Tortonien.

D'autres échantillons (8109, 8111, 8112) ont livré des microfaunes messiniennes, mais les affleurements altérés ne permettent pas d'y reconnaître le facies précédemment décrit. Voir en annexe les tableaux de diagnose ainsi que la carte de localisation des échantillons.

### -b-MESSINIEN DESSALE OU LAGUNAIRE. (voir figure N° I-3).

Ce sont des argiles plastiques très bleues, peu silteuses, avec de nombreuses coquilles lisses de petits Gastéropodes millimétriques. Nous avons trouvé ce niveau à 1 kilomètre environ au Nord Nord-Est du petit port de Vassiliki, juste en contrebas et à l'Ouest d'une petite colline bien visible au niveau de la plaine. Malheureusement, leur isolement ne permet pas de connaître leur relation avec le Messinien et le Tortonien marin.

Les diagnoses effectuées par G. Bizon (voir en annexe les échantillons LE8103 et 8137) montrent un important remaniement de faunes dont les plus anciennes sont Eocène et les plus récentes Tortonien supérieur.

L'origine de ce matériel remanié est peut-être à chercher en zone ionienne où l'on sait qu'il existe au Miocène supérieur une instabilité tectonique modérée contemporaine de la régression messinienne. Pour Auroux (1984) et Mascle et al (1984), une surface d'érosion d'âge Messinien tronque les séries mésozoïque et cénozoïque. Cet épisode d'érosion, vraisemblablement lié à la régression messinienne, pourrait aussi être à l'origine des remaniements que nous observons à Levkas.

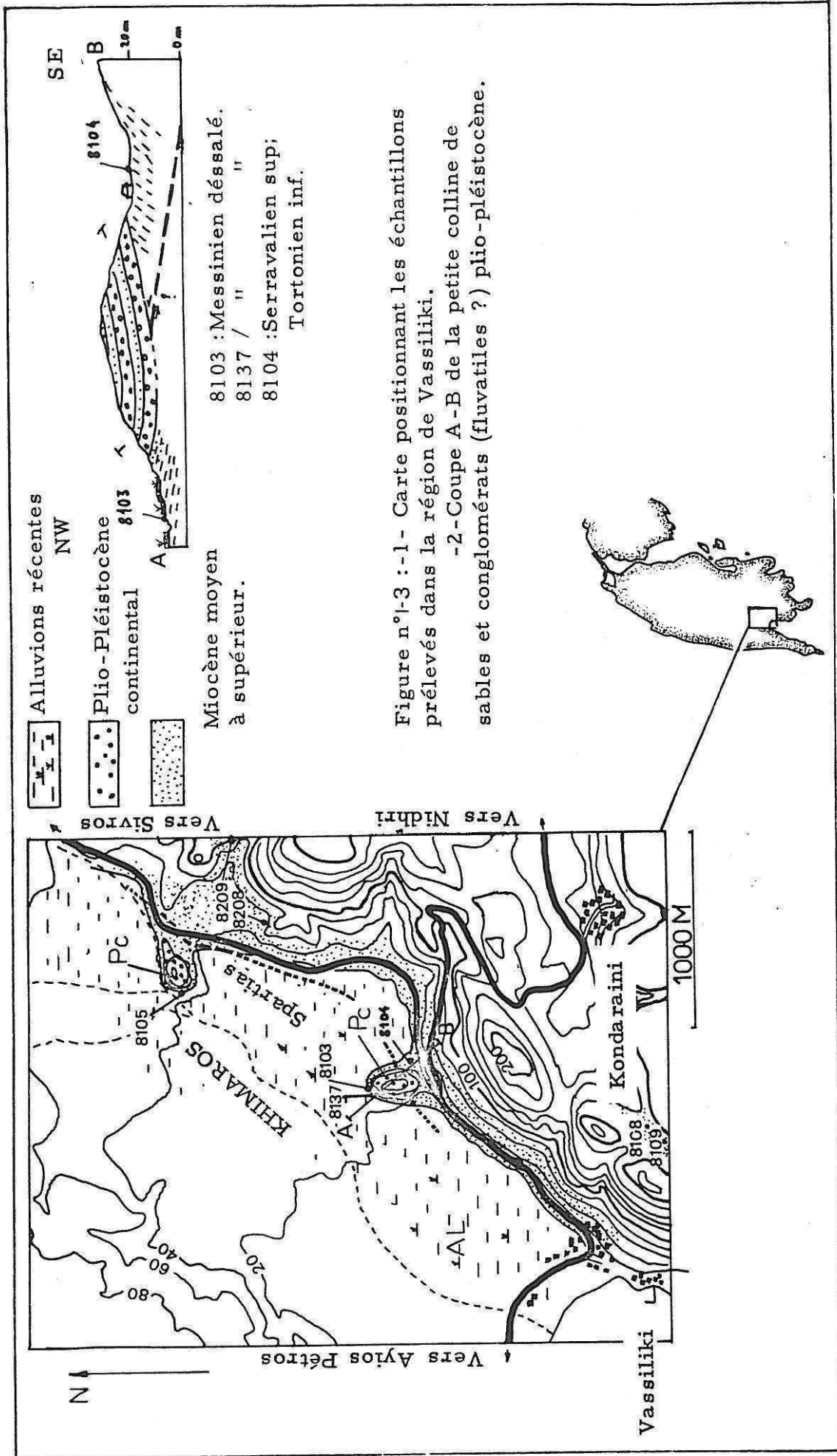


Figure n°1-3 :-1- Carte positionnant les échantillons prélevés dans la région de Vassiliki.

-2- Coupe A-B de la petite colline de sables et conglomérats (fluvatiles ?) plio-pléistocène.

3-CONCLUSION:

Ces niveaux messiniens sont les niveaux les plus récents connus dans la zone de Paxos à Levkas; ils précèdent le chevauchement de la zone ionienne. A Céphalonie et Zante, ce chevauchement est daté du Pliocène inférieur entre les biozones à *G. margaritae* et *G. puncticulata* (Sorel, 1976; Letourneur, 1981). Cette phase a été également reconnue à Corfou (Jamet, 1982). A Levkas, un échantillonnage insuffisant ou bien le rabotage tectonique de la série terrigène expliquent vraisemblablement l'absence d'échantillons datés du Pliocène inférieur.

II-STRATIGRAPHIE DE LA ZONE IONIENNE DE LEVKAS.  
(voir figure N° I-4)

La stratigraphie de la zone ionienne a été largement étudiée en Grèce nord occidentale. Les auteurs antérieurs notent d'importantes variations latérales de facies et d'épaisseur dans la série carbonatée et dans le flysch. Il s'agit là sans doute de l'effet de différenciations internes dans le bassin ionien ou bien d'effets sédimentologiques de jeux de failles. L'exemple le plus frappant à Levkas est le passage, sur une distance inférieure au kilomètre, de la série carbonatée incomplète du synclinal de Poros à la série plus complète de l'île de Méganisi où le Crétacé supérieur à débris de Rudistes est développé sur une épaisseur d'environ 200 mètres.

Il faut aussi souligner l'importance des épaissements ou "laminages" dûs au comportement disharmonique des séries litées au cours des épisodes compressifs du Miocène moyen et du Pliocène inférieur. Ceci est particulièrement valable pour les séries litées et incomplètes comprises entre les calcaires du Pantocrator et les calcaires massifs de l'Eocène. Dans cet ensemble les calcaires berriasiens jouent souvent le rôle d'ossature intermédiaire.

N'ayant pas refait d'échantillonnages systématiques des terrains "anciens" au regard de notre étude axée surtout sur les déformations récentes, nous avons repris, dans notre cartographie des structures de l'île, les lithofacies déjà utilisés par les auteurs antérieurs.

A-LA SERIE EVAPORITIQUE (PERMIEN?-TRIAS).

Indices : Tb, Tg, Tc.

Affleurant à Zante, Corfou et sur le continent dans le Xéroméros d'Akarnanie et en Epire, ces évaporites présentent rarement leurs facies et leur superposition initiale; d'abord à cause du rôle de niveau de décollement qu'elles ont joué dans la tectonique compressive et de leur tendance naturelle au fluage (diapirisme), puis par suite de la dissolution des sels les plus solubles à l'affleurement. Ces roches essentiellement composées de gypses, anhydrite et halite (I.F.P., 1966) ne se présentent en surface que sous forme de brèches résiduelles de dissolution. Ces brèches constituées de cargneules à grès dolomitiques forment des pierriers ocres, ternes et arides très caractéristiques. On trouve cependant parfois, à l'affleurement, des gypses plus ou moins "schistosés" souvent riches en argile noire et en éléments de calcaires et dolomies sombres. Aux brèches de Trias sont associés parfois des calcaires noirs bitumineux, finement lités (visibles par exemple au débouché de la vallée de Sivros dans la plaine de Vassiliki). Il s'agit sans doute de l'équivalent des calcaires de Foustapimida (Carnien) à Cardita Gumbeli PICHLER décrits par C.Renz en 1925 (in Bornovas, 1964). D'après Bornovas, 1960, les évaporites se trouvent sous les calcaires de Foustapimida et ont pour cette raison été dénommées "anté-carniennes". La position infra-carnienne des évaporites a été confirmée par les forages effectués en Grèce occidentale. Le passage des calcaires noirs aux séries plus récentes (dolomies ou calcaires du Pantocrator) n'est jamais visible sur le terrain.

L'épaisseur de ces dépôts ne peut être définie à Levkas puisque les évaporites ont servi de niveau de décollement ou de

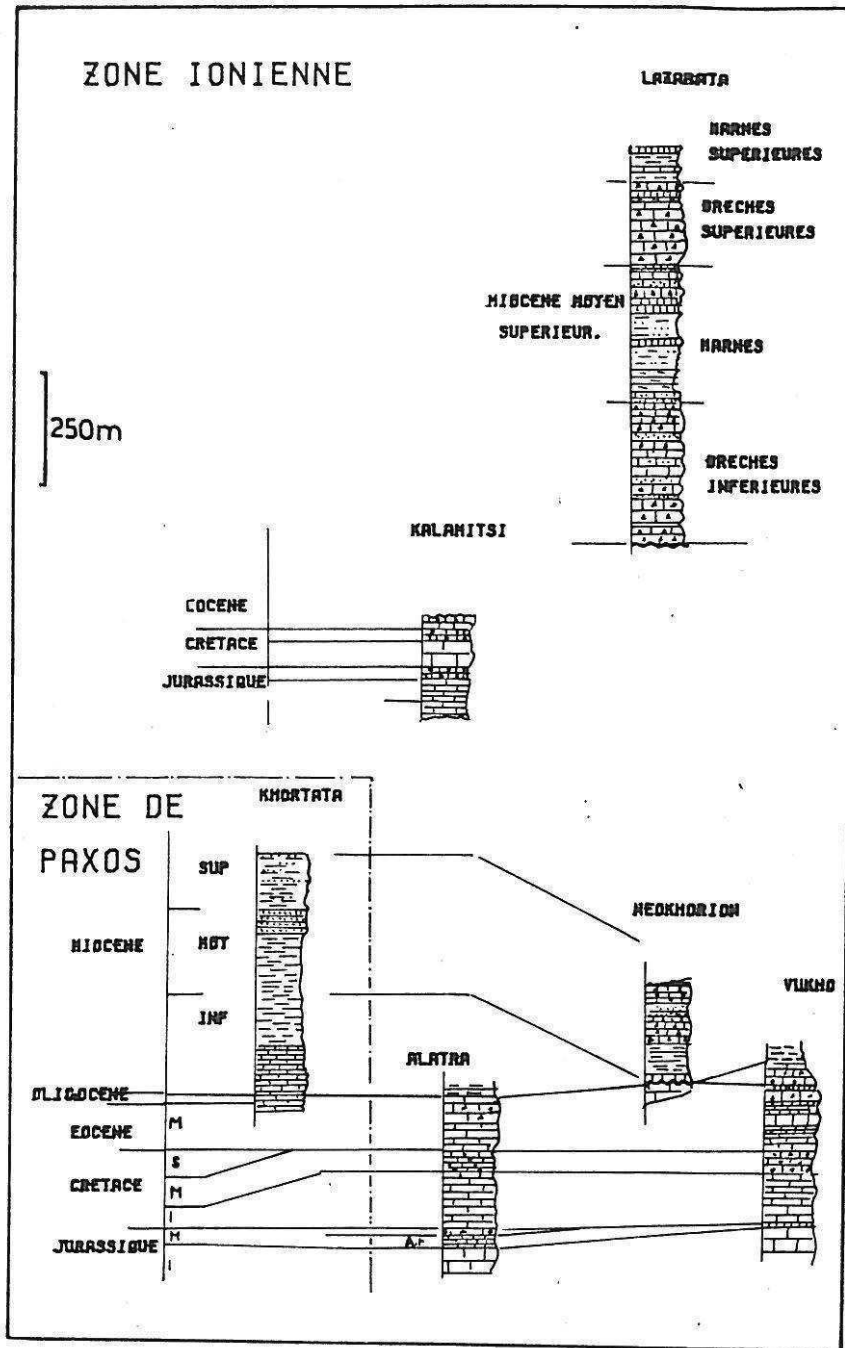


Figure N° I-4: Corrélations des colonnes stratigraphiques en divers points de Levkas (d'après B.P. I.G.S.R., 1971 ).

cisaillement. Des forages effectués en Epire (Filiates), en Akarnanie (Astakos et Aitolikon) ont traversé les évaporites sur plusieurs milliers de mètres, mais il s'agit là encore d'évaporites ayant flué dans des anticlinaux.

B-LA SERIE CARBONATEE.

1-MESOZOIQUE:

-a-TRIAS SUPERIEUR-LIAS: LES DOLOMIES ET CALCAIRES  
DU PANTOCRATOR.

Indice J1d et J1

Les niveaux visibles les plus anciens sont représentés par des dolomies claires et pulvérulentes à patine grise. L'âge de ces dolomies ne peut être déterminé en raison de l'absence de faune d'une part, et de la dolomitisation secondaire qui affecte les calcaires graveleux du Pantocrator, d'autre part. Les dolomies primaires, quand elles existent, peuvent appartenir au Trias ou au Lias inférieur (I.F.P.-I.G.S.R., 1966). La dolomitisation secondaire, phénomène déjà décrit par Aubouin (1959), sera abordée dans le chapitre consacré à la tectonique. Cet ensemble est l'équivalent de la "Hauptdolomit" de C. Renz (1904) et des dolomies décrites en Epire par l'I.F.P.

Les dolomies passent à une épaisse série de calcaires très massifs, graveleux, blancs à patine gris clair et montrant rarement leur stratification. Ils sont l'équivalent des "Pantokratorkalk" de Renz (calcaires du Pantocrator d'Aubouin et de l'I.F.P.). Leur épaisseur ne peut être déterminée précisément. Elle est de l'ordre de 1000 à 1500 m. Selon la B.P., les niveaux supérieurs gris rosés, plus fins et mieux stratifiés, peuvent être corrélés à leur équivalent épirote: les calcaires de Sinais (B.P., 1971, I.F.P., 1966). L'ensemble calcaires du Pantocrator-calcaires de Sinais s'étend du Norien supérieur au Lias moyen (daté par des Algues, des débris de Lamellibranches, des Brachiopodes et des foraminifères).

-b-LIAS SUPERIEUR(TOARCIEN)

Indice Jar

L'I.F.P. avait remarqué en Epire la présence d'une discordance cartographique entre le Lias et le Jurassique supérieur dont les différents termes sont parfois successivement transgressifs sur le Lias (I.F.P.-I.G.S.R., 1966).

Dans les coupes les plus complètes, une série en général mince (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) de facies Ammonitico Rosso (Jar) repose au dessus de calcaires du Pantocrator. L'Ammonitico Rosso est très reconnaissable dans le paysage grâce à ses couleurs rouge violacé. Cette formation est l'équivalent latéral des schistes à Posidonomyes inférieurs datés en Epire (J. Aubouin, 1959), (I.F.P.-I.G.S.R., 1966) qui n'affleurent que très localement en Akarnanie septentrionale (B.P. Co Ltd-I.G.S.R.). A Levkas les schistes à Posidonomyes inférieurs (Jm) surmontent, dans la partie orientale de l'île, l'Ammonitico Rosso (Bornovas, 1964).



-c-DOGGER(BAJOCIEN SUPERIEUR, OXFORDIEN

A TITHONIQUE (?):

Indice Jm

On peut observer au dessus de l'Ammonitico Rosso une série de calcaires pélagiques très riches en niveaux siliceux noirs ou bruns (voir planche N° 4a), d'aspect jaunâtre à blanchâtre, très pulvérulents, intercalés de petits bancs de calcaire finement granuleux.

L'épaisseur de ces niveaux de calcaire lité est variable pour les raisons que nous avons explicitées plus haut. L'ordre de grandeur moyen est la centaine de mètres.

Son âge est attribué au Dogger. Cette série est l'équivalent de la série des schistes à Posidonomyes supérieurs d'Epire. A Levkas, le Jurassique supérieur est caractérisé uniquement sur quelques affleurements (Renz, 1955-Bornovas, 1964).

En Epire, les niveaux supérieurs de cette série n'ont pu être datés par manque de marqueurs stratigraphiques mais pourraient, pour des raisons de facies, être attribués au Jurassique supérieur (Tithonique) par l'I.F.P.-I.G.S.R. (1966).

-d-BERRIASIEN.

Indice Jc

Au dessus viennent des calcaires lités, blancs et porcelanés, à rares et gros nodules siliceux clairs: les calcaires à Radiolaires du Berriasien. Leur épaisseur varie de 50 à 100 mètres. Ce facies n'a pas été reconnu en Epire où le Crétacé inférieur constitue la première partie de la série de Vigla.

-e-ALBIEN:

Indice Cm

Une seconde série siliceuse et litée, montrant une intercalation de niveaux calcaires porcelanés en bancs de 20 à 30 cm et de niveaux de silex bruns rouges ou noirs, surmonte les calcaires à Radiolaires. Son âge est Albien uniquement (B.P. Co Ltd-I.G.S.R., 1971). Elle est l'équivalent de la partie supérieure de la série de Vigla d'Epire. L'épaisseur des calcaires lités albiens est de l'ordre de la cinquantaine de mètres. Ils peuvent cependant montrer des variations d'épaisseur dues aux strictions ou bourrages disharmoniques.

Selon B.P.-I.G.S.R. le Crétacé supérieur est absent à Levkas. J. Bornovas décrit cependant des faunes appartenant au Cénomanién-Turonien et Sénonien inférieur. Nous avons aussi trouvé épisodiquement des calcaires massifs à débris de Rudistes. La présence de ces faunes pourrait indiquer l'existence de remaniements plus récents.

2-CENOZOIQUE:

Le Paléocène et l'Eocène inférieur ne semblent pas représentés à Levkas et les faunes susceptibles de caractériser des terrains de tels âges sont remaniées dans les terrains plus récents.

-EOCENE:

Indice E

Les premiers termes de la série Cénozoïque sont représentés à

Levkas par 150 à 300 mètres de calcaires fins intercalés de niveaux bréchiques à silex de l'Eocène moyen et supérieur qui viennent reposer directement sur les calcaires siliceux de l'Albien. Cependant les bancs microbréchiques remanient des faunes allant du Crétacé supérieur au Paléocène. Ceci semble indiquer l'existence de ravinements entre le Crétacé supérieur et l'Eocène moyen sans que sur le terrain des discordances liées à ces ravinements soient visibles. A la fin de l'Eocène, le type de sédimentation change brusquement et devient argilo-gréseux.

### III-LA PREMIERE SERIE DETRITIQUE: LE FLYSCH OLIGOCENE A MIOCENE INFERIEUR.

Indice: Olm

(voir figure N° I-5)

Sur le terrain, le passage de la série carbonatée au flysch est rapide mais généralement progressif: on passe en quelques mètres d'une alternance de bancs de calcaires fins et de bancs microbréchiques à une alternance de microbrèches calcaires, de marnes bleues et de bancs gréseux rosâtres. Au dessus de ces niveaux de transition, on trouve un flysch typique (bancs d'argiles alternant avec des grès granoclassés à figures de base de banc). A Levkas, cette série est généralement peu développée sauf à Poros où par contre l'épaisseur du flysch est importante: plusieurs centaines de mètres qui affleurent à la faveur d'une longue gouttière synclinale. La B.P. a mis en doute l'existence de l'Oligocène dans les niveaux inférieurs du flysch, pensant que les faunes qui s'y trouvaient étaient totalement remaniées. L'I.F.P. pour sa part a effectué plusieurs coupes dans le flysch de Levkas (Poros, Kolliviata), en Akarnanie et en Epire. Elle décrit un Oligocène peu épais sous l'Aquitaniens. Le passage progressif bien marqué de la sédimentation carbonatée au flysch nous semble difficilement compatible avec une lacune aussi importante que toute la période oligocène.

Les importants apports détritiques qui constituent le flysch trouvent leur source dans le démantèlement des reliefs pindiques (J. Aubouin, 1959), (I.F.P.-I.G.S.R., 1966), (Fleury, 1980). Le flysch de Levkas, selon l'I.F.P. monte dans l'Aquitaniens à Poros.

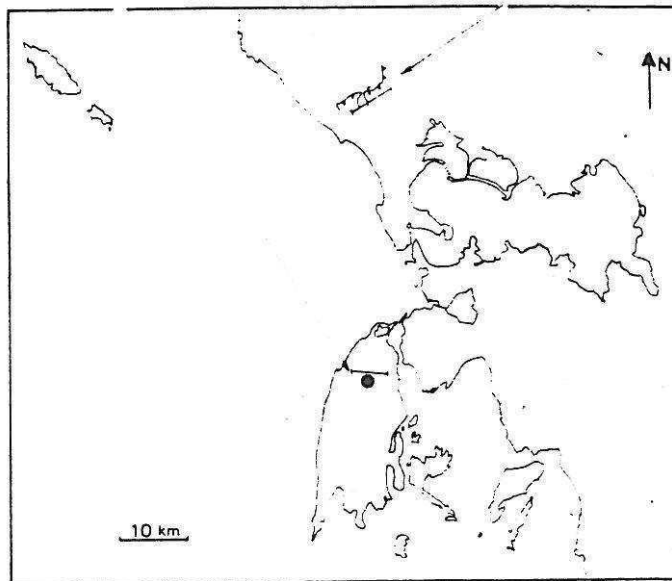
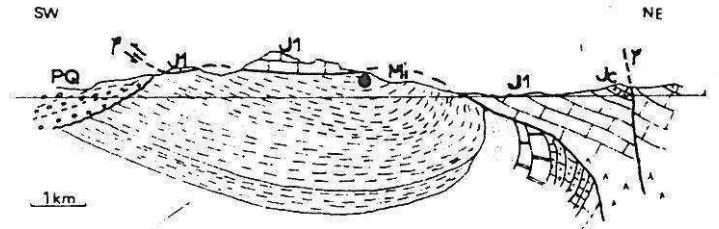
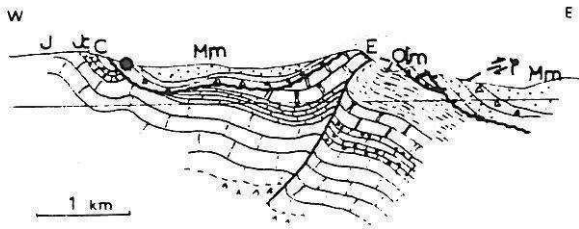
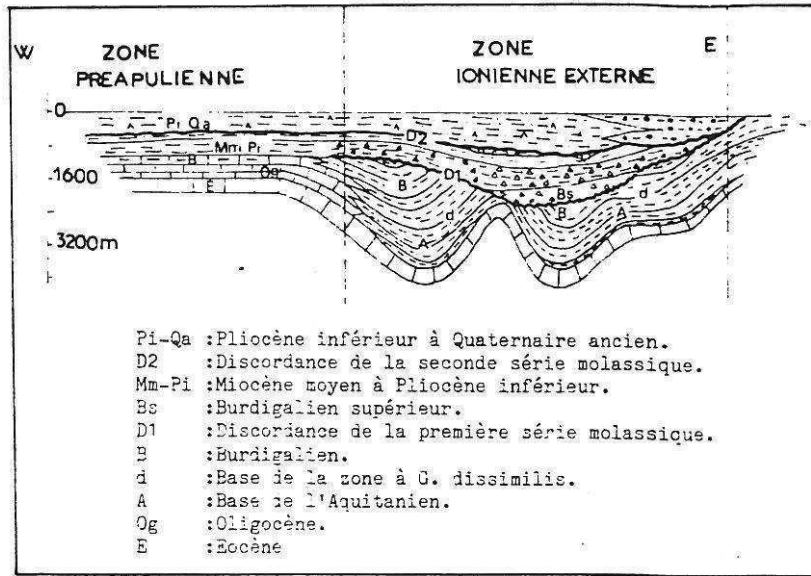
La série sédimentaire qui était accordante, quoique lacunaire depuis le Trias, va être ensuite déformée par l'importante phase compressive du Miocène moyen.

### IV-AGE DE LA PHASE DU MIOCENE MOYEN.

G. Bizon et l'I.F.P. ont déterminé précisément l'âge de cette phase grâce à la coupe stratigraphique de Lazarata et à la coupe du synclinal d'Eklissia, près du mont Zalonghon, en Epire méridionale. (voir figure N° I-6).

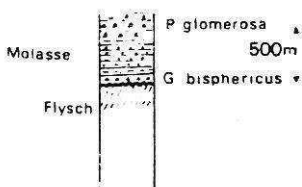
La coupe d'Eklissia-Zalongon (G. Bizon, 1967) se termine dans la zone à *G. trilobus*, plus précisément dans la partie haute de cette zone, dans la zone *G. bisphaericus*. Ces terrains de la fin du Miocène inférieur (Burdigalien supérieur) sont chevauchés par les calcaires dolomités triasico-liasiques du mont Zalonghon. Ce sont les terrains les plus récents antérieurs à la phase tectonique majeure

Figure N° I-5 : Schéma de corrélation des séries détritiques des zones préapulienne et ionienne externe (d'après I.F.P. I.G.S.R., 1966).



- PQ :Plio-Quaternaire continental
- Mm :Molasse Miocene
- Mi :Miocene inferieur
- Olm :Flysch Oligo-Miocene
- E :Eocene
- C :Crétacé
- Jc :Crétacé inferieur
- J1 :Lias

LAZARATA



MT ZALONGON

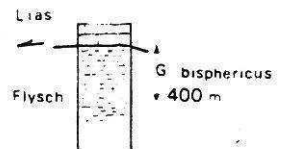


Figure N° I-6 .Situation structurale des échantillonnages (points) de l'I.F.P. à Lazarata à Levkas et au mont Zalongon en Epire permettant de caler la phase tectonique du Miocène moyen dans la partie supérieure de la biozone à G. trilobus:la zone à G. bisphericus. (D'après I.F.P. I.G.S.R., 1966)

trouvés dans la région.

Les terrains molassiques discordants les plus anciens après cette phase se trouvent, à Levkas, dans la base de la coupe du synclinal de Lazarata. Ils contiennent les mêmes faunes de la biozone à *G. bisphaericus*, suivies par des niveaux à *Porticulasphaera glomerosa*.

La durée de la phase tectonique (ou tout au moins de son paroxysme puisque une instabilité tectonique caractérise le Miocène moyen à supérieur) est donc limitée dans le temps, au maximum à la durée de la zone à *G. bisphaericus*.

La proximité et la position "plus interne" du mont Zalonghon par rapport à Levkas excluent pratiquement toute possibilité d'un diachronisme de la phase tectonique (phase plus tardive au mont Zalonghon qu'à Levkas). Ces résultats placent la phase tectonique entre le Burdigalien terminal et le Langhien basal (limite Miocène inférieur-moyen).

#### V-LA SECONDE SERIE DETRITIQUE: LES MOLASSES DU MIOCENE MOYEN AU PLIOCENE INFÉRIEUR.

##### INTRODUCTION.

La forte structuration de la fin du Miocène inférieur est accompagnée et suivie d'érosion et d'un retour progressif de la mer; ses dépôts épais de plusieurs centaines de mètres et variables dans le détail, recouvrent progressivement toute la partie ionienne de l'île. Bien que déformés et érodés par les phases tectoniques ultérieures, leurs restes couvrent encore une grande surface dans la partie orientale de l'île. Nous décrirons plus spécialement, pour leur intérêt chronologique, la base diachrone souvent visible et le sommet de la série que l'érosion n'a épargné que près d'Apolpaina.

#### A-LES ASPECTS DE LA BASE DE LA SERIE.

##### 1-DESCRIPTION.

(voir figure N° I-7).

Cette série, épaisse de plusieurs centaines de mètres à Lazarata, constituée d'alternances très irrégulières de niveaux bréchiques, sableux et marno-gréseux, repose en discordance totale sur les structures puissamment érodées de la phase tectonique du Miocène moyen. Dans le détail, les facies sont représentés par:

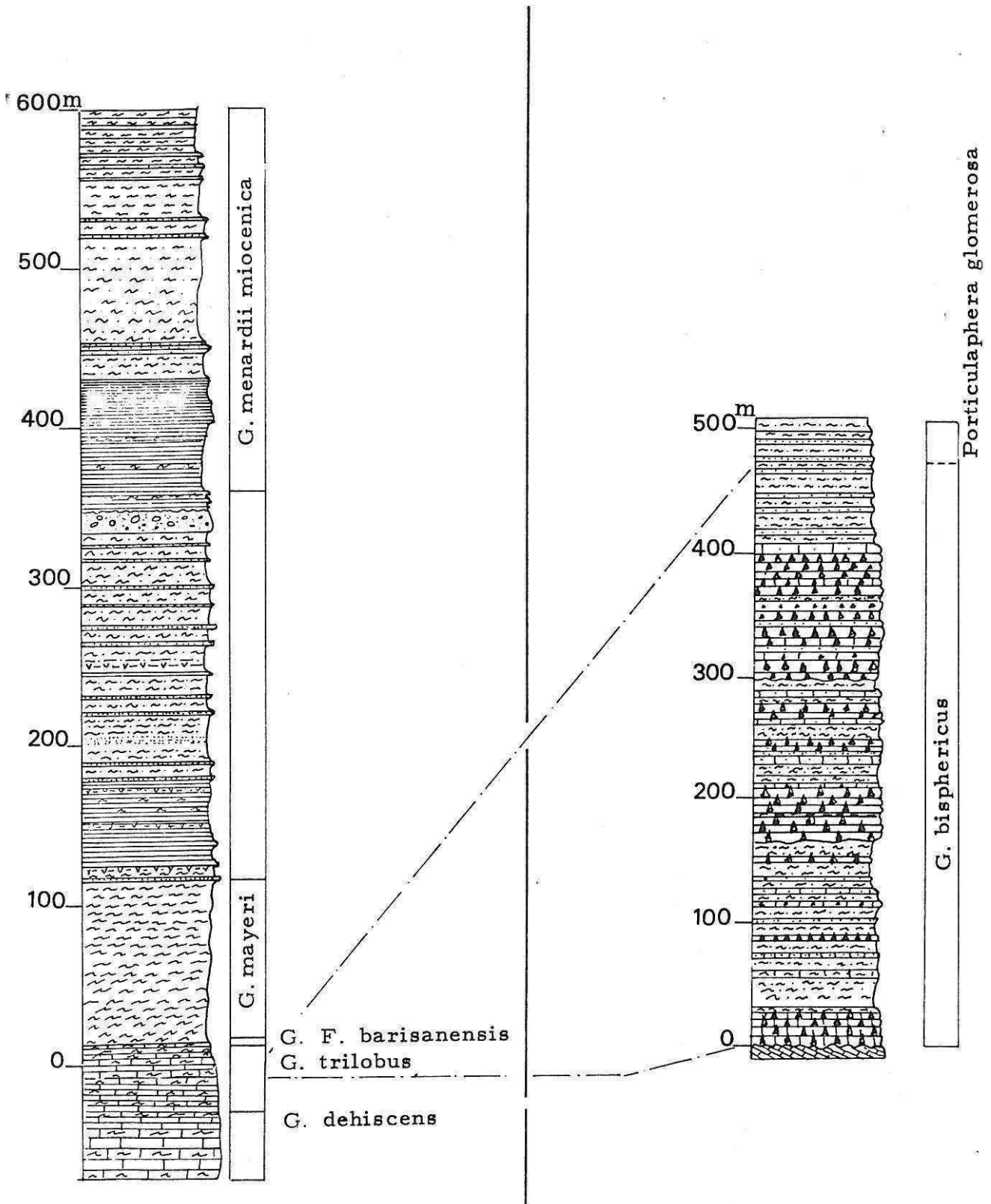
-DES NIVEAUX BRECHIQUES:

Indice: Mb

Ce sont des bancs ou des lentilles dont l'épaisseur peut atteindre de 1 à 10 mètres, à forte cimentation calcaire et très résistants à l'érosion. Leur patine est jaunâtre à ocre claire montrant sur les cassures fraîches une brèche à éléments anguleux ou peu arrondis de silex et de carbonates de la série ante-oligocène, éléments dont la taille peut varier de quelques millimètres à quelques centimètres et parfois quelques décimètres. On y trouve tous les intermédiaires entre brèches peu déplacées et conglomérats à matrice sableuse et galets arrondis. Quelques passées conglomératiques ne présentent uniquement que des éléments de carbonates mieux roulés et triés dont la taille est de l'ordre d'une

Coupe d'Ayios Petros  
Zone de Paxos

Coupe de Lazarata  
Zone ionienne



Figures N I-7 .Colonnes stratigraphiques des séries néogènes des deux zones isopiques de Levkas (d'après I.F.P., 1966 et G. Bizon, 1967)

dizaine de centimètres.

-DES NIVEAUX MARNO-GRESEUX:

Indice: Mmg ou gb

Ce sont des bancs gréseux plus ou moins cimentés à matrice argileuse. Le grès est constitué de grains de sable calcaire ou dolomitique remaniés des séries carbonatées, de petits débris de silex et de petits grains de quartz remaniés du flysch. Les argiles et les conditions réductrices de leur dépôt donnent parfois à ces niveaux un aspect très bleuté (gb) sur des affleurements en cours de dégagement rapide, alors que dans les zones altérées les bancs ont une patine de couleur beige à jaune très claire.

-DES FACIES BEAUCOUP PLUS GROSSIERS:

Indice: Mo

Par endroits, le Miocène discordant très grossier reflète des conditions de sédimentation perturbées ou même catastrophiques.

## 2-RESUME DES ETUDES ANTERIEURES ET NOUVEAUX RESULTATS:

### -COUPE DU SYNCLINAL DE LAZARATA:

La coupe type du Miocène discordant à Levkas a été étudiée par l'I.F.P.-I.G.S.R.(1966), dans le synclinal de Lazarata (Voir figure N° I-6).

1-un ensemble marneux intercalé de microbrèches (environ 150 mètres)  
(Z. à G. trilobus).

2-un ensemble plus détritique de brèches et microbrèches intercalé de grès (environ 250 mètres) (Z. à G. trilobus).

3-un ensemble lité de grès gris-bleu devenant jaunâtre lorsqu'ils sont altérés (environ 100 mètres). (Langhien inférieur).

L'I.F.P. remarque aussi que "sur le flanc Est du synclinal (Lazarata), on note le biseutage progressif des niveaux de brèches inférieures et des marnes intermédiaires: les reliefs fournissant les apports de brèches se situeraient donc plus à l'Ouest du bassin" (page 174).

Ceci est en accord avec nos observations de la route de l'O.T.E. où la géométrie de talus progradant ainsi que des failles de glissement synsédimentaires (Voir chapitre IV) indiquent un apport sédimentaire venant de l'ouest.

## 3-OBSERVATIONS NOUVELLES.

### -a-LES FACIES CATASTROPHIQUES.

#### -CAP KIRIAKI:

Le Miocène discordant s'y présente sous la forme d'argiles et de marnes bleues à grises, riches en débris d'organismes (Polypiers, Echinides, Lamellibranches etc.) contenant des blocs de calcaire de toutes tailles (de 10 centimètres à plusieurs mètres). Ce facies à mégabrèches et olistolithes est parfois totalement envahi par des blocs. Ces niveaux avaient été reconnus par J. Bornovas comme étant du Miocène discordant. Les datations effectuées par G. Bizon sur les niveaux les plus argileux ont permis d'attribuer ces terrains au Serravalien (échantillons N° 8126 et 8127, voir les diagnoses en annexe).

Ce type de sédimentation à caractère littoral rappelle celui qui est visible dans la série marno-gréseuse des environs de Sivros (voir paragraphe 2). La base du Miocène discordant, sur le continent entre Playa et Pogonia, montre aussi des facies littoraux à olistolithes (D. Sorel, communication orale).

-CAPS KASTRI ET LIPSOPIRGOS, à l'extrémité  
Sud de l'île:

La base de la molasse s'y présente sous un facies de bancs sableux dolomitiques et calcaires à matrice légèrement marneuse. Ces bancs ont une couleur très jaune. On trouve, intercalées dans ces bancs, des passées finement bréchiques riches en débris d'organismes: Polypiers, Echinides. Cette formation montre, elle aussi, des apports en olistolithes dont la taille varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres (voir planche N° 9). Cette formation n'a pas pu être datée car son facies montre un environnement peu favorable au développement des foraminifères sur lesquels sont effectuées les datations.

-ROUTE DE L'O.T.E.:

On y observe une série principalement marno-gréseuse montrant par endroits des figures indiquant, là aussi, la mobilité du bassin molassique (figures de charges, talus progradants, éboulements sous-marins, voir planche N° 8a et figure N° I-10).

-b-LA SERIE MOLASSIQUE DE SIVROS:

Au Nord de Sivros, on peut observer la série molassique, argilo-sableuse et gris-bleutée, discordante sur les niveaux supérieurs de l'Eocène et les couches de passage au flysch (voir figure N° I-11). Les argiles échantillonnées (LE8138, LE8213, LE8214, LE8215) ont été attribuées au Serravallien ou au Tortonien. Au Sud de Sivros, sur la route de Vournika, les mêmes niveaux (LE8106, LE8210, LE8218, LE8219 -Serravallien) contiennent des passées microconglomératiques à galets de carbonates roulés, perforations lithophages, débris de tests de lamellibranches localisés dans des niveaux sableux. La partie haute de la série est envahie par des facies détritiques de plus en plus abondants et grossiers, sans stratification définie, montrant une intrication confuse de marnes altérées jaunâtres à ocres pulvérulentes, et de blocs de calcaires et brèches de Trias. La nature tectonique ou sédimentaire de ce facies n'a pu être déterminée sur le terrain. L'ensemble est chevauché à l'Est par les calcaires dolomitiques triasico-liasiques de la série ionienne.

Cette série se trouve en superposition tectonique sur les marnes préapuliennes messiniennes datées dans la plaine de Vassiliki. On y observe un gradient granulométrique croissant du bas vers le haut indiquant soit un retournement de la série, soit une alimentation plus importante en sédiments grossiers à l'approche de paléoreliefs sapés par le rivage (destruction de front de chevauchement de l'unité de Lainakhi-Poros; voir le chapitre II).

Un renversement de la série ou bien son redoublement tectonique ne sont pas à exclure puisque l'on trouve, en montant de la plaine de Vassiliki vers l'Est, des terrains datés du Tortonien (LE8129) puis du Serravallien (LE8106, 8210) sous le chevauchement de l'unité de Lainakhi.

La B.P. I.G.S.R. (1966) rattachait la série de Sivros à la série

préapulienne. Les facies largement détritiques ainsi que la nature indiscutablement discordante de celle-ci au Nord de Sivros nous conduisent à la relier à la série molassique ionienne.

Avec cette interprétation, nous rejoignons J. Bornovas (I.G.S.R., 1964) qui, dans sa carte, attribuait les terrains miocènes de la région de Sivros à Vassiliki à la zone ionienne.

Ces résultats ont des conséquences structurales sur cette région et nous conduisent à réinterpréter les structures de celle-ci. Ces problèmes seront abordés dans le chapitre tectonique.

#### B-DIACHRONISME DE LA TRANSGRESSION: UN EXEMPLE, LE SYNCLINAL D'ALEXANDHROS.

##### 1-DESCRIPTION.

On peut remarquer qu'au Sud-Est de Lazarata, à Alexandhros, la formation des grès bleus affleure à la faveur d'un petit synclinal; les grès bleus y sont directement transgressifs sur le substratum. Nous y avons prélevé des échantillons qui ont été datés par G. Bizon dans la zone à *P. glomerosa* (N8). Cette formation est donc l'équivalent latéral de la partie supérieure de la série de Lazarata (échantillon LE8123).

L'observation de détail montre que le Miocène transgressif d'Alexandhros ennoie progressivement, en montant vers le Mégali Rakhi au Sud-Est, un paléorelief (voir planche N° 8b et figures N° I-8 et I-12). Les grès et les bancs de brèches envahissent en effet de plus en plus, au fur et à mesure de leur dépôt, une pente constituée de calcaires du Pantocrator. Il est remarquable d'observer que la proximité du paléorelief ne provoque pas l'augmentation du gradient détritique dans la molasse. On observe seulement parfois, à proximité d'anciens accidents topographiques, la formation de petites discordances intraformationnelles. La surface de transgression présente un encroûtement systématique d'oxydes de fer que l'on retrouve sous les molasses du synclinal d'Alatra-Néokhorion.

##### 2-INTERPRETATION.

La géométrie des dépôts des molasses nous montre que l'âge de la transgression des molasses miocènes sur le substratum n'est pas constant et varie suivant le lieu d'observation: il y a diachronisme de cette transgression. A Alexandhros par exemple, il manque environ 400 mètres de la série observée 4 kilomètres au Nord-Ouest à Lazarata. Alors que la base des grès bleus d'Alexandhros est attribuée à la zone à *Praeorbuline* (N8- échantillon LE 8123), des niveaux marno-gréseux de la partie supérieure du synclinal, intercalés dans des bancs de brèches (eux aussi directement transgressifs sur les calcaires du Pantocrator), ont fourni des faunes du Serravallien supérieur, Tortonien inférieur (LE 8115).

Déjà signalé par l'I.F.P. pour l'Epire et Levkas, le diachronisme de la transgression est clair. En Akarnanie, l'âge de la transgression est généralement Serravallien supérieur-Tortonien inférieur (D. Sorel, communication orale). A Corfou (Jamet, 1982) et Zante (Sorel, 1976) elle perdure jusque dans le Messinien.

D'une façon générale, l'abondance des brèches à travers toute la série plaide en faveur d'une déformation permanente du bassin et des paléoreliefs progressivement transgressés par la mer. Ces observations rejoignent celles de l'I.F.P. en Epire, M. Jamet à Corfou et D. Sorel



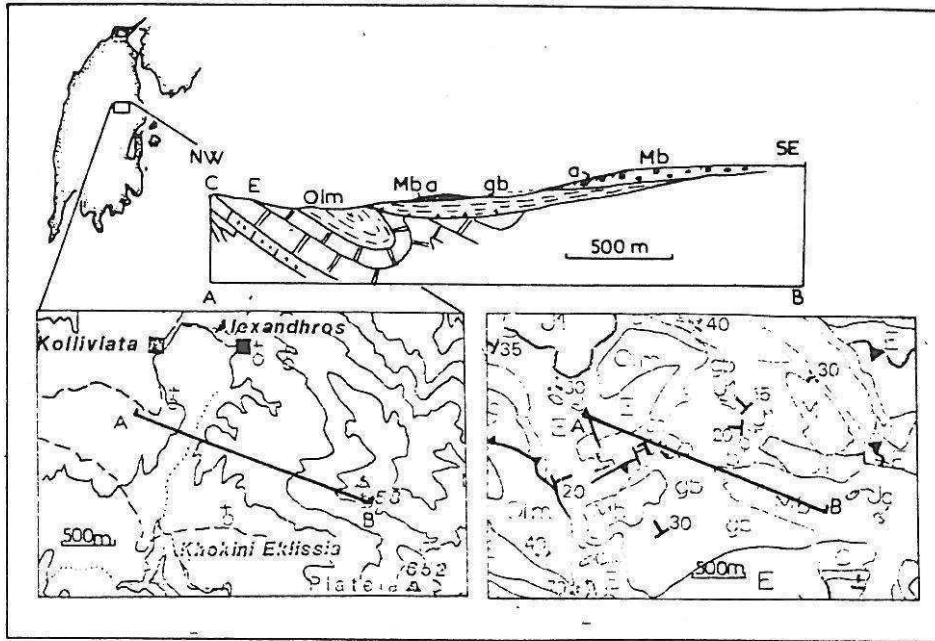
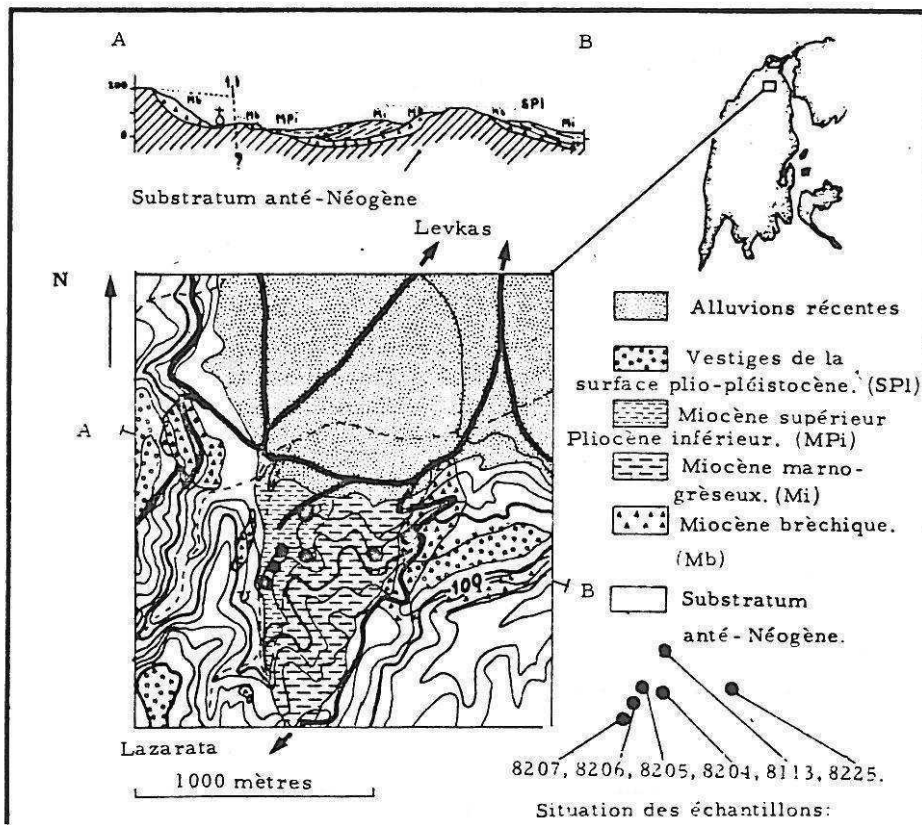


Figure N° I-8 : Coupe du synclinal d'Alexandros montrant le diachronisme de la transgression des molasses miocènes. Les fonds topographiques et géologiques situent la coupe.  
 (-a Altérites postérieures à l'établissement des surfaces Plio-Pléistocènes. -Mb Brèches grossières miocènes. -gb Facies des grès bleus. -Oim Flysch Oligo-Miocène. -E Eocène. -C Crétacé moyen.)

Figure N° I-9 : Carte et coupe interprétatives montrant les rapports géométriques existant entre le Miocène supérieur-Pliocène inférieur d'Apalpaina, La série molassique miocène, le substratum anté-Néogène et la surface d'abrasion plio-pléistocène.



en Akarnanie.

C-LES NIVEAUX SUPERIEURS DE LA SERIE MOLASSIQUE; LE MIOCENE SUPERIEUR, PLIOCENE INFERIEUR LITTORAL D'APOLPAINA:

1-DESCRIPTION DE L'AFFLEUREMENT.  
(voir figure N° I-9)

Ces terrains sont situés au Nord de l'île, à un kilomètre au Sud-Ouest d'Apolpaina, à la limite de la plaine et du bas des versants des collines qui montent graduellement au coeur de l'île dans un paysage peu accidenté et couvert d'oliveraies en terrasses. Au pied d'une de ces collines, est ouverte une petite carrière d'argiles bleues et grises très riches en débris végétaux et en débris d'organismes (Gastéropodes, Lamellibranches). On peut aussi y remarquer la présence de niveaux sableux et de gypses cristallisés dans les fissures. Un échantillonnage y a fourni une microfaune caractérisant un "Pliocène inférieur de plate-forme" sans qu'il soit pour autant possible d'y déterminer une biozone plus précise (échantillon 8113). Le Pliocène inférieur marin n'étant pas connu à Levkas jusqu'alors, nous avons donc procédé à un nouvel échantillonnage qui n'a pas apporté plus de précision. Dans ce secteur, les terrains argilo-sableux présentent un pendage faible vers le Nord et font partie du flanc occidental d'un petit synclinal d'axe grossièrement méridien. Ces terrains viennent directement reposer sur les calcaires éocènes à 200 mètres environ au Sud de la petite carrière.

2-POSITION STRUCTURALE.

Celle-ci est n'est pas déterminable à cause des imprécisions de datations et l'absence de rapports évidents avec la série molassique. La discordance de ces argiles bleues sur les calcaires éocènes plaide en faveur d'un Pliocène "emboîté" dans la série molassique. La position topographique de ces terrains au dessous de la paléosurface d'érosion Plio-Pléistocène et les datations (imprécises) des échantillons 8205, 8206, 8207, leur donnent par contre un âge antérieur à l'élaboration des surfaces. Il est cependant possible qu'une faille décale celle-ci vers le bas, à l'Est d'Apolpaina. On peut donc proposer deux hypothèses quant à la position de ce Pliocène. Il s'agit soit d'une relique de la série Plio-Calabrienne connue dans les autres îles ioniennes, emboîtée dans la série molassique, soit de la partie sommitale de la série ionienne ennoyant un paléorelief résiduel. Il faut noter qu'à 500 mètres à l'Est de la carrière, un échantillon prélevé dans la série molassique a fourni des faunes caractéristiques du Langhien supérieur, Serravallien. Ce fait conforte la première hypothèse, vu la difficulté qu'il y a à placer l'ensemble de la série molassique sur une épaisseur inférieure à 200 mètres.

- 8113 Pliocène inférieur de plate-forme
- 8205 Miocène supérieur ou Pliocène
- 8206 Miocène moyen à Pliocène
- 8207 Miocène supérieur à Pliocène.

Figure N° I-10: Eboulement intraformationnel dans la série molassique miocène de la route de l'O.T.E.

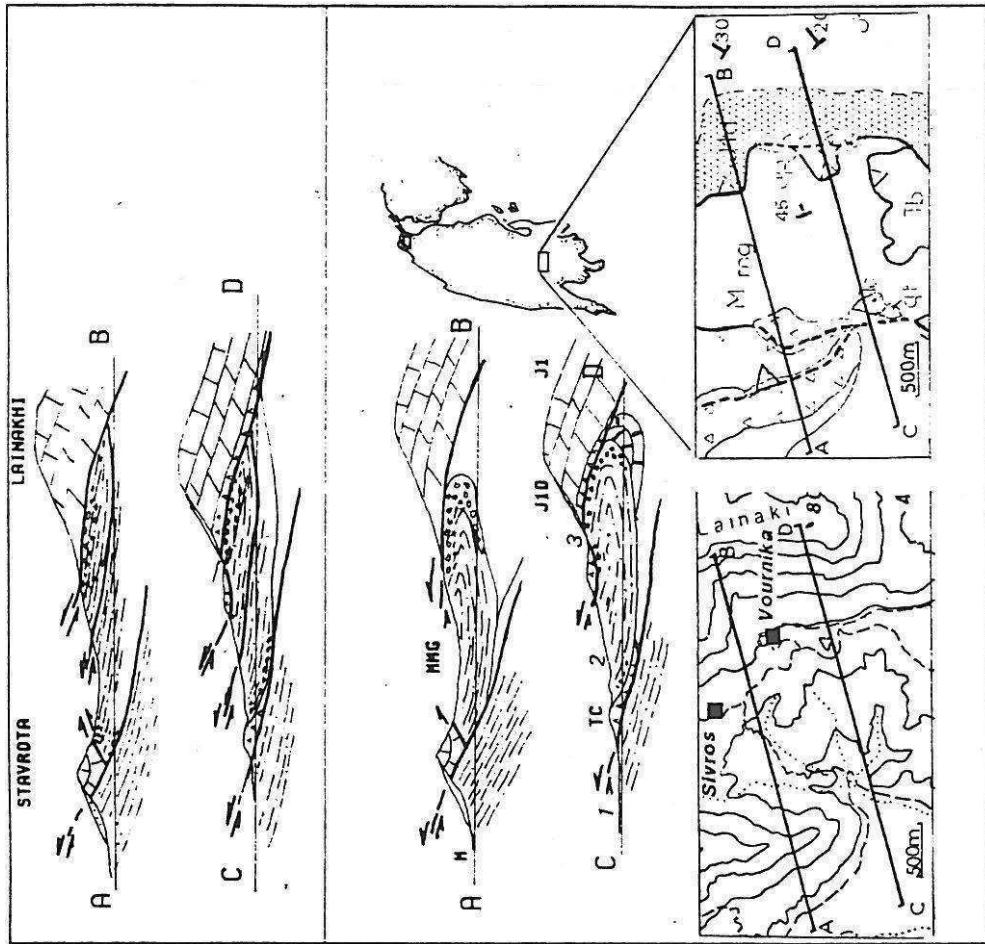
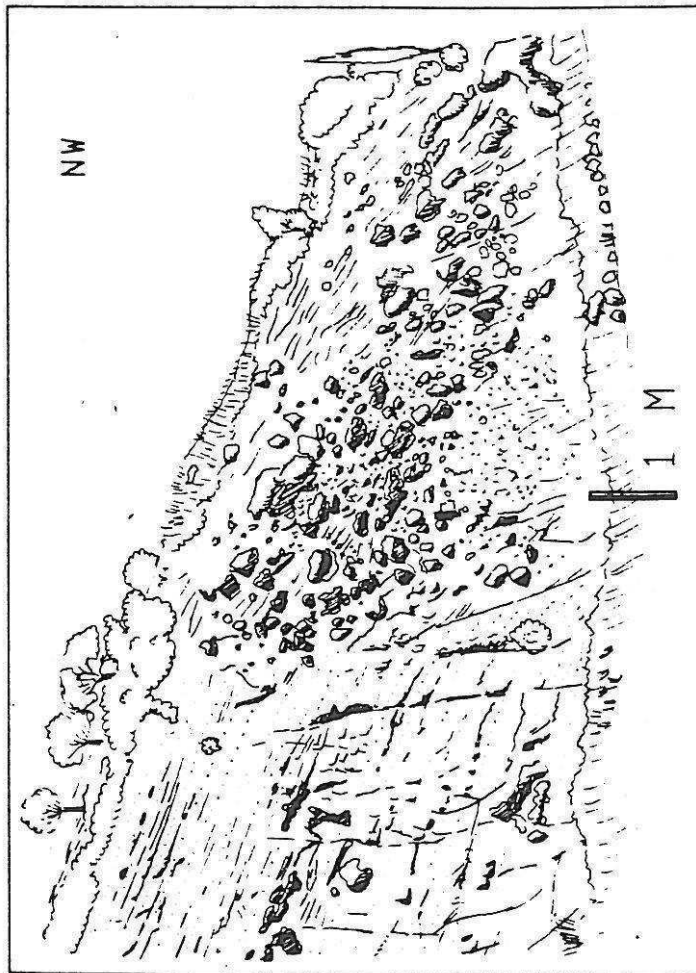


Figure N° I-11. Coupes interprétatives de la série molassique de la région de Vournika Sivros (Voir fond topographique). L'existence de facies plus détritiques vers le sommet de la coupe et la polarité chronologique, inverse du Miocène semblent indiquer que la série est soit retournée, soit dupliquée par un chevauchement ( les deux interprétations sont présentées ) sous le chevauchement de l'unité de Lainakhi (Pliocène inférieur).  
 -1: Messinien de la série de Paxos.  
 -2: Tortonien (échantillon LE8129)  
 -3: Serravalien (Le8106, Le8210).  
 -qt: Tabliers lithifiés du Pléistocène moyen. -mg Tufs de source. -Mmg Miocène marno-gréseux. -J1 Calcaires liasiques du Pantocrator. -J10 Dolomies lriasico-liasiques. -Tc Calcaires triasiques (Carnien). -M série miocène de la zone de Paxos.

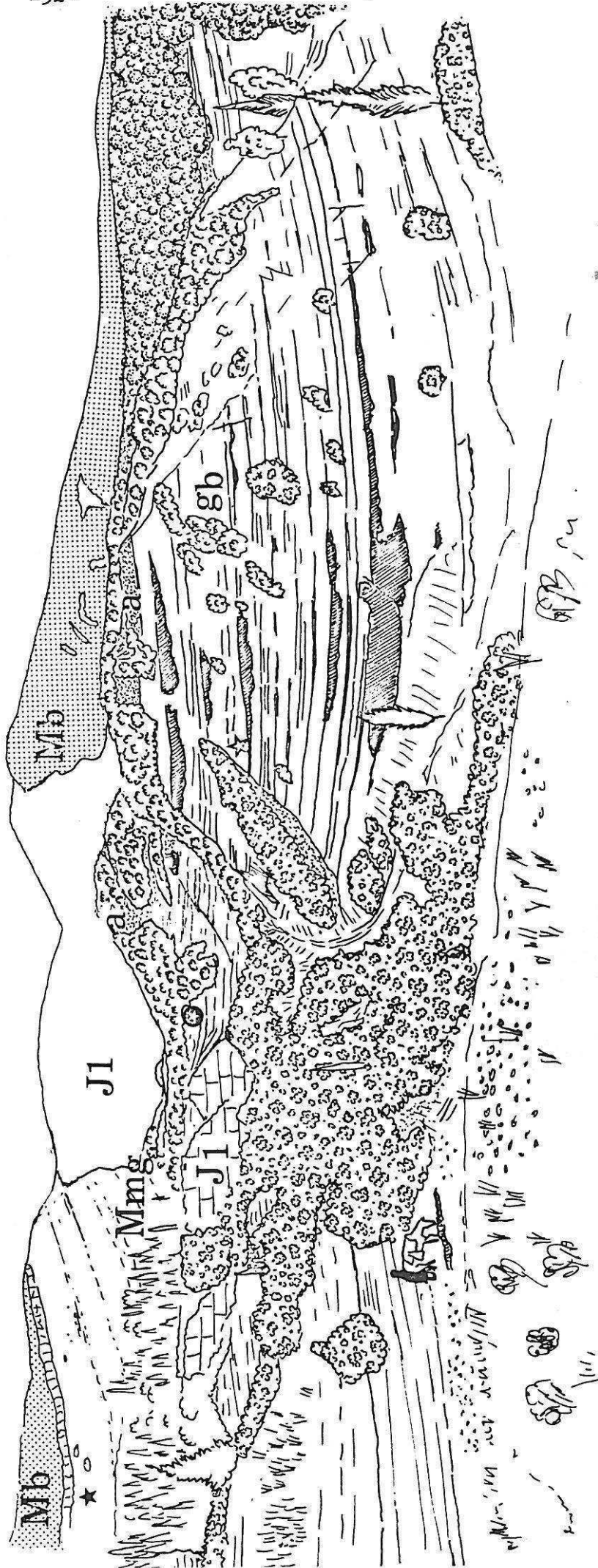
Figure N°1-12 : Panorama pris a 300m au Sud du village de Kolliviata vers le Miocène transgressif du synclinal d'Alexandros. On peut observer les grès bleus (gb) transgresser un paléorelief de calcaires du Pantocrator (J1). Au voisinage de celui-ci, il peut apparaître des petites discordances intraformationnelles (★) vraisemblablement dues à des perturbations sédimentologiques. Les niveaux supérieurs (Mmg) plus altérés transgressent progressivement le substratum vers le Sud-Est. La partie sommitale de la série visible à Alexandros est constituée de bancs plurimétriques et réguliers de brèches très indurées (Mb). L'échantillonnage ☆ à fourni des faunes du Langhien et des faunes du Serravallien ou Tortonien.

S

E

Megali Rakhi

Piatelia



C-PERIODE ALLANT DU PLIOCENE INFERIEUR A NOS JOURS.

-1-PLIOCENE INFERIEUR AU PLEISTOCENE INFERIEUR.

-a-AGE DE LA PHASE COMPRESSIVE POSTERIEURE AU DEPOSIT DES MOLASSES.

Après la phase du Pliocène inférieur qui amène la zone isopique ionienne en chevauchement sur la zone de Paxos, l'histoire sédimentaire et tectonique de ces deux domaines est identique sur l'île puisque ces deux domaines structuraux sont "soudés" par la tectonique. Nous traiterons donc ici de la stratigraphie des deux domaines joints depuis.

Une surface d'érosion très régulière tranche aussi bien les formations carbonatées du substratum anté-miocène que les molasses discordantes et plissées. Par ailleurs, cette surface porte du Pliocène marin discordant (Céphonie et Zante ; Sorel, 1976; Sorel et al, en préparation). On a donc tout lieu de penser que la phase tectonique qui se produit à Levkas au Pliocène est celle qui a été reconnue dans les autres îles ioniennes entre les biozones à margaritae et punctulata (Sorel, 1976, Jamet, 1982).

La stratigraphie devient moins précise après le Pliocène inférieur car il n'y a plus de dépôts marins à Levkas permettant des datations fines: en effet, les seules formations existantes sont des sédiments détritiques continentaux ou des altérites. La chronologie des événements géologiques sera faite à l'aide d'observations morphologiques corrélées avec celles des régions voisines. Celle-ci s'appuie sur les résultats déjà acquis sur l'Akaranie, l'Épire et les îles ioniennes (B. Bousquet, 1974; D. Sorel, 1976), et à Corfou (M. Jamet, 1982).

-b-LA SURFACE PLIO-PLEISTOCENE.

Une première période, dont la trace dans le paysage de l'île est bien marquée, est celle durant laquelle se réalise un aplanissement assez poussé des reliefs créés par les déformations de la phase du Pliocène inférieur. La région ne subit alors qu'une subsidence généralisée (D. Sorel, 1976).

À Levkas, cette paléosurface d'érosion évoluée est conservée en de nombreux endroits, surtout dans la partie occidentale. On peut alors l'utiliser comme repère géométrique, bien que ne comportant pas de dépôts (voir figure N° I-13). Elle "tranche" en effet les plis de la molasse miocène et elle est entaillée par des vallées sur les versants desquels s'accrochent des tabliers de brèches indurées dont l'âge est attribué au Pléistocène moyen. Cette surface est aujourd'hui soulevée, déformée et réentaillée par l'érosion, mais son observation "à niveau" -c'est à dire dans le plan qu'elle constitue- fait disparaître ces entailles et permet de voir la continuité de cette surface sur de grandes distances. (Voir planche N° 10b).

-c-SEDIMENTS PLIO-PLEISTOCENES:

-i-"LE PLIOCENE CONTINENTAL":

Au coeur du synclinal d'Alexandros (voir figure N° I-12), on peut observer au dessus des grès bleus des conglomérats et brèches très altérés où les éléments carbonatés ont été remplacés par de l'argile rouge. J Bornovas et l'I.F.P. ont donné à cette formation un âge hypothétique Pliocène. Cependant, l'examen détaillé de cette formation montre qu'il s'agit du résidu de l'altération de niveaux bréchiqes qui surmontent normalement les grès bleus: les carbonates totalement dissous ont fourni la matrice argileuse très riche en oxyde de fer qui ennoie les galets de silex ayant résisté à la dissolution. A l'Ouest de Kharadiatika, on observe la même succession de grès bleus puis conglomérats altérés. Latéralement, ces conglomérats sont visibles au sein même de la série molassique.

Si donc ces dépôts altérés sont d'âge Miocène, nous verrons plus loin que leur altération rubéfiante est vraisemblablement pour l'essentiel Pliocène.

#### -ii-LES COLLINES ALLUVIALES DES ENVIRONS DE VASSILIKI.

Indice: cP

Des formations détritiques conglomératiques fluviatiles ou marines sont latéralement associées à ces surfaces. Ceci est observé en Epire (formation d'Arkangelos, en Akarnanie, à Zante, Céphalonie et Corfou-Sorel, 1976; Jamet, 1982; Sorel et al, en préparation).

A Levkas, cette surface est partout dégagée des sédiments qu'elle a éventuellement porté. En de nombreux endroits, une altération rubéfiante très importante affecte le substratum qu'elle tranche. Il est vraisemblable qu'elle n'ait porté, là, aucune formation et que l'effet du climat pliocène soit responsable de ces altérations. Il existe cependant deux petits témoins préservés de sable et de conglomérats triés, gris beige à jaunâtre, azoïques et à l'émoussé probablement fluviatile, situés à 1 kilomètre au Nord de Vassiliki (voir figure N° I-3 et I-14). L'épaisseur totale visible de cette formation azoïque ne doit pas excéder 15 à 20 mètres.

La B.P. I.G.S.R., 1971, attribuait à ces buttes un âge équivalent à celui de la série Pliocène inférieur- Pléistocène inférieur de Céphalonie sans justification. Cet âge peut cependant être montré par différents arguments:

-La colline méridionale cache le contact du chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos. Ces sédiments se sont par conséquent accumulés après la phase compressive du Pliocène inférieur.

-Ces buttes se trouvent au débouché de paléo-vallons perchés face à elles sur le Trias-Lias chevauchant de l'unité de Lainakhi. On peut penser qu'il s'agit de dépôts contemporains à l'établissement de ces surfaces.

-Ces buttes se situent géométriquement en position surélevée par rapport à la base des tabliers du Pléistocène moyen qui plongent sous le niveau de la plaine de Vassiliki. Elles se sont donc déposées avant la formation de ces tabliers.

-Les conglomérats sont tectonisés (galets fracturés); les bancs sont légèrement ployés et basculés. Leur dépôt est donc antérieur à la phase du Pléistocène inférieur.

Figure N° I-13: Panorama vu du nord de l'île de Levkas, du cordon littoral, vers le sud. La paléosurface Plio-Pléistocène qui enveloppe tous les reliefs est bien visible (SP1). Cette surface est entaillée vers l'ouest par une falaise morte (Pf) dont le bas est fossilisé par des tabliers de brèches du Pléistocène moyen (Tp). On peut distinguer au premier plan une partie du cordon littoral.

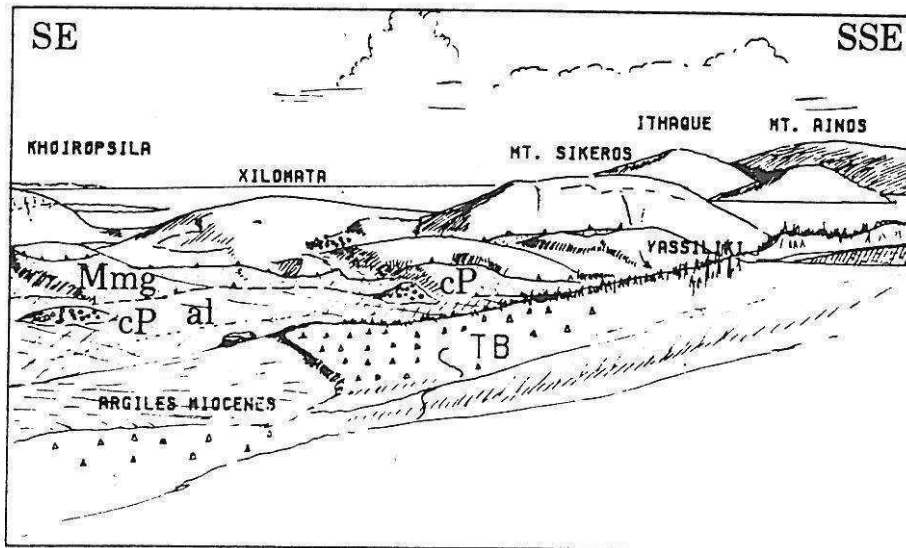
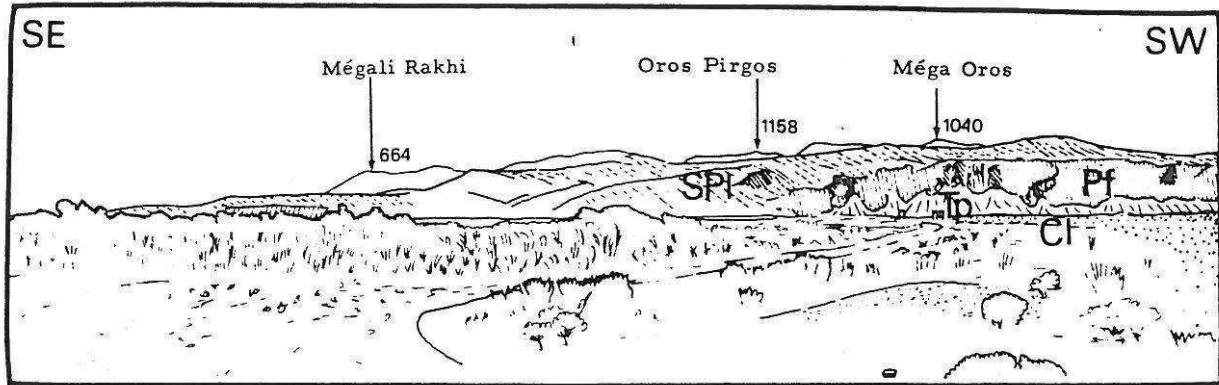


Figure N° I-14: Panorama pris en amont d'Ayios Pétros vers le Sud-Est. On peut distinguer au fond de la vallée du Khimaros les deux petites collines de conglomérats du Plio-Pléistocène inférieur (cP) au débouché de petits vallons. Le chevauchement de la zone ionienne est cacheté par les alluvions récentes (al) ou invisible entre les marnes de la série de Paxos et de la série ionienne (Mmg). Au dessus, le contact chevauchant de l'unité de Lainakhi-Poros a été indiqué. Au premier plan, on distingue le tablier pléistocène moyen (TB), perché au dessus de la vallée du Khimaros et les pentes argileuses modelées par l'érosion postérieure à la formation des tabliers.

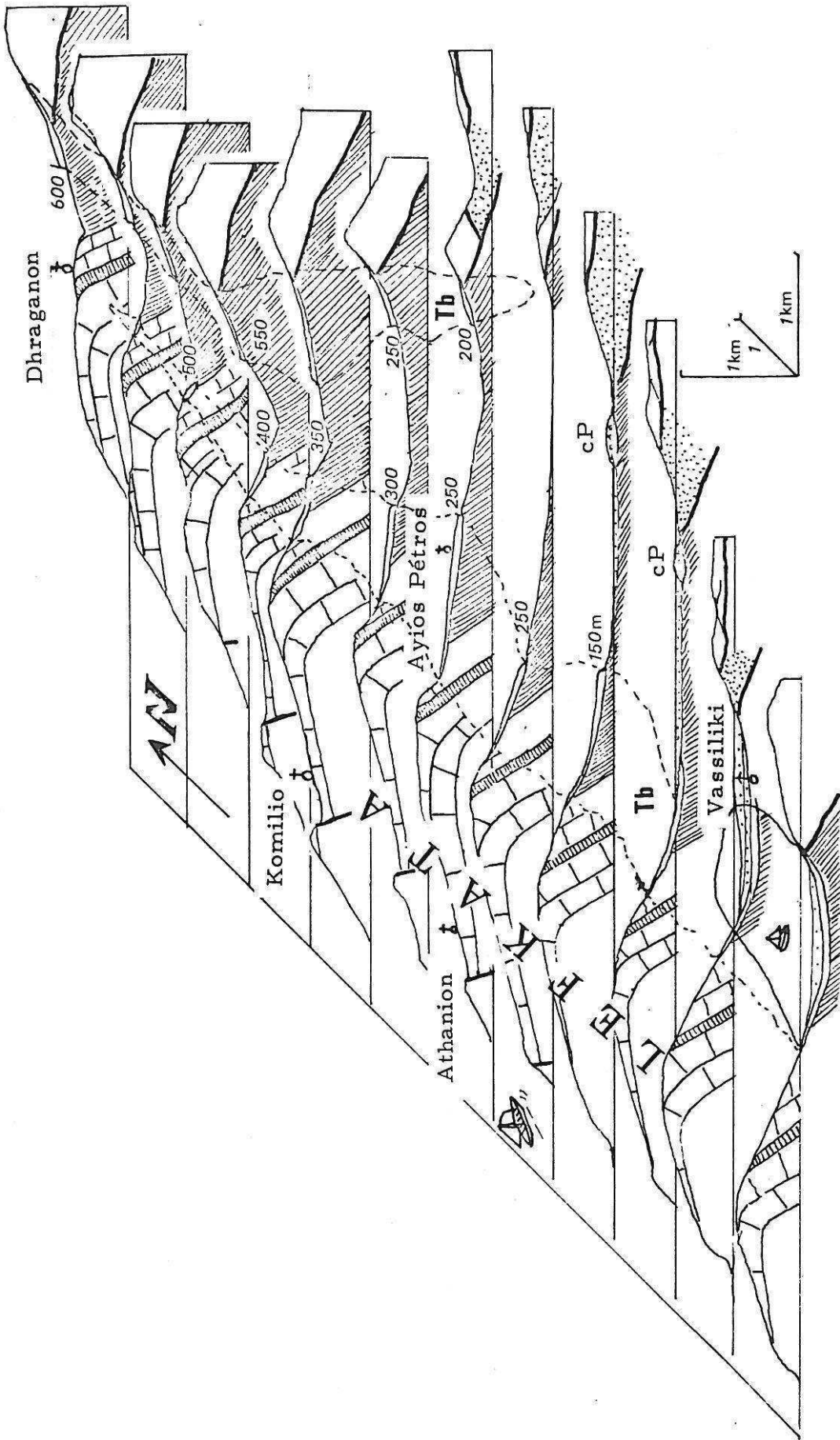


Figure N° I-15 : Coupes sérieées de la vallée du Khimaros montrant la position des tabliers de brèches lithifiées du Pléistocène moyen (Tb dans les zones en pointillé). La base érodée de ces tabliers monte progressivement vers le nord. L'altitude de celle-ci a été indiquée. Vers le sud la racine des tabliers plonge en mer.



2-PLEISTOCENE MOYEN A SUPERIEUR ET HOLOCENE

-a-TABLIERS DE BRECHES.

Indice: qT

La phase tectonique compressive du Quaternaire ancien déforme l'île de Levkas en formant un bombement régional (Voir chapitre III). Ces reliefs nouvellement créés sont érodés et des tabliers de brèches s'accumulent sur les versants des nouvelles vallées.

Actuellement, ces tabliers de brèches lithifiées se localisent sur les nombreux versants montagneux de l'île. Ils sont notamment largement développés sur les deux versants de la vallée d'Ayios Pétrou, au Sud-Est de Vassiliki et dans les environs de Nidhri. On peut distinguer, plus nettement à Levkas que dans les régions environnantes, deux épisodes de formation de ces tabliers :

--BRECHES LITHIFIEES BLANCHES, MAL LITEES.

On peut observer, à un kilomètre au Sud de Vassiliki et aussi sur le flanc oriental de la péninsule de Lefkata, en amont d'Ayios Pétrou, des éboulis à petits blocs anguleux de calcaire non altéré. L'absence d'altération donne aux tabliers un aspect très blanc. Le ciment est calcitique et ne remanie pas d'altérites, pour des raisons climatiques probablement, mais aussi à cause de la rapidité de la dégradation des pentes après ou même pendant la phase tectonique. L'érosion ayant dégagé le Miocène marneux de la série monoclinale d'Ayios Pétrou, le dépôt de ces brèches doit être instantané. Ces brèches sont antérieures à la formation des tabliers mieux lités et plus ou moins rosés. On peut en effet observer leur superposition au Sud de Vassiliki, sur la côte (Voir figure N° I-15 et I-16).

--BRECHES LITHIFIEES ET LITEES PLUS OU MOINS ROSES EN TABLIERS.

On connaît ailleurs qu'à Levkas (Epire, Céphalonie) des brèches d'aspect parfois catastrophique à la base des tabliers, mais dont le passage aux niveaux supérieurs mieux lités et plus rosés ou rougis paraît moins net et tranché qu'à Levkas.

Ces tabliers, nappant les versants des vallées, sont très répandus dans la région et ont été étudiés en Akarnanie, en Epire et dans les îles ioniennes (B. Bousquet 1974), à Céphalonie (Mercier et al 1972), à Corfou (M. Jamet, 1982). Il s'agit d'une formation bréchique remaniant des éléments carbonatés des séries méso-cénozoïques, anguleux à sub-anguleux, noyés et très consolidés par une matrice calcaréo-argileuse rosâtre à rouge, très calcifiée. Les argiles rouges sont parfois bien litées et donc en partie contemporaines de l'ébouilisation. Elles résultent aussi de l'altération rubéfiante postérieure à la réalisation des tabliers, cette altération progressant à partir de la partie supérieure des tabliers par les diaclases.

-b-AGE DES TABLIERS:

Les brèches blanches sont apparemment syn-tectoniques ou tout juste postérieures à une déformation majeure. Les tabliers lithifiées qui leur succèdent sont à Céphalonie postérieurs à du Pléistocène

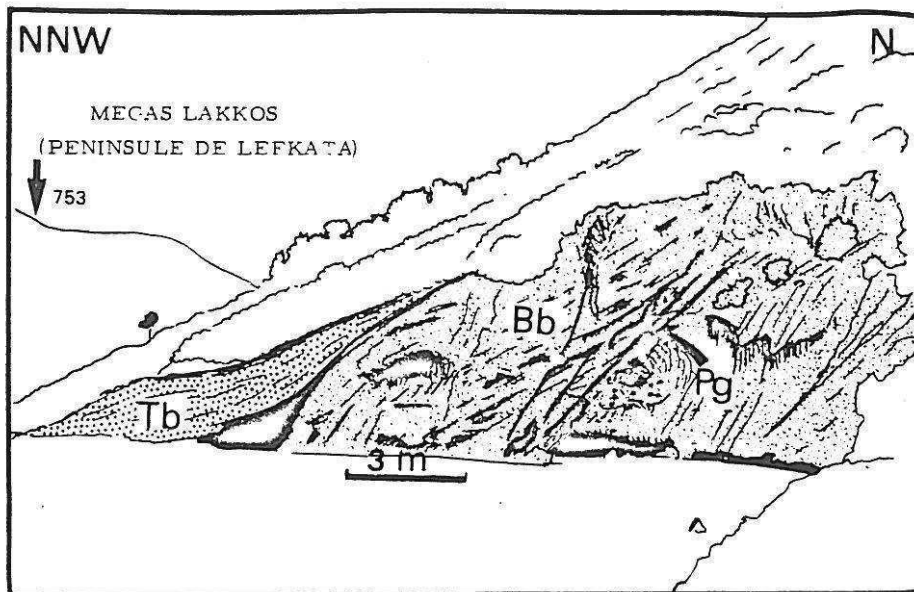


Figure N°I-16: Rapports géométriques entre les tabliers de brèches pléistocènes moyen (tb) et "les brèches blanches" (Bb) à environ 1 kilomètre au sud de Vassiliki. On peut remarquer dans celles-ci, la présence de plans de glissement (Pg) précoces, anté lithification et vraisemblablement synsédimentaire et contemporains de la déformation qui entraîne l'érosion. Ces plans n'ont vraisemblablement de signification tectonique.

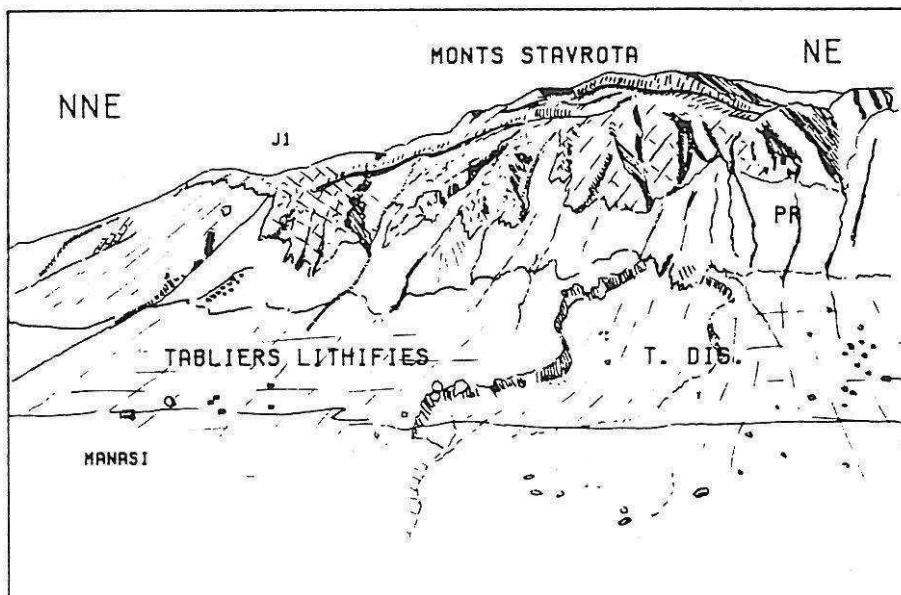


Figure N°I-17: Instabilité du flanc occidental des monts stavrota. La surface sommitale est décallée par un grand glissement rocheux. Sous les corniches rocheuses, on peut distinguer des pentes régularisées (PR), puis les tabliers lithifiés du Pléistocène moyen. Au sud du petit village de Manasi, le tablier est disloqué (T. DIS.) sur les pentes argileuses du monoclinial préapulien plongeant sous le le contact chevauchant de la zone ionienne. De gros blocs épars jonchent les flancs de la vallée du Khimaros.

inférieur marin. Etant suivi de formations évoquant plusieurs alternances de phases climatiques, ils ont été attribués par B. Bousquet à la fin du Quaternaire ancien ou au début du Quaternaire Moyen ("Mindel"). Leur corrélation exacte avec le Mindel défini dans les Alpes n'étant pas assurée, et afin de pas être pris par la force des mots dans une fausse précision chronologique, nous garderons une attribution plus floue au début du Pléistocène moyen.

-c-FORMATIONS LITTORALES, CONGLOMERATS ET CONES  
(PLEISTOCENE MOYEN):

Sur la côte occidentale (à 2 km au Sud-Ouest d'Ayios Nikitas) ainsi que sur la côte au Nord de Tsoukalades, au pied de la falaise morte, on observe le passage vers le bas des brèches lithifiées à des formations à blocs mal triés et plus ou moins arrondis, parfois de grosse taille, flottant dans une matrice argileuse verte à grise et calcifiée. Cette formation évoque un conglomérat de pied de falaise. Aujourd'hui, on observe ce faciès seulement quelques mètres au dessus du niveau marin dans un secteur assez soulevé par rapport à la région de Vassiliki où la base des tabliers plonge en mer (Voir planche N° 13a).

Dans une dépression à l'Ouest de Tsoukalades ainsi qu'à l'Est d'Ayios Nikitas, on observe, sur quelques dizaines de centimètres, des accumulations conglomératiques de galets qui présentent les mêmes faciès de cimentation que les tabliers de brèches Pléistocène moyen. On peut donc penser qu'il s'agit, là aussi, de variation latérale de faciès de ces tabliers vers l'aval.

Dans l'Est de l'île, à l'Ouest de Paléokatouna et au Sud de Néochorion, on observe l'épandage de cônes de déjection très pentus, très indurés et qui présentent, là encore, les mêmes caractéristiques de cimentation. Il pourrait encore s'agir de formations Pléistocène moyen.

-e-LES GREZES PLUS OU MOINS INDUREES.

Indice: qg

On observe, sur les versants abrupts de la côte orientale de l'île, notamment au Sud-Est du Mégali Rakhi et à l'Est du versant de l'Omali (près de Vlikho), des grèzes litées plus ou moins cimentées par un calcaire translucide. Une légère altération affecte la surface des éléments carbonatés, leur donnant une patine granuleuse beige à marron. L'âge de ces grèzes peu altérées pourrait remonter à la dernière période froide, car les formations datées de cette époque remanient très peu d'altérites.

-d-LES CONES DE DEJECTION RECENTS.

Indice qc

A l'Ouest de Nidhri, surplombant légèrement la plaine, s'étale largement un vaste cône de déjection assez plat de 1 kilomètre de rayon environ, et dont la coupe n'est pas visible faute de ravinement. Il a envoyé, vers l'aval, les restes archéologiques mis à jour par Dorpfeld au Sud du village de Nidhri. A l'amont, le torrent qui alimente ce cône entaille les formations d'éboulis consolidés qui flanquent le fond abrupt de la vallée de Néochorion. Ce cône semble donc actif ou sub-actif.

-f-TERRASSE MARINE RECENTE.

J. Bornovas (1964) signale l'existence, aux abords du village de Périyali sur la côte orientale, de restes d'une terrasse soulevée de grès marins d'âge Pléistocène.

-g-LE CORDON LITTORAL DU NORD DE L'ILE.

Indice: qm et qp

On observe, au Nord de l'île, un cordon littoral qui la rattache au continent. Il comprend un microconglomérat plus ou moins cimenté, ainsi que des facies lumachéliques à Bittiums. L'âge de ce cordon non déformé semble être récent (Holocène). Néanmoins, vers le Sud Est, ce cordon est plaqué à une falaise située au Nord de Tsoukalades (voir planche N° 13a). On y trouve une encoche marine bien développée, dans laquelle s'encastrent des restes de ce microconglomérat. Il est ici situé à 2 ou 3 mètres au dessus du niveau marin actuel. A d'autres endroits, l'encoche est au niveau de la mer. Cette encoche, bien que récente, pourrait donc localement être légèrement soulevée, mais la faible extension de l'encoche ne permet pas de tirer de conclusions quant à l'origine tectonique de ces variations altimétriques faibles.

-h-FORMATIONS SUBACTUELLES A ACTUELLES.

Indice qa et qe

Une partie du cordon précédemment décrit est encore active. Des éboulis actifs sont, d'autre part, observés en de nombreux points de l'île: c'est le cas à Athanion (Voir planche N° 12b), Ayios Illias et Ayios Nikitas. Ces éboulis ne sont ni altérés ni indurés.

-i-GLISSEMENTS DE TERRAIN, EYROULEMENTS.

Certains grands glissements de terrain actifs jalonnent les pentes marneuses de l'île. C'est notamment le cas dans la vallée d'Ayios Illias-Sivros où la série molassique argileuse flue vers le bas de la vallée. Le flanc occidental des Stavrotas est aussi jalonné de nombreux glissements actifs ou morts, mais récents, affectant la série marneuse miocène de la zone de Paxos.

Des écrolements potentiels de panneaux rocheux jalonnent parfois les corniches montagneuses. C'est notamment le cas sur le flanc occidental des monts Stavrotas où de nombreux blocs épars sur les pentes argileuses témoignent d'anciens écrolements. Un panneau important, déjà descendu de plusieurs dizaines de mètres, et bien visible dans la morphologie, présage d'un futur écrolement (Voir figure N° I-17). Au Nord d'Ayios Illias, une loupe d'écrolement évidée dans l'Eocène tectonisé est bien visible. Au pied de celle-ci, on peut observer un monticule de taille hectométrique de mégablocs.

-j-LES ALTERITES.

Indice: qr

Leur datation précise est problématique puisque sur des portions d'anciens paysages, plio-villafranchiens par exemple, peuvent être cumulés différents épisodes d'altération du Pliocène ou du Quaternaire. Dans l'ensemble, Levkas est peu propice à une séparation de ces différents épisodes et nous n'en tirerons pas, en conséquence, d'arguments chronostratigraphiques.

Les altérites les mieux conservées se trouvent dans des poches karstiques sur la paléo-surface établie au Pliocène-Pléistocène

inférieur. Elles sont représentées par des accumulations de terre rougeâtre à brune, pulvérulentes et parfois très épaisses (plusieurs mètres).

#### D-CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES ET PALEOGEOGRAPHIQUES.

Nous résumerons donc brièvement l'histoire sédimentaire de l'île dans les deux zones isopiques visibles à Levkas.

##### -EN ZONE DE PAXOS.

-AU TRIAS : les terrains ne sont pas connus. La sédimentation est vraisemblablement de type évaporitique.

##### -DU JURASSIQUE SUPERIEUR A L'OLIGOCENE-AQUITANIEN:

La subsidence est assez constante avec une sédimentation carbonatée néritique. A partir du Crétacé supérieur, en réponse vraisemblablement à la tectonisation des zones plus internes, les faciès deviennent plus argileux, mais sont toujours à dominante calcaire.

##### -DE L'AQUITANIEN-BURDIGALIEN AU MESSINIEN:

Une série terrigène épaisse de quelques centaines de mètres et concordante sur la précédente témoigne de la subsidence continue et de l'instabilité tectonique qui règne alors dans les domaines plus internes: mouvements tectoniques précoces en zone ionienne au cours de l'Aquitanién (zone à G. opima, I.F.P. I.G.S.R. 1966) et démantèlement des reliefs pindiques, puis décharges détritiques résultant de la destruction des structures formées au cours de la phase du Burdigalien supérieur en zone ionienne. La présence d'Echinides dans le Tortonién marneux ainsi que le faciès dessalé du Messinién montre que la sédimentation à cette époque était peu profonde, voir lacustre épisodiquement.

##### -EN ZONE IONIENNE.

##### -DU PERMIEN (?) AU LIAS MOYEN:

La sédimentation est de type évaporitique puis dolomitique. Elle devient ensuite néritique (calcaires du Pantokrator). L'épaisseur de la série liasique est le reflet d'une importante subsidence.

##### -DU LIAS SUPERIEUR A L'EOCENE SUPERIEUR:

Les quelques discordances de ravinement qui affectent la série sont les témoins de l'instabilité tectonique qui régnait alors. La subsidence est moins importante que dans le domaine préapulien. Les faciès fréquemment siliceux sont, pour certains auteurs, le reflet d'une sédimentation pélagique (J. Aubouin, 1959), (J. Bornovas-I.G.S.R., 1964) alors que pour l'I.F.P., ils ne résultent seulement que d'un enrichissement en silice du milieu marin et du remaniement d'altérites de secteurs émergés proches.

##### -DE L'EOCENE SUPERIEUR AU BURDIGALIEN:

La sédimentation s'approfondit et devient argilo-gréseuse, de type flysh. Elle est alimentée par la destruction des reliefs pindiques ou du Gavrovo en partie.

-DU BURDIGALIEN AU PLIOCENE INFÉRIEUR:

Après la phase compressive majeure qui affecte le domaine, la série argilo-sableuse qui se dépose est totalement discordante sur les anciennes structures érodées. De nombreuses figures d'instabilité gravitaires (éboulements, figures de charge, olistolithes de grande taille) ainsi que la présence de nombreux bancs de brèches et conglomérats dans toute la série, sont les témoins de l'instabilité séismotectonique contemporaine au dépôt de cette série. Une subsidence continue explique l'épaisseur de la série molassique ainsi que le diachronisme de la transgression observé dans l'île et ailleurs. Le paysage existant alors devait être un paysage d'îles et d'ilots en submersion, auxquels l'érosion et l'action destructrice des séismes arrachaient des quantités importantes de matériaux pour les sédimenter aux alentours.

-DANS LES DEUX ZONES ISOPIQUES DEPUIS LE PLIOCENE INFÉRIEUR.

Après la brève phase de déformation intense et de surrection du Pliocène inférieur, la région redevient plus calme et subsidente; ceci permet l'élaboration de la surface Plio-Pléistocène inférieur. La région devait alors se présenter comme un paysage mou et de plus en plus surbaissé, en voie d'immersion à l'Ouest, et colmaté à l'Est par des apports fluviatiles avec, entre les deux zones, un domaine lagunaire à cordons littoraux et flèches sableuses.

Des mouvements verticaux, résultant de la phase tectonique du Pléistocène inférieur, déforment cette surface, créant des reliefs qui alimentent sur leur versants, au cours d'un épisode climatique agressif (Rhexistasie), des tabliers de brèches. C'est au moment de cette phase compressive qu'a été en grande partie acquise la morphologie actuelle des îles ioniennes.

Les variations de la paléogéographie depuis le début du Néogène ont surtout été, comme nous l'avons vu, conditionnées par les événements tectoniques qui se sont produits dans la région plus que par les modifications climatiques ou eustatiques. L'examen détaillé de ces événements nous permettra donc de mieux cerner l'évolution géologique régionale depuis lors.

## CHAPITRE II

### TECTONIQUE DE LA PERIODE MIO-PLIOCENE

#### I- INTRODUCTION.

Les phases tectoniques connues régionalement, grâce aux travaux antérieurs, se retrouvent à Levkas. Il s'agit des phases du Miocène moyen (Burdigalien supérieur ou Langhien), du Pliocène inférieur (entre les biozones à *G. margaritae* et *Sphaerodinellopsis*), et du quaternaire ancien. Les structures formées durant les deux premières phases sont complexes et ont fait l'objet, avec la géologie générale et la cartographie, de deux études structurales réalisées par J. Bornovas et la British Petroleum. La carte au 1/100.000e, réalisée par cette dernière, révèle à Levkas, une complexité particulière (voir figure N° II-1 ) mais faute de coupes et de descriptions détaillées dans l'ouvrage, les raisons de cette complexité ne sont pas données. Les différences parfois importantes entre les deux cartes publiées et la difficulté d'utilisation de la carte B.P. dont l'échelle est inadaptée à la taille souvent petite des structures, ainsi que l'absence de fond topographique, nous ont amené à reprendre la cartographie de l'île et à lever des coupes détaillées pour tenter de comprendre la complexité de ses affleurements.

Dans cette cartographie aux fins essentiellement structurales, nous avons repris, comme repère, les unités lithostratigraphiques déjà utilisées. En effet, il ressortait des coupes proposées par Bornovas et la B.P., que les limites biostratigraphiques se placent souvent à l'intérieur d'ensembles lithologiques homogènes et sont donc difficilement utilisables sur le terrain.

Nous décrivons les structures de l'île, dans ce chapitre, en les attribuant autant que possible aux différentes phases de déformation. Des coupes sériées ainsi que leur description détaillée sont données en annexe à la fin de l'ouvrage.

Au cours de cet exposé, nous rappellerons les résultats structuraux concernant l'île obtenus par J. Bornovas et B.P. co. L.T.D., puis nous décrivons la carte structurale de Levkas, issue des données de notre cartographie. Enfin, nous détaillerons la nature des structures résultant des différentes phases tectoniques.

#### II-TRAVAUX ANTERIEURS.

##### A-AGE DES PHASES TECTONIQUES.

###### 1-J.BORNOVAS (Geologia tis nisou Levkados 1964).

Pour cet auteur, deux phases importantes de déformation ont affecté la zone ionienne de l'île. Il attribue la première à l'Aquitarien (op. cit. page 133) et la seconde est post-tortonienne.

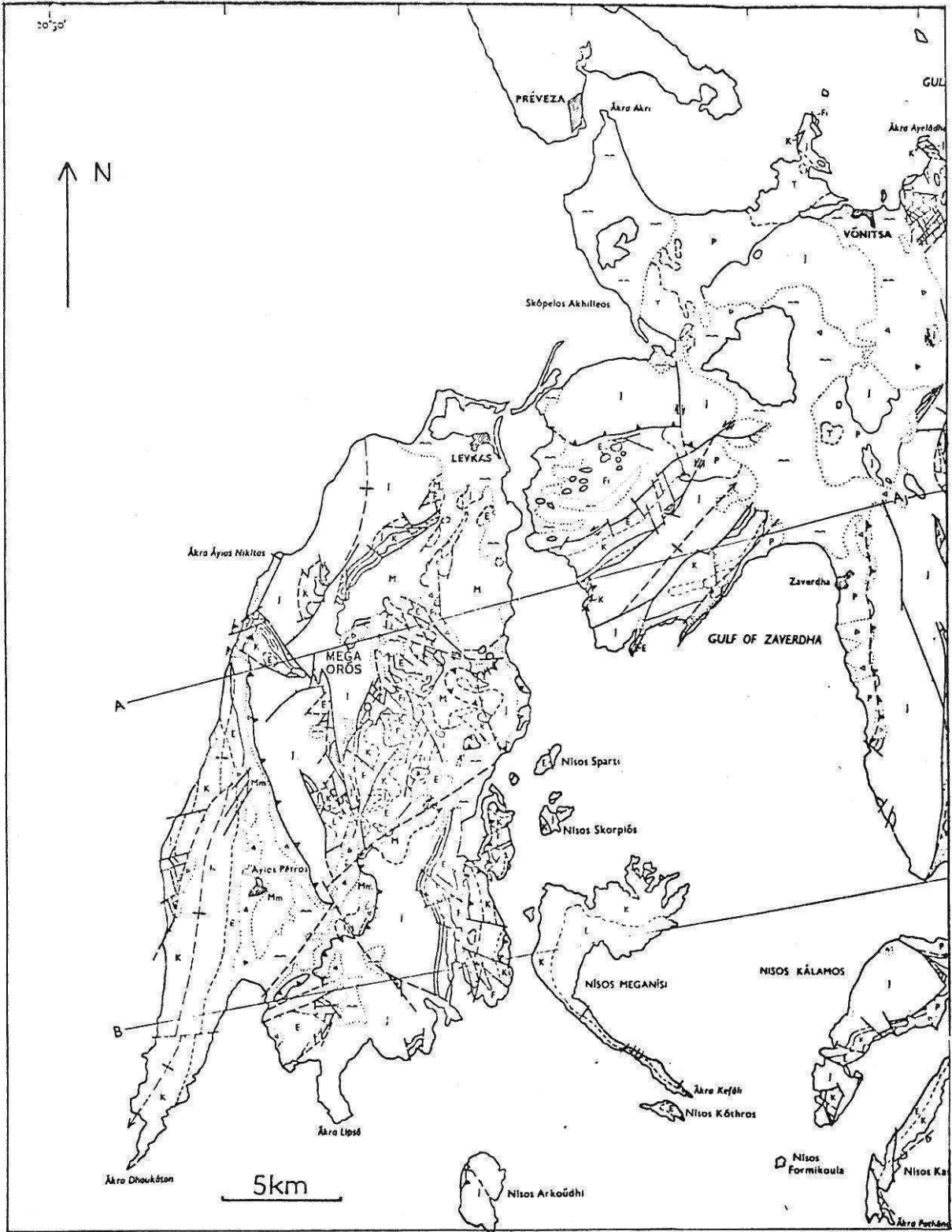


Figure N° II-1 :Carte géologique simplifiée de Levkas au 1/250.000 e (British Petroleum).-J-Trias-Jurassique. -K-Crétacé. -E-Eocène. -F-Flysch Oligo-Miocène de la zone ionienne. -Mm-série détritique de la zone préapulienne. -M-Molasses miocènes de la zone ionienne.



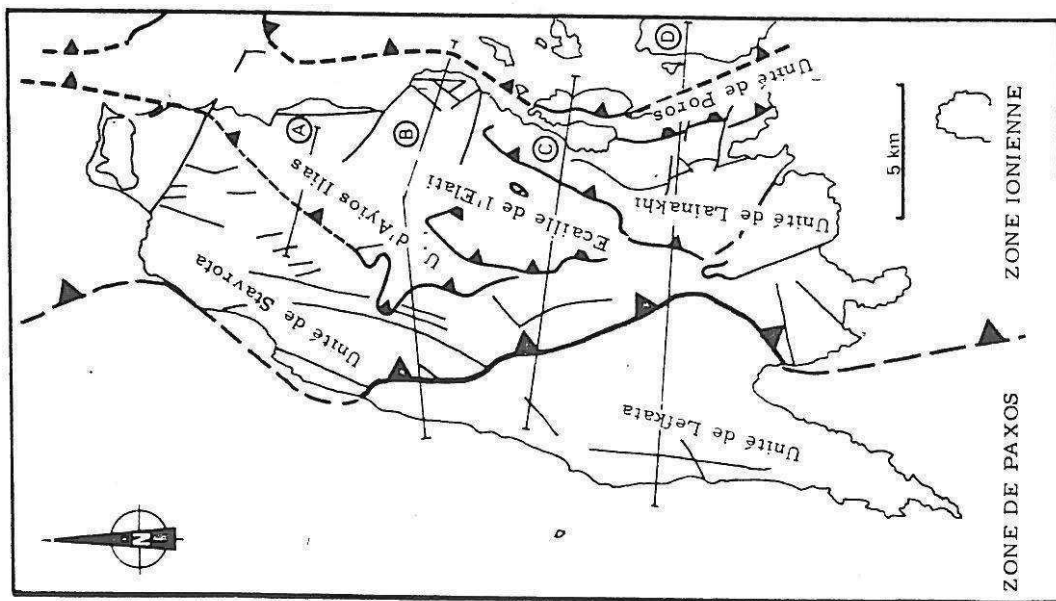


Figure N° II-2: Schéma structural de Levkas selon J. Bornovas: Les traits situent les coupes tectoniques de la figure N° II-4.

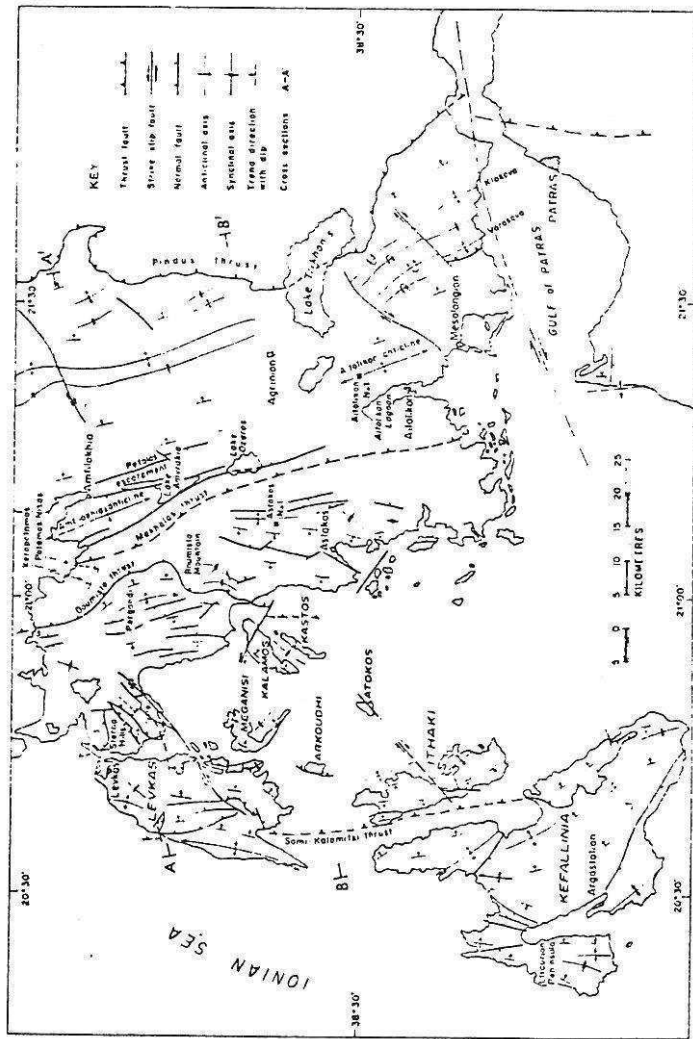
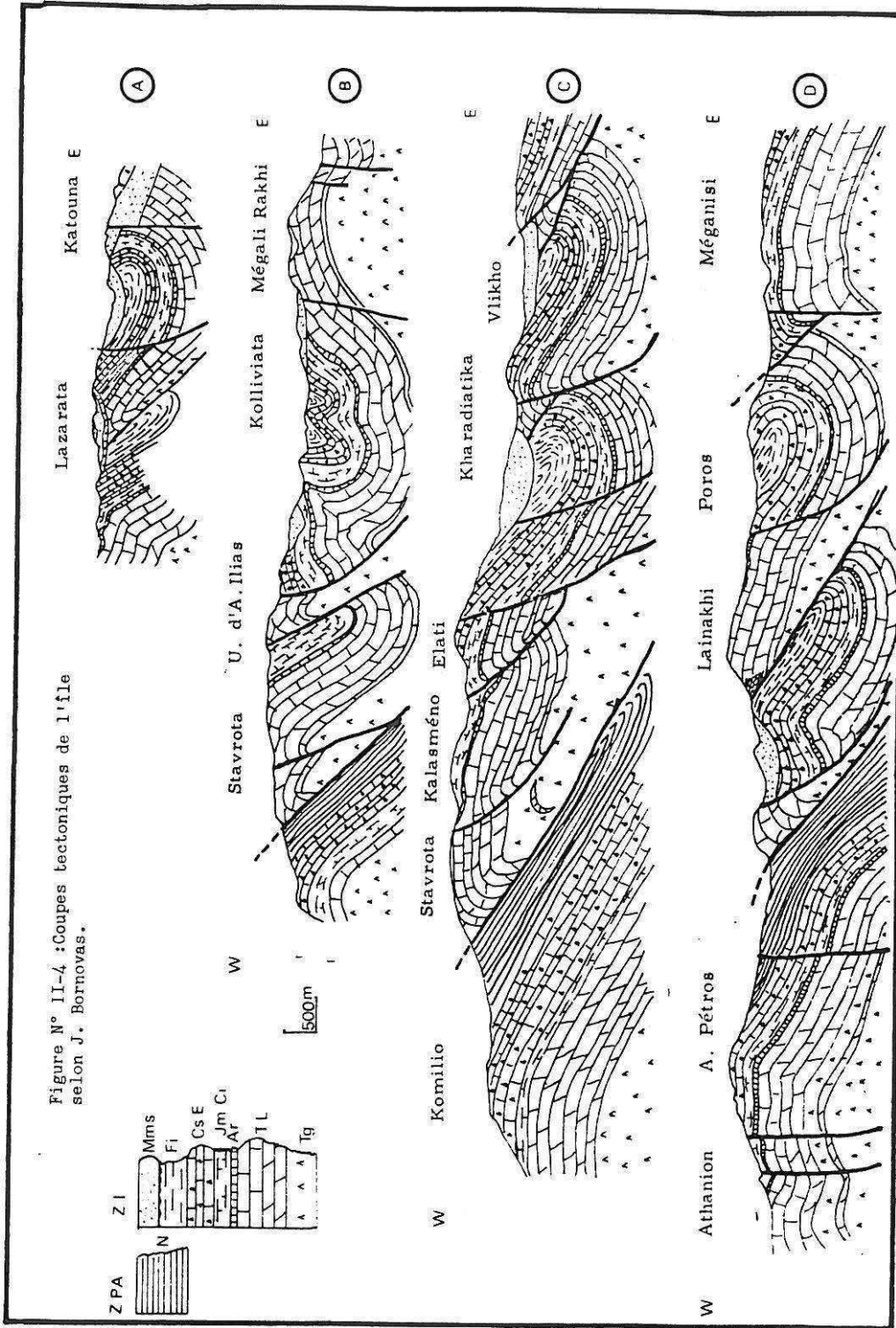


Figure N° II-3: Schéma structural de l'Akarmanie, de Levkas et Céphalonie selon D. Jenkins, 1972 (British Petroleum).



Il est le premier auteur à proposer un âge Miocène supérieur ou même Pliocène inférieur.

2-BRITISH PETROLEUM Co LTD. (The geological results of petroleum exploration in Western Greece . I.G.R.S. Athens 1971).

Pour la B.P., l'âge de la première phase tectonique en zone ionienne dans cette région est post-burdigalienne et anté-tortonienne: les marnes et conglomérats à *G. globorolalia acostaensis* blow et à *Globigerina néphentes* (Tortonien) reposent en discordance sur les marnes burdigaliennes du flysch.

Régionalement, les travaux de l'I.F.P. pour la première phase et de Sorel(1976) pour la seconde ont permis de préciser les fourchettes d'âges des deux phases tectoniques vues à Levkas par J. Bornovas et la British Petroleum (Voir chapitre 1).

## B-STRUCTURES DE L'ILE.

### 1-J. BORNOVAS

La description de J.Bornovas est la suivante: (voir figures N. II-2 et II-4 ).

La zone de Paxos, représentée par l'anticlinal de la péninsule de Levkata, est chevauchée par la zone ionienne dont les montagnes les plus occidentales sont les Stavrota .

En zone ionienne, la structure est constituée d'un empilement de plis écaillés: les montagnes de Stavrota sont chevauchées par l'écaille d'Ayios Illias, qui est chevauchée à son tour par l'écaille de l'Elati au Sud; l'ensemble étant chevauché par l'unité de Lainakhi, par l'intermédiaire d'un niveau d'évaporites.

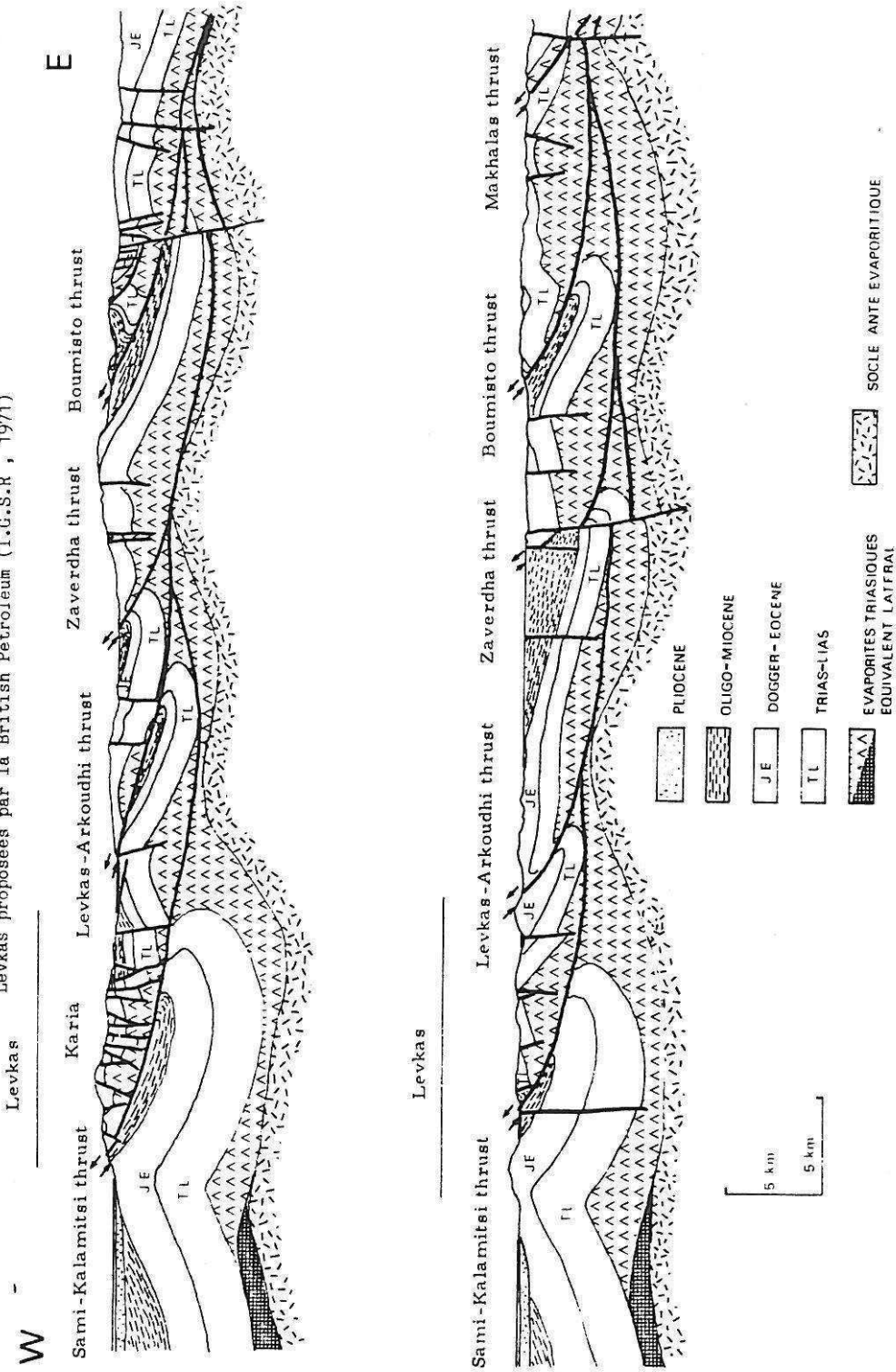
A l'Est, le flanc oriental retourné du synclinal de Poros chevauche le coeur de la structure.

### 2-BRITISH PETROLEUM

Le trait dominant dans l'interprétation tectonique de la B.P. est le décollement supposé en profondeur de la série ionienne, à la faveur des évaporites triasiques; les chevauchements vers l'Ouest, observés en surface, en seraient les témoins (l'I.F.P., dans ses conclusions relatives à la géologie de l'Epire, considère au contraire que la série sédimentaire ionienne y est peu ou pas décollée).

A Levkas, un de ces chevauchements serait celui de Sami-Kalamitsi qui amène la zone ionienne sur la zone de Paxos. Un autre chevauchement important pour ces auteurs, serait celui qui est visible sur l'île d'Arkoudi, au S-E de Levkas (Levkas-Arkoudi thrust) (voir figure N° II-5 ). Les autres structures, de moindre échelle, sont interprétées comme une succession de plis et de failles subverticales, parfois supposées décrochantes (accident de Sivros). La carte géologique apparait comme un damier de compartiments plus ou

Figure N° II-5 : Deux coupes interprétatives de la Grèce occidentale passant par Levkas proposées par la British Petroleum (I.C.S.R , 1971)



moins hauts et rend d'autant plus difficile l'interprétation structurale que son échelle et l'absence de fond topographique sont inadéquates pour la représentation de ces petites structures (voir figures N° II-3 et II-5 ).

Dans un premier temps, l'aspect morcellé de la carte B.P., l'existence d'accidents chevauchants à pendage Ouest (flanc oriental des Stavrota, région de Katouna, à Levkas; flanc oriental du Ser Ekas et versant Ouest de la vallée d'Astakos en Akarnanie; versant occidental de la vallée d'Exoyi à Ithaque) et la présence de niveaux supérieurs de la série ionienne entourés par des terrains appartenant plutôt à la base de celle-ci nous ont conduit à une interprétation allochtoniste des structures observées en surface (Sorel et Cushing, 1982). L'examen plus détaillé réalisé ultérieurement nous a conduit à proposer une interprétation moins allochtoniste, avec le fonctionnement simultané de chevauchements à vergence Ouest et Est. Il n'en reste pas moins que nombre de structures montrent une forte tendance au décollement, aidées en cela par les niveaux d'évaporites triasiques dont les affleurements à Levkas et en Akarnanie se font omniprésents.

### CONCLUSION

J. Bornovas avait souligné l'importance de la tectonique tangentielle lors de la phase du Miocène moyen en zone ionienne; il y associait le rôle important joué par les évaporites dans une tectonique de décollement.

La B.P. va dans le même sens, dans une interprétation davantage allochtoniste de la région, sans pour autant en apporter les preuves de terrain; elle suppose en effet que le décollement majeur se trouve en profondeur sous la forme d'un décollement total de la couverture sédimentaire. Le front de celui-ci se trouverait au niveau du front de chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos et s'enracinerait loin à l'Est en Akarnanie.

### 3-DESCRIPTION STRUCTURALE DE L'ILE.

A partir de notre carte géologique, nous avons établi une carte structurale de l'île à laquelle on pourra se reporter dans la description qui suit (Voir figure N° II-6).

#### -Zone de Paxos:

Au regard de cette carte, le premier trait marquant est la différence de complexité existant entre la zone ionienne et la zone de Paxos. Ce domaine est en effet uniquement représenté par un lourd anticlinal, dissymétrique et sur le flanc duquel repose une importante série monoclinale marneuse, plongeant vers l'Est sous le chevauchement de la zone ionienne. La partie orientale de l'anticlinal montre un fort pendage vers l'Est et les bancs sont même retournés et chevauchent légèrement la série marneuse au Nord d'Ayios Pétros. Cet anticlinal est haché de failles distensives d'âge Quaternaire.

#### -Zone ionienne:

Entre les deux zones, le contact majeur qui amène la zone ionienne sur la zone de Paxos est visible à l'Est de la vallée d'Ayios Pétros. Au Nord de ce village ou même aux environs de

Kalamitsi, il met en contact les calcaires du Pantocrator avec les niveaux plus récents de la de Paxos. Au Sud, ce sont les molasses miocènes de la région de Sivros- Vassiliki qui viennent chevaucher les marnes de la zone de Paxos.

La zone ionienne est caractérisée par sa complexité structurale. On observe en effet de nombreux chevauchements ou écaillages, favorisés par les contrastes importants de compétence des différents ensembles lithologiques ainsi que l'abondance des évaporites triasiques injectées dans les accidents. La grande dispersion axiale des plis et l'important recouvrement molassique au Nord de l'île amplifient cette impression de complexité.

#### a-LA DEFORMATION DES MOLASSES DE LA ZONE IONIENNE.

On distingue quatre grands ensembles formés par les terrains molassiques d'âge Miocène supérieur (les numéros sont ceux de la figure II-6):

Du Nord au Sud:

-Le synclinal d'Asproyerakata- Apolpaina(1) NNE-SSW lui-même subdivisé en structures mineures. Les molasses y reposent, discordantes, sur un synclinal à coeur d'Eocène ou même de flysch invisible (2).

-Le bassin molassique de Katouna (3), constitué en grande partie par une série monoclinale plongeant à l'Est dans le golfe de Dhrépanos. Ce bassin est flexuré au Sud et s'appuie sur le flanc Nord du Mégali Rakhi (4).

-Le synclinal d'Alatra- Kharadiatika (5) dissymétrique, au flanc occidental très redressé alors que les couches constituant son flanc oriental sont quasiment horizontales. L'axe du synclinal est orienté NE-SW.

-La série molassique de Sivros (6), chevauchée à l'Est par l'unité de Lainakhi- Poros (7).

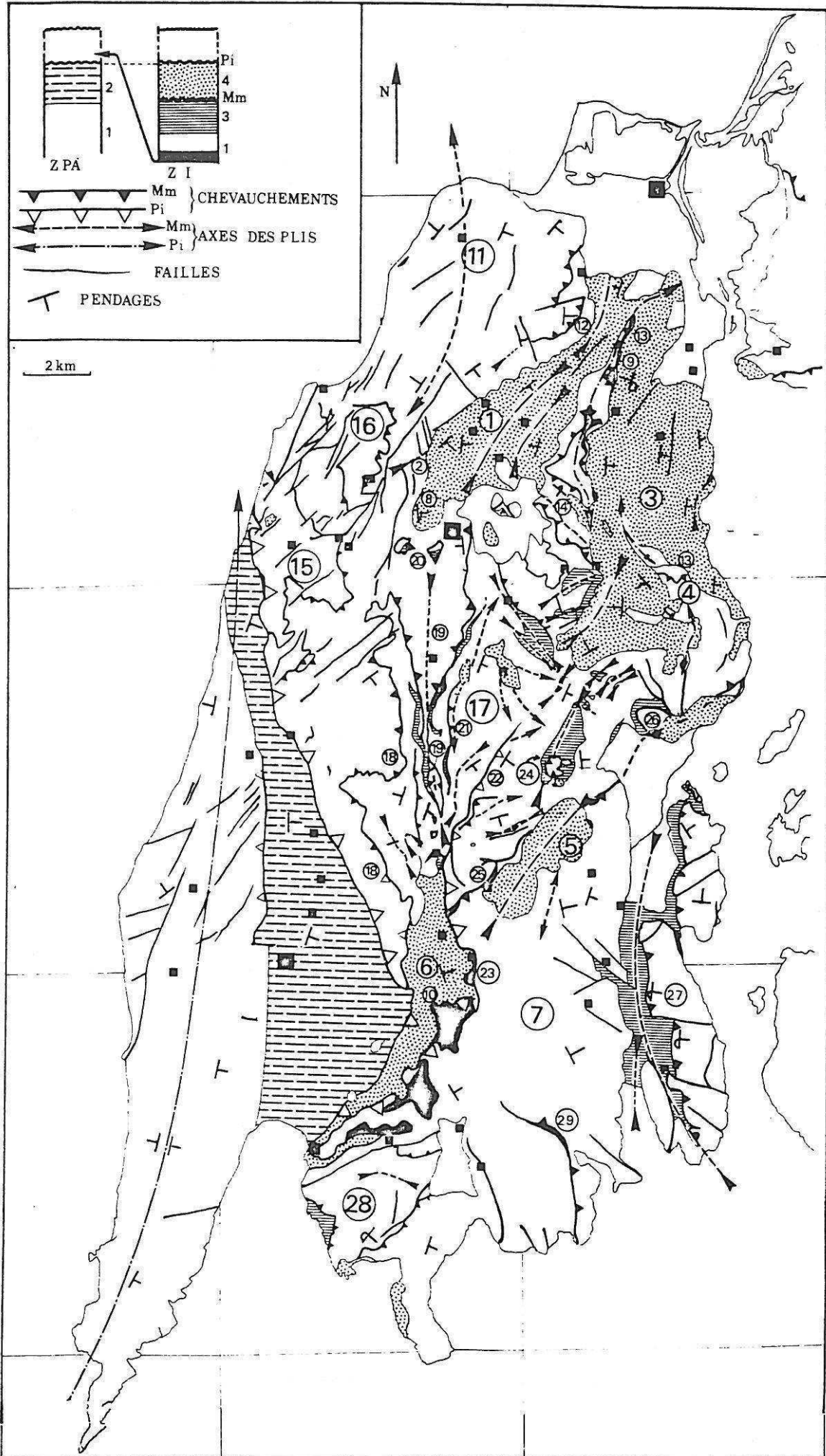
D'une manière générale la déformation des molasses est peu importante, ne formant que des plis de grande "longueur d'onde". Cependant, dans quelques endroits, les molasses sont fortement redressées (à l'Ouest de Karia (8)), voir retournées (à l'Ouest de Kariotes (9)) ou même éventuellement cisillées (au Sud de Sivros (10)).

#### b-DEFORMATIONS DU SUBSTRATUM ANTE MOLASSIQUE.

On y distingue un certain nombre d'unités ou d'ensembles complexes; les ensembles essentiellement constitués de la base de la série carbonatée chevauchent généralement ceux de sa partie supérieure.

Nous décrivons ces structures du Nord au Sud:

L'anticlinal massif de la région de Tsoukalades (11) chevauche vers l'Est le flanc occidental du synclinal d'Asproyerakata- Apolpaina (12). Plus à l'Est, aux environs de Kanaria Rakhi et vers le Sud, un autre contact chevauchant vers l'Est est visible. Il est cacheté par les molasses miocènes, elles-mêmes largement flexurées au niveau du chevauchement. Celui-ci se poursuit au Sud jusqu'au



flanc Nord du Mégali Rakhi (13). Au Nord de Kolliviata, il constitue le flanc inverse d'un pli-faille déversé au Nord-Est (14) dont le coeur montre un petit écaillage de calcaires liasiques sur le flanc normal.

Sur le versant occidental de l'île, dans les environs de Kalamitsi et d'Exanthia (15,16), les calcaires du Pantocrator sont écaillés et chevauchent vers l'Ouest les terrains plus récents de la série ionienne.

Dans la région d'Alexandros, Vafkeri, Khokini Eklisia (17), c'est essentiellement la partie supérieure de la série ionienne qui affleure avec les calcaires éocènes et le flysch. On y observe de nombreuses structures plissées, de petite longueur d'onde (décamétrique à hectométrique le plus souvent) et dissymétriques pour la plupart. Ces plis sont parfois écaillés. La direction axiale est extrêmement variable d'un pli à l'autre.

Plus à l'Ouest, (18) les calcaires du Pantocrator, dans le flanc oriental des Stavrota Ori et du Kalokairino, chevauchent là encore vers l'Est les termes plus récents de la série ionienne. Une partie de l'ensemble chevauchant est isolée et forme la demie klippe de l'Oros Pirogos (19) au Nord de laquelle affleurent deux petites fenêtres de calcaires éocènes et flysch sur les calcaires du Pantocrator (20). Sous cette unité, au niveau de la vallée d'Ayios Illias ou bien plus à l'Est, plusieurs écaillés à vergence Ouest sont visibles; il s'agit notamment des écaillés d'Englouvi (21) et de l'Elati (22), cette dernière prolonge au Nord le chevauchement de l'unité de Lainakhi-Poros (23).

Au Nord de Néokhorion, une klippe hectométrique de calcaires éocènes flotte sur un synclinal dissymétrique à coeur de flysch et au flanc occidental très redressé par l'intermédiaire de niveaux triasiques (24). Le contact de base de cette unité est cacheté par les molasses miocènes. Il s'agit d'un vestige non érodé de l'unité de Lainakhi-Poros (7) située plus au Sud. Celle-ci occupe toute la partie méridionale de l'île et chevauche, vers l'Ouest, la molasse de la région de Vassiliki-Sivros et vers le Nord-Ouest les calcaires éocènes des environs d'Alatra (25) et du flanc méridional du Mégali Rakhi (26). Le contact est injecté sur toute sa longueur d'évaporites triasiques ou bien de leurs brèches résiduelles de dissolution. Il est cacheté par les molasses du synclinal de Kharadiatika (5).

A l'Est de l'île, les niveaux supérieurs de cette unité sont visibles à la faveur d'un long synclinal Nord-Sud à coeur de flysch dont le flanc oriental est renversé et chevauche le flysch vers l'Ouest (27).

A l'Ouest, (28) une série de plis amènent à l'affleurement les calcaires éocènes de l'Oros Sikeros. Le côté Sud-Ouest de cette structure est constitué par une série extrêmement réduite résultant d'un laminage tectonique du flanc oriental d'un synclinal.

Aux environs de Sivota (29), un petit affleurement de marnes brunes résultant vraisemblablement de la dissolution de terrains triasiques témoigne de l'injection d'évaporites dans un contact.

Comme en zone de Paxos, les failles distensives quaternaires dissèquent la façade occidentale de l'île.



### III-LA PHASE TECTONIQUE COMPRESSIVE DU MIOCENE MOYEN:

Rappelons que l'âge de cette phase tectonique a été déterminé en Epire par l'I.F.P. comme étant Burdigalien supérieur, calé dans la biozone à *G. bisphaericus* (partie supérieure de la zone à *G. trilobus*; cf. chapitre I).

#### A-STRUCTURES.

Problème de détermination de l'âge des différentes structures:

Ce sont essentiellement deux phases tectoniques importantes qui ont structuré la couverture sédimentaire ionienne de l'île: la phase du Miocène moyen et la phase du Pliocène inférieur. Connaissant ce fait, il est nécessaire de rétablir, dans la mesure du possible, ce qui revient à chacune des phases. Les structures cachetées par la molasse peu ou pas déformée seront indiscutablement attribuées à la phase compressive du Miocène moyen. Au contraire, les structures affectant aussi en grande partie les dépôts du Miocène moyen-supérieur devront être datées de la seconde phase tectonique.

Le problème se posera pour les structures non cachetées par la molasse érodée depuis.

#### 1-STRUCTURES CACHETEES PAR LES MOLASSES.

Nous abordons ici la description thématique des structures. La description détaillée des coupes tectonique se trouve en annexe.

##### -a-FAILLES.

Certains accidents majeurs sont cachetés par la molasse. Il s'agit du rétrochevauchement de Palaéo-Kariotes, cacheté dans les environs de l'usine électrique au Nord ainsi que sur le flanc septentrional du Mégali Rakhi au Sud. Sur le flanc méridional du même massif, le chevauchement des dolomies sur le flysch est lui aussi cacheté par les marnes et grès du Miocène moyen-supérieur. Le chevauchement de l'unité de Lainakhi-Poros est recouvert au Nord-Est d'Alatra par un synclinal molassique. Dans le Sud de l'île, au Sud-Ouest de Marandokhori, l'accident limitant le compartiment de calcaires éocènes des calcaires et dolomies du Pantocrator est lui aussi cacheté par les molasses du cap Kastri.

##### -b-PLIS.

Des plis hectométriques à kilométriques affectent la série ionienne et sont recouverts en discordance par les molasses non déformées. Il s'agit généralement de plis isopaques, symétriques parfois, le plus souvent dissymétriques mais dont la vergence n'est pas systématiquement orientée. Un épaissement de flanc par disharmonie est aussi parfois observable. Du Nord au Sud nous citerons:

-Le synclinal d'Apolpaina-Asproyerakata dont on voit essentiellement le flanc occidental, épaissi tectoniquement et

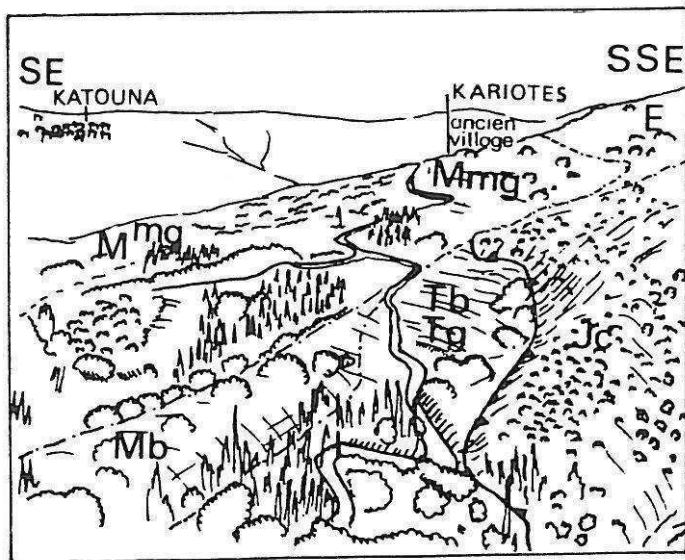
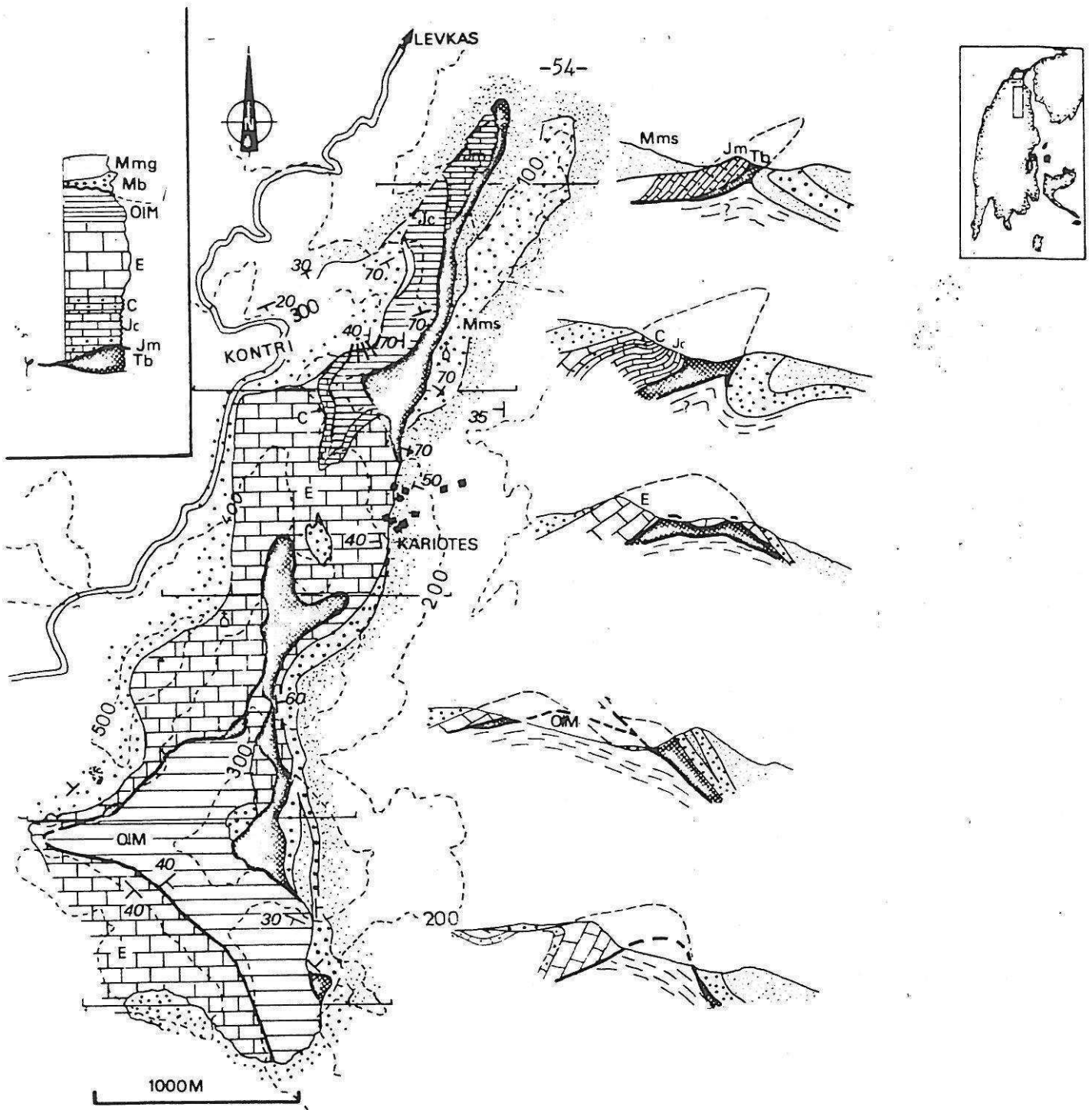


Figure N° II-7 : Carte et coupes sérieées de l'accident chevauchant de Kariote (village abandonné). -Tb brèches de Trias -Jm Dogger -Jc Berriasien -C calcaires lités albiens -E Eocène -Olm flysch -Mb molasse bréchique -Mmg molasse marno gréseuse.

Figure N° II-8 : Vue vers le Sud-Est au niveau de l'accident de Kariotes. Panorama pris de Kontri (voir fig. II-7). Les calcaires berriasien (Jc) et éocènes (E) chevauchent vers l'Est la bande de brèches et gypses triasiques (Tb, Tg). Les molasses miocènes cachètent, au Sud, cette structure.

écaillé au Nord. L'axe du pli est NE-SW.

-Un anticlinal déversé NE (coupes 1 et 2, figure II-9) entre Lazarata et Kolliviata. La partie Nord de cet anticlinal est limitée par l'accident de Paléo-Kariotes et l'Eocène de l'anticlinal chevauche vers le Nord-Est le flysch. Ici, la direction structurale est NW-SE. On peut penser qu'à cet endroit la direction des structures est fortement influencée par la présence d'un accident, peut-être décrochant, important (N130-140) réglant le versant Nord du Mégali Rakhi. Cet accident pourrait en effet prolonger celui qui règle la vallée N140 à l'Ouest d'Asproyerakata. La qualité des affleurements ainsi que la grande extension des molasses dans cette région ne permettent pas de s'en assurer.

-Plis de la région de Kolliviata: à l'Ouest de ce village, on observe deux synclinaux de calcaire éocène à coeur de flysch. Ces plis ont un axe orienté ENE-WSW. Le synclinal Sud est dissymétrique, déversé vers le NW, et son flanc inverse est écaillé. Cette structure est érodée par la surface de transgression portant les marnes et les grès miocènes.

-Plis au flanc méridional du Mégali Rakhi: quelques petits plis à coeur de flysch peuvent être observés sur la piste menant de Nidhri à Plastistomon. A 200 mètres au dessus d'eux, les molasses montent "tranquillement" sur le Mégali Rakhi. On peut donc aussi penser que ces plis sont d'âge Miocène. La direction de leur axe est identique à celle des plis de Kolliviata.

-Le synclinal de Neokhorion: au Sud de ce synclinal, reposent, discordants sur le flysch, l'Eocène et les brèches du Trias, les marnes et grès miocènes. Ce synclinal présente une dissymétrie vers l'Est.

-Les plis de la région de Vafkeri: deux anticlinaux de calcaire éocène à coeur de calcaire lité albien, à l'Est du village, montrent une direction axiale N130. Il s'agit de plis dissymétriques vers le NE et dont les flancs sont épaissis tectoniquement par disharmonie (voir planche n.2b.)

## 2-STRUCTURES NON CACHETEES.

Dans le Nord de l'île, au vu de la déformation généralement faible des molasses miocènes, on peut penser que la formation de plis de relativement courte longueur d'onde (hectométriques), est d'âge Miocène moyen. On peut donc penser que la majeure partie des plis, failles ou chevauchements se sont formés au Miocène moyen. Dans la partie Sud, au contraire, les effets de la phase du Pliocène inférieur sont plus importants et il est plus délicat de séparer les structures formées au cours de chacune des phases tectoniques.

### -PLIS.

-De petits anticlinaux à coeur de calcaire jurassique sont vraisemblablement tronqués au Nord de la longue écaille de Sivros-Ayios Illias, écaille mise en place au Pliocène inférieur puisqu'elle chevauche des terrains molassiques. Ces plis montrent encore un axe ENE-WSW.

-Sur le flanc méridional du mont Elati, de petits synclinaux pincés de flysch ont un axe de même direction. A quelques dizaines de mètres au Sud, les molasses du synclinal

d'Alatra présentent des déformations de moindre importance. L'âge des synclinaux affectant l'Eocène et le flysch doit donc être Miocène.

### 3-DIRECTIONS STRUCTURALES ET AXES DES CONTRAINTES REGIONALES.

L'analyse systématique des directions axiales des plis et des failles striées est couramment utilisée pour la recherche des directions des contraintes principales responsables de ces déformations. Cette méthode donne des résultats satisfaisants sur des domaines dont les structures sont simples, les déformations homogènes et pas trop polyphasées. Il est clair que la complexité structurale de Levkas ne peut s'expliquer par une succession de phases tectoniques simples (dont les trajectoires de contraintes et les structures formées auraient été régulières), car outre des plis de direction axiale variée (d'un pli à l'autre), on observe de grands plis dont la direction change progressivement d'une extrémité à l'autre comme le synclinal d'Asproyerakata- Apolpaina dans la molasse du Nord de l'île, sans qu'un replissement oblique puisse expliquer cette variation. D'ailleurs, aucun pli de l'île ne paraît clairement affecté par un replissement oblique (voir figure N°II-10).

-La dispersion des directions axiales des plis: une majorité de plis montrent un axe orienté entre NE-SW et E-W, ceci indique une direction de compression comprise entre SE-NW et N-S. Les structures situées à l'Est de Lazarata et à l'Est de Vavkeri montrent cependant une direction NW-SE perpendiculaire à celle couramment observée. Or ces plis se sont formés durant la phase tectonique du Miocène moyen. Cette phase est de courte durée, excluant toute possibilité de polyphasage. Il faut donc envisager l'existence d'un mécanisme qui permet la formation de plis de direction différente au cours d'une même phase.

On pourrait invoquer, pour expliquer cette diversité, l'existence de décrochements importants provoquant l'inflexion des directions axiales des plis à leur voisinage. Cependant, l'ampleur des jeux décrochants observés à Levkas est faible et vraisemblablement insuffisante pour expliquer de telles répartitions axiales. Il faut plutôt y voir le résultat d'une déformation inhomogène, reconnue par la B.P. et Bousquet (1974) en Akarnanie par opposition à la régularité des directions des plis d'Epire. Une préstructuration antérieure au Miocène moyen, liée à des phénomènes sédimentaires (variations latérales de facies) ou tectoniques (flexuration ou failles synsédimentaires) ainsi que l'importante semelle évaporitique à la base de la série ionienne découplant mécaniquement celle-ci du substratum infra-triasique sont vraisemblablement les deux causes essentielles de la dispersion des axes de plis.

-L'étude des sites microtectoniques (chapitre IV), pratiquée sur des microstructures précoces dans les couches ayant subi le plissement du Miocène moyen, a montré une direction de compression ESE-WNW à SE-NW. Les directions de transport des unités chevauchantes sont aussi comprises dans ce secteur. Le faible nombre de sites exploitables ne permet pas d'apporter plus de précision dans cette fourchette.

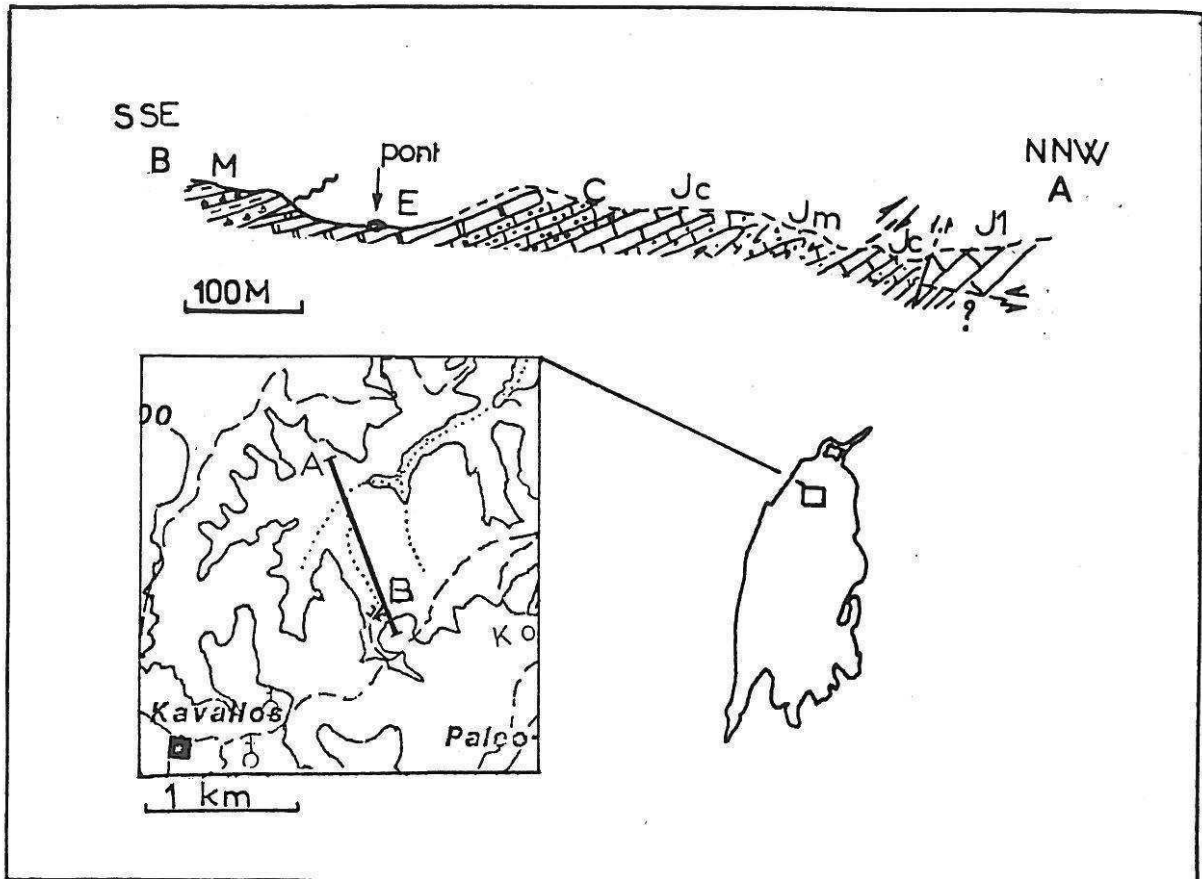
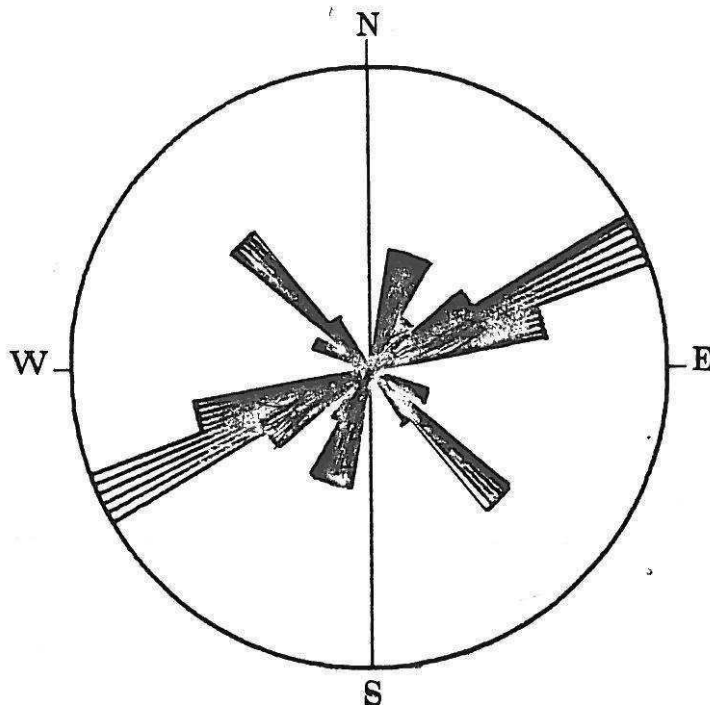


Figure N° II-9 : Coupe simplifiée de la série carbonatée ionienne du flanc occidental du synclinal de Lazarata montrant l'épaississement du flanc par disharmonie.

Figure N° II-10 : Histogramme de la répartition des axes des plis de la phase du Miocène moyen à Levkas.



#### 4-VERGENCE DES CHEVAUchemENTS.

On admet couramment que les Hellénides et en particulier les Hellénides externes, sont largement déversées vers l'Ouest dans l'orientation actuelle des terrains. Or on observe à Levkas, outre des chevauchements à vergence Ouest, quelques chevauchements à vergence Est. Ceux-ci peuvent avoir parfois une flèche plurikilométrique, comme celui de l'Oros Pirgos. De telles structures ne sont cependant pas uniques et l'on peut en observer régionalement:

-en Epire, la très longue structure anticlinale du Kourenton est faillée et chevauchante vers l'Est sur le flysch Oligocène. L'accident est injecté d'évaporites, dont de la halite (I.F.P., 1966).

-en Akarnanie, de telles structures sont aussi connues sur les flancs orientaux du Ser Ekas et du Veloutsa près d'Astakos (communication personnelle, D. Sorel).

-sur l'île d'Ithaque, à Afalos, un synclinal pincé de flysch de direction N-S présente un flanc occidental écaillé et déversé vers l'Est (B.P., 1971).

#### Interprétation:

Si la polarité générale de la déformation et du charriage de la série ionienne est bien vers l'extérieur de la chaîne, au dessus d'un contact cisailant majeur plongeant sous les zones plus internes, il n'en est pas de même de la partie supérieure de l'édifice déformé au dessus du "matelas" d'évaporites permio(?)-triasique. Un "prédécoupage" par des failles ou amorces de flexures dans la série carbonatée peut initier la vergence Est de certains accidents inverses ou mouler les direction des plis. On peut aussi penser au modèle "analogique" de Malavielle (1984) qui montre la formation d'accident mineurs inverses à vergence "interne" simultanément au fonctionnement des cisaillements majeurs à vergence "externe" (voir figure N°VI-1 p. 188). En outre, on ignore les répercussion plus régionales que pourraient avoir les accidents de "socle" sous les évaporites, sur la déformation superficielle au dessus de ces niveaux incompetents.

#### IV-PERIODE MIOCENE MOYEN-PLIOCENE INFERIEUR.

##### A-INDICES SEDIMENTOLOGIQUES D'UNE ACTIVITE SISMOTECTONIQUE AU COURS DE CETTE PERIODE.

Dans la description stratigraphique du chapitre I, nous avons signalé que la période de dépôt de la série molassique transgressive est caractérisée par une subsidence marquée par l'ennoiement progressif des reliefs résiduels des structures de la phase du Miocène moyen. La présence des facies grossiers (brèches carbonatées polygéniques à éléments non triés), de nombreux olistolithes, de figures d'instabilité synsédimentaire (éboulements sous-marins, glissements gravitaires de la série non encore lithifiée) sont le reflet de cette instabilité. Deux exemples sont traités au chapitre IV: les marnes gréseuses du versant situé au Nord-Ouest de Karia montrent de belles figures de glissements précoces grâce à l'entaille de la route qui monte aux relais des téléphones helléniques (O.T.E.). De nombreux glissements antérieurs à la lithification montrent une pente sédimentaire vers l'Est au moment du dépôt de la molasse (voir planche N°8a).

A l'Est de Nidhri, au Nord du cap Kiriaki, une série redressée, marneuse et contenant de nombreux olistolithes a été datée du Serravallien (LE8126, LE8127, LE8128). Cette série montre aussi de nombreux glissements antérieurs à la lithification de la série. La géométrie en "chevelu" de ces plans implique que le matériau soit encore déformable entre les plans. Elle est en effet caractéristique d'un jeu anté-lithification (voir chapitre IV). La nature distensive ou compressive est incertaine.

#### V-PHASE TECTONIQUE COMPRESSIVE DU PIOCENE INFERIEUR:

##### A-AGE DE LA PHASE. .

Faute de terrains encadrant immédiatement cette phase (au dessus surtout), la phase tectonique qui amène la zone ionienne en chevauchement sur la série marneuse pré-apulienne a été attribuée au Pliocène inférieur par analogie avec les autres îles ioniennes (SOREL D., 1976; JAMET M., 1982), (voir chapitre I). A Levkas, les terrains chevauchés les plus récents appartiennent au Messinien et aucune formation paléontologiquement datée ne vient cacheter ce contact. En zone ionienne, les terrains déformés les plus récents sont datés du Miocène supérieur (Messinien à l'Est de Vassiliki). La surface d'abrasion Plio-Pléistocène tranche les plis formés au cours de cette phase, cachetant de sorte les structures.

##### B-LES STRUCTURES.

###### 1-EN ZONE IONIENNE.

###### -a-LES PLIS.

On ne reconnaît avec certitude les structures de cette phase que dans les molasses déformées du Miocène moyen-supérieur. On y observe de larges plis hectométriques à kilométriques, aux flancs

généralement symétriques et à faible pendage (coupes N°1 et 2). La direction des axes de plis est le plus souvent orientée NE-SW à N-S et semble être influencée par la structuration antérieure de la zone ionienne. Ainsi, les directions des axes des synclinaux de Lazarata, Alexandros et Alatra (NNE,SSW) sont proches de celles des plis sous-jacents de la phase tectonique du Miocène moyen. Or la direction de compression indiquée par l'étude microtectonique de quelques sites serait environ Est-Ouest à Nord-Est Sud-Ouest (voir le chapitre IV). D'autre part, quelques plis d'axe NW-SE, situés sur le flanc Nord du Megali Rakhi dans les brèches et marnes miocènes, indiqueraient que cette déformation complexe puisse résulter d'une réorientation locale des axes de contraintes. L'étude microtectonique des sites des caps Kastri et Lipsopirgos ainsi que celle des sites de Kolliviata et Khokini Eklisia vient à l'appui de cette hypothèse. Situés à 1 kilomètre l'un de l'autre, ils indiquent des directions de compression perpendiculaires.

#### -b-REJEU AU PLIOCENE INFÉRIEUR DES ACCIDENTS MAJEURS DE LA PHASE DU MIOCENE MOYEN.

A l'Ouest de Ligia (voir coupe 2 et figure N° II-9), le flanc occidental du synclinal molassique de Katouna est chevauché et les couches sont renversées sur le Trias.

Le synclinal d'Alatron montre, par sa dissymétrie (flanc NW redressé -flanc Est très peu incliné), que l'accident situé à la base de l'unité de Lainakhi-Poros, injecté d'évaporites s'est redressé en déformant en même temps les molasses (voir figure N° IV).

L'écaille d'Ayios Illias est au moins en partie un accident ayant fonctionné au Pliocène inférieur. Les calcaires éocènes du mont Khoris chevauchent en effet, à l'Est et au Sud d'Ayios Illias, des marnes gréseuses bleues attribuées au Serravallien.

Plus au Sud, cet accident est prolongé par celui de Sivros-Vassiliki qui chevauche la série molassique de Sivros.

La série molassique visible au Nord du cap Kiriaki montre une épaisseur d'au moins 300 mètres de couches marno-sableuses, intercalées d'olistolithes, très redressées, voir verticalisées. Cela prouve le jeu important de ce synclinal au cours de la phase du Pliocène inférieur.

#### 2-LE CHEVAUCHEMENT DE LA ZONE IONIENNE SUR LA ZONE PREAPULIENNE.

Bien visible sur le flanc occidental des Stavrota, il disparaît plus au Sud, au niveau de la plaine alluviale de Vassiliki, où il superpose les marnes de la molasse ionienne et les niveaux marneux de la zone de Paxos.

A l'Ouest de Kalamitsi, au dessus de jardins cultivés au bord de la mer par les habitants du village, un ravinement intense permet de voir une coupe de ce contact sub-horizontale.

La flèche du chevauchement n'est pas connue; mais rappelons que les zones ionienne et préapulienne qu'il rapproche n'ont pas subi la



même histoire tectonique et sédimentaire, notamment par l'absence de structures compressives d'âge Miocène moyen en zone préapulienne. La distance séparant les deux domaines avant leur rapprochement était donc vraisemblablement importante, de l'ordre de 10 kilomètres. C'est également l'avis de la B.P. I.G.S.R. (1971).

### 3-EN ZONE PREAPULIENNE.

La phase compressive du Pliocène inférieur a créé, en zone préapulienne, de lourdes structures compressives. Ces plis kilométriques sont connus dans les îles de Céphalonie et de Zante (B.P., 1971; Sorel, 1976). A Levkas, un seul pli, long d'une quinzaine de kilomètres, est visible. Il est dissymétrique vers l'Est et présente une charnière assez brutale (voir coupes 6 et 8). Elle est même écaillée et chevauche, vers l'Est, la série marneuse au Nord d'Ayios Pétros. La simplicité structurale de ce domaine préapulien contraste fort avec la complexité de la zone ionienne. Les raisons pourraient en être l'absence de la phase du Miocène moyen et une plus grande rigidité de la série carbonatée, plus épaisse et moins riche en niveaux disharmoniques.

## VI CONCLUSION

Les événements marquant de l'évolution tectonique mio-pliocène de Levkas sont:

-Au Miocène moyen: une structuration très importante de la partie ionienne de l'île avec la formation de plis plus ou moins dissymétriques, parfois déversés ou même écaillés et de chevauchements importants dans la partie méridionale. L'abondance des évaporites injectées dans les contacts affleurants, la formation contemporaine de chevauchements à vergence Ouest et Est ainsi que la grande dispersion des directions des axes de plis formés durant cette phase caractérisent un "style tectonique" de décollement d'une couverture peu épaisse, très incompetente, au dessus d'un "matelas" d'évaporites. Les structures à vergence Est pourraient résulter de la reprise en faille inverse d'anciens accidents ou limites structurales de la série sédimentaire ionienne (voir chapitre V).

-Au Miocène supérieur: une instabilité synsédimentaire montre qu'après le paroxysme de la phase majeure, une certaine activité tectonique perdure au moins jusqu'au Tortonien. Aucun indice ne permet à Levkas de déterminer la nature compressive ou distensive de cette mobilité tectonique.

-Au Pliocène inférieur, la zone ionienne chevauche la zone de Paxos dans l'île. Dans la zone de Paxos, la péninsule de Levkata se structure en une lourde masse anticlinale, dissymétrique, qui porte, sur son flanc oriental, une épaisse série marneuse à marno-gréseuse, monoclinale, et plongeant vers l'Est sous la zone ionienne.

En zone ionienne, les structures formées au cours de la phase du Miocène moyen jouent modérément. De larges structures plissées se forment dans la molasse. Dans le Sud de l'île, les rejeux des structures anciennes semblent plus importants.

### CHAPITRE III

#### LA TECTONIQUE PLIO-QUATERNAIRE DE LEVKAS.

La plupart des études "néotectoniques", réalisées en Grèce, portaient jusqu'ici sur des régions où les formations récentes (Pliocène et Pléistocène pour l'essentiel) étaient abondantes et bien datées. Levkas, comme nous l'avons vu, en est dépourvue. Ceci empêche dans une certaine mesure d'y déceler les déformations récentes, faute de matériau jeune et épargné par les phases plus anciennes, mais surtout de caler finement les épisodes de déformation dans le temps et donc de les corrélérer avec les régions avoisinantes ou plus lointaines. Afin d'établir la chronologie des événements, on s'appuiera donc sur les travaux terrestres de Mercier et al (1972, 1976, 1979), Bousquet (1974), Sorel (1976), et pour les données marines sur ceux de Sancho et al (1972), Sorel et al (1976), Monopolis et Bruneton (1982), Auroux (1984) et Mascle et al (1984).

#### I-PERIODE PLIO-PLÉISTOCÈNE.

##### A-APERCU REGIONAL.

Après la phase compressive du Pliocène inférieur, vers 4-5 ma, une période beaucoup plus calme tectoniquement débute et durera jusque vers la fin du Pléistocène inférieur (1.5 à 1 ma peut-être). Autour de Levkas, sur les îles et sur le continent, les indications de calme relatif sont les suivantes:

-Cépnalonie, Zante et Corfou montrent des séries marines continues jusque dans le Pléistocène inférieur (au moins pour les deux premières). Jusqu'ici, ces dépôts n'ont jamais montré de déformations synsédimentaires, ni même de facies détritiques grossiers indiquant une forte activité (séismo)tectonique; les slumps même y sont rares. Ces séries reposent ou se raccordent latéralement à des surfaces d'érosion évoluées émaillant toutes les structures. Ce paysage est également connu sur le continent; son degré d'évolution et l'absence de signes de rajeunissement des versants y indiquent aussi la faiblesse des déformations (Bousquet, 1974). Les formations marines des îles passent à l'Est à des formations fluvio-lacustres ou lagunaires.

##### B-A LEVKAS.

A Levkas, les dépôts plio-pléistocènes se résument à deux petites collines de conglomérats fluviaux au Nord de Vassiliki ainsi qu'au petit affleurement d'Apolpaina, au Nord de l'île (voir figures N° I-3 et I-9), déposées au pied de l'escarpement du chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne au Nord de Vassiliki. Les conglomérats de Vassiliki sont légèrement ployés par la compression du quaternaire ancien.

Les surfaces d'abrasion évoluées qui se sont formées au cours de cette période constituent aujourd'hui d'excellents marqueurs de la déformation résultant de la phase du Quaternaire ancien.

## II-LA PHASE TECTONIQUE DE LA FIN DU PLEISTOCENE ANCIEN.

### A-APERCU REGIONAL.

Au contraire des régions égéennes internes (Corinthie, Locride, Eubée, Crête, Rhodes ...) où l'on connaît des structures compressives intercalées dans une puissante distension d'âge Quaternaire ancien, mais où ces déformations sont insuffisantes pour modifier les paysages et marquer leur évolution morphologique, la marge ionienne tant émergée que sous marine est profondément modifiée par une forte structuration compressive radiale. Celle-ci reprend souvent des structures plicatives ou des accidents compressifs ou décrochants antérieurs. L'intensité de cette déformation est suffisante pour se manifester au niveau des observations classiques (cartes, coupes, profils sismiques). Les dépôts marins ou continentaux Plio-Pléistocène inférieur sont déformés et largement érodés. Souvent, la surface d'érosion évoluée sur laquelle ils reposaient ou se raccordaient, déformée ou faillée, détermine aujourd'hui encore de larges pans du paysages. Cette déformation est donc assez intense pour modifier les paysages et la paléogéographie (Bousquet, 1974); elle influence, réactive et répartit l'érosion dans les secteurs qu'elle soulève, mais aussi les dépôts des zones basses: les versants structuraux apparus ou rajeunis à cette occasion portent souvent des tabliers de brèches lithifiés ( cf. chapitre I). Ils témoignent de l'agressivité, en période fraîche et humide, sur des volumes rocheux qui viennent d'être portés en altitude.

La phase compressive du Quaternaire ancien est importante dans toute la région:

-A Corfou, le jeu d'accidents fortement chevauchants (dont nous verrons plus loin qu'ils peuvent être des diverticules du chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne) peut être suffisant pour masquer les effets de la phase compressive du Pliocène inférieur (Jamet, 1982).

-A Céphalonie et Zante, la phase réactive les structures ayant déjà fonctionné au Pliocène inférieur à l'exception du chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne. Le fonctionnement des plis et des failles est tel qu'il permet souvent d'observer des dénivellations de plusieurs centaines de mètres de la surface ou des dépôts plio-calabriens (Sorel, 1976).

C'est au cours de cette phase compressive que l'essentiel de la morphologie actuelle des îles ioniennes est apparue (Bousquet, 1974; Sorel, 1976; Jamet 1982).

On verra au chapitre V que cette phase est aussi fortement enregistrée par les déformations des structures actuellement sous-marines, ceci grâce à l'observation des profils de sismique réflexion.

B-A LEVKAS.

1-LE BOMBEMENT GENERAL DE L'ILE.

-a-AGE.

A Levkas, la déformation la plus remarquable est un bombement de la surface plio-pléistocène. Ce bombement est en effet à l'origine de l'incision de profonds ravins et précède de peu ou accompagne la formation des brèches blanches nébuleuses, instables sur les versants, et évoluant encore (voir chapitre I).

L'érosion évide facilement les marnes de la vallée d'Ayios Petros-Vassiliki et entaille profondément le relief au Nord de Kalamitsi, Ayios Nikitas. A l'Est, elle creuse la profonde vallée de l'Aspropotamos et évide de son flysch le synclinal de Poros. Les brèches blanches, syn à fini-tectoniques et suivies par la formation des tabliers réguliers et lités sont vraisemblablement des équivalents des écroulements catastrophiques d'Ano-Angon, dans le Nord de Céphalonie (Sorel, 1976), également syn à fini-tectoniques et passant aux tabliers lités; étant donné la proximité des deux îles et leurs évolutions parallèles après la période de réalisation des paysages évolués, il ne fait pas de doute qu'il s'agit bien de la même phase tectonique dans les deux endroits.

-b-GEOMETRIE GENERALE DU BOMBEMENT.

La déformation de la surface évoluée résultant de l'ensemble des mouvements tectoniques depuis le Pléistocène inférieur correspond à peu près à l'altitude actuelle de celle-ci (voir figure N° III-1 et III-2). Considérant que cette surface était peu élevée au dessus de son niveau de base (marin entourant l'île), on peut considérer que sa géométrie actuelle reflète presque celle de la déformation. C'est pourquoi nous avons établi une carte topographique de cette surface en nous appuyant autant que possible sur deux critères:

- sa morphologie régulière.
- ses recouvrements caractéristiques d'altérites rouges à brunes.

La forme obtenue est celle d'un bombement relativement allongé sur une direction NNE-SSW et culminant au centre de l'île à environ 1100 mètres.

Ainsi, cette phase dont les structures compressives sont spectaculaires à Céphalonie, Zante et Corfou, est marquée à Levkas par un puissant bombement général accidenté de failles normales!

Ces failles, nombreuses, ont des dimensions et des rejets que l'on ne renierait pas dans les régions égéennes distensives plus internes. Mais elles sont ici, à l'échelle du bombement, à leur place et synchrones de sa formation (leurs escarpements alimentent et sont souvent cachetés par les mêmes brèches litées que celles des vallées).

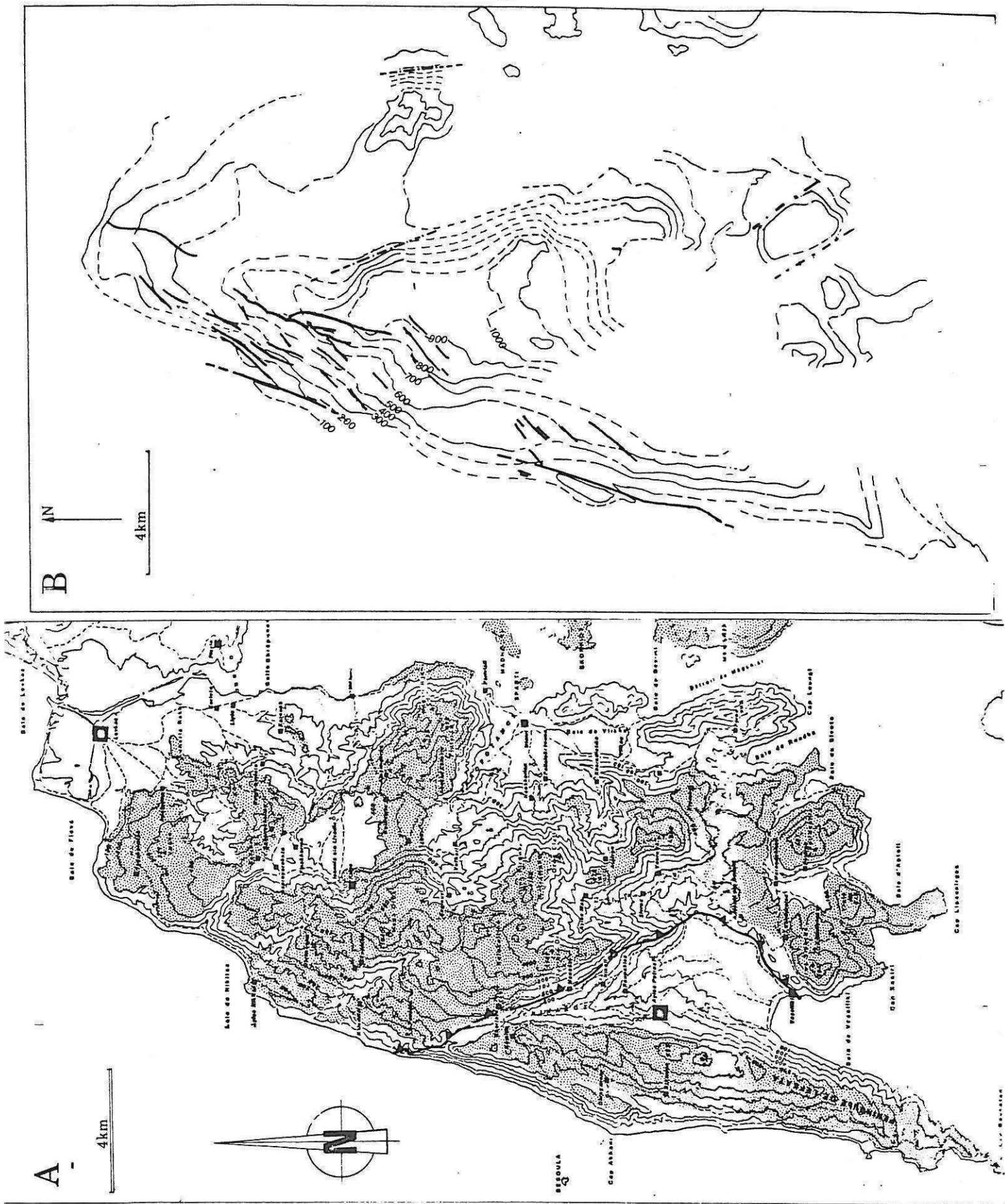


Figure N° III-1 : A- Répartition de la surface plio-pléistocène (pointillés).

B- Altitudes actuelles de la surface et relations avec les failles normales (traits pleins), les accidents supposés au pied des versants (points tirets).

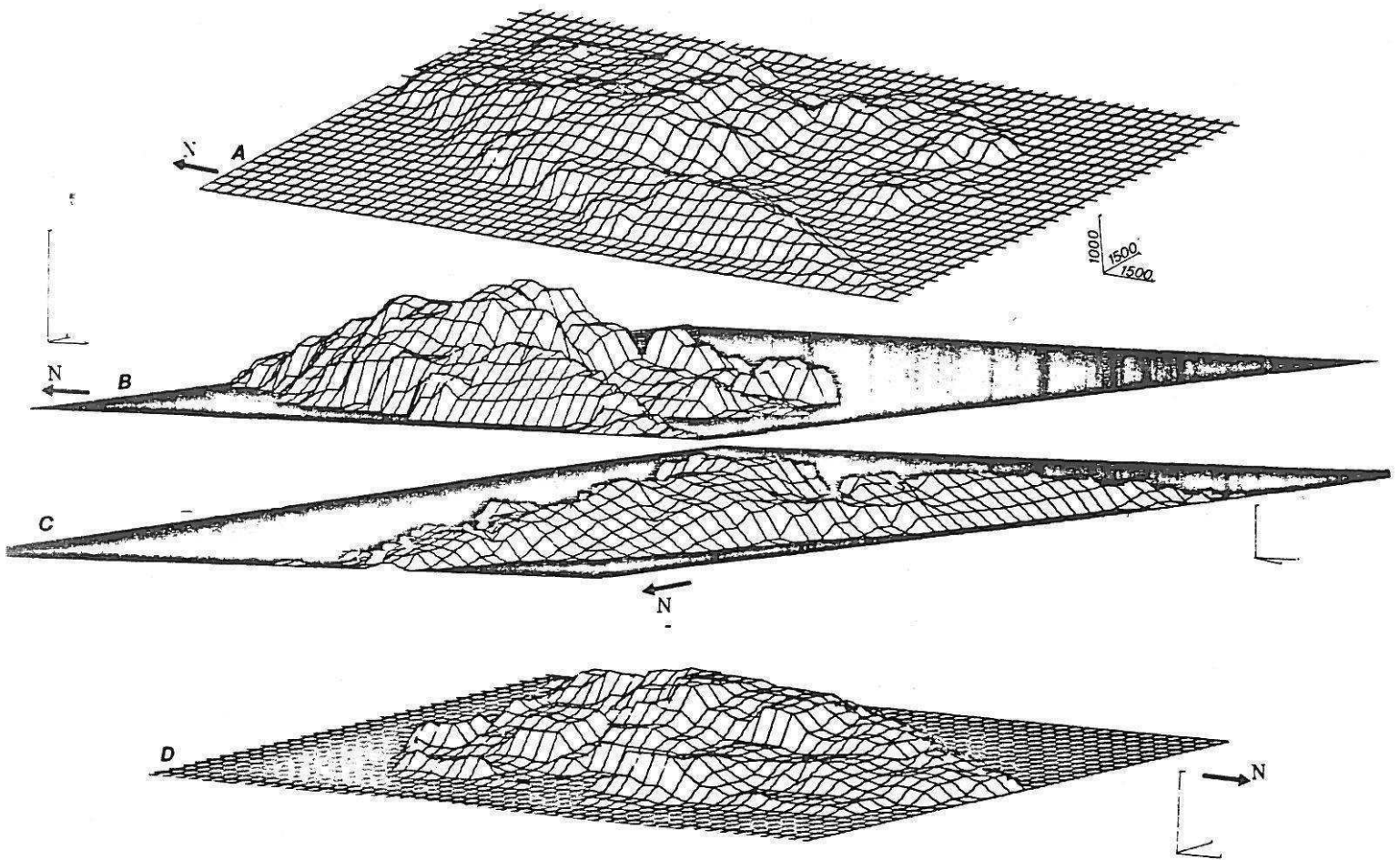


Figure N° III-2 : Représentation tridimensionnelle de Levkas:

A- Levkas vue du Sud-Ouest: exagération verticale : 2

B- Levkas vue du Sud-Ouest: exagération verticale : 4,5

C- Levkas vue du Nord-Ouest: exagération verticale: 2

La surface plio-pléistocène inférieur plonge en mer face à l'observateur et constitue toute la façade occidentale de l'île.

Elle culmine au centre de l'île à 1100 mètres environs.

D- Levkas vue du Nord-Est: exagération verticale: 3

On observe le décalage vertical de la surface au niveau des flancs orientaux du Méga Oros et du Mégali Rakhi

-c-FAILLES NORMALES CONTEMPORAINES DE LA FORMATION  
DU BOMBEMENT.

Nous développerons, dans la partie "tectonique" cassante (chapitre IV), l'étude mécanique des failles normales et décrochantes normales quaternaires ainsi que leur description détaillée. Notons simplement ici les liaisons à la fois géographiques et chronologiques entre les failles et le bombement.

c1-LIAISONS GEOGRAPHIQUES.

L'existence de failles normales semble reliée à la formation des bombements connus dans la région; tout d'abord à Levkas où les failles normales sont disséminées sur le flanc occidental du bombement. Ensuite, le lourd anticlinal préapulien de l'île de Zante présente le même type de structures ainsi que probablement à Céphalonie. Enfin, le phénomène est connu sur le bombement quaternaire du massif du Pergandi dans les montagnes d'Akarnanie (Sorel, communication personnelle).

c2-RELATIONS CHRONOLOGIQUES.

Toutes les failles décalent le paysage plio-quaternaire ancien bombé et beaucoup montrent un escarpement plus ou moins dégradé et altéré ou recouvert par des brèches lithifiées du Pléistocène moyen. Cela est probablement l'indice d'un jeu ancien, contemporain du bombement majeur formé au cours de la phase du Quaternaire ancien.

Seules certaines failles, d'échelle importante, et quelques autres, de moindre échelle, présentent des signes de rejeux plus récents, et accompagneraient la poursuite modérée du bombement (voir § III).

Les relations spatiales et temporelles entre les failles et leur période de formation avec l'histoire du bombement sont autant d'indications pour montrer que leur genèse est liée à la formation de structures d'extra-dos, obliques sur la direction axiale d'un anticlinal se ployant au dessus d'un chevauchement dextre inverse (voir chapitre IV).

-d-FLEXURATIONS ET FAILLES RESULTANT DE LA PHASE  
DU QUATERNAIRE ANCIEN.

La surface plio-pléistocène est, par endroits, interrompue et décalée altimétriquement par des versants rectilignes. C'est notamment le cas pour le versant oriental du Méga Oros, à l'Ouest de Karia, qui abaisse la surface d'environ 600 mètres vers l'Est (voir coupe N°4). Le versant, de direction NNW-SSE, est extrêmement régularisé et ne porte pas de traces d'accident récent. Le décalage de la surface serait donc vraisemblablement dû à une flexuration rapide de la surface.

Le lourd massif du Mégali Rakhi, au Nord de Nidhri, est un bloc soulevé au Quaternaire ancien; la surface plio-pléistocène sommitale est descendue vers l'Est au niveau de la mer, car les petites îles basses de Madhuri, Sparti et Skorprios paraissent elles aussi aplanies par cette surface.

Le flanc oriental du Mégali Rakhi est affecté de failles bien visibles dans le paysage. Le décalage de la surface pourrait résulter d'un phénomène mixte lié à la flexuration et au jeu de failles.

Les deux flancs NNW-SSE du mont Khoiropsila au Sud de l'île sont eux aussi réglés par des accidents de cette direction. Ces versants portent des tabliers de brèches litées du Pléistocène moyen qui indiqueraient un jeu Quaternaire ancien des accidents bordiers de ce massif.

e-FAIBLESSE D'UN REJEU EVENTUEL DU CHEVAUCHEMENT DE LA ZONE IONIENNE SUR LA ZONE PREAPULIENNE.

A Levkas, cet accident semble n'avoir que peu fonctionné au cours de cette phase compressive.

-e1-DEFORMATION DES CONGLOMERATS PLIO-PLÉISTOCENES DE VASSILIKI.

La stratification grossière des niveaux conglomératiques et sableux de ces collines pend d'une vingtaine de degrés vers l'Ouest sur leur bord oriental (voir figure N° I-3). Certains galets des conglomérats sont fracturés. Ces collines se trouvent au niveau de l'arrivée en surface du chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne et légèrement en contrebas de la surface évoluée. Un rejeu faible du chevauchement pourrait expliquer cette disposition.

-e2-UN FAIBLE REJEU EVENTUEL AU NIVEAU DU COL DE KHORTATA:

La surface émoussée plio-pléistocène constitue un bon marqueur de la déformation du Quaternaire ancien. Au col de Khortata, elle n'est pas décalée par le chevauchement et le cache donc (voir figure N° III-3).

C-A ITHAQUE.

Au Sud de Levkas, le chevauchement passe au niveau du rivage occidental d'Ithaque. Au Nord-Ouest de l'île (B.P. I.G.S.R., 1971), il superpose la série carbonatée ionienne à une série argilo-détritique serravallienne (De Mulder, 1975), et, à un kilomètre au Sud du village de Levki (échantillonnage personnel, N° IT 8202), il superpose cette même série à un Pliocène détritique littoral remaniant qui est donc vraisemblablement postérieur à la phase du Pliocène inférieur. Signalons que, comme à Levkas, la série carbonatée chevauche les terrains préapulien par l'intermédiaire de brèches grises et d'évaporites (gypses) triasiques laminées tectoniquement. Par ailleurs, le paysage plio-pléistocène qui plonge en mer sur la côte orientale de Céphalonie est à plus de 600 mètres d'altitude à Ithaque (voir figure N° III-4). Malgré l'incertitude quant aux dénivelés que pourrait présenter localement ce paléo-paysage, il est très probable que le chevauchement a rejoué et que les sédiments pris sous celui-ci appartiennent au cycle plio-calabrien.



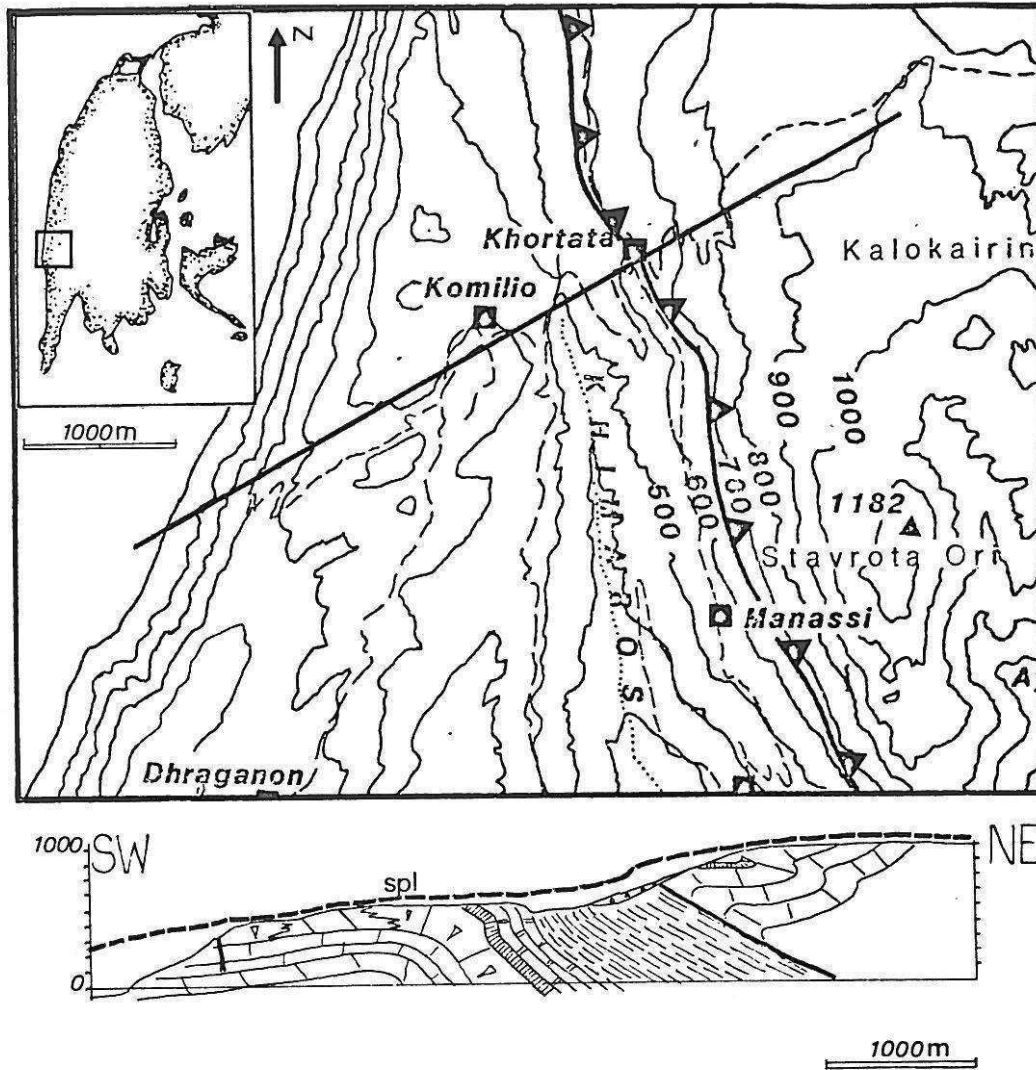


Figure N° III-3 : Coupe montrant la continuité de la surface plio-pléistocène au niveau du col de Khortata.

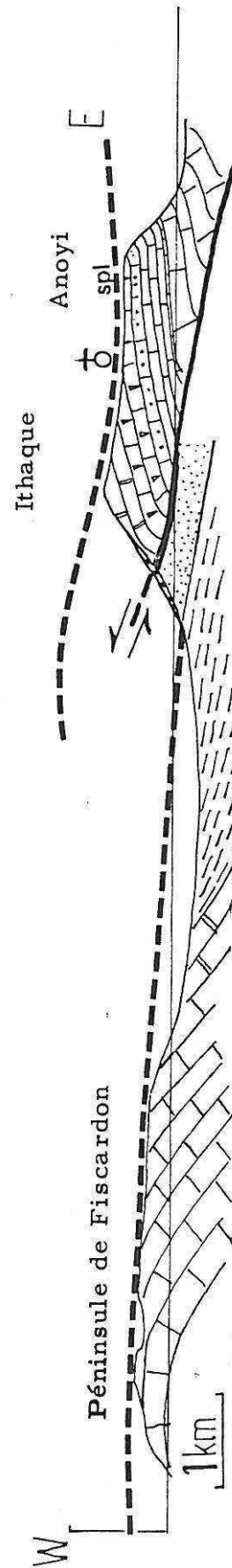
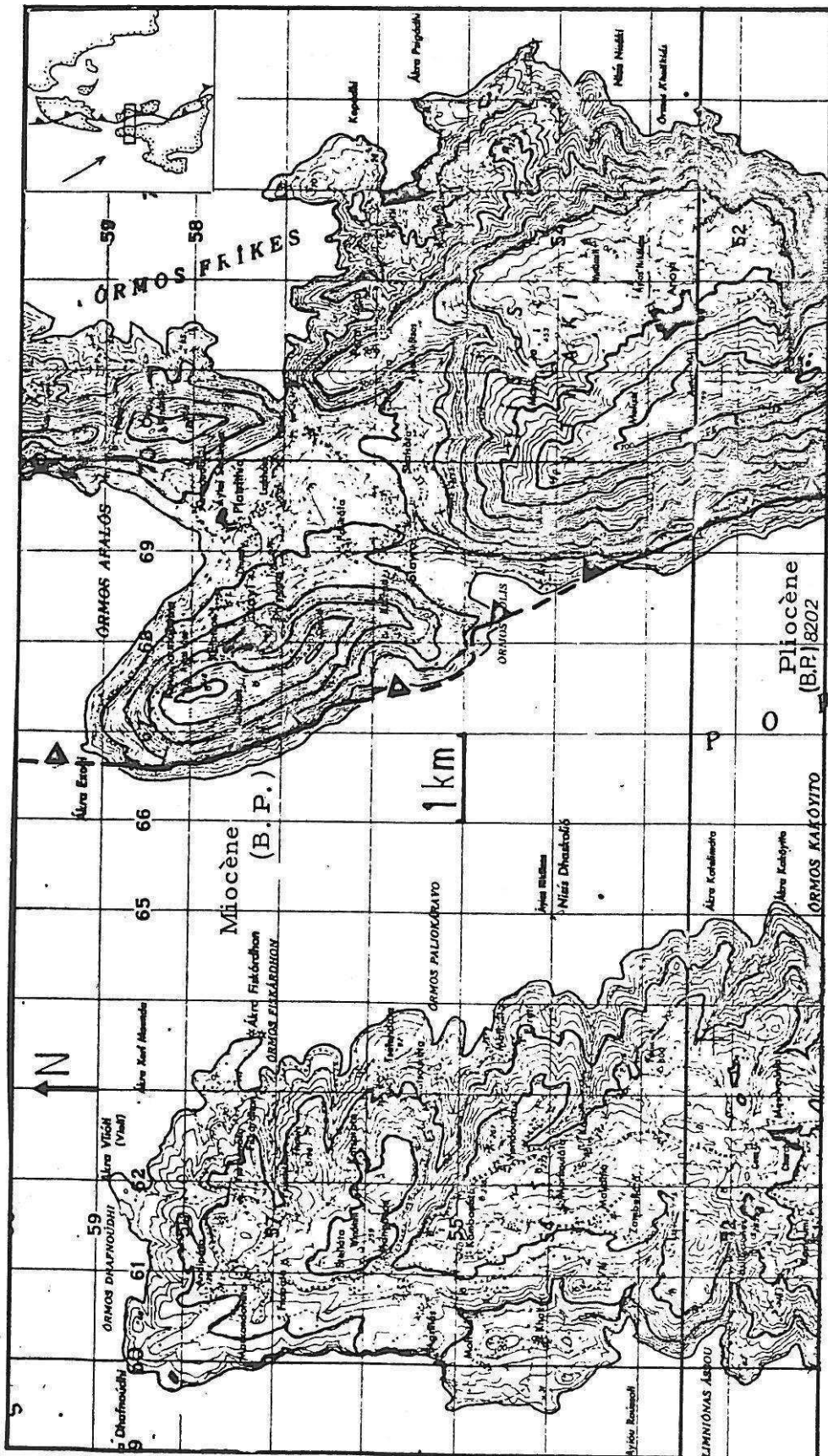


Figure N° III.4 : Décalage vertical de la surface d'abrasion ou évoluée plio-pléistocène inférieur entre Céphalonie et Ithaque.

### III-LES DEFORMATIONS MODEREES DU PLEISTOCENE MOYEN A NOS JOURS.

A Céphalonie, en Elide ou à Corfou, la présence de sédiments marins du Pléistocène à nos jours, déformés, attestent de la poursuite de mouvements compressifs après le Quaternaire ancien. A Levkas, seules les formations continentales permettent de caler grossièrement les manifestations tectoniques et, contrairement aux autres îles ioniennes, on y observe uniquement le fonctionnement de failles normales ou dextres-normales et un rejeu modéré du bombement.

#### A-EVOLUTION MODEREE DU BOMBEMENT.

Nous avons vu que, après la formation du bombement au Quaternaire ancien, l'érosion attaque vivement le nouveau relief en creusant de profondes vallées aux flancs desquelles se déposent les brèches nébuleuses puis, avec la régularisation des versants (à l'exception de quelques corniches calcaires), les tabliers de brèches lithifiées d'âge Pléistocène inférieur à moyen (Bousquet B., 1974). Les cours d'eau s'encaissent dans les formations tendres comme les marnes de la vallée d'Ayios Pétrou en déchaussant les tabliers, les laissant en position de surplomb. Ceux-ci ont parfois glissé et se sont disloqués sur les pentes argileuses. Ce recreusement des vallées, marqué vers le coeur du bombement surtout, témoigne sans doute de une ou plusieurs accentuations modérées du bombement. Vers le Sud de la vallée et dans la baie de Vassiliki, les tabliers s'abaissent progressivement jusqu'à ce que leurs racines plongent sous l'eau. Ceci reflète bien les mouvements verticaux différentiels qui se sont produits depuis le Pléistocène moyen: soulèvement au coeur du bombement, affaissement sur sa périphérie.

Certaines failles normales, associées au bombement, rejouent après le Quaternaire ancien: en témoignent une reprise de la dégradation de leur miroir, l'accumulation à leur pied de terre brun rouge plus ou moins caillouteuse; dans la région, ces facies sont classiquement plus récents que les tabliers cimentés.

#### B-TENDANCE GENERALE A L'AFFAISSEMENT REGIONAL. .

Toute la partie méridionale de l'île, de la péninsule de Lefkata à Nidhri ainsi que à l'Est de l'île d'Ithaque, et la péninsule de Fiscardon à Céphalonie, montrent un rivage dentelé caractéristique des côtes de submersion. Toutefois, nous nous garderons ici d'en tirer des conclusions catégoriques relatives aux mouvements tectoniques, étant donné la difficulté qu'il y a à séparer la part qui revient à l'eustatisme (et notamment de la remontée post-würmienne) de celle qui revient aux mouvements verticaux. Cependant l'absence de toute terrasse marine, comme sur la plupart des rivages des îles ioniennes, confirme une tendance générale à l'affaissement des terres au Quaternaire moyen et récent.

Seuls quelques secteurs côtiers de Céphalonie et Corfou, situés sur des parties montantes de structures compressives, présentent des restes marins du Pléistocène moyen. Ce phénomène se retrouve, à son échelle, à la terminaison Nord-Ouest de Levkas: ces côtes largement

battues, exposées aux vents et aux houles dominants, présentent des falaises au recul plus ou moins accentué. La falaise qui tombe de la terminaison Nord du plateau de Tsoukalades est fossile pour l'essentiel; son recul a suivi le bombement du Quaternaire ancien. Elle est fossilisée par des éboulis assez altérés, attribuables au Pléistocène moyen, et est maintenant protégée de l'érosion marine par une plaine exigüe et par l'attache du cordon littoral. A 500 mètres à l'Ouest de cette dernière, la base des tabliers de brèches lithifiées Pléistocène inférieur montrent des facies à gros blocs arrondis, témoins anciens du battement de la mer (conglomérats riches en argile grise à brune) non observables au Sud de l'île (voir planche 13 a). On retrouve aussi ces facies à l'Ouest d'Ayios Nikitas.

Ainsi, alors que l'essentiel des bords non attaqués du bombement paraît subsident, là où l'attaque marine a pénétré plus avant elle a atteint des zones plus centrales de celui-ci, non subsidentes, voire en légère surrection.

### C-MOUVEMENTS VERTICAUX HOLOCENES.

#### 1-AU NORD DE L'ILE:

La lagune située au Nord de l'île est séparée de la mer par un cordon littoral constitué de lumachelles ou de gravelles meubles ou lithifiées par plaques. Le cordon n'est pas déformé, il ne contient pas d'altérites et doit donc être récent, holocène. Sa lithification locale est accompagnée d'une fracturation (diaclasses ou microfissures) qui semble réglée par la direction du talus cotier. Ce cordon rejoint au Sud-Ouest la falaise dominant la baie de Fleva. Cette falaise est une paléofalaise qui a été active après la phase du Quaternaire ancien: des tabliers de brèches du Pléistocène moyen y sont en effet accrochés. Au bas de ces tabliers, une encoche littorale parfois profonde de plus d'un mètre semble soulevée au dessus du rivage d'environ 1 à 1,5 mètres. On peut observer localement qu'une formation à petits galets cimentés s'encastre dans l'encoche. Il semble donc que le Nord de l'île ait été encore très récemment le théâtre d'un soulèvement.

#### 2-A L'EST DE L'ILE:

Au Nord Est de l'île, dans le chenal de Dhrépanos, une digue constituée de gros moellons de pierres construite au premier siècle pour permettre le passage de l'île au continent, est immergée sous environ 1 à 2 mètres d'eau (Guides Bleus, Hachette). Cette submersion pourrait refléter une subsidence rapide de cette partie de l'île.

### D-LES FAILLES NORMALES ET DECROCHANTES RECENTES A ACTUELLES.

En plus des failles contemporaines de la formation du bombement, un certain nombre de failles distensives sont indiscutablement plus récentes et les formations continentales qu'elles recoupent ou qui les cachètent attestent d'un jeu pléistocène supérieur à actuel. L'étude et la description détaillée de ces failles est faite au chapitre IV. Nous remarquerons cependant les failles décrochantes normales d'Athanion et d'Ayios Nikitas dont la taille, beaucoup plus grande que les autres failles normales, ainsi que l'ordre de grandeur des jeux relatifs de

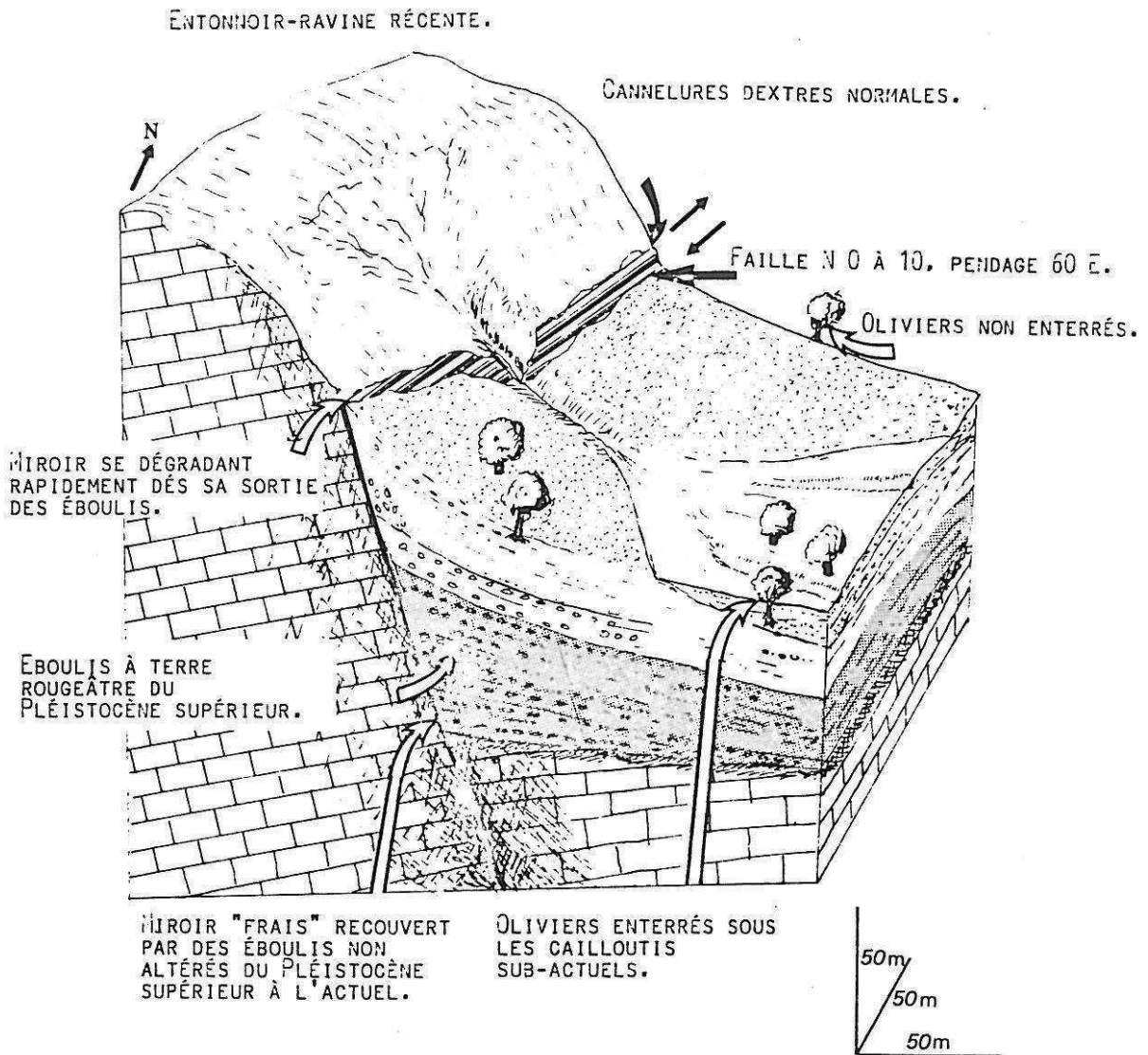


FIGURE n° III-5 : BLOC DIAGRAMME SCHÉMATIQUE DE LA FAILLE D'ATHANION AU NORD-OUEST DU VILLAGE.

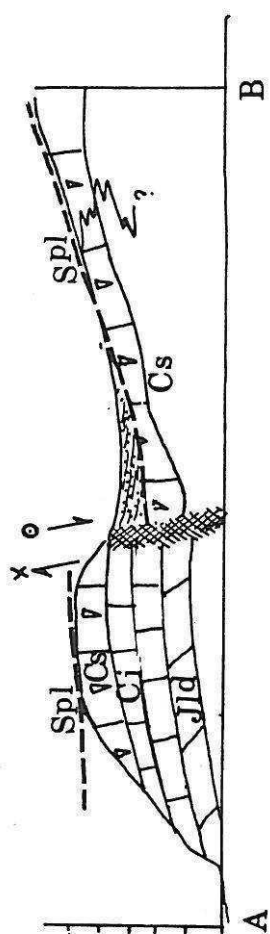
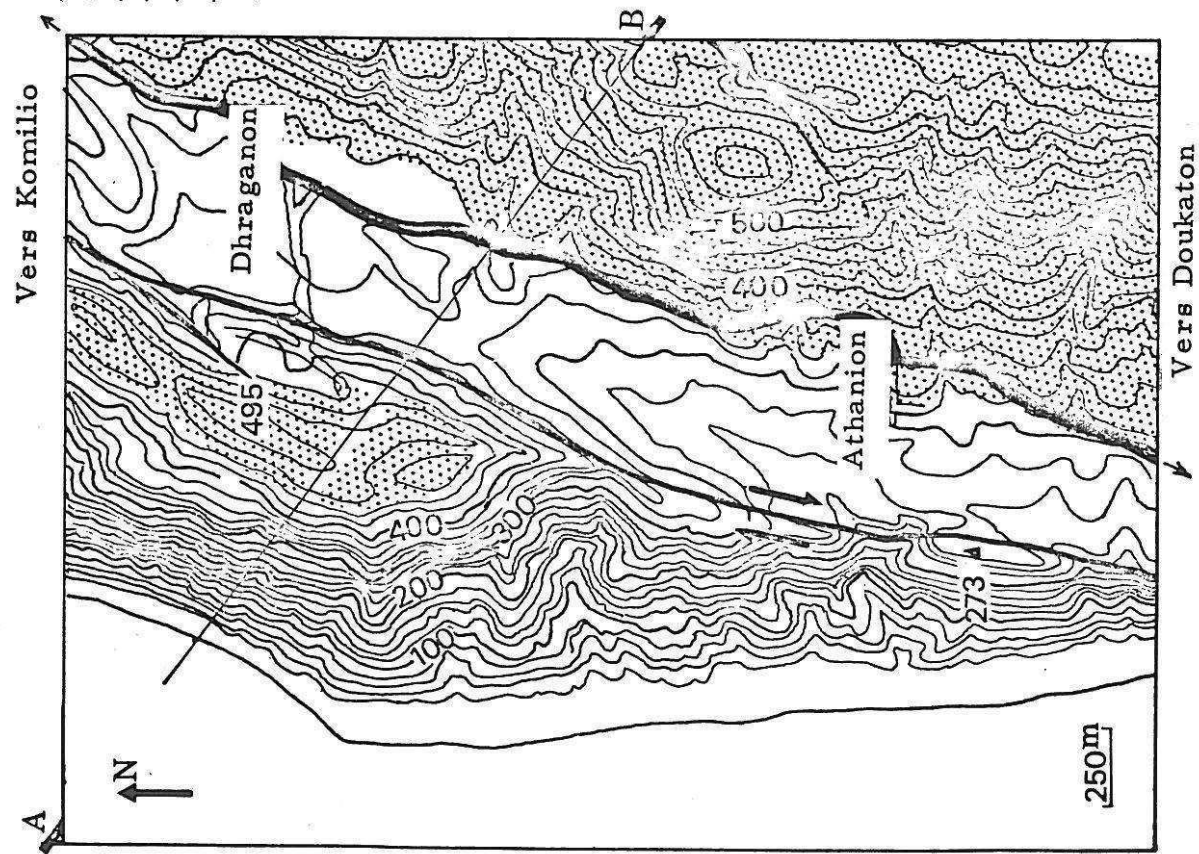
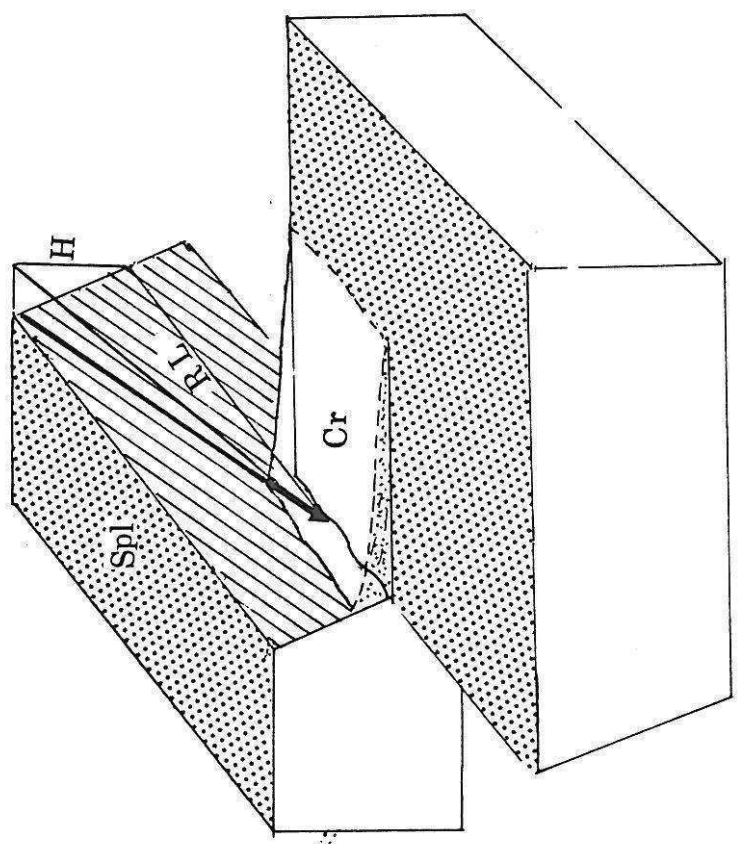


Figure N° III-6 : Décalage vertical occasionné par le jeu de la faille dextre normale d'Athansion. L'effet morphologique est visible sur le fond topographique. La coupe et le bloc diagramme montrent les relations géométriques entre les formations de pente, la surface d'érosion et la faille (explications dans le texte).



chacun des compartiments en font des objets remarquables. Il s'agit de failles plurikilométriques (2 kilomètres pour celle d'Ayios Nikitas et 5 kilomètres pour celle d'Athanion) ayant un pendage de 50 à 60° vers l'Est, une direction NNE-SSW et portant des cannelures par endroits de longueur d'onde décimétrique et à inclinaison faible (15° en moyenne). Le mouvement est dextre normal. Ces accidents jouent un rôle considérable dans l'évolution des paysages environnants. On peut montrer que leur jeu actuel empêche la régularisation de leurs versants. Ainsi à Athanion, les ravineaux qui détruisent le mur de la faille alimentent des cônes de déjections actuels qui ensevelissent des oliviers centenaires (voir figure III-5). On peut aussi montrer que le mouvement de cette faille se produit depuis le Pléistocène supérieur au moins puisque, au Sud d'Athanion, un ravin qui entaille profondément la falaise côtière et coupe cette faille permet d'observer sous les dépôts continentaux peu ou pas altérés des cailloutis noyés dans une altérite brune à rouge, plaqués au toit de la faille.

Considérant le décalage vertical de la surface plio-pléistocène et l'inclinaison des grandes cannelures portées par le miroir (voir figure N° III-6), on peut estimer le rejet latéral de la faille (RL) pour la période postérieure à la phase du Quaternaire ancien. La coupe A-B montre la surface (Spl) décalée verticalement d'environ 200 mètres par cette faille (rejet H). En contrebas, des cônes d'éboulis récents (Cr) sont plaqués contre le miroir. Considérant un pendage constant de 60° vers l'Est et une inclinaison constante des cannelures de 15°, on peut calculer un rejet latéral de 860 mètres. Si le décalage de la surface a débuté avec la phase compressive du Quaternaire ancien il y a environ 1 million d'années, on peut estimer que la vitesse longitudinale moyenne du décrochement est d'environ 0,8 mm par an. Rien n'indique cependant que cette vitesse ait été constante au cours de la période.

Auparavant, la réalisation de la surface, dans les environs d'Athanion, indiquerait que la faille n'a été pas ou peu active durant la période plio-pléistocène inférieur.

#### IV-CONCLUSION.

Nous soulignerons ici les points importants de l'évolution plio-quaternaire de Levkas:

-Au cours de la période plio-pléistocène inférieur, une surface évoluée, ne portant actuellement aucun dépôt (à l'exception des conglomérats de Vassiliki et éventuellement des marnes pliocènes d'Apalpaina), se réalise durant une longue période de calme tectonique relatif.

-La phase tectonique du Pléistocène inférieur déforme le paysage en un grand bombement décakilométrique et d'allongement NNE-SSW qui porte la surface à une altitude voisine des 1100 mètres en son centre. Des failles normales et des flexures importantes se forment avec le bombement. Un examen de ces seules failles normales aurait conduit à proposer un épisode distensif caractérisant cette période; cependant les relations géométriques et chronologiques de ces failles avec le bombement nous conduisent à leur donner une signification de failles d'extra-dos, sécantes sur un bombement compressif (structures de Riedel) situé au dessus d'un accident chevauchant à composante dextre. Cet accident pourrait être celui qui borde l'ouest de l'île au niveau de l'escarpement de la marge.

D'autre part, on notera que le chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne ne rejoue pas ou faiblement, au cours de cette phase tectonique, au Sud-Est de l'escarpement Lixourion-Levkas (jeu de bourrelets et anticlinaux diapirisés à Céphalonie et Zante, rejeu plus important à Ithaque, jeu quasiment nul à Levkas) alors qu'au Nord-Ouest (Corfou et Paxos) la reprise de cet accident semble être très importante. Ce fait, nous le verrons au chapitre V, a une incidence géodynamique importante.

-La période allant du Pléistocène moyen à l'actuel se caractérise par une péréinité modérée de ces mouvements: le bombement s'élève encore en son centre alors que les paysages de sa périphérie subissent une faible submersion progressive. Quelques failles normales fonctionnent encore ainsi que les grandes failles décrochantes dextres de la côte occidentale dont nous verrons plus en détail dans le chapitre suivant la signification géodynamique et leur relations cinématiques avec le bombement.



## CHAPITRE IV

### ETUDE TECTONIQUE CASSANTE DE SITES DE LEVKAS ET ITHAQUE.

#### INTRODUCTION.

Cette partie est consacrée à l'analyse tectonique de quelques sites où les microstructures voire structures d'échelle plus importante nous renseignent sur l'état des paléocontraintes qui les ont formées, ou sur les directions de transport d'unités chevauchantes.

Outre l'analyse de microstructures de type joints potentiels dans les calcaires et de linéations dans les gypses injectés dans certains contacts tectoniques, nous avons utilisé les techniques d'étude numérique d'une population de failles mises au point par E. Carey-Galhardis (Thèse 1976). Cet auteur a en effet développé un modèle de calcul du déviateur des contraintes à partir des mesures de stries sur les plans de failles. Le déviateur est la partie non isotrope du tenseur des contraintes et rend compte de l'effet tectonique dans le tenseur des contraintes réel.

Le tenseur peut être exprimé de cette manière :  $T = a.I + b.D$

où I est la matrice identité, a un coefficient représentatif de l'enfouissement du milieu, D le déviateur que l'on peut connaître avec le modèle et b un coefficient d'homothétie au déviateur. Les valeurs de a et b ne peuvent pas être déterminées dans ce modèle.

On considère que les stries correspondent aux directions de glissements de blocs, dans un milieu homogène préfracturé, soumis à l'application d'un champ de contraintes. Un programme de calcul numérique, mis au point par E. Carey-Galhardis permet de déterminer le déviateur expliquant au mieux les données échantillonnées sur le terrain. Celui-ci procède en minimisant les écarts angulaires entre la strie mesurée et une strie théorique résultant de l'application d'un déviateur. Un certain nombre de déviateurs sont appliqués à la population de failles. Celui qui présente le meilleur minimum est sélectionné.

Un calcul de minimisation sur une population de failles striées donne les résultats suivants:

-le rapport de forme ou rapport R égal au rapport  $\sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$ . Celui-ci caractérise le régime tectonique qui a permis la création des tectoglyphes mesurés.

-le pitch et le sens de la strie théorique sur chaque plan soumis au déviateur déterminé par le calcul.

-le minimum obtenu après calcul

Dans la présentation des sites microtectoniques, les figures proviennent d'un programme de traitement graphique des données microtectoniques que nous avons mis au point à partir des algorithmes de base (projection stéréographique des plans, stries, écarts et pôles) que E. Carey-Galhardis avait faits. Ces programmes fonctionnent sur un micro-ordinateur couplé à deux lecteurs de disquettes, une table traçante et une imprimante. A partir de fichiers de données entrées au clavier, on peut tracer les projections stéréographiques des plans,

pôles, histogrammes et sortir des tableaux de données. Il s'y ajoute un programme permettant l'application d'un déviateur choisi permettant son test sur une population de failles (Programme mis au point sur ce matériel par W. Sassi; Sassi, 1985).

Dans les représentations ultérieures, on prendra systématiquement la projection stéréographique de Wulff sur l'hémisphère inférieur où la flèche représente le mouvement du bloc supérieur, elle est centripète si le mouvement de celui-ci est inverse. L'écart tau (contrainte tangentielle), S (strie mesurée sur le terrain) est visualisé par un trait gras continu le long du plan de faille entre la strie et la position de tau.

Les tableaux de mesures donnent soit les valeurs telles qu'elles sont mesurées sur le terrain ou bien les valeurs des stries (calculée et mesurée) comptées sur le plan de faille de 0 à 180 dans le sens direct, la normale au plan étant dirigée vers la demi-sphère inférieure.

On donne, en conclusion de ce chapitre, une synthèse concernant l'étude des sites.

## I-MICROSTRUCTURES FORMÉES AVANT OU PENDANT LA PHASE DU MIOCÈNE MOYEN.

### 1-Problèmes liés aux superpositions d'événements tectoniques

La série ionienne de Levkas a subi 2 phases plicatives importantes. Les microstructures formées pendant la première se trouvent aujourd'hui dans tous les terrains anté-molassiques. Le problème est que ces terrains ont aussi enregistré les événements tectoniques postérieurs. Ainsi, des mesures de microtectonique cassante effectuées sur la route allant de Asproyerakata à Exanthia ont fourni de nombreuses mesures. Cependant, le mélange est tel qu'il est impossible d'obtenir une quelconque direction de compression pour chacune des deux phases. Le seul moyen de connaître les directions des axes de contrainte de la phase du Miocène moyen est d'utiliser parmi l'ensemble des microstructures trouvées sur le terrain celles que l'on sait précoces, c'est à dire antérieures au premier plissement.

### 2-Les structures précoces

Le précocité de ces mesures est prouvée par l'existence de stries strictement décrochantes, parallèles aux couches, sur des plans qui étaient verticaux -perpendiculaires aux couches- avant le plissement. Le contexte tectonique était alors décrochant, et c'est une préfracturation essentiellement verticale (diaclasses) qui a fonctionné en failles décrochantes sous l'effet des contraintes tectoniques. Le débasculement des mesures par rapport à la stratification (l'opération consiste à faire subir aux données la rotation nécessaire pour ramener les joints de stratification à l'horizontale) regroupe les stries sur le bord du stéréodiagramme comme nous le verrons dans le cas d'Ithaque. Il peut cependant y avoir guidage des blocs du type bancs sur bancs, donnant des stries parallèles à la stratification.

### 3-Pourquoi observe-t-on sur certains sites pas ou peu de structures contemporaines de la phase plicative?

La première raison, déjà évoquée, est le choix même du site: les sites où les microstructures formées aussi bien durant les prémices de la phase qu'au cours de son paroxysme ne sont pas aisément étudiables à cause du "polyphasage" apparent. Seuls les sites ne contenant que des structures simples, antébasculement, ont été choisis pour l'étude tectonique cassante de la phase du Miocène moyen. Les sites que nous avons donc observés semblent être des endroits privilégiés, où n'ont été enregistré que les événements précoces.

Aussi peut-on invoquer deux hypothèses pour expliquer l'absence de structures syn-plissement dans ces endroits:

-Avec la première hypothèse on peut considérer que, au début de la phase tectonique compressive, la mise sous contrainte de la série provoque l'apparition de microstructures dans des bancs carbonatés encore très enfouis. Dans chacun des cas étudiés, on peut penser que l'enfouissement était compris entre 600m et 800m

(série carbonatée et flysh) et que la présence de fluide favorisait la dissolution et la recristallisation (stries et fentes).

Ensuite, lors des déformations majeures, le milieu rocheux est fortement fracturé, surélevé dans les anticlinaux ensuite dégagés par l'érosion. Ceci peut provoquer une perte en fluides dans la série carbonatée à présent structurée. Le processus de dissolution recristallisation nécessaire à la réalisation des tectoglyphes stylolitiques ne peut alors plus fonctionner.

Les seules structures alors possibles sont les stries mécaniques que les matériaux ne sont peut-être pas aptes à réaliser.

-Avec la seconde hypothèse, on considère que la déformation qui se réalise au début de la phase tectonique sur une infinité de petits plans (d'échelle centimétrique parfois; voir le site d'Englouvi), se "concentre" lorsque le raccourcissement augmente sur quelques grandes surfaces de glissement (failles, chevauchement); et on peut penser que les blocs limités par ces accidents de plus grande échelle sont relativement rigides et absorbent moins le raccourcissement qui se réalise sur les grands décrochements et chevauchements.

A-DIRECTIONS DE CONTRAINTES ANTE-BASCULEMENT.

1-ENGLOUVI

\* La position du site est repérée par une étoile sur la petite carte de la figure N° IV-1.

Situation :

Sur la route qui mène de Karia vers Englouvi, tourner à gauche à environ 700m du village, vers le vallon. Sur la droite, une piste récente se sépare d'un sentier muletier, suit le fond d'une vallée et se dirige vers le Sud à travers les formations marno-gréseuses du Miocène molassique. 800m après la bifurcation, on observe la discordance de ces molasses (pendage 45° vers l'Ouest) sur les bancs de calcaire porcelané du Berriasien (pendage 35 E). C'est dans ces bancs qu'ont été effectuées les mesures reportées sur la figure I.

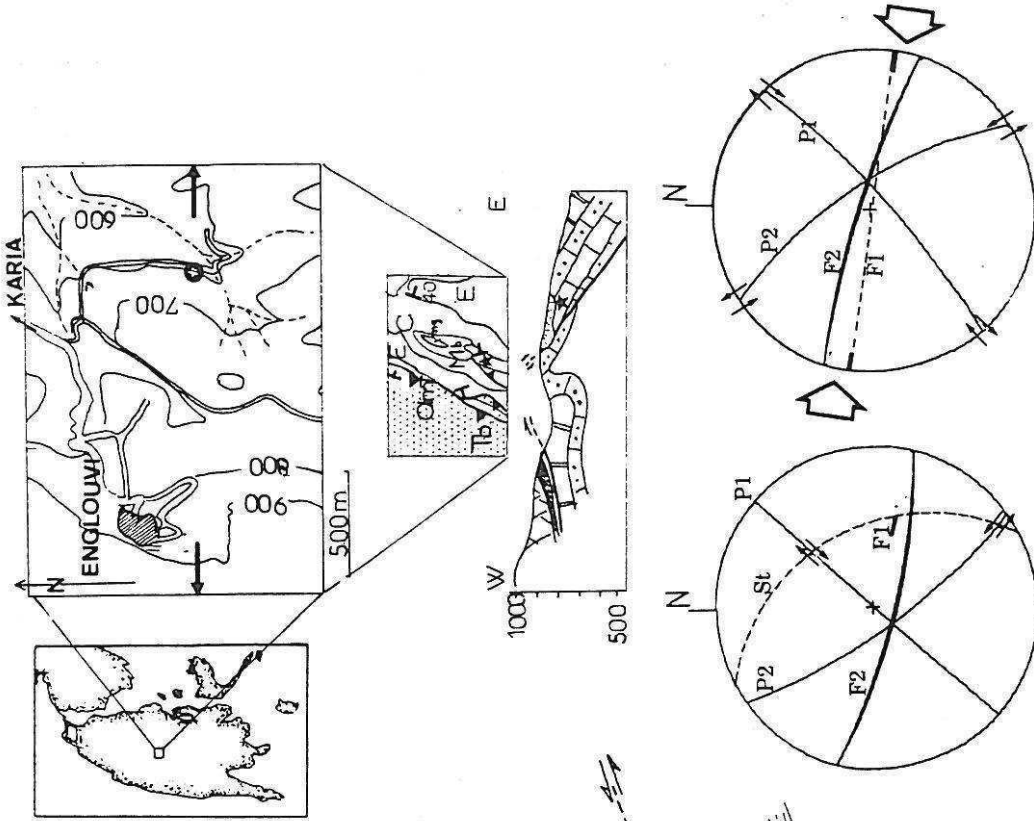
Contexte structural :

Le site de mesures se trouve sur le flanc Est, normal, d'un anticlinal écaillé et déversé vers l'Ouest (voir la coupe). La présence de Miocène moyen discordant atteste de l'âge anté-Langhien de ces structures.

Microstructures :

(Voir le bloc diagramme et le schéma de l'affleurement-en bas à gauche-)

Bien que le nombre de mesures soit réduit, on peut considérer que celles-ci sont représentatives de la déformation qui affecte l'ensemble des bancs du site. Les microstructures sont de deux types: joints potentiels décrochants et failles orthogonales aux bancs, qui portent des stries stylolitiques de longueur millimétrique. Les joints potentiels étant parallèles aux plans de failles, nous avons mesuré les directions des fentes (PV pour l'une et direction et pendage pour l'autre). On remarque que les joints potentiels suivent la même logique de déformation que les plans de failles. Après débasculement des structures, on constate que le dièdre compressif est très large (entre N46 et 145), alors que la direction assez homogène des fentes indiquerait une compression orientée entre N90 et N110.



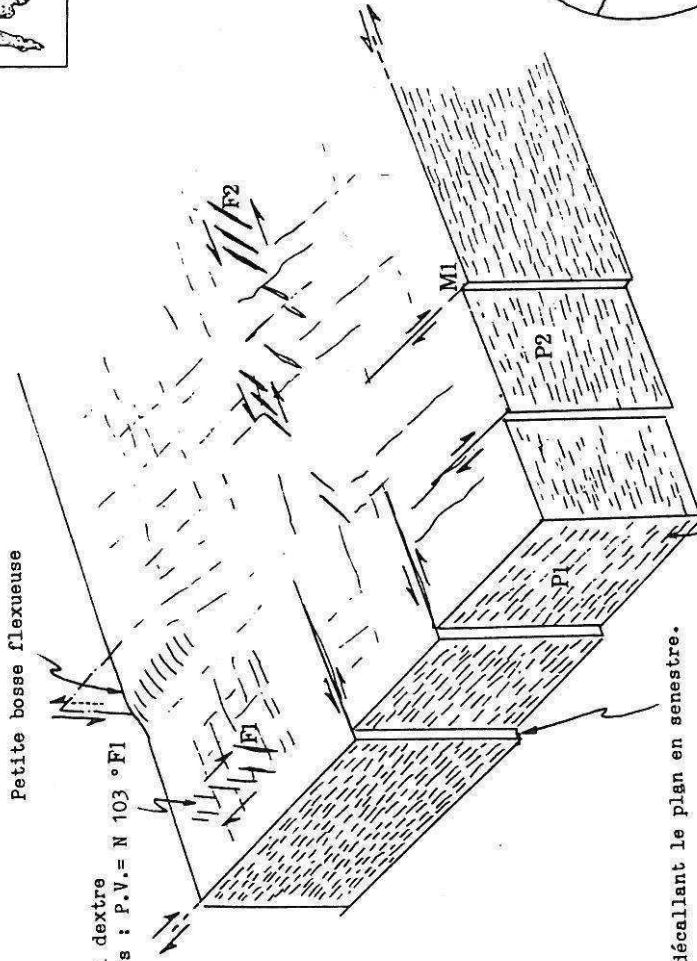
Projection stéréographique des structures  
 -Avant débasculément  
 -Après débasculément  
 (Stratification débasculée).

Figure N°IV-1

Site Englouvi:  
 Banc de calcaire porcelané (mudstone)  
 Berriasien.  
 Pendage : N 153, 36E.

Petite bosse flexueuse

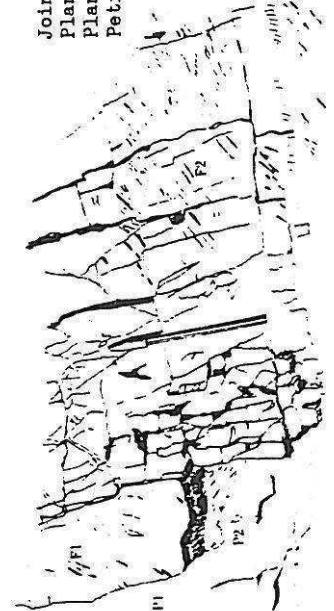
Joint potentiel dextre  
 Fentes associées : P.V. = N 103 ° F1



Petite marche décallant le plan en senestre.

Plans striés: N 42, 90, 30E, dextre (stries millimétriques). P1

Joint potentiel senestre  
 Plan des fentes associées (approximatif): N105, 75S F2  
 Plan strié: N 145, 74W, 5S, senestre P2  
 Petite marche décalant le plan en dextre. M1



## 2-ITHAQUE

Quelques observations géologiques ont pu être effectuées, au cours de cette étude, dans l'île d'Ithaque située à 10 km au Sud de Levkas. Nous avons notamment pu mesurer quelques microstructures dans la partie Nord de l'île, sur le talus d'une route récemment tracée.

### Accès :

De Vathy, on suit durant 8 km vers le Nord la route d'Afalès. Après avoir franchi l'isthme, on se dirige vers Anoyi. La pente est forte, et on arrive à un monastère perché à 500m d'altitude. C'est dans le talus de cette route, non loin du monastère, qu'ont été effectuées les mesures.

### Nature :

Les calcaires biodétritiques et porcelanés de la base de l'Eocène alternent en bancs de 20cm à 1m. L'ensemble est relativement peu basculé et les pendages sont homogènes. Les plans de failles montrent des stries stylolithiques bien marquées. Le site de mesure est placé à environ 500 mètres au Nord d'une grande faille à composante normale dont le jeu plio-quadernaire descend l'isthme.

On peut distinguer deux groupes de striations distincts

1-Un ensemble de stries, bien marquées dans les petits bancs porcelanés, dont le sens de glissement est parallèle à la stratification. Elles se sont donc vraisemblablement formées lorsque les couches étaient encore horizontales. Il s'agit de structures précoces, antérieures à la phase qui a formé le pli d'Ithaque, et donc contemporaines du début de la phase du Miocène moyen.

2-Un ensemble de stries d'orientation quelconque par rapport à la stratification. Pour celles-ci, on peut distinguer deux épisodes successifs

a) un épisode compressif avec des stries décrochantes, éventuellement compatibles avec le premier groupe

b) un épisode distensif avec des stries normales.

### Analyse et interprétation :

Dans le site, le polyphasage est évident puisque des stries normales recoupent les stries décrochantes. On peut donc séparer les stries normales de l'ensemble des stries décrochantes.

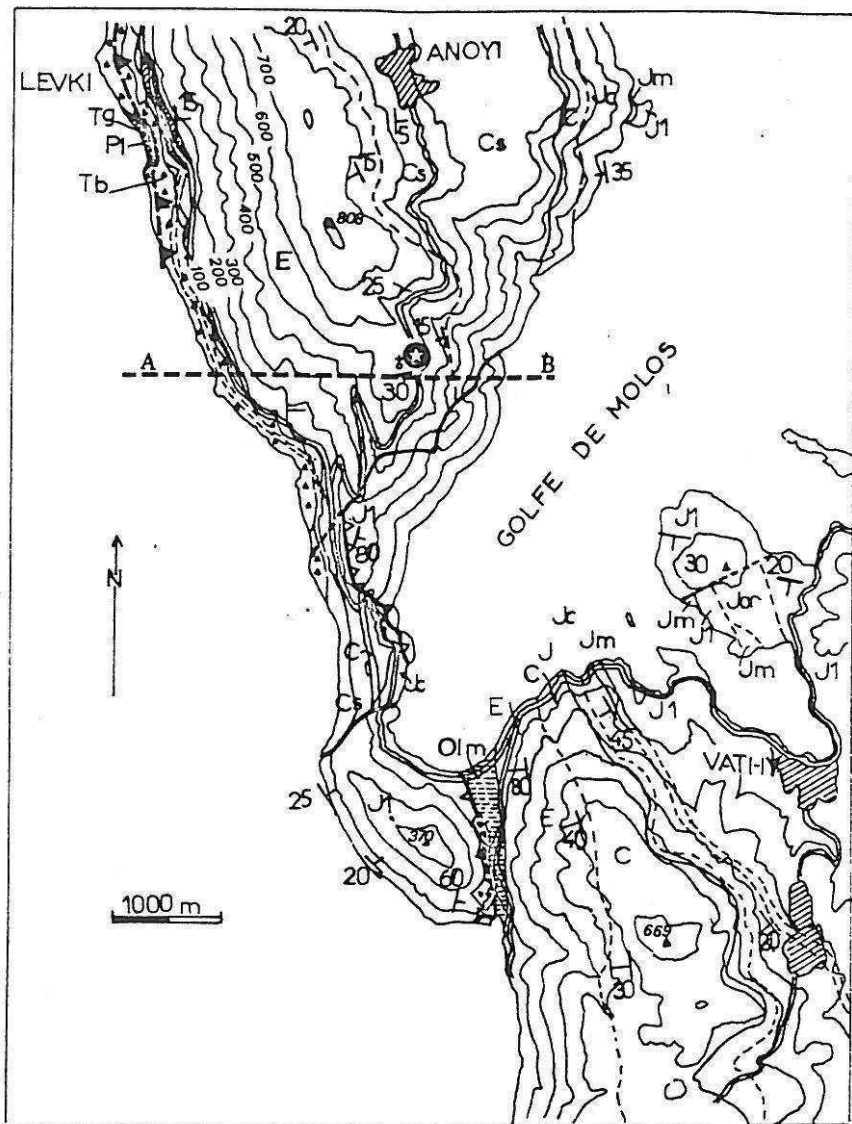
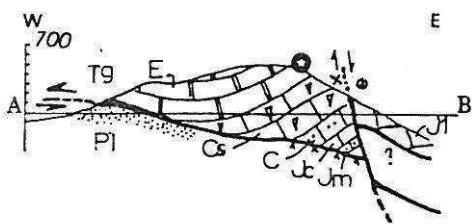
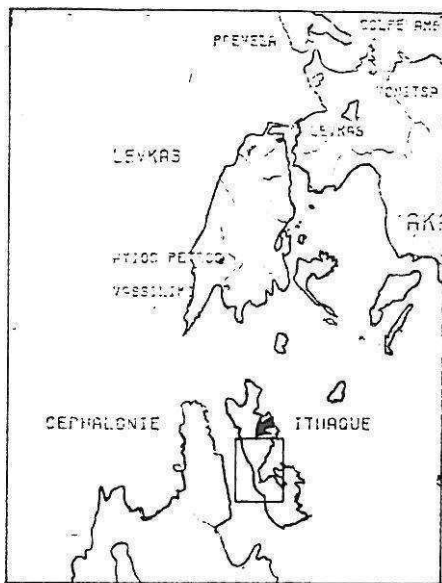
#### 1- Les stries normales à pitch fort. :

Un calcul effectué sur les mesures à pitch fort (6 mesures -017-019-020-023-026-027) montre une direction d'extension NNW-SSE avec un rapport R significatif d'un déviateur triaxial (voir figure N° IV-5). Un test effectué à partir du tenseur obtenu n'intègre pas de nouvelles données, exceptée la 010 qui fait aussi partie de la famille des failles décrochantes. L'âge de cet événement est postérieur au basculement des bancs de calcaire éocènes. On ne peut malheureusement pas être plus précis que post phase du Miocène moyen. Cette distension pourrait être mise en relation avec le jeu de la grande faille normale située au Nord du golfe de Molos qui affecte une surface évoluée plio-quadernaire ancien.

#### 2- Les stries à composante décrochante :

Le parallélisme entre stries et stratification indique l'existence de

Figure N°IV-2



PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

ITHAQUE ENSEMBLE DES MESURES

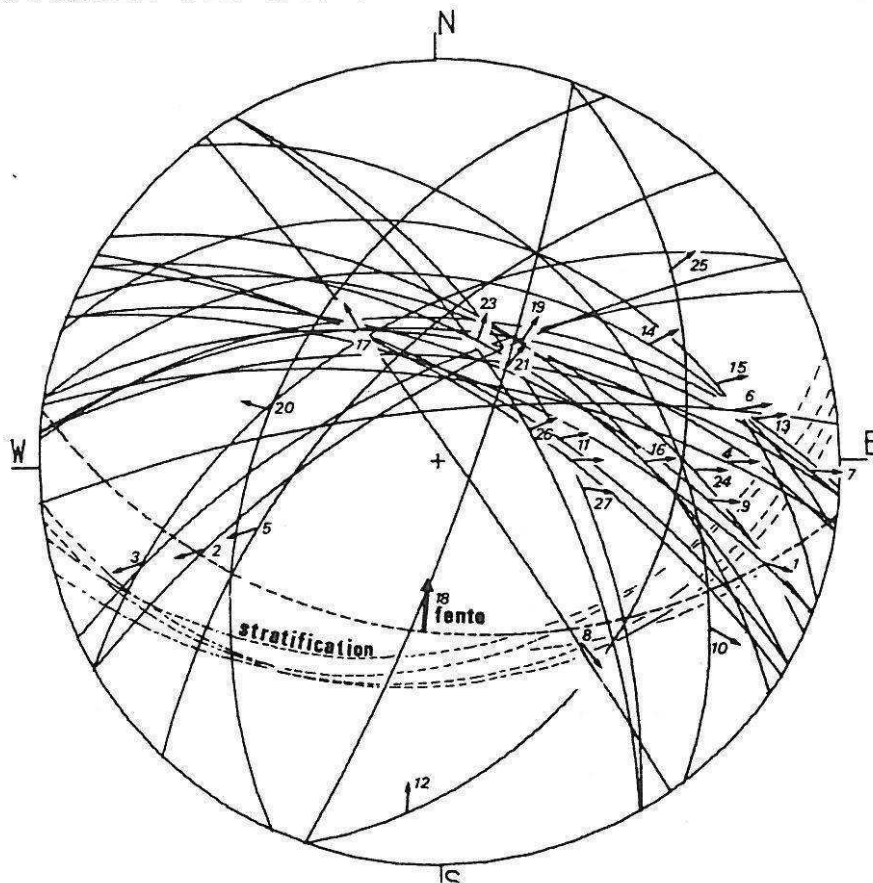
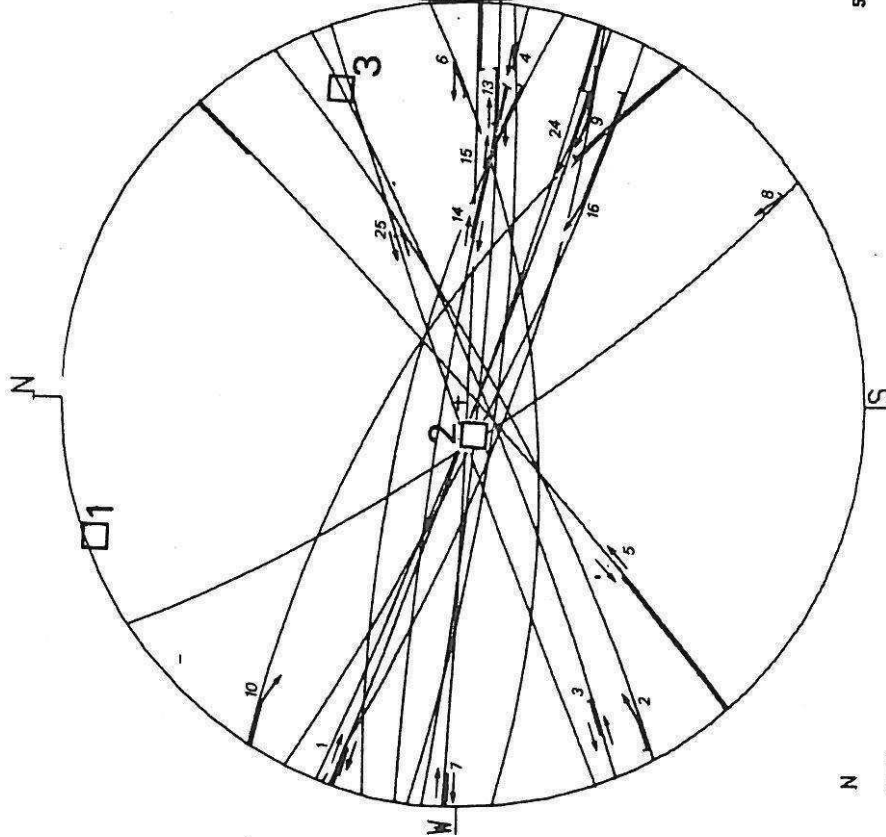


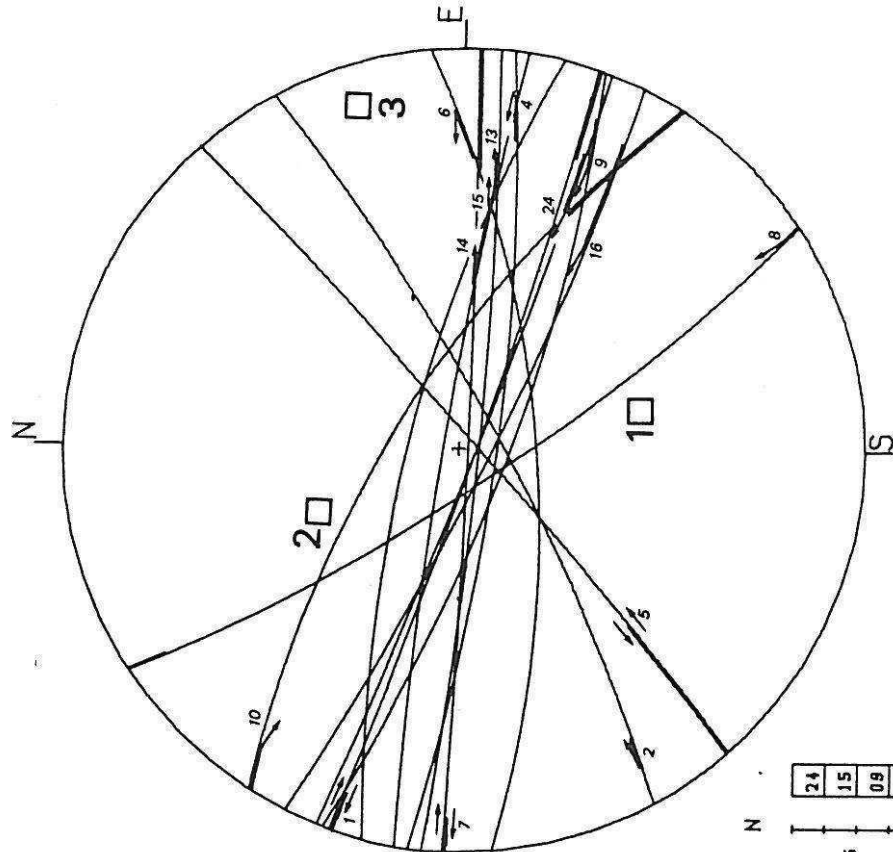


Figure N°IV-3

PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
 ITHAQUE DEBASCULE CALCUL A



PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
 CALCUL A'



mouvements précoces anté-basculément. Une compression provoque un jeu strictement décrochant des plans subverticaux. Nous avons débasculé l'ensemble des plans et effectué deux calculs A et A' (003 et 025 qui sont plans principaux dans le calcul A ont été retirés pour le calcul A') qui rejettent certaines mesures décrochantes sûrement précoces (005,007,010 pour lesquelles l'écart .. S 20°; voir figure N° IV-3). Par pondération (multiplication de la donnée 010 par 10), un nouveau calcul (calcul B; figure N° IV-4) améliore le résultat pour les failles décrochantes précoces, et rejette un certain lot de données décrochantes dont le pitch n'est pas parallèle à la stratification (données 005,006,014,015 qui servent au calcul B). En sélectionnant les données compatibles avec le tenseur B (ensemble des données testées avec le tenseur B), un nouveau calcul (incluant à nouveau 003 et 025) donne un tenseur (C) représentatif de la déformation précoce. Un calcul effectué sur les données rejetées (données non débasculées) ne donne pas de résultat significatif (données 005,006,011,012,014,015,020,021,022-minimum:-3.6). Un lot de données décrochantes n'est donc expliqué ni par l'événement précoce ni par l'événement distensif. On peut supposer que la ou les phases compressives (Miocène moyen et Pliocène inférieur) ont marqué de tectoglyphes les calcaires éocènes de ce site, mais que la déformation enregistrée dans les calcaires n'y est pas simple, et pas explicable par le modèle mécanique simple utilisé ici: stries syn-basculément par exemple. La direction de compression trouvée pour l'événement précoce est compatible avec la direction des fentes observée sur le site (N-S). Signalons que les directions de contraintes déterminées ici peuvent n'avoir que valeur locale pour deux raisons différentes:

-la série sédimentaire ionienne peut avoir tourné au dessus du chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne.

-la direction des couches dans le site est perpendiculaire à l'axe de la structure synclinale visible dans cette partie de l'île. De plus, l'accident situé au Sud du site a vraisemblablement fonctionné en faille décrochante dextre au cours de la phase du Miocène moyen (en amenant les calcaires du Pantokrator du compartiment Sud en chevauchement sur des terrains plus récents). Un effet local de réorientation des contraintes n'est donc pas à exclure à proximité de l'accident.

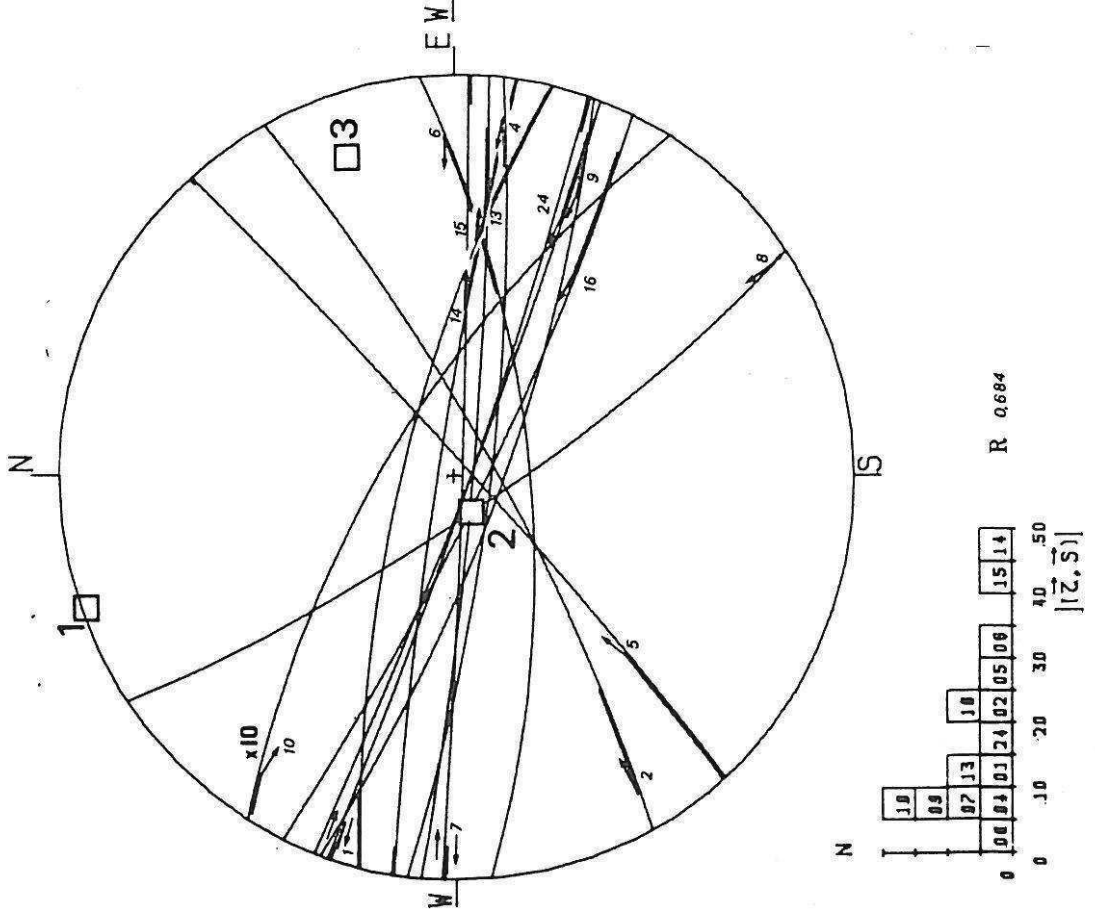
\*- W. Sassi (1985) a montré que, dans certains cas, le fait de donner à une ou à quelques données un poids fort influençait le résultat du calcul en faisant diminuer les écarts ...S pour cette ou ces données et avec elles pour certaines données auparavant incompatibles avec la solution d'un calcul sans pondération.

Ainsi, la pondération de données sûres (comme dans notre cas, pour les stries parallèles à la stratification) est une méthode de tri efficace dans certains cas. La pondération est obtenue en multipliant, dans le calcul, la donnée souhaitée par un nombre suffisant pour qu'elle influence le résultat du calcul.

Figure N°IV-4

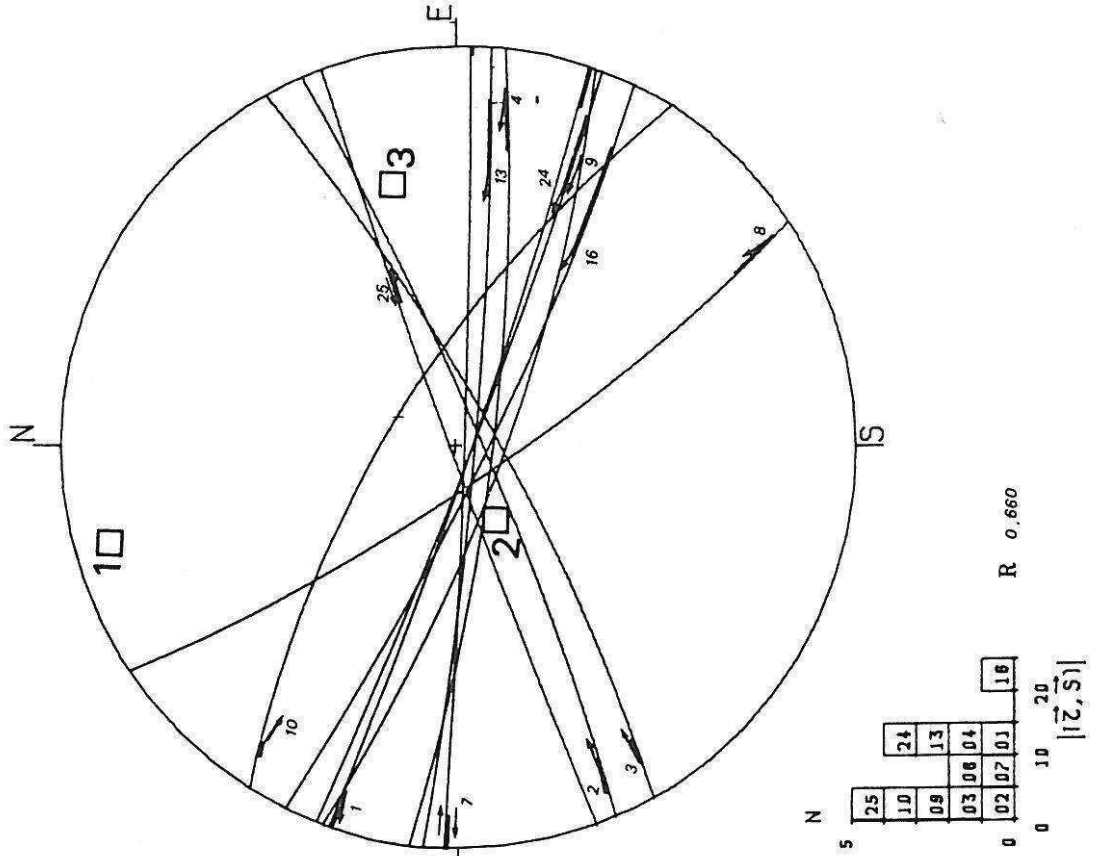
PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

ITHAQUE DEBASCULE CALCUL B



PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

CALCUL C

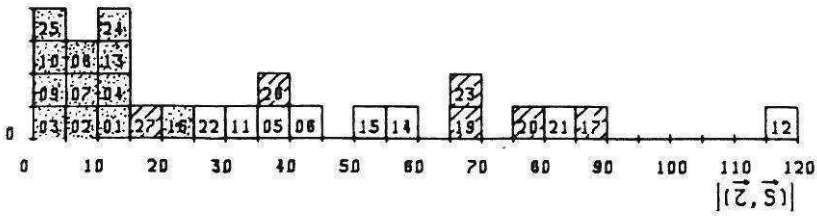


Test croisé sur les deux tenseurs d'Ithaque:

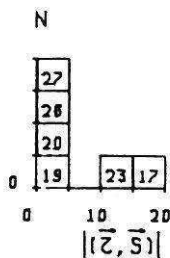
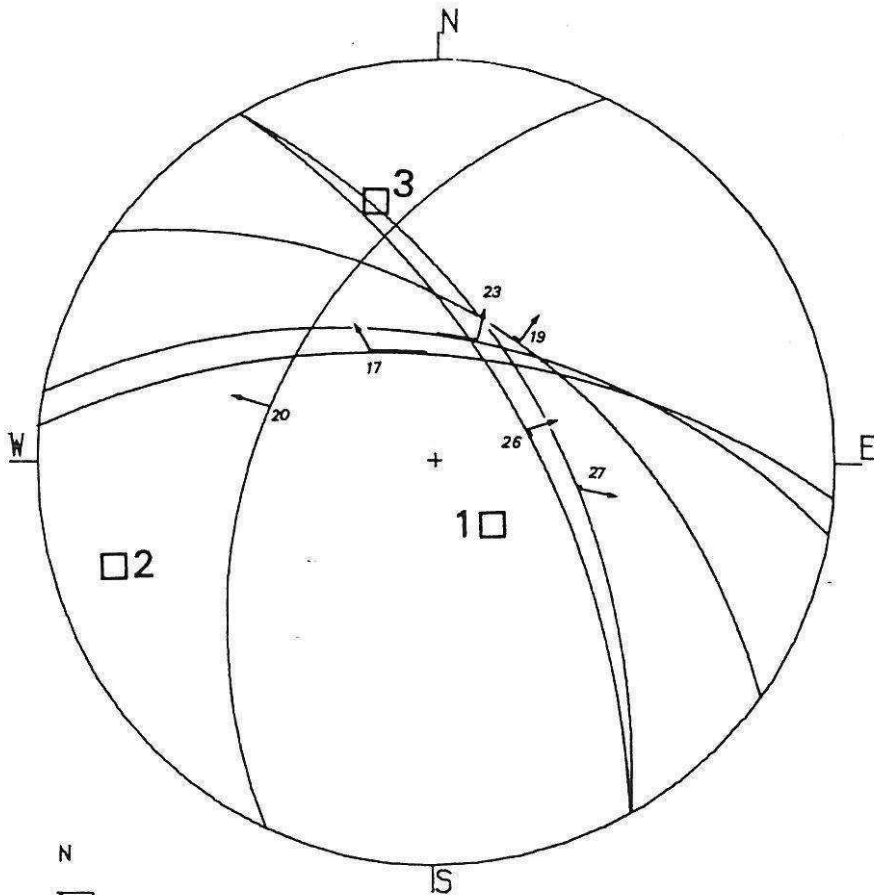
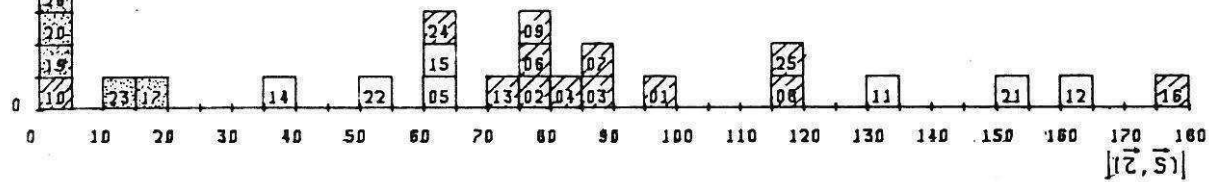
-Tenseur C: -en pointillés- les données compatibles avec le tenseur C  
 -en barrés- les données compatibles avec le tenseur failles normales.

-Tenseur Failles normales: -en pointillés- données compatibles avec le tenseur failles normales.  
 -en barrés- données compatibles avec le tenseur C.

N Tenseur C testé sur l'ensemble des failles d'Ithaque débasculées.



N Tenseur failles normales testé sur l'ensemble des failles mesurées dans le site d'Ithaque



R 0,498

PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFÉRIEUR

ITHAQUE FAILLES NORMALES

ITHAQUE ENSEMBLE DES DONNEES

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	112	65	N	10	E	D	001 // STRATIFICATION 82 33S
2	60	70	N	28	W	S	002 IDEM PLAN ENDUIT DE CALCITE
3	65	65	N	16	W	S	003 IDEM SST. (STRIES STYLOLITHIQUES)
4	99	66	N	20	E	D	004 STRATI. 75 37 S SST.
5	44	61	N	46	W	S	005 IDEM SST.
6	85	75	N	16	E	D	006 IDEM SST.
7	95	53	N	5	E	D	007 STRATI. 80 40S
8	145	85	E	31	S	D	008 STRATI. 85 32S
9	112	59	N	25	E	D	009 STRATI. 98 45S SST.
10	143	33	E	25	S	D	010 IDEM
11	120	66	N	64	E	N	011 SST. NON// STRATI.
12	20	29	E	17	S	S	012 SST.
13	94	50	N	17	E	D	013
14	100	40	N	46	E	D	014
15	110	30	N	39	E	D	015 SST.
16	120	55	N	45	E	D	016 SST.
17	95	60	N	70	W	N	017 SST.
18	98	45	S	88	E	I	018 FENTE N-S REMPLIE DE CALCITE
19	125	50	N	90	W	N	019 CHRONOLOGIE F. NORMALES POST F. DECROCHANTES
20	25	43	W	85	S	N	020
21	20	80	E	58	N	N	021
22	122	68	N	59	E	H	022
23	100	55	N	85	E	N	023
24	115	50	H	33	E	D	024 SST.
25	60	50	N	15	E	S	025
26	150	63	E	85	S	N	026
27	150	57	E	65	S	N	027 SST.

CALCUL B

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	109	86	S	174	5	D	001
2	61	79	S	174	154	S	002
3	97	80	S	6	14	D	004
4	48	86	S	152	1	S	005
5	85	69	S	10	43	D	006
6	92	88	S	175	4	D	007
7	146	79	W	3	1	D	008
8	110	77	S	15	10	D	009
9	122	71	N	7	1	D	010
10	95	85	S	20	8	D	013
11	99	85	N	135	4	D	014
12	104	75	N	150	12	D	015
13	116	82	S	30	6	D	016
14	111	86	S	21	5	D	024

CALCUL C

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	109	86	S	174	6	D	001
2	61	79	S	174	170	S	002
3	67	83	S	173	176	S	003
4	97	80	S	6	16	D	004
5	92	88	S	175	1	D	007
6	146	79	W	3	12	D	008
7	110	77	S	15	14	D	009
8	122	71	N	7	5	D	010
9	95	85	S	20	8	D	013
10	116	82	S	30	10	D	016
11	111	86	S	21	7	D	024
12	70	88	N	139	141	S	025

ITHAQUE CALCUL FAILLES NORMALES

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	95	60	N	70	85	N	017
2	125	50	N	90	88	N	019
3	25	43	W	85	85	N	020
4	100	55	N	95	85	N	023
5	150	63	E	95	97	N	026
6	150	57	E	115	114	N	027

ITHAQUE CALCUL A

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	109	86	S	174	10	D	001
2	61	79	S	174	178	S	002
3	67	83	S	173	167	S	003
4	97	80	S	6	10	D	004
5	48	86	S	152	11	S	005
6	85	69	S	10	16	D	006
7	92	88	S	175	10	D	007
8	146	79	W	3	4	D	008
9	110	77	S	15	6	D	009
10	122	71	N	7	153	D	010
11	95	85	S	20	10	D	013
12	99	85	N	135	170	D	014
13	104	75	N	150	167	D	015
14	116	82	S	30	8	D	016
15	111	86	S	21	10	D	024
16	70	88	N	139	141	S	025

ITHAQUE CALCUL A'

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	109	86	S	174	14	D	001
2	61	79	S	174	169	S	002
3	97	80	S	6	14	D	004
4	48	86	S	152	180	S	005
5	85	69	S	10	19	D	006
6	92	88	S	175	20	D	007
7	146	79	W	3	174	D	008
8	110	77	S	15	7	D	009
9	122	71	N	7	149	D	010
10	95	85	S	20	18	D	013
11	99	85	N	135	160	D	014
12	104	75	N	150	157	D	015
13	116	82	S	30	9	D	016
14	111	86	S	21	13	D	024

Figure N°IV-6

### 3-VLIKHO

#### Localisation du site de mesures :

A 3 km au Sud de Nidhri, une arête rocheuse Nord-Sud plonge vers l'Est sous les formations alluviales de la plaine de Kharadiatika-Midhri. Elle est constituée par un monoclinale calcaire ayant un pendage d'environ 40° vers l'Est, et qui constitue le flanc occidental du synclinal de Poros. Sur la route qui relie Vlikho à Kharadiatika, deux carrières exploitent les calcaires éocènes et les calcaires lités à nodules siliceux de l'Albien au Nord de ce monoclinale. Les données ont été mesurées dans ces carrières, ainsi que plus au Sud derrière les premières maisons du village de Vlikho.

#### Lithologie :

Dans la carrière située dans les calcaires albiens, les mesures ont été effectuées sur des calcaires lités, légèrement marneux, à accidents siliceux. Dans l'autre carrière située à l'Est, ainsi qu'à Vlikho, les mesures ont été faites dans des calcaires porcelanés et lités éocènes.

#### Nature des tectoglyphes :

Les tectoglyphes sont de petites stries stylolithiques millimétriques dont le sens est parfois difficile à déterminer. La majorité des stries est parallèle aux joints de stratification. Cette disposition plaide pour une genèse précoce des microstructures (anté-basculément). La totalité des mesures a donc été débasculée selon le pendage des couches.

#### Interprétation :

L'analyse du mouvement des failles subverticales, dont les stries ont, après débasculément, un pitch proche de l'horizontale, montre que la direction de compression est comprise dans un dièdre allant de N75 à N117. L'analyse graphique permet de trier les failles compatibles avec une telle cinématique. Cependant les failles n°5, 6 (site des carrières) sont incompatibles avec un tenseur testé sur ces mesures ( $\sigma_1$  N110 et  $R=0.75$ , Kharadiatika). Le sens du mouvement a sans doute été mal déterminé à cause de la nature peu marquée des tectoglyphes. Sur l'ensemble des mesures (Vlikho inclus), plusieurs calculs ont été effectués. Seul un calcul inversant le sens des stries 5 et 6 mesuré sur le terrain donne un excellent résultat. Le test réalisé à partir du tenseur obtenu intègre très convenablement les mesures 7, 10 et 14 si l'on considère que le sens mesuré sur le terrain est erroné. Le minimum du calcul est de -9.74 pour 10 mesures entrées, le rapport  $R$  vaut 0.59 et les axes sont horizontaux. La direction N115 de  $\sigma_1$  n'est pas sans rappeler la direction de compression déterminée à Englouvi, ni les directions de transport observées à la base des unités chevauchantes.

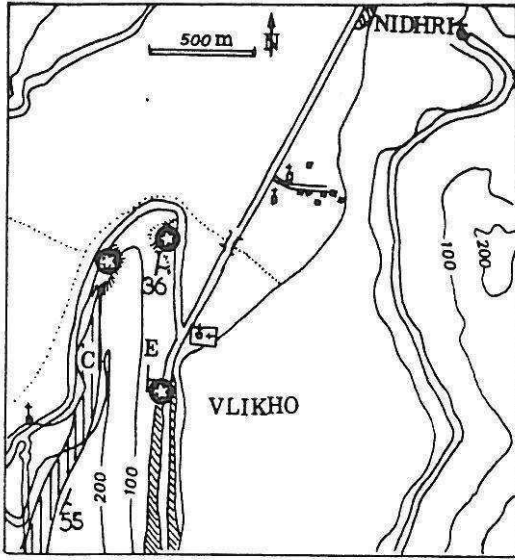
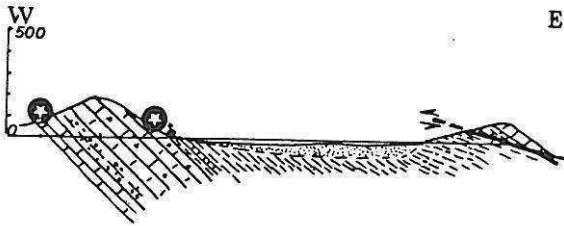


Figure N°IV-7

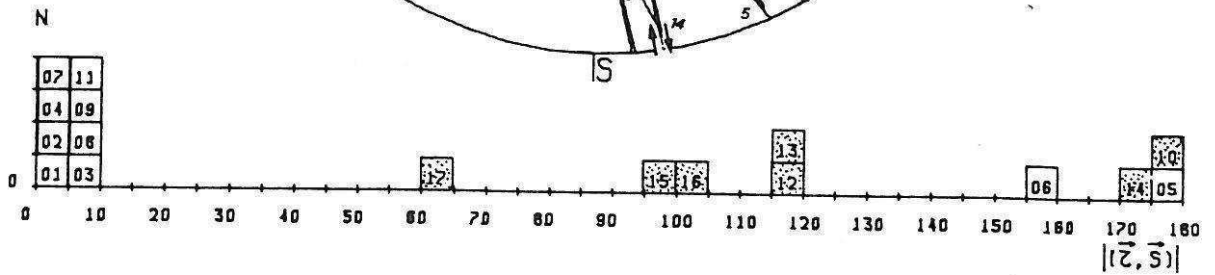
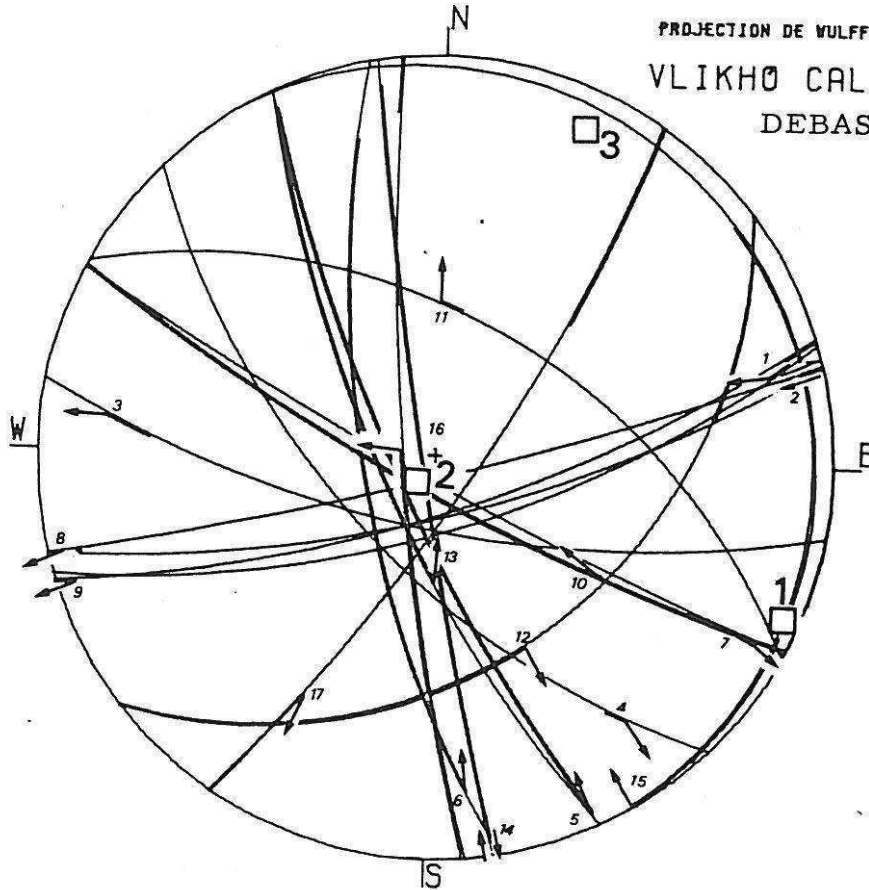
VLIKHO CALCUL

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	72	69	S	9	5	D	001 CALCUL
2	75	73	S	4	3	D	002 CALCUL
3	100	70	S	169	160	D	003 CALCUL
4	135	62	W	14	17	S	004 CALCUL
5	154	78	W	2	177	D	005 CALCUL (SENS MODIFIE )
6	169	69	W	11	167	D	006 CALCUL (SENS MODIFIE )
7	117	84	S	8	8	S	007 CALCUL
8	75	84	S	175	3	D	008 CALCUL
9	71	74	S	177	5	D	009 CALCUL
10	117	80	S	36	36	D	010 TESTEE
11	118	51	N	72	77	N	011 CALCUL
12	51	36	E	99	35	N	012 TESTEE
13	154	74	W	59	177	D	013 TESTEE
14	170	36	W	2	176	D	014 TESTEE
15	150	3	E	178	80	I	015 TESTEE
16	174	81	W	93	171	N	016 TESTEE
17	33	78	E	157	40	D	017 TESTEE



PROJECTION DE VULFF / HEMISHERE INFERIEUR

VLIKHO CALCUL  
DEBASCULE



B-CONTRAINTES DE LA PHASE COMPRESSIVE DU MIOCENE MOYEN

1-POROS

Situation : (Figure N° IV-8)

En prenant la route de Poros, on tourne à gauche au niveau du village et on passe au dessus d'une petite chapelle. La piste conduit, à 2km au Sud-Est du village, à une oliveraie perchée à 200m au dessus de la mer.

Contexte structural :

Le site d'échantillonnage se trouve dans l'oliveraie, à l'extrémité Sud du synclinal de Poros. Le flanc oriental du synclinal, constitué de calcaires biodétritiques éocènes, est écaillé et retourné sur le flysh Oligo-miocène (voir coupe).

Microstructures : (Figure IV-8: 2,3 et 4)

Les bancs massifs -50cm à 1m d'épaisseur- de calcaire biocalcarénitique montrent deux types distincts de microstructures:  
-des joints potentiels décrochants, conjugués ou non, constitués par des systèmes de fentes en échelons très caractéristiques. Ces fentes sont remplies de calcite cristallisée moins soluble que la roche et ressortent de ce fait par rapport aux bancs. La dissolution de cette calcite crée une patine sombre qui tranche sur la patine gris claire de la roche.

-des joints stylolitiques montrant une disposition fruste dans la roche, et qui la débitent en blocs de 10 à 40 cm d'épaisseur.

Chronologie et âge des microstructures :

Dans leur position actuelle les microstructures sont très dispersées, mais, si on ramène leur stratification à l'horizontale (débasculément), on constate un regroupement des joints potentiels et des joints stylolitiques.

Géométrie et interprétation des microstructures :

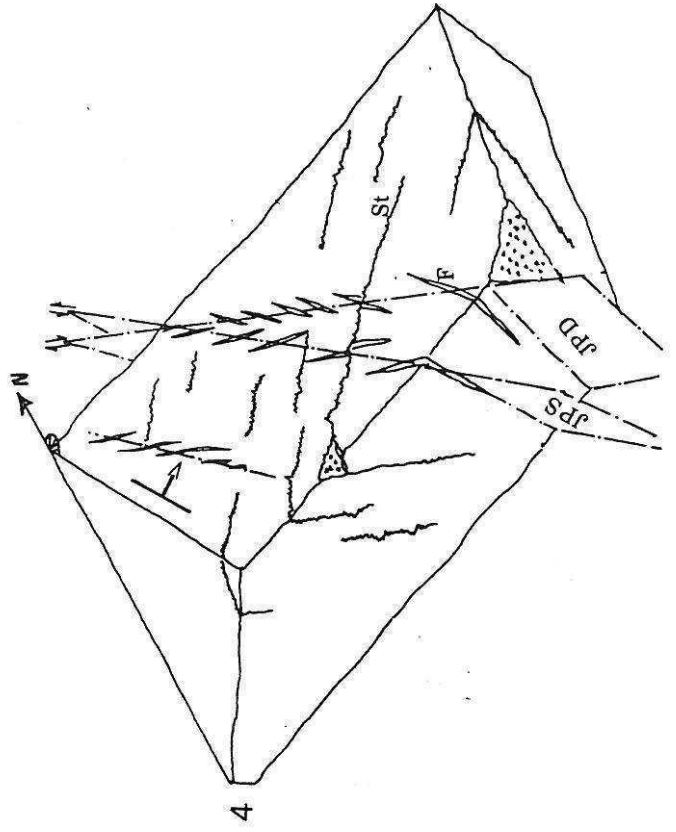
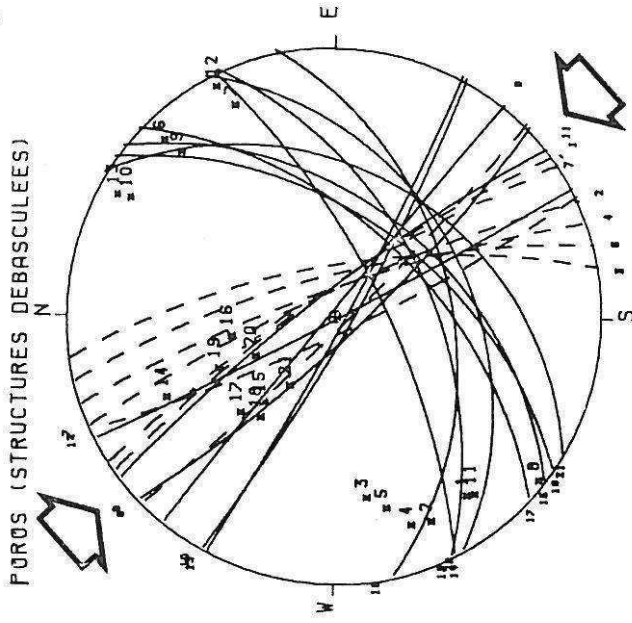
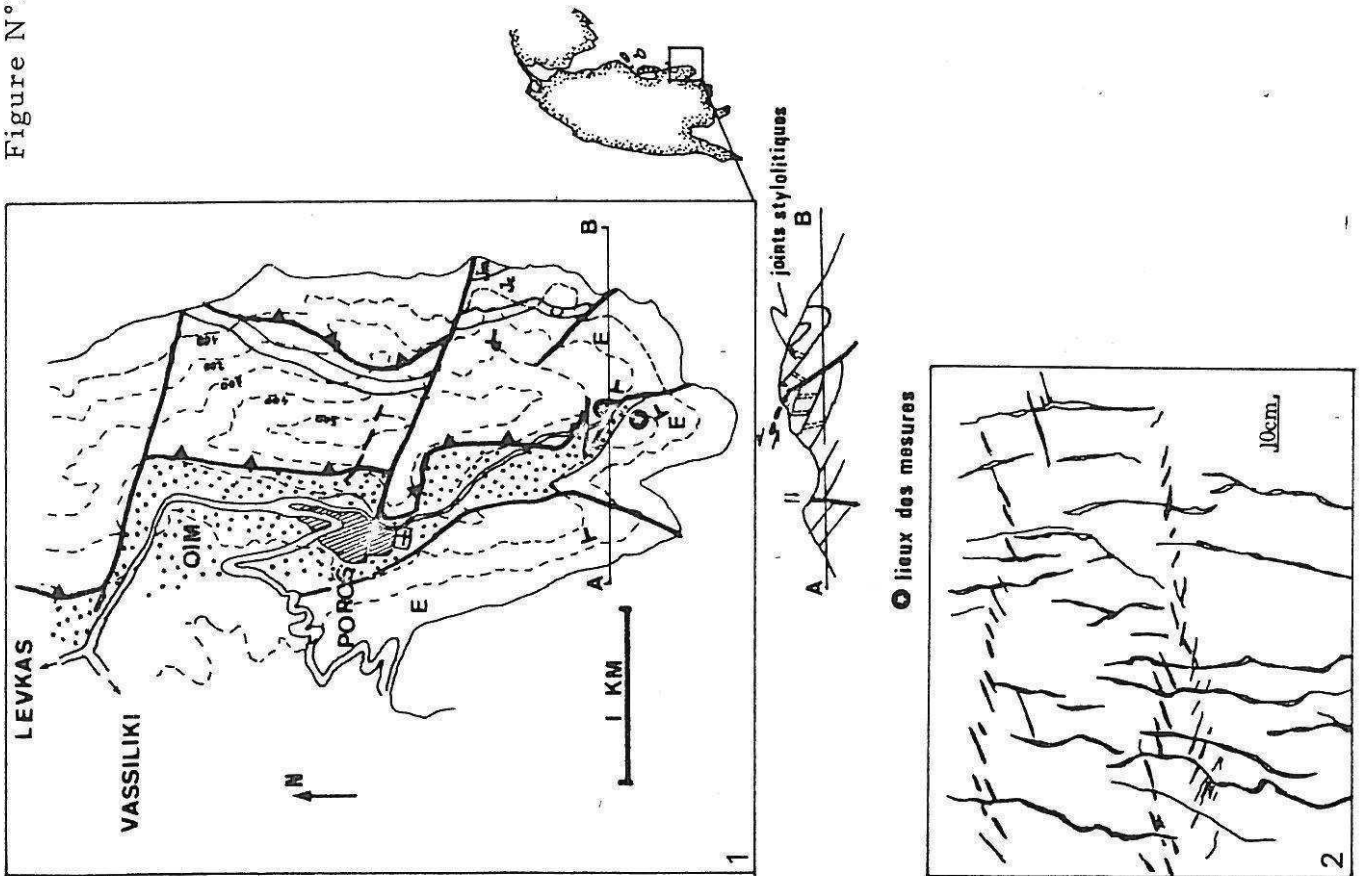
Chaque mesure a été débasculée dans la stratification du lieu de mesure. L'ensemble des structures a été reporté figure IV-8 (3). Les pôles des joints potentiels et stylolitiques, ainsi que les axes de contrainte déterminés par la méthode d'Anderson pour chaque jeu de joints potentiels associés, sont reportés figure IV-9 (1).

La répartition des axes de contrainte est révélatrice d'un contexte en décrochement et non de failles inverses, comme on s'attendrait à l'observer au voisinage du chevauchement du pli retourné du synclinal de Poros.

Les axes de contrainte  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  sont relativement bien cernés dans un secteur compris entre  $N125$  et  $150^\circ$ . Cependant, leur position dans le plan vertical est mal définie, et il semble même y avoir des inversions entre  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$ . Les valeurs de  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  semblent être proches, et le tenseur est de révolution autour de  $\sigma_3$ . Cependant, le maximum de  $\sigma_1$  est compris dans ce plan vertical et plonge vers le NW. L'existence de joints stylolitiques dont les pôles plongent à  $45^\circ$  au NW montre que la contrainte compressive  $\sigma_1$  a bien été localisée dans cet axe à un moment donné. On peut donc penser que l'application de celle-ci s'est produite alors que les couches étaient déjà basculées, et vraisemblablement durant la formation du pli. La figure



Figure N°IV -8



6 montre les structures telles qu'elles auraient été mesurées au moment de l'application des contraintes au cours de la phase du Miocène (stratification plongeant de  $45^\circ$  au Sud-Ouest). La déformation ultérieure (fin de la phase du Miocène moyen-phase du Pliocène inférieur) a amené les structures dans leur état actuel, dispersant les pendages des couches.

Remarque concernant l'angle dièdre formé par les joints potentiels conjugués:

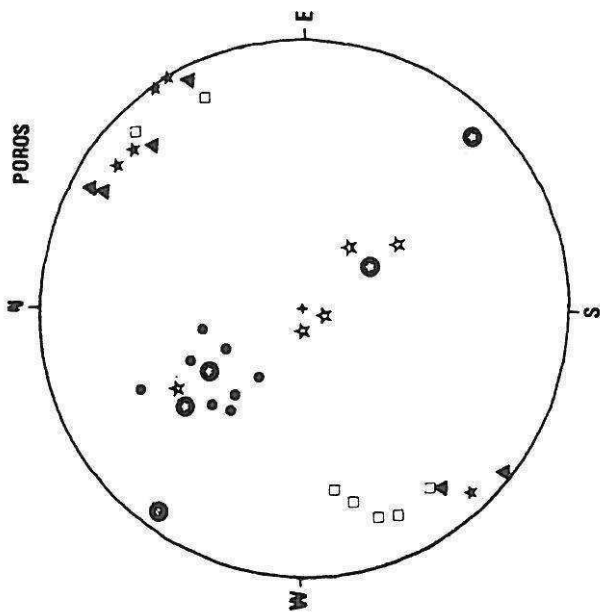
L'angle ( $25^\circ$ ) que forment les joints potentiels conjugués peut sembler faible en regard des valeurs couramment observées pour ce type de structures ( $30$  à  $40^\circ$ ). Cela pourrait indiquer que les structures se sont formées sous faible charge ou bien sous relativement forte pression de fluide.

Elles peuvent aussi résulter de la réutilisation d'un préfracturation (diaclasses), ou encore former des fentes "en relais".

Leur signification tectonique est la même quelque soit l'hypothèse choisie.

La situation structurale de ce site, dans l'extrémité méridionale d'un synclinal écaillé et la virgation de cette terminaison périclinale (voir la carte géologique) nous conduisent à ne donner qu'une valeur locale aux directions de contraintes déterminées ici.

Figure N°IV-9

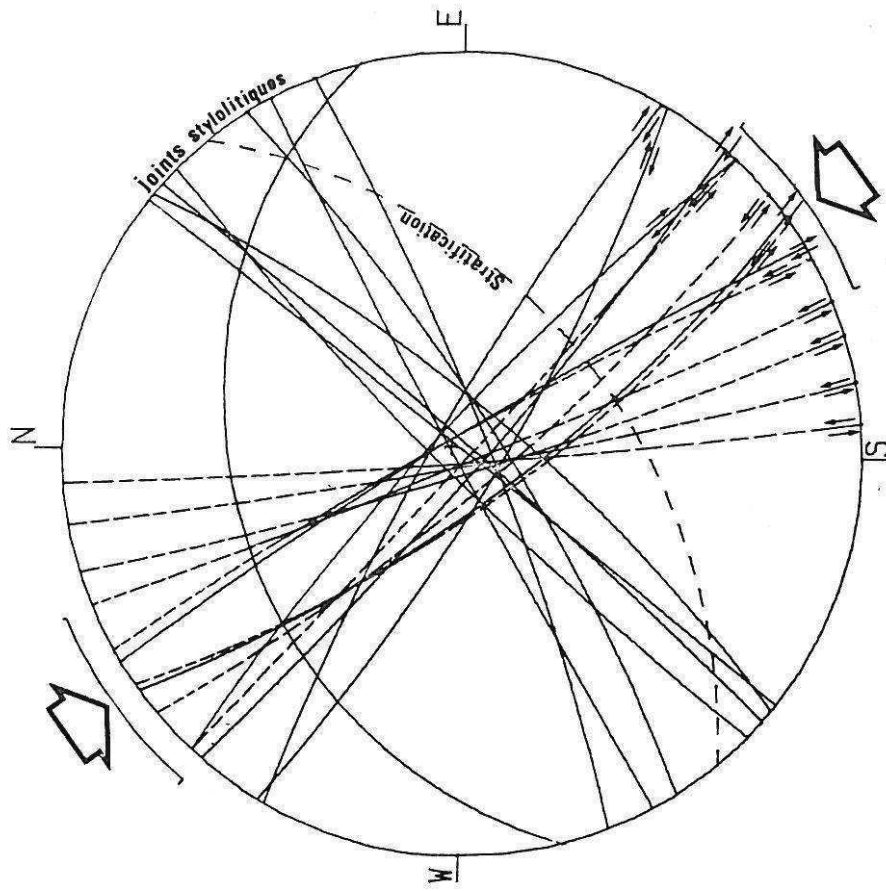


AXES DE CONTRAINTE DETERMINES PAR LA METHODE D'ANDERSON

- $\sigma_1$
- ☆  $\sigma_2$
- ☆  $\sigma_3$
- POLES DES JOINTS POTENTIELS SENESTRES
- ▲ POLES DES JOINTS POTENTIELS DEXTRES
- POLES DES JOINTS STYLOLITTIQUES

1 Pointages des axes de contraintes par la méthode d'Anderson sur le site de Poros débasculé.

PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
 POROS BASCULEMENT DES MESURES



2 Basculement du site ramenant l'axe sigma 1 à l'horizontale. Le joint stylolitique non vertical à été mesuré dans un banc retourné.

## 2-SIVROS

### Localisation :

Ce site se trouve dans la carrière de granulats qui exploite les dolomies pulvérulentes, à 1 km au Sud de Vournika sur la route de Nidhri. Les mesures ont été faites au front de taille de la carrière.

### Contexte structural :

La carrière est située à la base du chevauchement de Lainakhi-Poros, unité flottante depuis le Pliocène inférieur sur les molasses miocènes du secteur de Sivros. Cet accident très vraisemblablement d'âge Miocène moyen (le chevauchement de l'unité Lainakhi-Poros est cacheté par les molasses dans les environs d'Alatra) a été repris au Pliocène inférieur. On peut penser que les structures observées dans la carrière résultent de la première structuration beaucoup plus importante que la seconde.

### Microstructures :

Les dolomies triasico-liasiques, très claires, sont affectées par une fracturation intense très pénétrative, caractérisée par de nombreux miroirs polis au point de briller au soleil. Ces plans d'échelle décimétrique à décamétrique portent des stries mécaniques de longueur pluricentimétrique. La détermination du sens de mouvement est généralement possible grâce au blocage de petits grains en bout de stries. On y observe deux générations de stries consécutives. Le nombre de mesures étant faible et l'âge des structures relativement incertain, nous nous garderons de leur accorder une grande valeur.

### Interprétation :

Il est nécessaire de séparer les deux générations d'événements. On constate l'existence

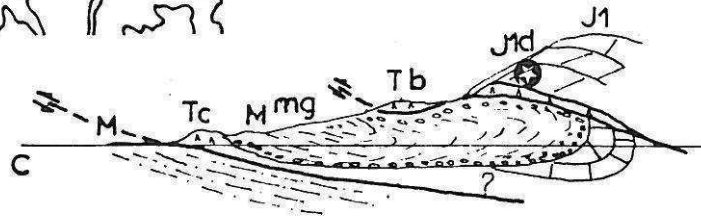
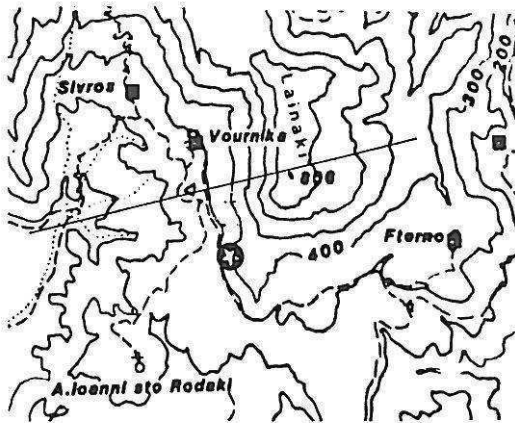
- de plans très décrochants (voir figure IV-10).
- de failles dont le jeu l'est beaucoup moins.

Le faible nombre de données ne suffit pas au calcul du tenseur. Les failles très décrochantes, dont le jeu est déterminé avec certitude (N°2,3,4,7,8,10), montrent un dièdre compressif situé entre N125 et N200. Les autres mesures ne sont pas interprétables, ni par le calcul, ni graphiquement (N°1,6,9). Les données 5 et 11, incertaines, n'ont pas été prises en compte.

Figure N°IV-10

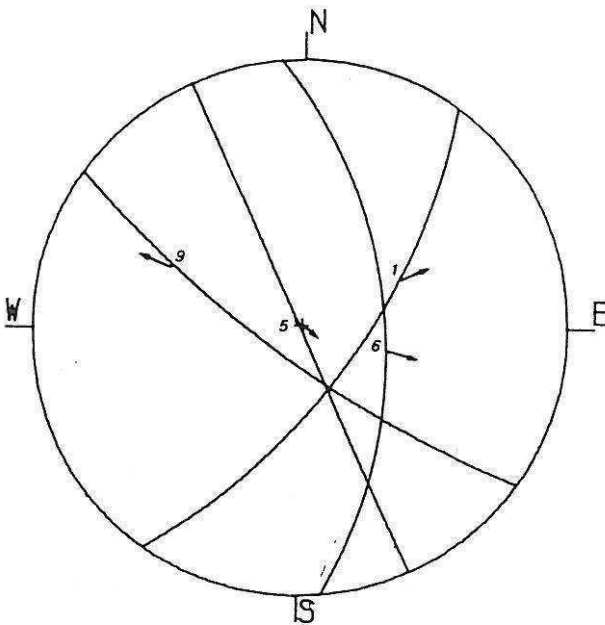
SIVROS

N°	DN	P	Q	PS	Q	S	LABEL
1	35	65	E	52	N	S	001 CHRONOLOGIE (1)
2	35	65	E	23	S	S	002 CHRONOLOGIE (2)
3	20	80	E	8	S	S	003 CHRONOLOGIE?(2)
4	45	70	S	18	E	S	004 CHRONOLOGIE?(2)
5	155	90	E	85	N	D	005 CHRONOLOGIE?(1)
6	175	55	E	78	S	N	006 CHRONOLOGIE?(1)
7	120	90	S	15	E	D	007 CHRONOLOGIE?(2)
8	125	76	S	4	E	D	008 CHRONOLOGIE (2)
9	125	76	S	35	W	D	009 CHRONOLOGIE (1)
10	40	66	E	25	S	S	010 CHRONOLOGIE?(2)
11	10	65	E	10	S	D	011 CHRONOLOGIE?(2)



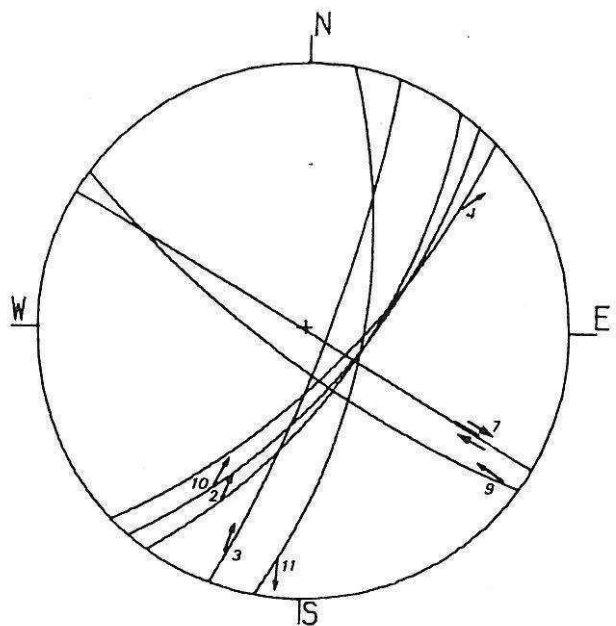
PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

SIVROS (1)



PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

SIVROS (2)



## C-DIRECTION DE TRANSPORT DES UNITES CHEVAUCHANTES

### 1-ALATRA

#### Microstructures du gypse

##### Accès et contexte structural (Figures IV-11 (1) et (2)):

De Nidhri sur la cote Est, se rendre à Kharadiatika puis prendre la piste d'Alatra. De la fontaine de ce village, prendre le chemin pédestre qui descend vers Kharadiatika. Au bout de 500m, on trouve sur la gauche un affleurement d'une roche tendre et très noire: il s'agit de gypse injecté dans un contact tectonique (la dissolution du gypse provoque l'accumulation à la surface de particules argileuses noirâtres). Ce contact est l'accident de base du chevauchement de l'unité de Lainakhi-Poros, cacheté au Miocène par la transgression des molasses. L'accident a été redressé par la tectonique du Pliocène inférieur et montre un fort pendage vers le Sud-Est.

##### Microstructures :

On peut observer deux types d'objets dans ces gypses. La roche présente un feuilletage de bancs plus ou moins clairs (voir planche n°1). Par analogie avec les roches métamorphiques, nous avons appelé ce litage: foliation. Sur cette foliation, on remarque que les cristaux de gypse sont alignés suivant une direction, nous avons donc appelé ces structures linéation. Foliation et linéation associées ont été mesurées sur les quelques mètres carrés où cela était possible. Par ailleurs, des fragments de dolomies, noyées dans la masse du gypse, créent dans ce matériau des structures similaires aux "pressure shadows" souvent visibles dans les roches métamorphiques. Ces ombres de pression sont développées dans le plan de foliation (voir figure N° IV-12).

##### Age des microstructures :

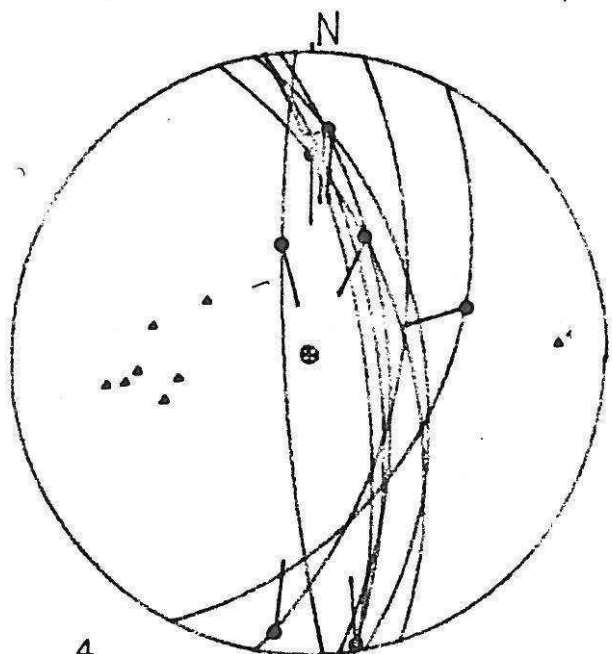
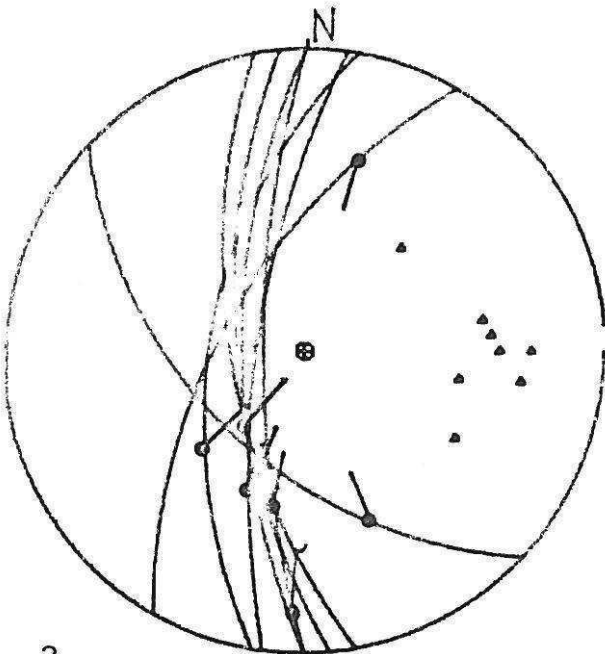
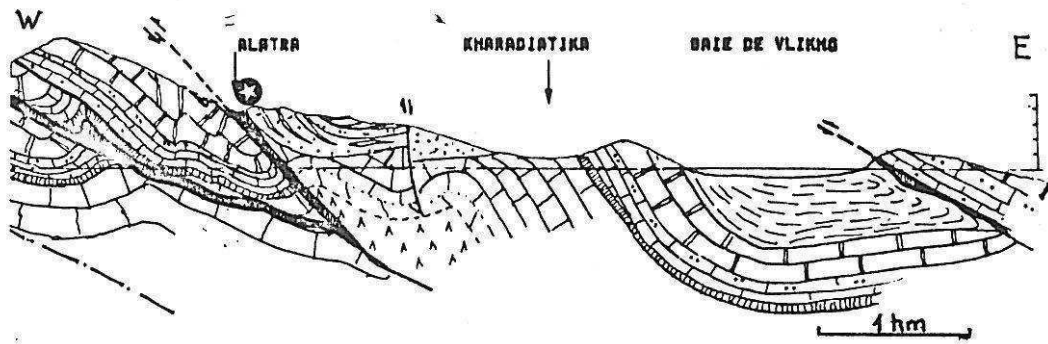
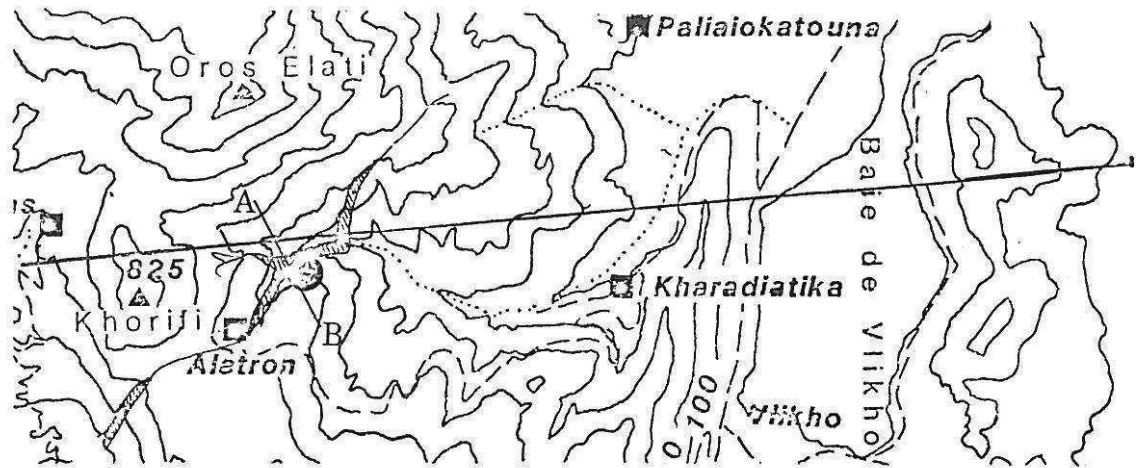
La déformation des brèches d'âge Miocène qui cachètent le contact injecté montre que celui-ci a peu rejoué en se redressant au cours de la phase compressive du Pliocène inférieur. Cependant, la phase qui a donné au gypse ses structures semble bien être antérieure à la phase les ayant mis en place dans le contact de base de l'unité chevauchante au Miocène moyen. Car les molasses qui reposent par endroits sur le gypse ne montrent que peu de déformation par rapport à celles qui affectent les niveaux évaporitiques.

##### Géométrie et interprétation :

A l'endroit de la mesure, le pendage du contact de base de l'unité de Lainakhi peut être déterminé cartographiquement: environ N 50, 80°SE. Les structures mesurées doivent être débasculées, en remplaçant à l'horizontale ce contact qui devait en être proche à l'origine. C'est ce qui a été fait Figures IV-11 (3) et (4).

On constate que la foliation reste bien groupée, et que les linéations ont tendance à se répartir de part et d'autre du diagramme, se rapprochant de l'horizontale. La disposition de la foliation et de la linéation débasculées est identique à celle que

Figure N°IV-11



Situation du site de mesure d'Alatra.

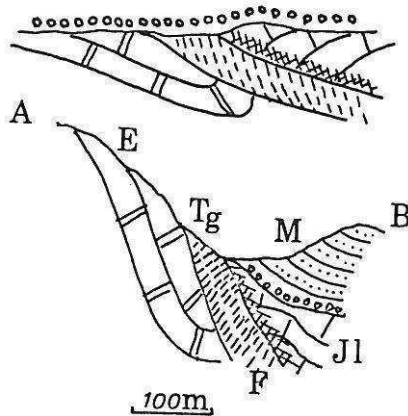
Projections stéréographiques des structures du gypse:

1-site mesuré. 2-site débasculé ( contact chevauchant remis à plat ).

l'on observe au niveau du chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne, sur la côte occidentale. Or ce contact est sub-horizontale. Ceci montre que la foliation est bien oblique par rapport au plan de cisaillement. La déformation du gypse est donc de type cisaillement simple.

Le transport (cisaillement) de la partie allochtone de l'unité de Lainakhi n'étant pas de direction S-N ou N-S (voir plus loin au § D), la linéation qui apparaît semble résulter du fluage latéral du gypse. La direction de transport, perpendiculaire à celle de la linéation, serait E-W donc relativement différente de la direction de compression déterminée dans l'extrémité méridionale du synclinal de Poros mais relativement similaire aux directions de compression déterminées à Englouvi et Vlikho. Nous verrons par la suite d'autres sites présentant le même type de structures, nous renseignant de façon complémentaire sur la tectonique du Pliocène inférieur.

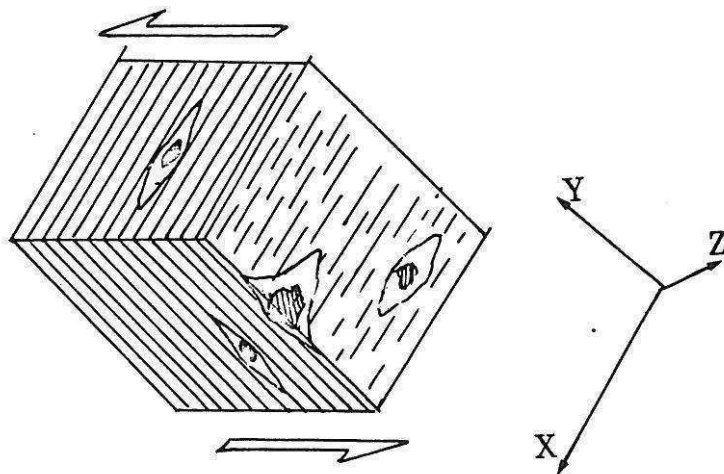




Chevauchement d'Alatra: Coupes schématiques A-B (voir plan de situation).

1-Situation au Miocène supérieur durant le dépôt des molasses.

2-situation actuelle: le contact a été fortement redressé au Pliocène inférieur et la foliation (F) des gypses, basculée vers l'ouest.



Nature de la déformation affectant les gypses triasiques de Levkas (Alatra, Kalamitsi, Tsoukalades): Une linéation d'allongement (L) des cristaux de gypse, sub-horizontale, est portée par une foliation (F) ayant un pendage vers l'est (après débasculément pour Alatra). Les clastes dolomitiques ou gypseux servent de noyaux autour desquels croissent des ombres de pression de gypse cristallin. La déformation est de type cisaillement simple avec étirement minéralogique. Ces structures semblent donc fournir un critère pour la détermination des directions de transport des unités chevauchantes.

## 2-Les cannelures des contacts tangentiels

L'apparition de cannelures sur les miroirs de failles semble être liée à l'importance du jeu. Des jeux centimétriques à décimétriques provoquent l'apparition de stries, des jeux décimétriques à kilométriques permettent la réalisation de cannelures dont la taille semble proportionnelle à l'ampleur du déplacement. Quelques cannelures de longueur d'onde plurimétrique ont été observées dans l'île, à l'interface d'unités chevauchantes et de leur parautochtone. Le plus souvent le sens du mouvement n'est pas déterminable à l'aide de tectoglyphes. Ces cannelures sont toutes contenues dans des plans sub-horizontaux, et le plan vertical qui les contient est supposé indiquer la direction de transport de l'unité chevauchante par rapport à l'unité chevauchée. Toutes ces directions sont portées sur la carte de synthèse des sites microtectoniques, ainsi que la direction de transport déduite des linéations du gypse d'Alatra.

### Les sites de mesure

#### -a-Au dessus de Karia

C'est au col distant de 1km au Nord du Méga Oros que se trouve notre premier site de mesure. Il s'agit d'une petite fenêtre dans les calcaires du Pantocrator de la partie Nord de l'unité chevauchante de l'Oros Pargos. On y trouve, de haut en bas, la superposition suivante

- dolomies triasico-liasiques

- une pellicule argileuse jaunâtre avec bancs gréseux typiques du flysh. Cette argile emballé des blocs de dolomies et de gypse.

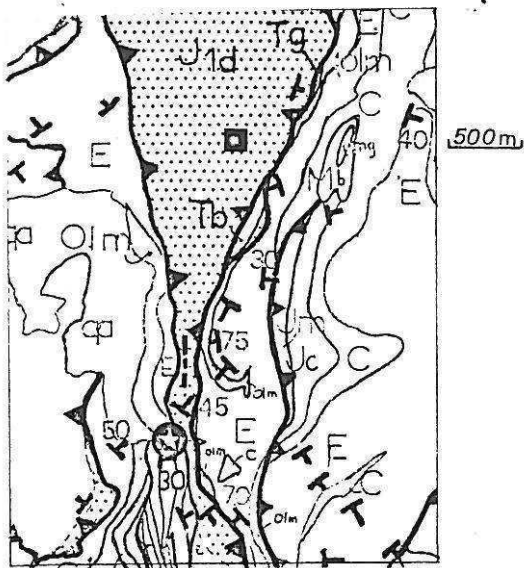
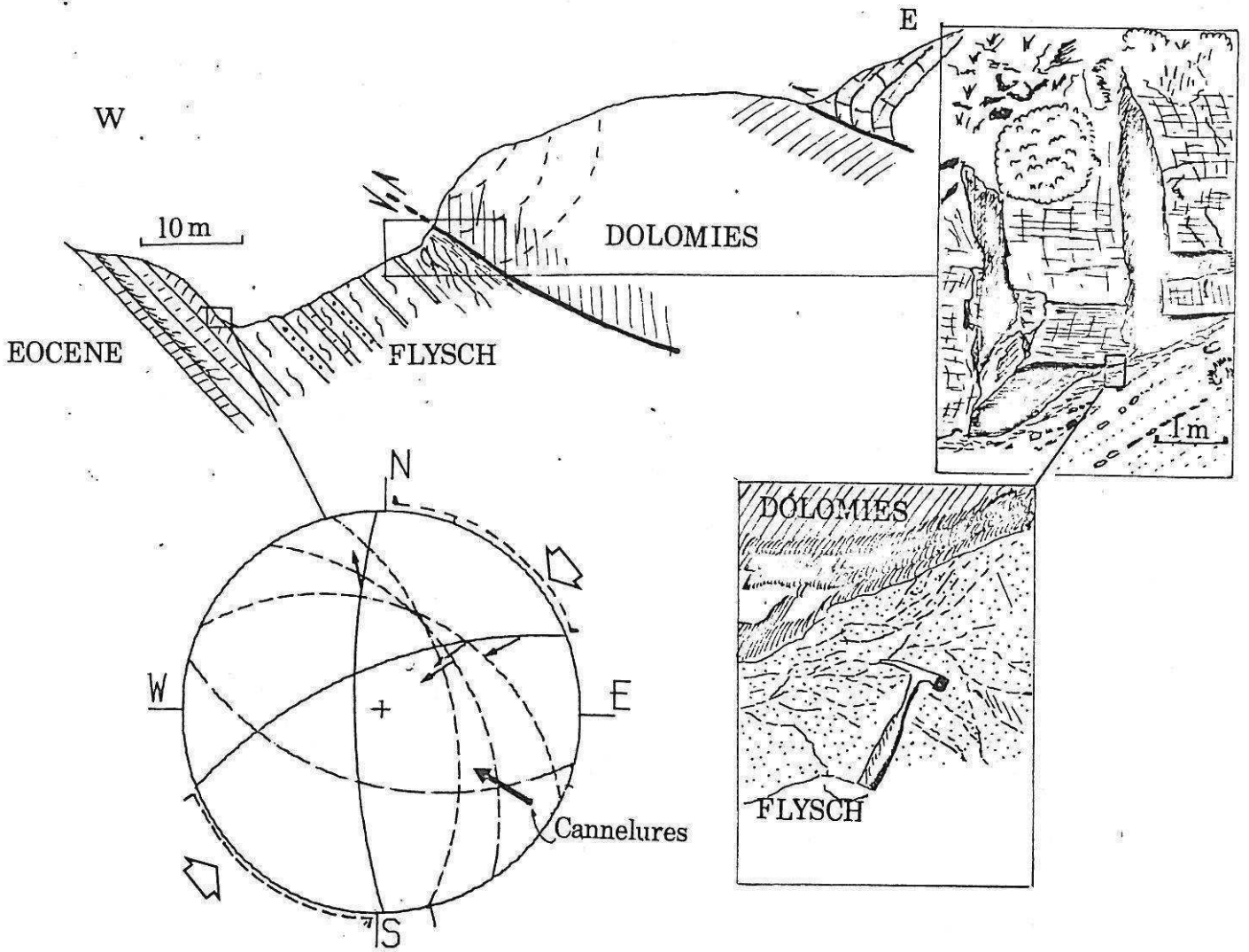
- calcaires éocènes dolomités. A l'interface flysh-Eocène, des cannelures subhorizontales sont observables:

- un plan N152, 36E, 40S. Des cannelures de longueur métrique, de direction N125, N92, N125.

#### -b-Oros Pargos

Ce site montre une très belle superposition (voir planches photographiques 5a et 6a, 6b). Les dolomies triasico-liasiques surmontent les couches de transition calcaire Eocène-flysh. Jusqu'à 2m sous le contact, l'alternance des bancs gréseux, calcarénitiques et marneux est bien conservée. Au dessus, on observe des marnes jaunâtres à brunes, écrasées, ayant un débit de lenticulation tectonique. La forme sigmoïde de ces lenticulations indiquerait un mouvement de la partie allochtone vers l'Ouest (voir figure N° IV-13). Dans notre interprétation tectonique, la partie allochtone est un rétrochevauchement vers l'Est. On peut penser que le mouvement enregistré est postérieur, aurait eu lieu au cours du Pliocène inférieur, et résulte du resserrement de la klippe. A la base des dolomies, on peut voir de grosses cannelures de longueur d'onde plurimétrique en forme de gouges (voir planche N°6). Ces cannelures subhorizontales sont contenues dans un plan vertical N120 à N115. Dans les derniers termes carbonatés, de petites stries sont mesurables (voir diagramme figure IV-13): le dièdre compressif est compris entre N358 et N67. Des stries de glissement banc sur banc

Figure N°IV-13



compatibles avec ce dernier indiquent une compression N55. Malheureusement, aucun argument ne permet de dater ces microstructures: elles peuvent être créées au Pliocène inférieur ou au Miocène Moyen. On remarquera que la direction de compression que l'on a déterminée est fort différente de la direction de transport.

### 3-Au Sud d'Englouvi

Dans la petite vallée qui, au Sud d'Englouvi, remonte vers l'Oros Pirogos, des cannelures sub-horizontales, métriques, sont là encore visibles sur le calcaire Eocène (calcaire microbréchiq ue à nummulites). Un plan N60-10N, portant des cannelures N150, est déformé. Un autre plan N90-20N porte des cannelures dont le plan vertical est N100. Des enduits ferrugineux "à l'abri" semblent indiquer que le bloc supérieur se déplaçait vers l'Ouest. Il pourrait s'agir de structures associées au chevauchement de l'écaille située au Sud-Est d'Englouvi.

### CONCLUSION A L'ETUDE DES SITES POUR LA PHASE DU MIOCENE MOYEN

Nous avons vu qu'il est très difficile de remonter aux directions des contraintes tectoniques de la phase du Miocène moyen à cause de l'âge des microstructures qu'elles ont formées (problèmes de superposition des microstructures), mais aussi du fait de l'intense déformation produite au cours de la phase; les modèles simples dont nous disposons pour l'étude des anciennes directions de contraintes sont vraisemblablement mal adaptés à un tel contexte. La grande dispersion des axes de plis formés durant cette phase (voir chapitre II) montre bien la complexité de la déformation.




Ainsi nous pouvons d'ores et déjà considérer les sites de Poros et Ithaque (voir figure N° IV-14) comme représentatifs d'un état de contrainte locale à cause de leur situation particulière (terminaison de structure synclinale et proximité d'un accident décrochant important). De même le site de Sivros se trouve dans une zone extrêmement déformée au front d'un chevauchement et le petit nombre de mesures nous conduisent à considérer avec précaution le résultat obtenu. Les sites d'Englouvi et de Vlikho nous semblent les plus compatibles avec les directions de transports déterminées pour les unités chevauchantes. La situation du site de Vlikho, placé dans une grande structure d'extension kilométrique (synclinal de Poros) et relativement éloigné des accidents importants, nous conduit à accorder plus de crédit à la détermination des directions de contraintes sur ce site. Il n'en reste pas moins que les paléocontraintes enregistrées dans ces sites ne correspondent qu'aux prémices de la phase du Miocène moyen.

En ce qui concerne les déterminations des directions de transport, leur relative homogénéité sur une grande étendue de l'île nous permet de les considérer comme fiables. On remarquera que ces directions (E-W à ESE-WNW) sont compatibles avec les directions de  $\sigma_1$  anté basculement de Vlikho et Englouvi.

Figure N° IV-14: Phase du Miocène moyen :  
directions de compression et de transport des  
unités chevauchantes.



LEGENDE.

-  Direction de transport des unités chevauchantes.
-  Directions des axes de contrainte (▷  $\sigma_1$ , •  $\sigma_3$ )
-  Dièdre compressif

II-MIOCENE MOYEN-SUPERIEUR: INSTABILITE  
TECTONIQUE. EXEMPLES DE FIGURES DE GLISSEMENT  
SYNSEDIMENTAIRE: CREATION DE TECTOGLYPHES NON TECTONIQUES

Structures créées par l'instabilité synsédimentaire  
du Miocène supérieur

1-ROUTE DE L'O.T.E.

Localisation :

Le site de mesures se trouve dans les bancs marno-gréseux qui affleurent le long de la route qui relie Karia au plateau de l'Oros Pirgos où se trouvent les relais de l'O.T.E. (voir carte de localisation figure N° IV-15). La série se présente sous forme d'une succession de bancs marno-gréseux et bréchiques plus rares. Des figures sédimentaires y témoignent de l'instabilité qui régnait au moment du dépôt de cette série: figures de charge, galets mous, éboulements de pente sous marine, failles synsédimentaires décalant la stratification (voir chapitre II (IV)).

Nature des microstructures :

On observe un grand nombre de plans synsédimentaires ou syndiagénétiques, à l'aspect "chevelu", dont l'angle avec les couches est constant. Les tectoglyphes sont des stries mécaniques. Deux types ont été observés:

- des stries décrochantes parallèles à la stratification
- des stries à composante plus verticale, normales.

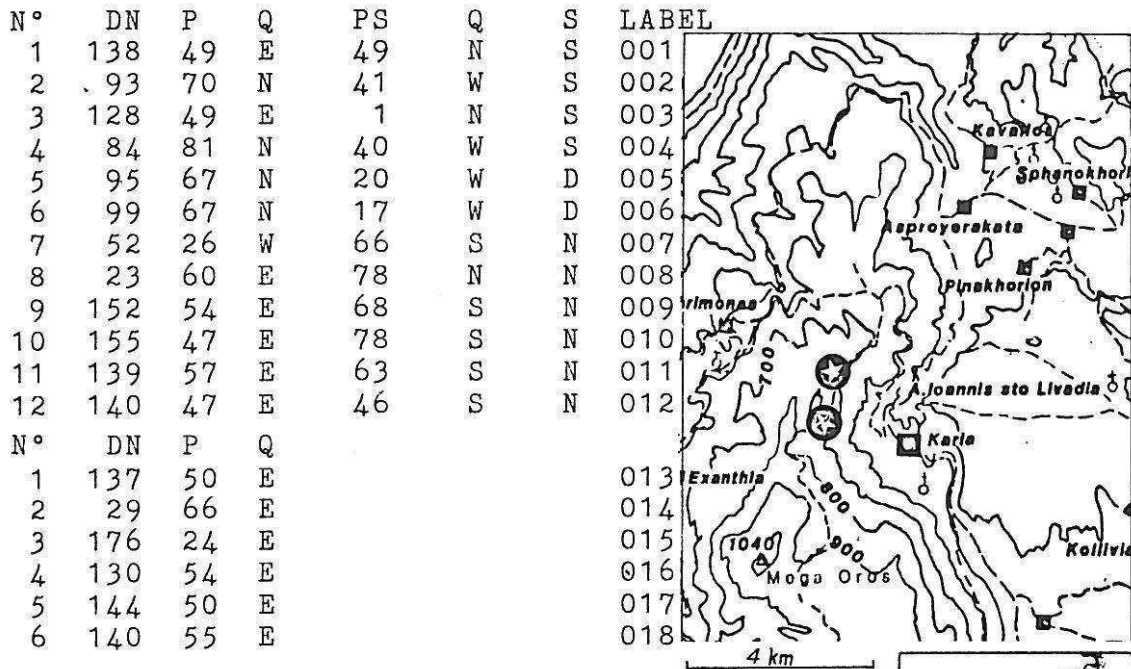
Interprétation :

Afin de rendre compte de la déformation de cette série, il a été nécessaire de débasculer les stratifications qui montrent actuellement un pendage non négligeable vers l'Est. Remarquons que la pente sédimentaire au moment du dépôt était vraisemblablement de l'ordre de 10° à 15°. C'est pourquoi le débasculement effectué est certainement excessif. Les mesures ont été reportées sur un diagramme. On peut constater une importante distribution de plans orientés NW-SE plongeant au NE. Ces plans sont vraisemblablement des accidents parallèles au talus qui existait au moment du dépôt. Les stries mesurées sur ces plans montrent une composante dextre. On remarque que les stries de l'autre groupe, situées sur les plans décrochants, sont contenues dans le même plan vertical. On peut penser que le mouvement de glissement sur les failles normales est guidé par ces plans verticaux Est-Ouest décrochants. On peut observer de telles structures sur les bordures de glissements de terrain.

Une strie(1) est quasiment perpendiculaire aux groupes précédents. S'agit-il d'un glissement guidé sur les plans NNE-SSE, ou bien d'une strie "tectonique" enregistrée sur ce plan? En l'absence d'un nombre suffisant de mesures, on ne peut aller plus loin dans l'interprétation cinématique des glissements synsédimentaires qui ont affecté les molasses durant leur dépôt. On notera cependant que le talus sur lequel elles se sont déposées montrait déjà une pente vers le coeur du synclinal actuel comme l'attestent aussi les figures de progradations visibles dans les coupes de la route. S'agit-il de la continuation modérée de la phase précédente avec le fonctionnement du

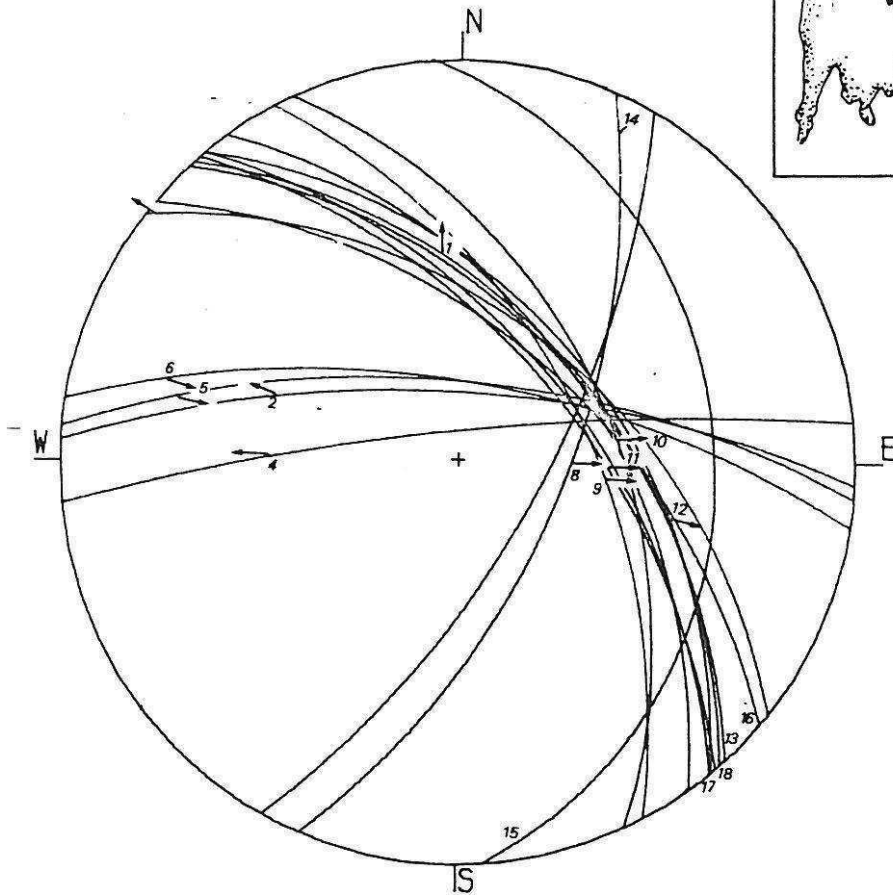
Figure N° IV-15.

O.T.E STRUCTURES DE GLISSEMENT SYNSEDIMENTAIRE.



PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

O.T.E. MESURES DEBASCULEES



synclinal d'Apolpaina- Asproyerakata?

N.B. La mesure n°7, correspondant à un plan entre les calcaires mézozoïques et les molasses, n'a pas été débasculé et n'a donc pas été représenté sur le diagramme.



## 2-CAP KIRIAKI

### Structures précoces du cap Kiriaki

Le cap Kiriaki se situe à l'Est de Nidhri. Une petite chapelle a été bâtie à l'extrémité du cap. Sur la côte Nord du cap, à l'Est de la petite chapelle et sur 300m, affleurent des terrains marno-gréseux, de facies littoraux (débris de coquilles de Lamellibranches, Polypiers etc..), très redressés voire même retournés. Ils sont coiffés par des paquets de calcaires éocènes (olistolites dégagés ou klippes). La mauvaise qualité de l'affleurement ne nous a pas permis de trancher entre ces deux solutions. L'âge de cette formation est Serravallien. On peut voir dans cette formation de nombreux plans de glissement d'aspect précoce (plans d'aspect chevelu, amortissement, dédoublement du plan).

#### Microstructures :

On peut observer deux types de structures:

-1 Des plans précoces, anté à syn-lithification, qui se sont remplis de calcite sous l'effet de la circulation d'eau. Ces fentes se sont formées avant le basculement des couches.

-2 Des plans striés. Il est difficile de préciser si ces tectoglyphes se sont formés avant ou après le basculement des couches, ainsi que de déterminer le sens du mouvement dans ces niveaux argilo-sableux. Ces mesures ne nous semblent pas exploitables pour l'analyse microtectonique.

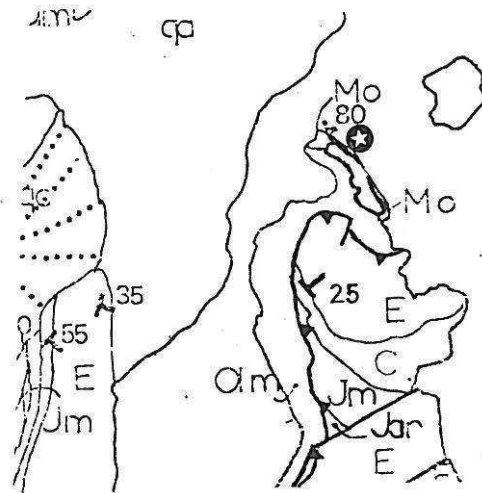
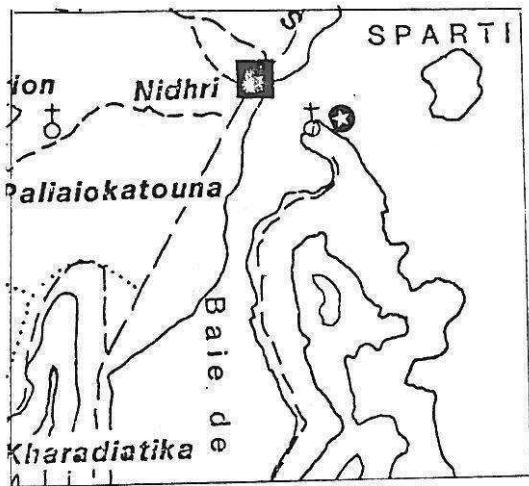
#### Interprétation :

Les niveaux argilo-détritiques contenant les fentes sont aujourd'hui verticalisés, et aucun critère de polarité indiscutable n'y a été trouvé. Il n'est pas non plus possible de déterminer cartographiquement la polarité de la série, étant donné la faible extension de l'affleurement. Afin de rétablir la géométrie originelle de ces fentes, on est amené à les débasculer suivant deux rotations.

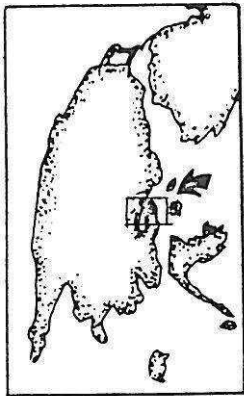
Dans le premier cas, on considère que la base de la série est actuellement située vers le NE (stratification N145 verticale). Les fentes sont ramenées dans une direction méridienne avec un pendage voisin de la verticale. On ne peut relier ces fentes à un effet de distension gravitaire le long du flanc du synclinal de Poros durant le dépôt des molasses, car leur pendage est beaucoup plus fort (80 à 90°) que celui couramment observé sur des failles listriques synsédimentaires (voir O.T.E.). A cause de la présence de ces fentes, on peut envisager, avant ou durant la lithification des terrains miocènes, l'existence d'une contrainte compressive ayant une direction méridienne favorisant la formation de ces fentes. Il est cependant difficilement concevable, dans la grande structure qu'est le synclinal de Poros, qu'il y ait eu une contrainte compressive à peu près colinéaire à l'axe du pli. On peut aussi penser que des glissements vers l'Ouest ou l'Est soient à l'origine de ces structures.

Dans la seconde hypothèse (on admet que la base de la série est au SW), les fentes prennent après débasculement une direction N110-120, direction beaucoup plus perpendiculaire à la direction axiale du synclinal de Poros. On peut donc supposer qu'au Serravallien régnait encore une contrainte compressive N110-120 qui

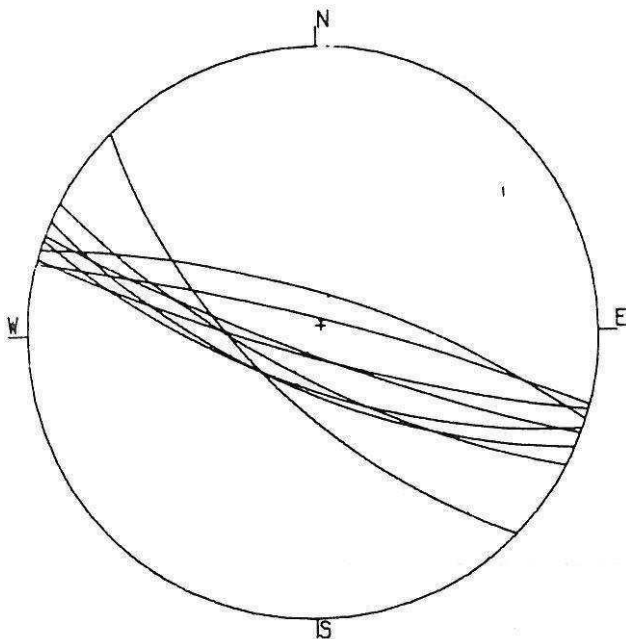
Figure N° IV-16.



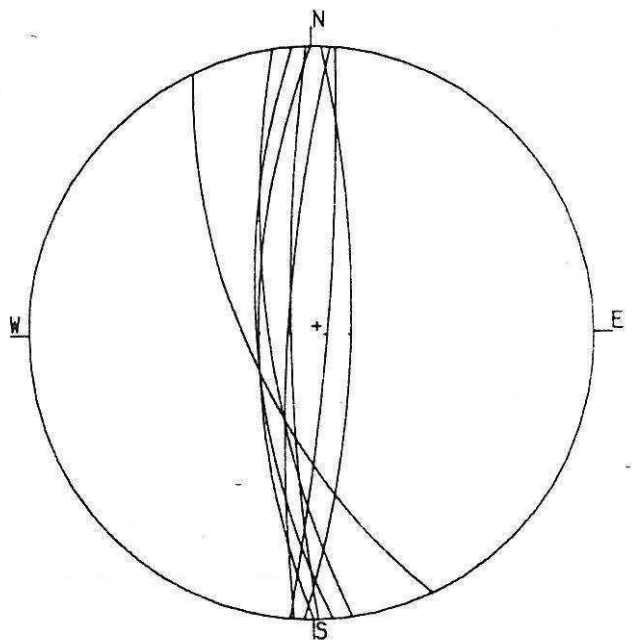
1km



PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
KIRIAKI FENTES DEB. VERS LE NORD



PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
KIRIAKI FENTES DEB. VERS LE SUD



serait à l'origine de ces fentes.

Nous nous garderons cependant, étant donné l'absence d'argument de polarité, d'en tirer une conclusion définitive quant à la direction de cette contrainte.

CONCLUSION.

L'étude de ces deux sites ainsi que les facies de certains niveaux de la molasse montrent que l'activité tectonique perdure modérément au Miocène moyen et supérieur. Le synclinal d'Asproyerakata-Apolpaina continue à se ployer et aussi vraisemblablement le synclinal de Poros.

III-MICROSTRUCTURES S'ETANT FORMEES AU COURS DE LA PHASE  
DU PLIOCENE INFERIEUR

A-EN ZONE IONIENNE.

La phase du Pliocène inférieur, qui a plissé les molasses du Miocène moyen et supérieur, y a aussi produit une déformation cassante que nous avons pu mesurer par endroits. Les matériaux détritiques sont cependant peu favorables à la formation de tectoglyphes facilement interprétables. Ils apparaissent généralement soit dans des formations silteuses ou marno-gréseuses, où la détermination du sens du mouvement est problématique voire impossible, soit dans des brèches calcaires biodétritiques très indurées et rugueuses, cette rugosité masquant les stylolites que l'on pourrait y mesurer. La sensibilité de ces terrains détritiques à l'érosion et à la météorisation ne favorise pas non plus l'affleurement de coupes fraîches où les mesures seraient abondantes.

Ces raisons contribuent à limiter le nombre de sites étudiés.

On examinera successivement:

Pour la zone ionienne les sites de

- Cap Kastri
- Cap Lipsopirgos
- Kokkini Ekklisia
- Kolliviata

B-EN ZONE PREAPULIENNE.

En zone préapulienne, la série carbonatée a subi une intense cataclase qui débite souvent la roche en petits "dés" centimétriques. En d'autres endroits, c'est la dolomitisation secondaire de la série qui lui donne un aspect de "sucre en poudre". Dans les niveaux transitionnels calcaro-marneux de la base du Miocène, des microplissements disharmoniques et des phénomènes de fauchage sont totalement défavorables à l'acquisition de mesures microtectoniques fiables. Pour ces raisons, un seul site a pu être échantillonné dans les calcaires massifs de l'Eocène.

-Ayios Vassileios

C-A LA LIMITE DES ZONES ionienne et préapulienne, dans les gypses triasiques, des structures ont été mesurées à

- Tsoukalades
- Ayios Nikitas
- Kalamitsi

D-ETUDE DES SITES DE LA ZONE IONIENNE:

1-CAP KASTRI

Localisation :

Le cap se situe à 4km au Sud de Vassiliki, mais on ne peut y accéder qu'en faisant le tour par Kondaraina. Les mesures ont été faites en progressant le long du rivage à partir de la petite plage de la baie de Kastri (voir carte de situation figure IV-17).

Lithologie :

Les mesures ont été effectuées dans la brèche de base de la série molassique (il s'agit d'une brèche calcaire monogénique), et dans les formations gréseuses blanc-jaunâtres constituées d'un agglomérat de sable dolomitique. La présence dans cette formation de tests et de spicules d'oursins attesterait de son âge Miocène.

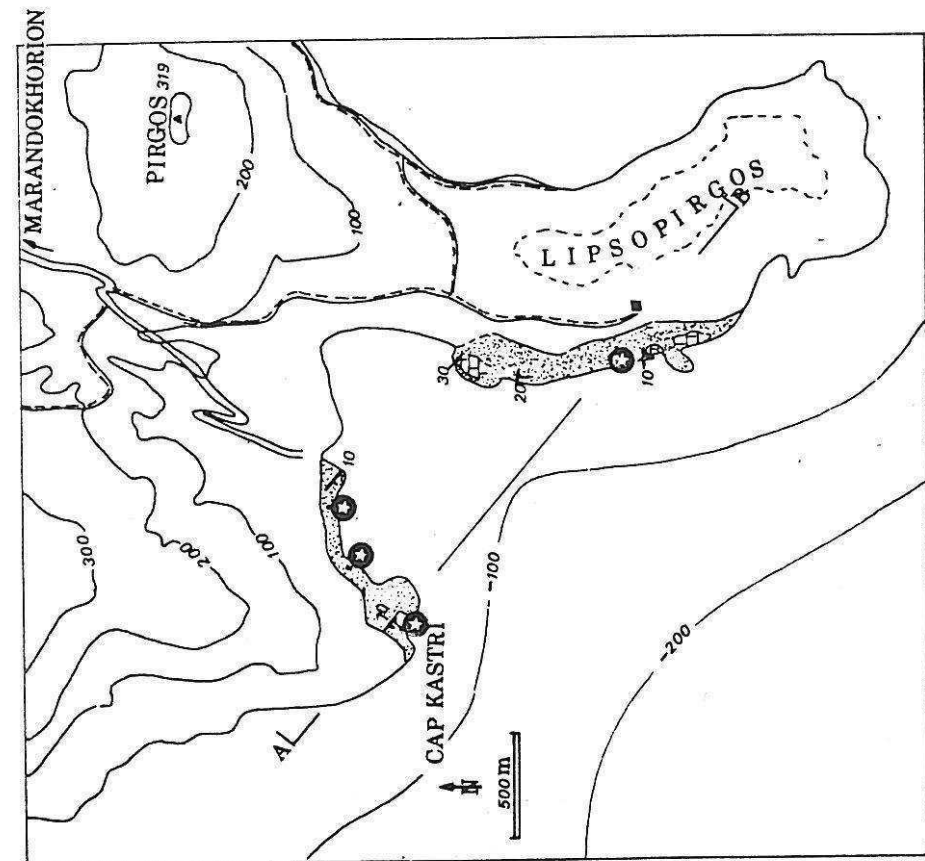
Microstructures :

La roche est très fracturée, et les plans de failles portent des stries stylolitiques millimétriques à centimétriques. De plus grandes failles, disséquant les brèches de base, y sont visibles, mais aucune ne porte de tectoglyphes.

Interprétation :

Un ensemble de calcul nous a conduit à retenir 11 données parmi les 17 échantillonnées par élimination des plans principaux. Le calcul effectué à partir des 11 données est présenté en figure IV-18. Le tenseur déterminé par ce calcul a été testé sur l'ensemble des données (les données testées sont en pointillé sur l'histogramme).

Le minimum de la fonction F est de -10.9, pour 11 données ayant servi au calcul. Les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  sont proches de l'horizontale et le tenseur est bien axial. Le résultat est donc convenable et indique une compression orientée E-W. Le reliquat de données comporte des mesures incompatibles entre elles et peut donc être expliqué par plus d'un seul état de contrainte. Il reflète peut-être l'existence de mouvements indépendants de blocs sous l'effet de l'application des contraintes.



CAP KASTRI CALCUL

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	180	64	W	87	94	I	001 CALCUL
2	163	35	W	105	105	I	002 CALCUL
3	65	82	S	9	1	D	003 CALCUL
4	168	65	W	105	116	I	004 CALCUL
5	162	64	W	125	124	I	005 CALCUL
6	38	90	W	7	5	D	006 CALCUL
7	35	75	E	20	26	D	007 CALCUL
8	34	79	W	173	26	D	008 TESTEE
9	137	63	S	155	148	S	009 CALCUL
10	102	75	N	137	140	S	010 CALCUL
11	170	50	E	50	110	I	011 TESTEE
12	91	40	N	132	74	N	012 TESTEE
13	115	90	N	175	170	S	013 CALCUL
14	95	77	S	160	14	S	014 TESTEE
15	5	56	W	90	85	I	015 CALCUL
16	88	60	S	38	39	D	016 TESTEE
17	5	72	W	134	84	I	017 TESTEE

CAP LIPSOPIRGOS CALCUL

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	80	72	N	30	38	I	001 CALCUL
2	110	82	S	132	145	S	002 CALCUL
3	112	78	S	148	144	S	003 CALCUL
4	110	81	S	154	145	S	004 CALCUL
5	78	85	N	42	36	S	005 CALCUL
6	130	78	N	180	179	D	006 CALCUL
7	80	80	S	165	153	S	007 CALCUL
8	40	64	E	160	49	S	008 TESTEE
9	30	66	E	162	169	S	009 TESTEE
10	170	75	E	17	11	D	010 CALCUL
11	175	70	E	15	7	D	011 CALCUL
12	130	75	N	4	4	D	012 CALCUL
13	12	65	E	130	177	N	013 TESTEE
14	36	80	E	130	89	N	014 TESTEE
15	95	80	S	160	152	S	015 CALCUL
16	97	74	S	142	154	S	016 CALCUL
17	95	68	S	155	158	D	017 TESTEE
18	100	90	N	10	32	D	018 TESTEE
19	85	90	N	5	32	S	019 TESTEE
20	95	80	S	146	152	S	020 TESTEE

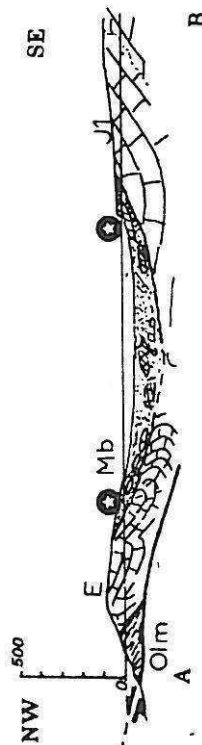


Figure no IV-17.

## 2-LIPSOPIRGOS

### Localisation :

Le site d'échantillonnage se trouve sur la côte occidentale du cap Lipsopirgos. On y accède par le même chemin que celui qui mène au cap Kastri, mais une fois arrivé au col dominant la baie, il faut obliquer à gauche et emprunter la piste menant au cap Lipsopirgos. Après avoir dépassé une bergerie en ruines, on atteint quelques oliveraies, sur la côte occidentale du cap. On accède à l'affleurement, sur le rivage, en traversant un maquis broussailleux (voir figure IV-17).

### Lithologie :

Les mesures ont été effectuées dans une formation molassique grés-marneuse très riche en olistolithes de taille décamétrique, plus précisément dans des niveaux biocalcarénitiques très cimentés, à débris d'oursins et de Polypiers. La détermination du sens de glissement à partir de la morphologie des stries stylolitiques pose parfois des problèmes, à cause de l'aspect granuleux de cette roche et de l'effet corrosif de l'air marin.

### Interprétation :

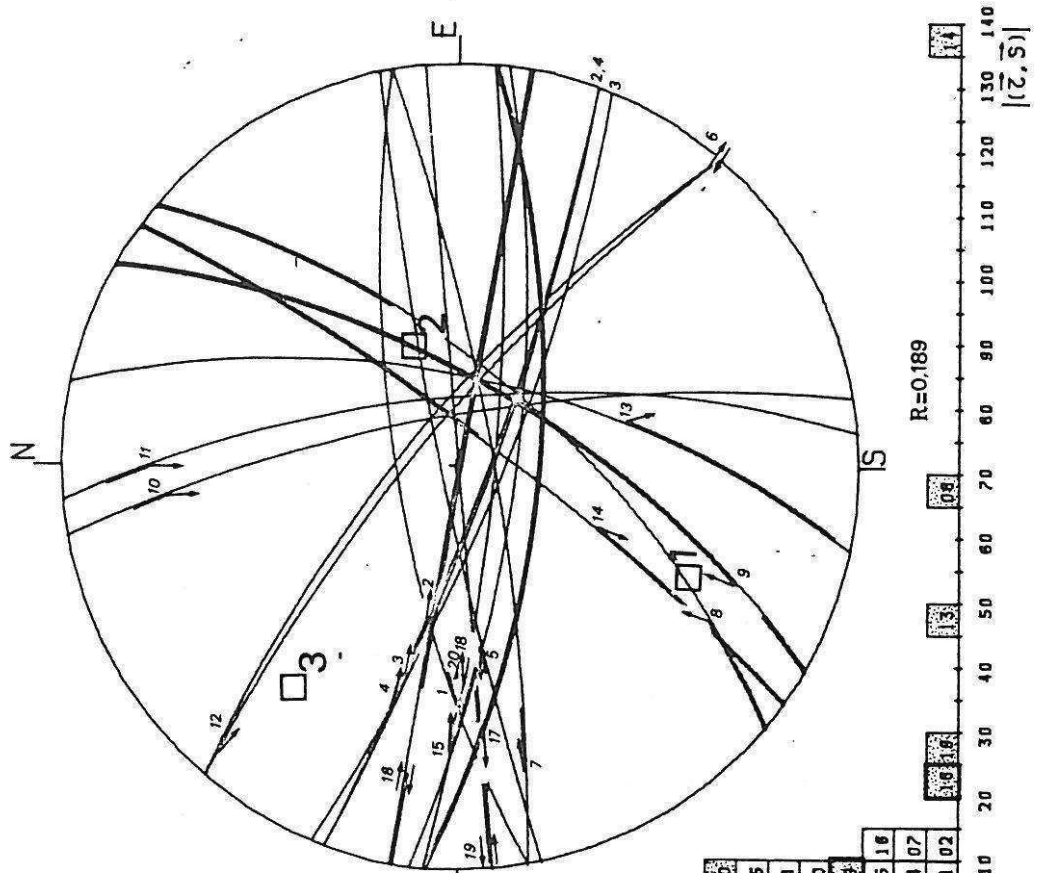
Le résultat du calcul est présenté figure IV-18. 12 données ont servi au calcul, alors que les autres (plans principaux ou totalement incompatibles avec les premiers calculs; en pointillé dans l'histogramme) ont été testées avec le tenseur obtenu. Les données 9, 17 et 18, entourées d'un trait gras et montrant un écart  $\tau_s$  proche de  $180^\circ$ , ont été ramenées dans la position qu'elles auraient eu si leur sens avait été inversé. Le reliquat est de 5 mesures non compatibles avec le tenseur déterminé. On considère qu'il s'agit d'erreurs dans la détermination du sens. Les données 13, 14 et 19 seraient plus compatibles avec une compression SW-NE alors que la compression déterminée avec ce calcul semble plutôt méridienne. La donnée N°8 est incompatible avec toutes les autres.

Le tenseur calculé est triaxial mais présente des axes inclinés qui suggèrent un basculement du site vers l'Ouest depuis l'application des contraintes qui créèrent ces structures.

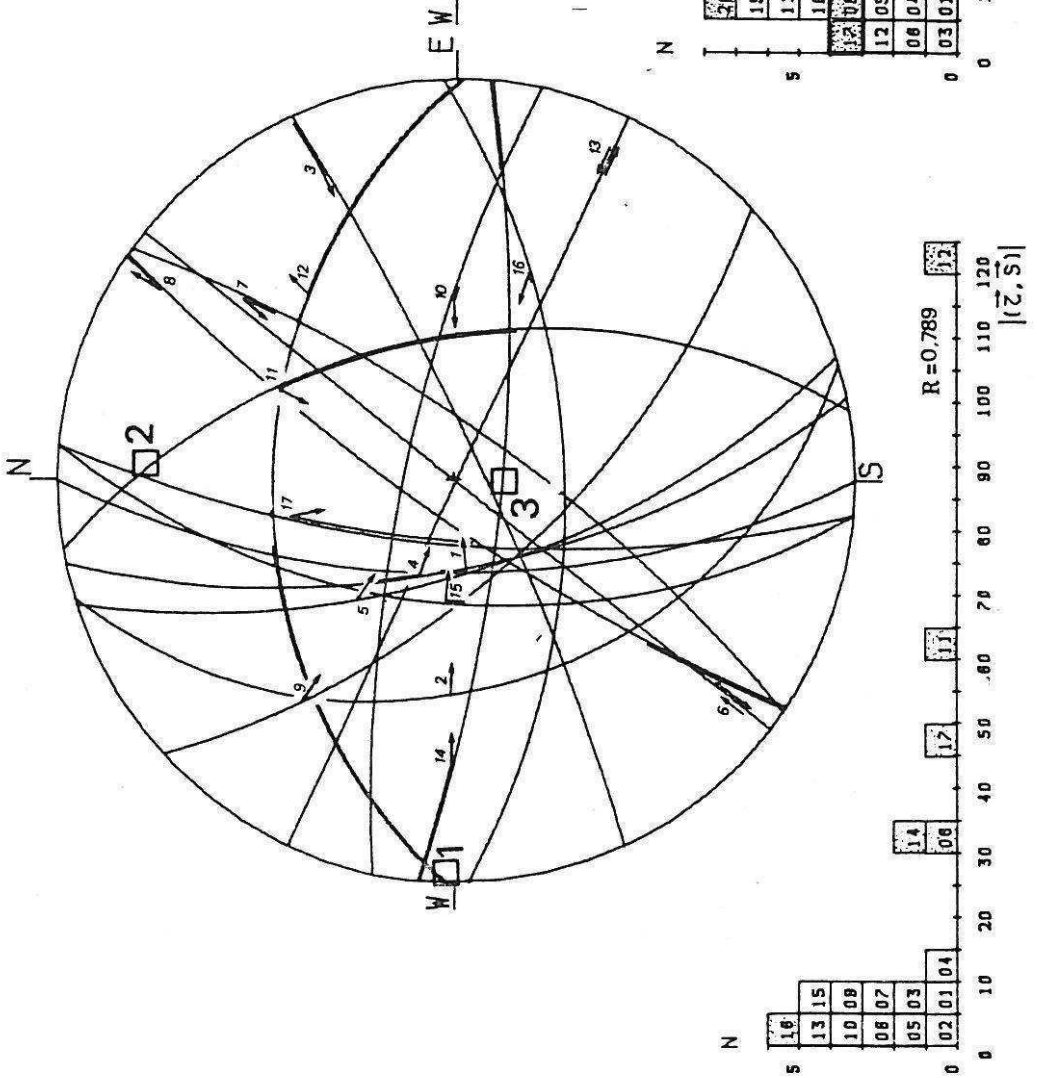
Le minimum de la fonction est de -11.7 pour 12 mesures utilisées pour ce calcul. On remarquera que la direction de compression déterminée ici est différente de celle E-W déterminée au Cap Kastri. Or nous avons tout lieu de considérer que les deux sites, mesurés dans la même formation molassique et distants d'1 km, montrent des microstructures datant de la phase du Pliocène inférieur et donc contemporaines. Cet exemple montre les limites de la méthode microtectonique dans un domaine où les contraintes affectent un matériau à l'architecture structurale fort complexe, notamment à cause de la présence dans la série carbonatée de nombreux accidents dont l'influence sur les trajectoires de contrainte n'est sans doute pas négligeable.

Figure n° IV-13.

PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
CAP LIPSOPIRGOS CALCUL



PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
CAP KASTRI CALCUL





### 3-KOKKINI EKKLISIA

#### Localisation :

Ce site résulte de la compilation de deux sites distants de 400m. L'un (site 1) se trouve sur la route qui relie Plastistoma à Nidhri, l'autre (site 2) se trouve sur une petite piste qui conduit à la chapelle de Kokkini Ekklisia (voir carte de localisation; figure IV-19).

#### Lithologie de l'affleurement :

Les deux sites sont des talus de piste où des bancs grés-marneux affleurent. La stratification y est subhorizontale.

#### Structures et interprétation :

Les tectoglyphes observés: des stries mécaniques ainsi que des marches de calcite sparitique, permettent d'établir clairement le sens du mouvement (site 1). Ces marches, associées au mouvement décrochant, sont re-striées par une seconde génération de stries normales à pitch fort. L'amplitude des mouvements est faible et n'altère pas l'allure litée de l'affleurement. Comme à Kolliviata, un plan N 20 porte un enduit d'oxyde de fer.

-Les stries décrochantes, les premières dans la chronologie des mouvements.

Pour le calcul (voir figure IV-20), nous avons groupé les mesures des deux sites, afin d'en accroître le nombre. Les mesures 1 à 6 proviennent du site 2, celles 7 à 10 du site 1. Le calcul a utilisé 9 mesures, ne tenant pas compte de la mesure 10 cinématiquement incompatible. On constate cependant que, si on la teste, cette mesure est compatible à condition d'en changer le sens (trait gras sur l'histogramme). Le tenseur est triaxial et les axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$  subhorizontaux. Le minimum de la fonction: -8.9 pour 9 données, montre que le tenseur calculé explique convenablement les déformations cassantes observées. La direction de compression SW-NE est similaire à celle déterminée au cap Lipsopirgos, mais très différente de celle déterminée 1 km plus au Nord sur le site de Kolliviata.

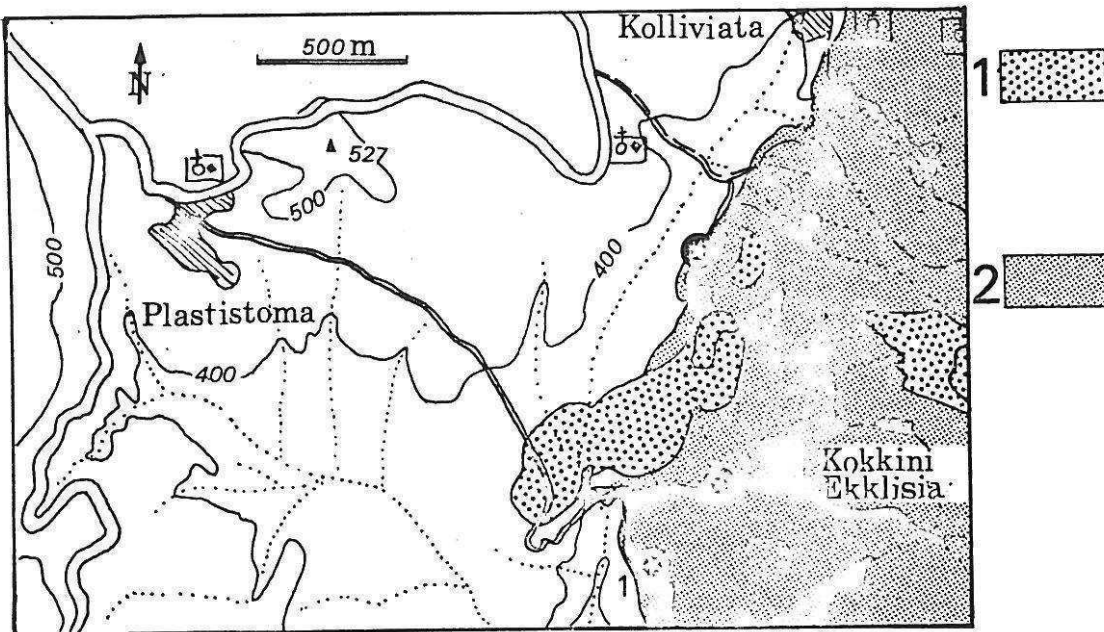
L'âge de la tectonique qui a créé ces microstructures est vraisemblablement Pliocène inférieur: elle affecte la molasse Miocène moyen à supérieur (formation de plis). Il est par contre douteux de penser que cette tectonique est Quaternaire ancien: à part le bombement d'échelle régionale, cette phase est trop faible dans le Nord de l'île pour former de quelconques plis. Il serait difficile d'envisager la formation de plis au Pliocène inférieur sans qu'il y ait de microstructures associées, et le fonctionnement de failles au Quaternaire ancien en l'absence de déformations plicatives.

-Les failles normales.

Dans le site 2, des stries normales ont été mesurées sur des plans ayant un pendage d'environ 60° vers le Nord Ouest. Le nombre réduit de mesures ne se prêtant pas au calcul, nous avons testé ces mesures avec une série de tenseurs. Un tenseur planaire ( $R=0.5$ ) où  $\sigma_3$  est orienté N110 explique le plus convenablement les données mesurées ( voir figure IV-19). Les écarts observés sur les plans entre stries mesurée et calculée sont tous inférieurs à 20°; ceci

Figure N° IV-19.

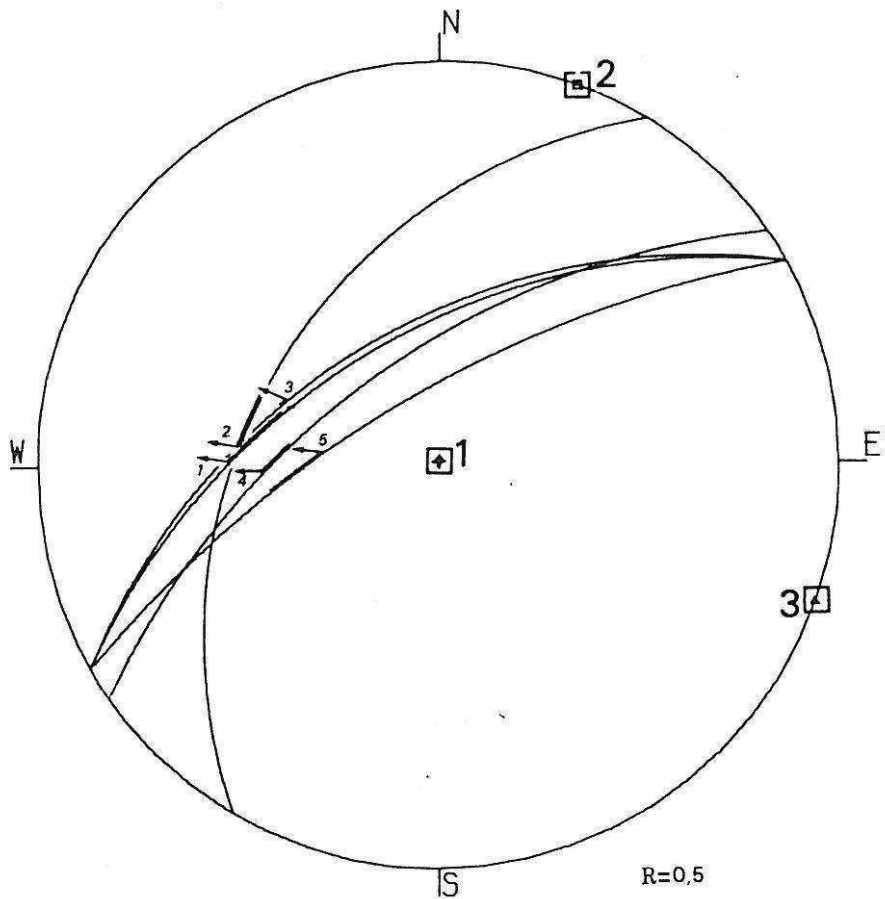
Localisation des sites de mesures de Kolliviata et de Kokkini Ekklesia



- 1-Miocène discordant - Brèches.
- 2-Miocène discordant - Grès marneux (grès bleus ).

PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

TEST FAILLES NORMALES DE KOKKINI EKKLISIA

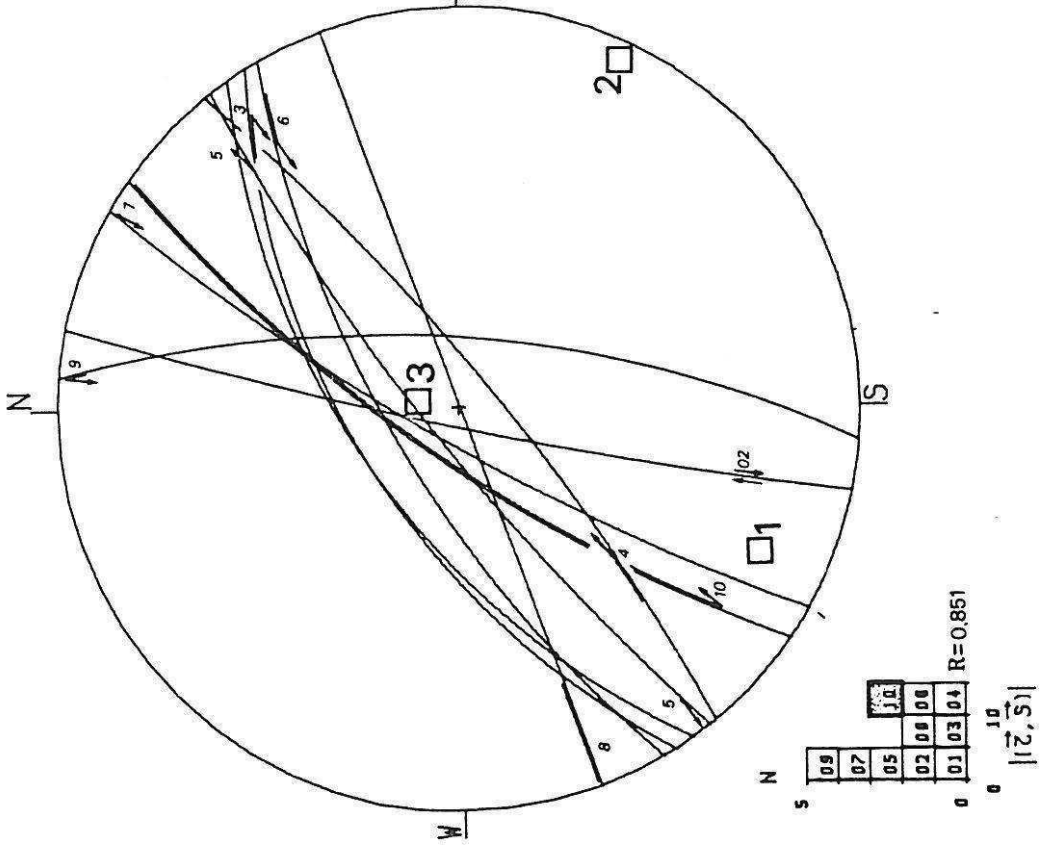


montre que le tenseur testé permet d'expliquer la déformation observée.

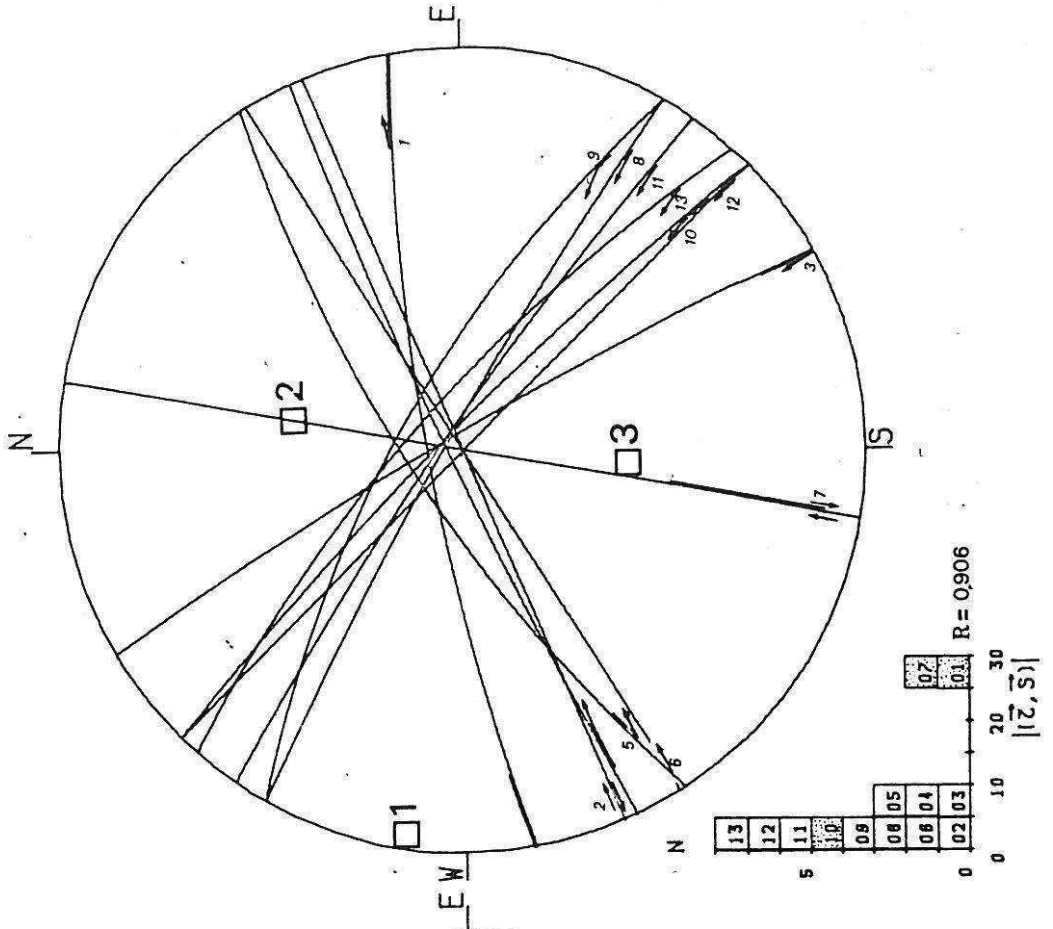
Cette distension est postérieure à la phase du Pliocène inférieur et pourrait être reliée à la distension liée au bombement qui créa les failles normales de Levkas (voir l'étude des failles normales). Cette distension pourrait aussi être responsable de la circulation de fluide ferrugineux dans les plans subverticaux N 10 à N 20.

Figure n° IV-20.

PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
KHOKINI EKLISIA CALCUL



PROJECTION DE VULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
KOLLIVIATA CALCUL



#### 4-KOLLIVIATA

##### Localisation

Sur la piste qui relie Alexandhros à Plastistoma, une petite piste située sur la gauche avant la chapelle mène à un pont sur un ruisseau (voir plan de localisation; figure N° IV-19). Après le pont, un chemin récent longe le ruisseau vers le Sud. Le site de mesures se trouve dans les niveaux de base de la série Miocène. Ils sont ici constitués d'une alternance de bancs gréseux jaunâtres et de brèches à petits éléments calcaires.

##### Structures

La stratification est horizontale. Des petites failles décrochantes à jeu millimétrique portent des stries stylolitiques dont le sens est ici clairement déterminable. L'analyse graphique des données représentées sur le diagramme montre un dièdre compressif compris entre 80 et 120. Un plan N 10 porte là aussi des encroûtements ferrugineux. Le calcul du tenseur effectué sur l'échantillonnage explique 11 mesures sur 13 (sur l'histogramme, les données en pointillé ont été testées). Les données 1 et 7, montrant un écart  $\tau, S$  proche de  $30^\circ$ , ne sont pas vraiment incompatibles avec ce déviateur (la donnée 7 est plan principal). Le minimum de la fonction est de  $-10.9$  pour 11 données. Le déviateur est un ellipsoïde de révolution autour de  $\sigma_1$ , ce qui explique le mauvais positionnement des axes  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  indéterminés. L'axe  $\sigma_1$  est bien défini et détermine une compression E-W. Un test utilisant le même rapport R, mais plaçant  $\sigma_2$  à l'horizontale n'altère pas sensiblement la qualité du résultat.

En conclusion à l'étude des sites de microtectonique en zone ionienne pour la phase tectonique du Pliocène inférieur, on remarque que les directions des contraintes principales sont rapidement variables géographiquement, et interdisent de conclure quant aux trajectoires régionales de contraintes. On peut expliquer ces variations rapides par l'existence d'accidents et plis importants dans la couverture ionienne, et par la relative indépendance mécanique d'unités décollées qui transmettent de façon inhomogène les contraintes tectoniques. Ce fait a déjà été remarqué pour la phase du Miocène moyen, durant laquelle se sont formés des plis qui, distants de 1 ou 2 km à peine, ont des axes perpendiculaires ou de direction très différente: on l'observe notamment dans le secteur de Kolliviata et d'Alexandhros.

E-EN ZONE PREAPULIENNE.

AYIOS VASSILEIOS

Localisation :

Les mesures ont été faites sur la route reliant Ayios Pétros à Komilio, en face du lieu-dit d'Ayios Vassileios situé sur le versant Ouest des monts Stavrota (voir plan de situation; figure IV-21).

Lithologie, microstructures :

Le site est placé dans le talus de la route, dans des calcaires éocènes, blancs, cristallins et très fracturés. Les microstructures sont des stries stylolitiques ou de petites cannelures (015,017) (plus grosses flèches sur le diagramme; figure IV-21). La stratification est variable: N40 entre 25 et 45 SE.

Interprétation :

Les mesures 5 et 6 sont des plans "dextro-senestres" où les deux sens de glissement ont pu être déterminés sans qu'il y ait été noté l'évidence d'un quelconque polyphasage; ils portent des stries à pitch variable. Ces observations peuvent signifier que ces plans ont été proches des plans principaux lors de l'application des contraintes; ils sont perpendiculaires aux axes de contraintes principales. La direction de contrainte observée en zone préapulienne par D. Sorel (1976) variait de NE-SW à EW. Ceci plaide en faveur d'une direction de contrainte variant entre N50 et 70.

Le calcul.

L'histogramme (données entrées pour le calcul et données testées- en pointillé-) montre que le résultat explique mal la population de données mesurées. Cependant, le minimum de la fonction est de -11 sur 12 données utilisées. Ce résultat peut s'expliquer par le fait que les microstructures se sont formées durant le basculement des couches sur le flanc oriental de l'anticlinal de Levkata, au cours de la phase du Pliocène inférieur. Ceci est notamment vérifié par le fait que certaines des stries mesurées sont précoces (parallèles aux joints de stratification), et que l'axe  $\sigma_1$  plonge aussi vers l'Est (basculement de tenseur). La déformation mesurée dans ce site est significative d'une compression orientée ENE-WSW.

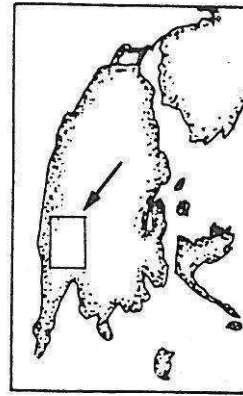
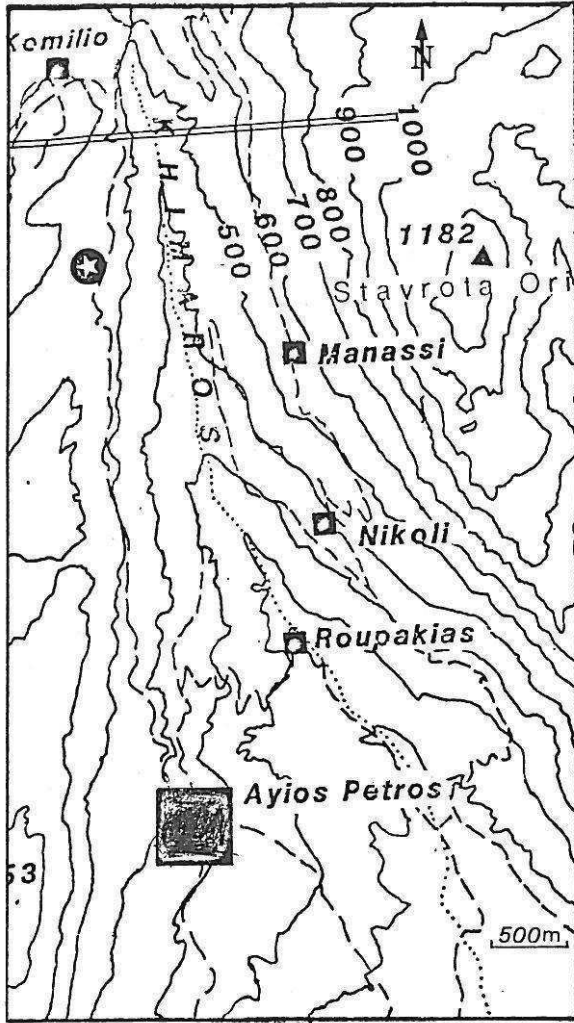
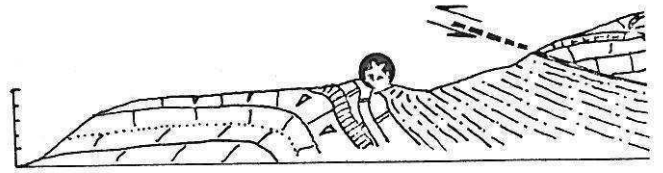


Figure N° IV-21.



500m

PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
AYIOS VASSILEIOS

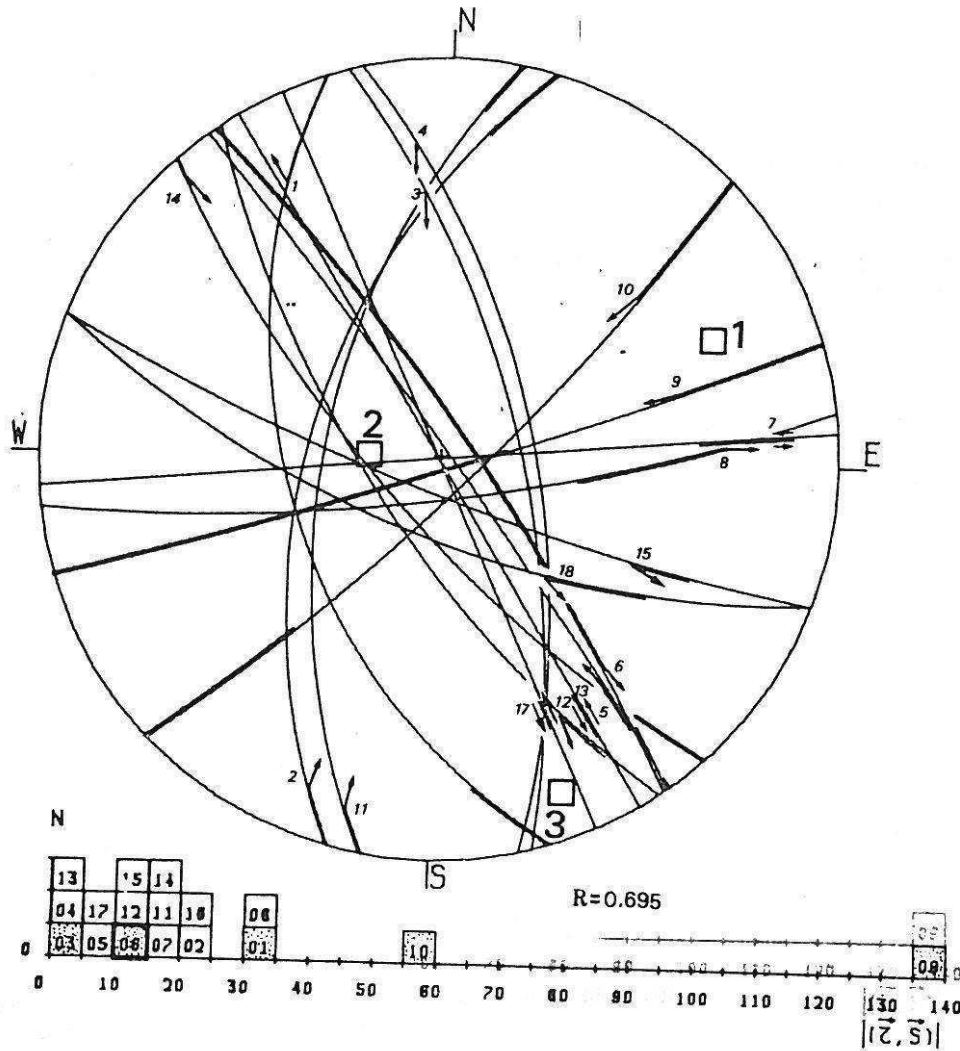


Figure N° IV-22.

KOKKINI EKKLISIA CALCUL

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	52	80	N	5	6	S	001 CALCUL
2	12	85	W	20	17	D	002 CALCUL
3	58	60	N	173	166	S	003 CALCUL
4	51	80	S	145	156	S	004 CALCUL
5	55	60	N	168	168	S	005 CALCUL
6	60	70	N	167	175	S	006 CALCUL
7	30	80	N	179	179	S	007 CALCUL
8	70	90	N	5	18	S	008 CALCUL
9	5	70	E	1	4	D	009 CALCUL
10	35	75	W	12	179	D	010 TESTEE

Tableaux de données pour  
les 3 sites de  
Kokkini Ekklesia  
Kolliviata  
Ayios Vassileios

KOLLIVIATA CALCUL

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	80	80	N	165	12	D	001 TESTEE
2	67	90	N	2	6	D	002 CALCUL
3	150	85	E	180	171	S	003 CALCUL
4	65	86	N	15	8	D	004 CALCUL
5	57	75	N	11	17	D	005 CALCUL
6	58	90	N	3	5	D	006 CALCUL
7	10	90	E	170	144	D	007 TESTEE
8	120	85	N	170	171	S	008 CALCUL
9	120	72	N	165	168	S	009 CALCUL
10	135	84	N	168	172	S	010 TESTEE
11	125	84	N	170	171	S	011 CALCUL
12	135	90	N	177	176	S	012 CALCUL
13	132	76	N	170	168	S	013 CALCUL

AYIOS VASSILEIOS CALCUL

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	162	48	S	162	15	D	001 TESTE
2	15	54	W	9	166	D	002 CALCUL
3	165	67	N	25	25	D	003 TESTE
4	167	63	N	15	16	D	004 CALCUL
5	143	87	N	160	169	S	005 CALCUL
6	144	81	N	156	169	D	006 TESTEE
7	85	90	N	173	156	S	007 CALCUL
8	82	78	S	19	53	S	008 CALCUL
9	72	86	S	26	71	D	009 TESTEE
10	45	80	S	25	147	D	010 TESTEE
11	10	58	W	7	171	D	011 CALCUL
12	145	70	S	21	10	S	012 CALCUL
13	148	90	E	163	167	S	013 CALCUL
14	137	73	S	177	13	S	014 CALCUL
15	110	80	S	33	21	S	015 CALCUL
16	110	68	S	52	29	N	016 CALCUL
17	155	90	E	162	156	S	017 CALCUL



F-DIRECTIONS DE TRANSPORT DE LA ZONE IONIENNE AU  
PLIOCENE INFERIEUR

Sur la côte occidentale de l'île, le long du chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne, il est possible d'observer par endroits les évaporites triasiques injectées dans le contact. Comme à Alatra, elles présentent des structures souples, ombres de pression autour de clastes dolomitiques, carbonatés ou gypseux, une foliation qui porte une linéation d'étirements minéralogiques. Comme à Alatra, nous avons essayé de déduire de ces structures une information concernant la direction de transport de l'unité chevauchante.

Les sites étant placés au front de la zone ionienne, nous considérerons que la déformation observée dans ceux-ci est représentative de celle du Pliocène inférieur: les mouvements tangentiels certainement kilométriques ont vraisemblablement créé dans le gypse des déformations qui masquent les déformations du Miocène moyen. Cette hypothèse peut paraître gratuite mais elle est étayée par le fait que les directions de transport déterminées ici sont plus compatibles avec la direction de compression de la phase du Pliocène inférieur qu'avec les directions de transport déterminées pour la phase du Miocène moyen.

Localisation des sites de mesures

Le premier site se trouve sur la côte occidentale, sur la route qui relie Ayios Nikitas à Levkas.

Le second est situé au débouché de la vallée de Kalamitsi, qui forme à cet endroit de véritables gorges dans les dolomies et les gypses triasiques.

Le dernier se trouve sur la route qui relie Kalamitsi à la côte, au Sud Ouest de ce village. (voir plan de localisation; figure N° IV-21).

Dans chaque site, le nombre de mesures est assez réduit.

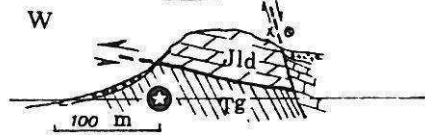
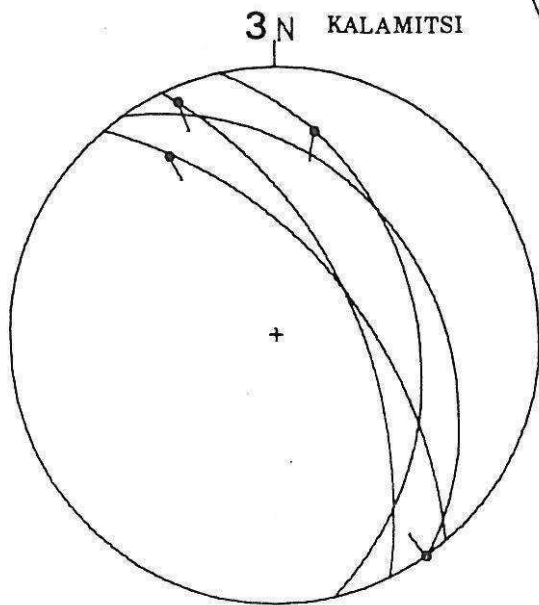
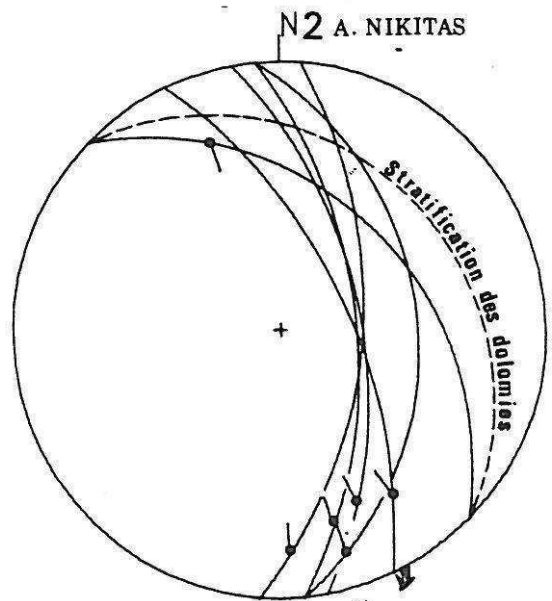
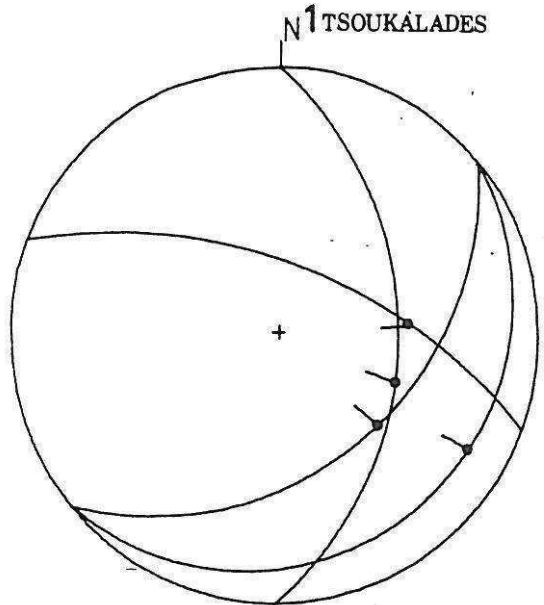
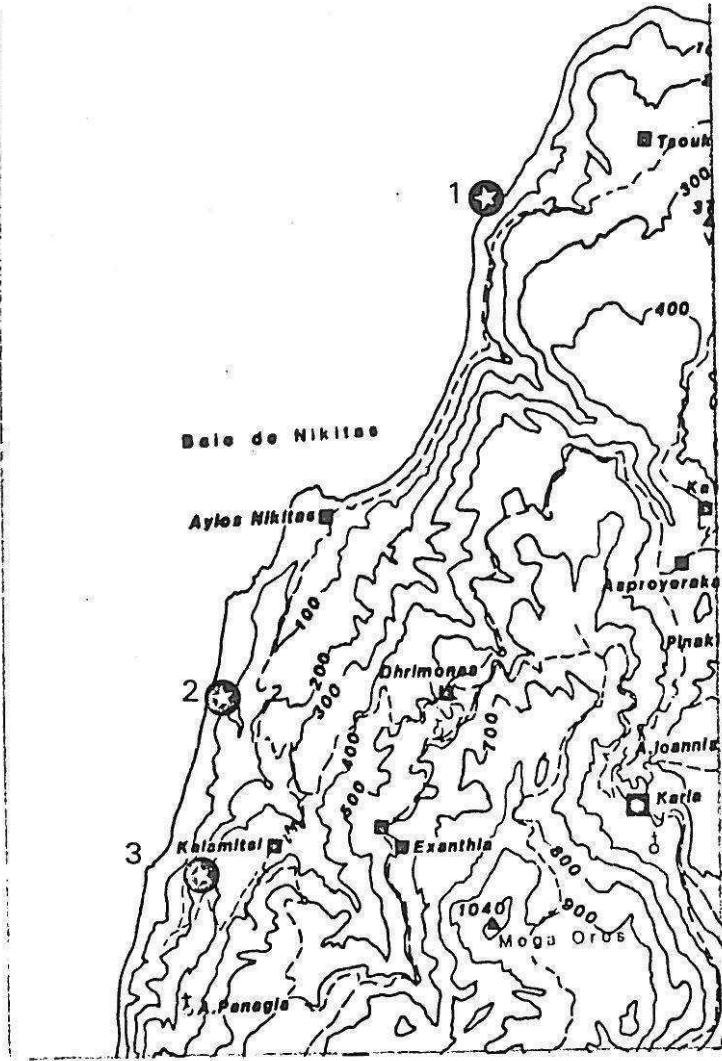
1-TSOUKALADES

Dans ce site la foliation est dispersée, et les linéations se regroupent à l'intersection des plans. On peut penser que la foliation a été replissée. Si l'on considère que la disposition géométrique de la linéation est identique à celle des autres sites, la direction de transport de l'unité chevauchante pourrait être NNE-SSW. Ce site n'étant pas exactement situé au front de la zone ionienne, il pourrait être placé au niveau d'un contact mineur injecté d'évaporites et dans lequel la déformation serait différente de celle observée dans le chevauchement majeur: la superposition des deux phases tectoniques (Miocène moyen et Pliocène inférieur) pourrait être à l'origine de ce replissement de foliation.

2-AYIOS NIKITAS-KALAMITSI

Dans ces deux sites, le plan de chevauchement observé cartographiquement est subhorizontal et correspond au contact majeur entre la zone ionienne et la zone de Paxos. Les plans porteurs de la

Figure N° IV-23.



foliation sont inclinés de 30 à 50° par rapport au plan de chevauchement. La position méridienne des stries semble indiquer qu'il s'agit d'une linéation d'étirement et non de transport, c'est-à-dire d'une linéation B reflétant le fluage latéral des évaporites au cours du transport. L'inclinaison importante des plans de foliation montrerait que le transport s'est effectué sous faible charge de la zone chevauchante (ceci est confirmé par la présence de Miocène discordant au dessus: 100-200m environ). La direction de transport se situerait sur la médiane passant par le pôle moyen du plan indiquant une direction NE-SW. Cette direction de transport est compatible avec la direction de contrainte déterminée pour la phase du Pliocène moyen.

#### CONCLUSION A L'ETUDE DES SITES POUR LA PHASE DU PLIOCENE INFERIEUR.

La figure N° IV-24 résume les directions de compression ou de transport déduites de l'analyse des sites. Si les directions de transport semblent cohérentes avec la compression déterminée en zone de Paxos (compression NNE-SSW) et avec les directions de compression connues à Corfou (Jamet; 1982) et à Céphalonie (Sorel; 1976), les directions déterminées en zone ionienne sont dispersées. En regardant la figure, on pourrait penser que cette dispersion est le résultat d'un polyphasage de deux événements compressifs, l'un caractérisé par une compression E-W et l'autre par une compression NNE-SSW. Plusieurs arguments nous conduisent cependant à ne pas adopter cette hypothèse:

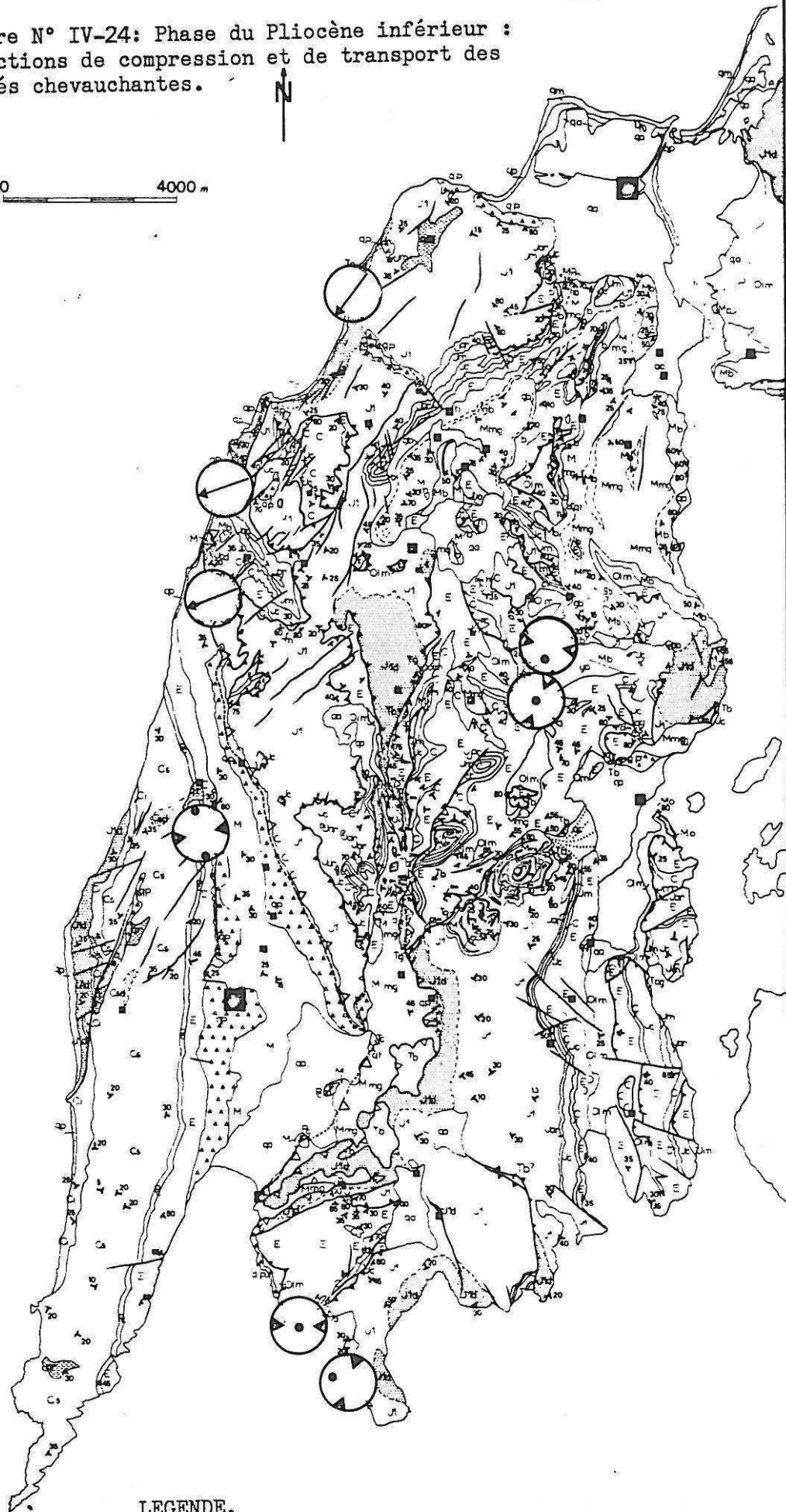
-Les structures étudiées se sont formées durant la même phase (Pliocène inférieur) car il est improbable que certaines d'entre elles soient Quaternaire ancien (voir § III-D-3 ).

-La dispersion des directions des axes de plis formés au Miocène moyen montrent bien l'extrême variabilité des trajectoires de contraintes dans cette série sédimentaire.

On est donc conduit à ne pas accorder une valeur régionale aux résultats obtenus dans la zone ionienne. On peut penser que le site d'Ayios Vassileios est plus représentatif des contraintes régionales de la phase du Pliocène inférieur.

Figure N° IV-24: Phase du Pliocène inférieur :  
directions de compression et de transport des  
unités chevauchantes.

0 4000 m



LEGENDE.



Direction de transport des unités chevauchantes.



Directions des axes de contrainte (  $\triangle \sigma_1$ ,  $\bullet \sigma_3$  )

#### IV-FAILLES RECENTES A JEU MONTRANT UNE COMPOSANTE NORMALE.

##### A-INTRODUCTION

La description et l'interprétation des failles normales de Levkas n'ont été que succinctement abordées aux chapitre III. Ici, dans une première partie, nous les décrirons puis nous appliquerons la méthode d'analyse des déformations cassantes pour l'étude de ces failles. Dans une seconde partie, nous tenterons d'expliquer le phénomène en l'intégrant dans le contexte tectonique régional.

##### B-DESCRIPTION, CHRONOLOGIE

On observe, principalement dans la partie occidentale de l'île, deux familles de failles dont le jeu est récent, c'est-à-dire postérieur à l'établissement de la surface Plio-Pléistocène.

#### C- FAILLES DONT LE JEU EST ESSENTIELLEMENT NORMAL.

##### 1-LOCALISATION GEOGRAPHIQUE :

Généralement bien visibles dans le paysage, elles le sont encore mieux sur les photographies aériennes, ce qui nous a permis de compléter leur inventaire. Du Nord au Sud, ces failles s'éparpillent à partir du plateau de Tsoukalades en zone ionienne jusqu'au Sud d'Athanon en zone préapulienne. En largeur, cette bande s'étend au maximum sur 5 km vers le centre de l'île, de la côte au plateau karstique sommital (voir carte de localisation des failles, figure N° III-4).

On remarquera cependant un hiatus au niveau des marnes préapuliennes entre Komilio et Kalamitsi. Il est vraisemblablement lié à la nature incompetente de la série monoclinale marno-calcaire préapulienne au front du chevauchement de la zone ionienne. A part cela, la présence de cet accident ne change en rien la répartition des directions de failles dans l'une ou l'autre des deux zones isopiques.

##### 2-CARACTERISTIQUES:

Ces failles sont en général bien visibles sur le terrain par leur plans durcis et cimentés qui empêchent la végétation d'y prendre pied. On peut généralement suivre ces plans sur une distance de l'ordre de la centaine de mètres, mais ils s'étendent parfois sur un ou plusieurs kilomètres (voir planches 11, 12 et 13). La partie non érodée du miroir atteint 1 à 3 mètres de hauteur. A l'échelle centimétrique, on peut remarquer que leur surface est indurée par la recristallisation de calcite rendant le plan parfois plus résistant à l'érosion que la roche encaissante. C'est notamment le cas dans les dolomies cristallines de la péninsule de Lefkata.

La surface du plan ne porte que très rarement des stries mécaniques et jamais de stylolites. Les miroirs portent en majorité

Figure N° IV-25'

LEVKAS FAILLES NORMALES .TABLEAU A

N°	DN	P	Q	PS	Q	S	LABEL		
1	52	49	N	82	W	N	001	2	**
2	52	49	N	86	E	N	01'	2	**
3	72	64	N	69	W	N	002	3	**
4	31	49	W	90	S	N	003	3	**
5	55	63	N	90	W	N	004	1?	****
6	28	52	W	65	N	N	005	1?	**
7	53	46	N	70	E	N	006	1?	**
8	2	53	E	60	S	N	008	3	****
9	158	54	E	27	S	D	009	3	****
10	24	47	E	20	S	D	010	3	****
11	115	82	S	80	E	N	011	3	**
12	75	60	N	85	E	N	012	2(3?)	**
13	72	60	N	90	W	N	013	2(3?)	**
14	15	65	W	90	S	N	014	2	***
15	10	62	N	85	W	N	015	2	***
16	35	34	E	35	S	D	017	3	****
17	55	62	N	55	W	N	018	2(3)	**
18	50	74	N	50	E	N	019	3	**
19	90	45	N	90	W	N	021	3?	**
20	32	70	E	50	S	D	023	3?	***
21	15	60	E	15	S	D	024	3	***
22	50	55	S	75	W	N	025	3?	*
23	26	45	W	65	S	N	026	1?	****
24	20	50	W	80	S	N	027	1?	****
25	45	45	N	75	W	N	028	1?	****
26	45	48	N	85	W	N	029	1?	****
27	38	55	W	90	S	N	031	1?	**
28	50	35	N	83	W	N	034	1	**
29	120	80	N	25	W	S	036	3	(*)
30	60	50	N	37	W	N	037	1	*
31	45	80	S	90	E	N	038	3?	*
32	114	68	N	45	E	N	039	1?	**
33	85	75	N	50	W	N	044	1?	**
34	75	62	N	46	W	N	045	1	**
35	55	60	N	75	W	N	046	1	**
36	60	63	N	68	W	N	047	1	**
37	43	60	W	80	S	N	048	1	**
38	45	63	N	75	W	N	049	1	****
39	170	60	W	65	N	N	050	2?	****
40	10	60	W	82	N	N	051	2?	****
41	164	56	W	79	N	N	052	2?	****
42	25	78	W	90	S	N	053	?	****
43	173	76	W	80	N	N	054	?	****
44	15	76	W	88	N	N	055	?	****
45	45	57	S	90	E	N	056	1	***
46	73	65	S	80	E	N	057	1	***
47	50	60	S	85	E	N	058	1	***
48	34	45	E	52	S	N	059	1	***
49	45	50	S	80	W	N	060	1	***
50	30	55	E	80	S	N	061	1	***
51	52	50	S	75	E	N	062	1	***
52	45	50	S	85	W	N	063	1	***

Ensemble des mesures effectuées sur les failles à composante normale de Levkas.

Explication du tableau A:

-1 :age du jeu :  
contemporain de la formation des tabliers de brèches indurées.

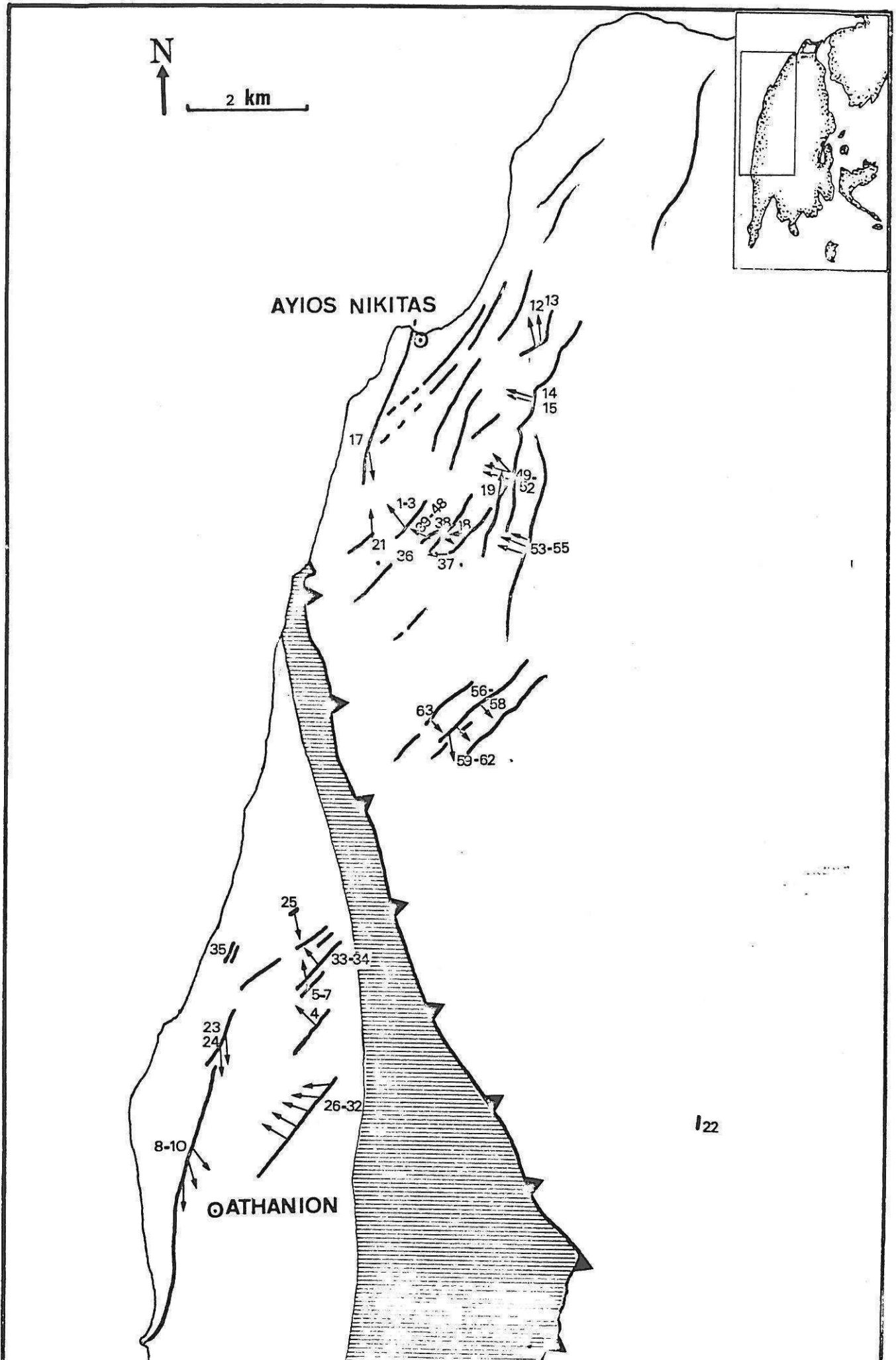
-2 :age du jeu  
contemporain de la formation des cônes de déjections riches en terres rouges.

-3 :age du jeu  
contemporain de l'accumulation de formations de pentes récentes à actuelles.

N.B. Les chronologies de mouvements sont établies d'après l'observation des formations affectées ou non par le jeu des failles. La variabilité des faciès dans les formations d'accumulations de pente rend souvent la datation incertaine.

\* :Faille métrique à  
decamétrique  
\*\* :Faille decamétrique à  
hectométrique.  
\*\*\* :Faille hectométrique à  
kilométrique  
\*\*\*\* :Faille plurikilométrique

La très grande majorité des failles portent des cannelures métriques. Les mesures 010, 016, 017 ont été faites sur des cannelures de longueur d'onde plurimétriques.



des cannelures de longueur d'onde centimétrique à plurimétrique. Ils peuvent même parfois être totalement lisses, ne donnant ainsi aucun indice pour la détermination de la direction du mouvement sur la faille.

Le sens du mouvement, à cause de la nature très régulière des cannelures, ne peut être déterminé par la nature des tectoglyphes. La composante normale du mouvement est déduite du décalage relatif soit de la surface sommitale évoluée, soit des formations de pentes continentales quaternaires.

Malgré l'apparence (au facies des éboulis de pied de faille) de mouvements de ces failles à des époques différentes du Quaternaire, nous n'avons jamais trouvé de plans portant plusieurs familles de cannelures. Tous, à une exception près, ne portaient qu'une seule famille de cannelures. Dans ce cas précis, de petites stries mécaniques à pitch vertical rayaient au bas d'un grand plan les cannelures plurimétriques à pitch faible de la faille d'Athanion. Ces stries, très locales sur le miroir et d'un ordre de grandeur bien inférieur à celui des cannelures, pourraient ne résulter que d'un mouvement gravitaire des terrains plaqués au toit de la faille.

La nature du jeu normal est déterminée grâce à la position géométrique des terrains qu'elle recoupe. Le toit est souvent constitué dans les derniers mètres de débris carbonatés mêlés à une terre argileuse rouge. Cette formation récente (Pléistocène supérieur) est piégée au pied de la faille. Elle est parfois recoupée par la faille. Le décalage morphologique résultant du jeu de la faille est en général peu important: de l'ordre de 10 à 20 mètres. Il atteint cependant, pour deux accidents importants au pied du Méga Oros et au Sud Est d'Ayios Nikitas, la centaine de mètres.

### 3-AGE DU JEU DE CES FAILLES.

Nous avons pu déterminer trois périodes de fonctionnement de ces failles :

#### -a-JEU CONTEMPORAIN DE LA PHASE DU PLEISTOCENE INFERIEUR.

Sur le plateau dominant l'île ainsi qu'au Nord d'Athanion, certaines failles normales décalent clairement la surface. Elles sont cachetées par des tabliers lithifiés du Pléistocène moyen. Leur jeu semble donc contemporain de la phase du Pléistocène inférieur, comme nous l'avons déjà évoqué.

#### -b-JEU POSTERIEUR AUX ACCUMULATIONS D'ALTERITES ROUGES A BRUNES AU PLEISTOCENE MOYEN ET SUPERIEUR.

Sur la route d'Ayios Pétrós à Lazarata, à 1 km au Nord du village de Dhrimonas, on peut observer, des deux côtés d'un grand ravin, un bel exemple d'accumulations détritiques du Pléistocène supérieur recoupées par une faille normale.

#### -c-JEU RECENT, PROBABLEMENT HOLOCENE.



Les dépôts de pentes accumulés contre les failles sont des cailloutis peu ou pas altérés; ils reposent et paraissent parfois avoir glissé sur un miroir souvent très intact. Ces cailloutis semblent avoir protégé le miroir de faille lors de sa sortie et après.

#### D-FAILLES A JEU ESSENTIELLEMENT DECROCHANT.

##### 1-LOCALISATION.

On observe deux grandes failles décrochantes dextres normales: l'une au Sud d'Ayios Nikitas, l'autre au Sud de Dhraganon se terminant sur la côte à 2 km au SSW d'Athanion.

##### 2-ASPECT SUR LE TERRAIN.

La faille d'Ayios Nikitas mesure 2 km de longueur et celle d'Athanion 5 km. L'aspect de ces failles est quelque peu différent de celui des failles précédemment décrites. Leur jeu est très décrochant, les cannelures montrant un pitch faible. Le décalage morphologique dû à la composante normale est important et atteint environ 200 mètres à l'Ouest d'Athanion. L'échelle des mouvements résultants de leur jeu semble être d'un ordre de grandeur supérieur à celui des failles normales.

##### 3-AGE

Une petite piste qui descend d'Athanion au pied des falaises, sur la côte, recoupe, juste avant d'amorcer la descente (dangereuse) de la falaise, la grande faille. A cet endroit, on observe quelques mètres d'accumulations détritiques de débris carbonatés mêlés de terre brunâtre (Pléistocène supérieur) recoupées par cette faille. Vers le Sud, un ravineau a profondément entaillé les deux compartiments de la faille. Dans le compartiment descendu, une trentaine de mètres au moins de terre rouge et de cailloutis résultant de la destruction du mur de la faille se sont accumulés à la faveur des mouvements successifs.

Au Nord d'Athanion, par contre, des éboulis actifs, très blancs et non cimentés ennoient le miroir. La partie du miroir encore protégée par ces formations de pentes est très fraîche et n'a pas encore subi l'altération due à l'érosion alors que la partie supérieure, à cause de la nature extrêmement friable de la roche broyée à cet endroit, est déjà fortement ravinée par l'érosion torrentielle. Vers l'aval, des cônes de déjections actifs ennoient les oliveraies d'Athanion. Les mouvements de cette faille se sont déjà produits au moment de la formation des cônes au Pléistocène supérieur (accumulations de cailloutis à terre rouge faillées) et se perpétuent donc actuellement (voir planche N°12-b et figure N°III-5).

##### 4-IMPORTANCE DU JEU DECROCHANT, RELATIONS AVEC LES PHENOMENES DE DOLOMITISATION SECONDAIRE.

La composante décrochante quaternaire de la faille d'Athanion a été évaluée au chapitre IV, § III-D, à environ 860 mètres. Ce décalage

latéral non négligeable montre l'importance de cette faille dextre à l'échelle régionale. La connaissance de ce fait éclaire d'un jour nouveau l'importante extension des facies de dolomies blanches à grises saccaroides aux alentours d'Athaniou. Il est vraisemblable que la forte fracturation de la série sédimentaire préapulienne dans ce secteur ait été à l'origine de circulations d'eau remobilisant le magnésium des dolomies de la base de la série, et ait provoqué l'épigénie d'une partie supérieure de la pile sédimentaire qui se trouve affectée par cette dolomitisation jusque dans les niveaux du Crétacé supérieur. On peut aussi penser que le magnésium est d'origine marine et qu'il s'est fixé dans les carbonates fracturés avant le bombement et l'immersion définitive; auquel cas la tectonique en décrochement qui affecte cette partie de l'île existait déjà avant la phase du Quaternaire ancien.

E-FAILLES NORMALES DE LEVKAS  
ANALYSE TECTONIQUE CASSANTE

1-INTRODUCTION;

Nous utiliserons là encore la méthode d'E. Carey et B. Brunier (1974) et Carey (1976). L'utilisation "normale" de ce modèle implique que le volume rocheux étudié soit suffisamment petit pour que la notion ponctuelle de tenseur des contraintes puisse être élargie et "moyennée". Cette méthode est donc le plus souvent appliquée à des sites de petite taille (carrière, bord de route...) et les contraintes déterminées sont significatives à cette échelle. Mais parfois, comme à Levkas, les failles sont trop peu nombreuses, trop disséminées ou trop grandes pour constituer de "petits" sites. Dans de tels cas, les résultats numériques sont souvent moins bons; si ce n'est le rapport R des contraintes déviatoriques, du moins les positions des 3 contraintes principales peuvent cependant être assez bien définies à l'échelle du "site". C'est ce type d'étude que nous avons réalisé sur les failles quaternaires de Levkas.

2-DESCRIPTION DES SITES DE MESURES.

L'ensemble des sites de mesures ainsi que l'ensemble des failles cartographiées ont été reportés sur la carte de la figure N° IV-25. Certaines stations n'ont pas fait l'objet de mesures de cannelures (35).

La chronologie estimée de chaque faille a été reportée dans le tableau A. Les numéros des stations ainsi que l'extension géographique des plans de failles (\* métriques à \*\*\*\* kilométriques) y sont aussi consignés.

Les mesures 8,9,10,23,24 et 17 ont été faites sur des failles de premier ordre par rapport à l'ensemble des autres (plans plurikilométriques, cannelures plurimétriques).

Les mesures effectuées dans la région d'Exanthia peuvent correspondre à des glissements gravitaires: les mesures 39 à 44 effectuées sur un plan courbe de 300 mètres environ montrent que le plan vertical qui contient les cannelures reste constant. On peut avoir là un effet de guidage par des surfaces dièdres.

La mesure 11 a été faite au Sud de l'île, à l'Est du cap Lipsopirgos, et n'est donc pas reportée sur la figure N°1. Le jeu de

cette faille semble ancien: des brèches grossières très altérées (altération pliocène ?) sont plaquées au toit de la faille. La donnée N°9 a été mesurée sur le plan de faille majeur d'Ayios Nikitas. Cette mesure correspond à une direction mesurée N-S alors que la direction du plan est N15. Il s'agit vraisemblablement d'une erreur de mesure due à la taille importante des cannelures existantes sur ce plan.

### 3-ANALYSE NUMERIQUE DE LA POPULATION DE FAILLES.

Le calcul A \*est un calcul effectué sur l'ensemble des données (exceptées les données du plan courbe d'Exanthia). Par commodité de représentation, on a séparé trois ensembles: l'un -figure N°IV-27- représente l'ensemble des failles mesurées dans la partie Nord de l'île, les deux autres -figure N°IV-28- représentent l'ensemble des mesures de la partie centrale haute de l'île et de la partie méridionale (voir carte de localisation).

Les écarts entre strie mesurée et strie calculée visibles sur le diagramme et sur l'histogramme montrent un bon regroupement de l'ensemble des mesures en dessous de 20°. Cependant, une famille se détache jusqu'à 55° d'écart, si l'on excepte la donnée N°11 qui pour des raisons explicites plus haut ne s'intègre pas au mouvement récent. On remarquera que les mesures 10, 24 et 17 se trouvent à un écart supérieur à 40°. Or ces mesures ont été faites sur les plans majeurs limitant à l'Ouest les vallées structurales d'Athanion au Sud et Ayios Nikitas au Nord.

La donnée N°39 qui n'avait pas été retirée est la première mesure du plan courbe-d'Exanthia.

L'existence de deux familles au moins s'impose à l'observation du premier calcul, et il est notamment nécessaire d'expliquer la cinématique des grandes failles d'Athanion et d'Ayios Nikitas. Le pitch des cannelures suggère que la position de  $\sigma_3$  soit plus méridienne que celle obtenue par le calcul global. Des mesures de contraintes in-situ effectuées par Paquin et al., 1982, à Prévéza soit à 20km au Nord Ouest de l'île, montrent une traction de direction N 160 (voir figure N° IV-38). Il était donc intéressant de tester ce résultat sur l'ensemble des failles pour savoir si elles étaient cinématiquement compatibles avec celui-ci. Si l'on suppose que les contraintes mesurées in situ à Prévéza sont bien régionales, on peut considérer que le tenseur peut s'appliquer aux failles normales de Levkas. La contrainte horizontale maximale est en traction, orientée à N160 et de valeur 15 bars, tandis que la contrainte perpendiculaire est en compression et vaut 5 bars. La mesure ayant été faite en surface, la valeur de  $\sigma_2$  est nulle ce qui n'implique pas que le tenseur des contraintes réel soit en décrochement en profondeur. Le test a donc été fait avec des axes horizontaux, et on a imposé un déviateur dont le rapport R valait 0.25 ( $\sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$ ) = 0.25.

C'est donc ce déviateur qui a été appliqué sous la forme d'un test à l'ensemble des failles.

TEST B : Les résultats de ce test sont présentés en deux planches. Voir diagrammes ( figures N° IV-30 et IV-31) et histogramme (figure N°IV-29).

N.B. Les tableaux de calculs sont présentés en annexe.

Figure N° IV-26.

LEVKAS FAILLES NORMALES

POLES DES PLANS / PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

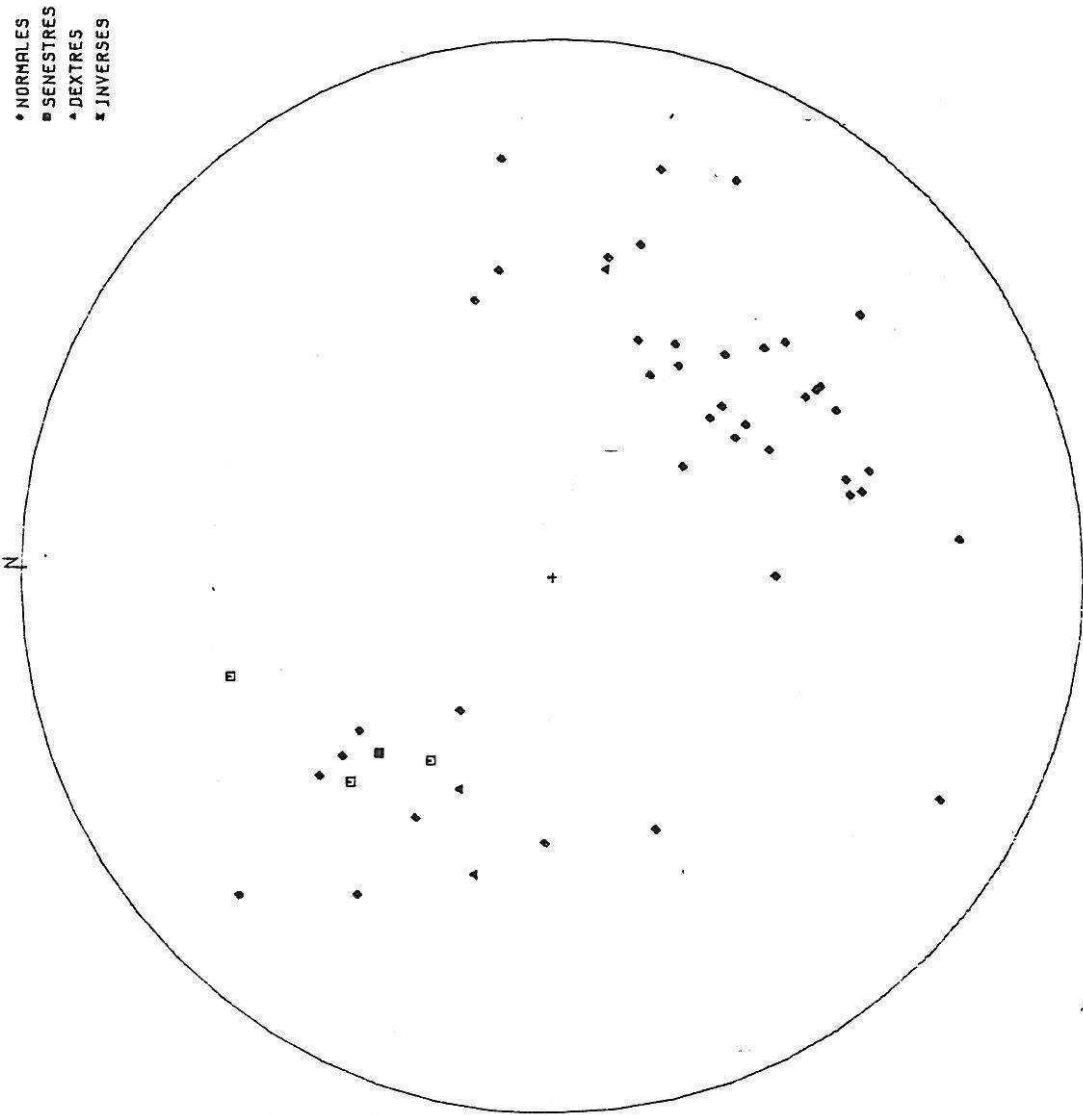
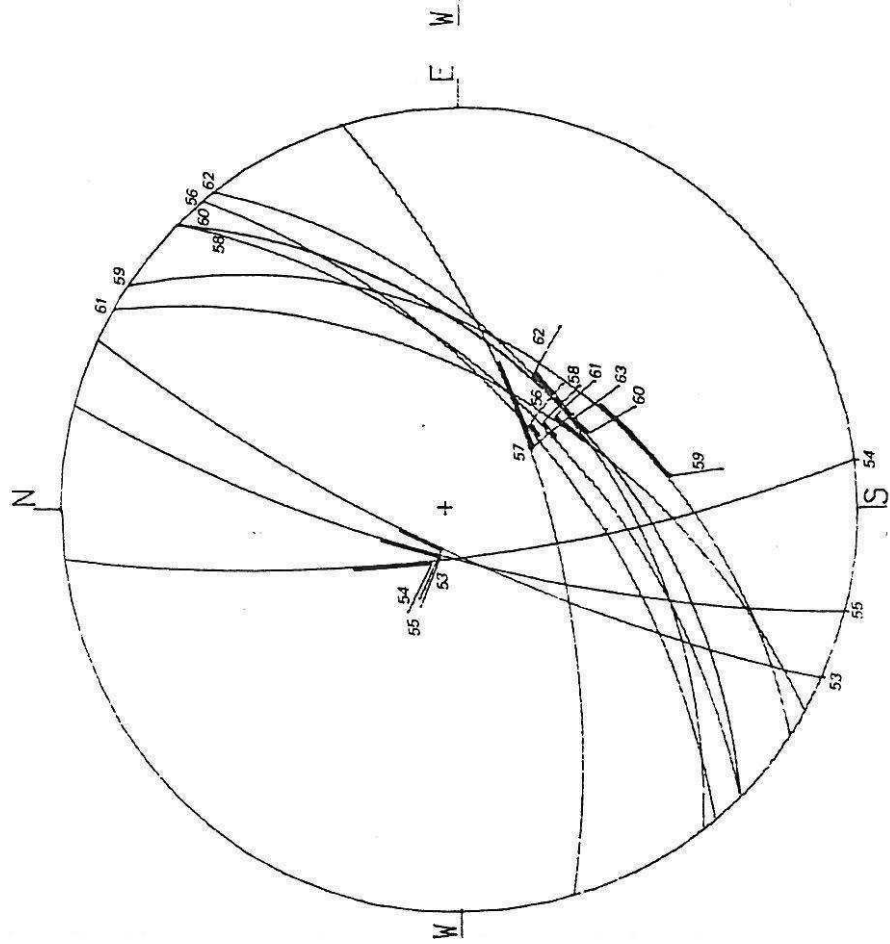


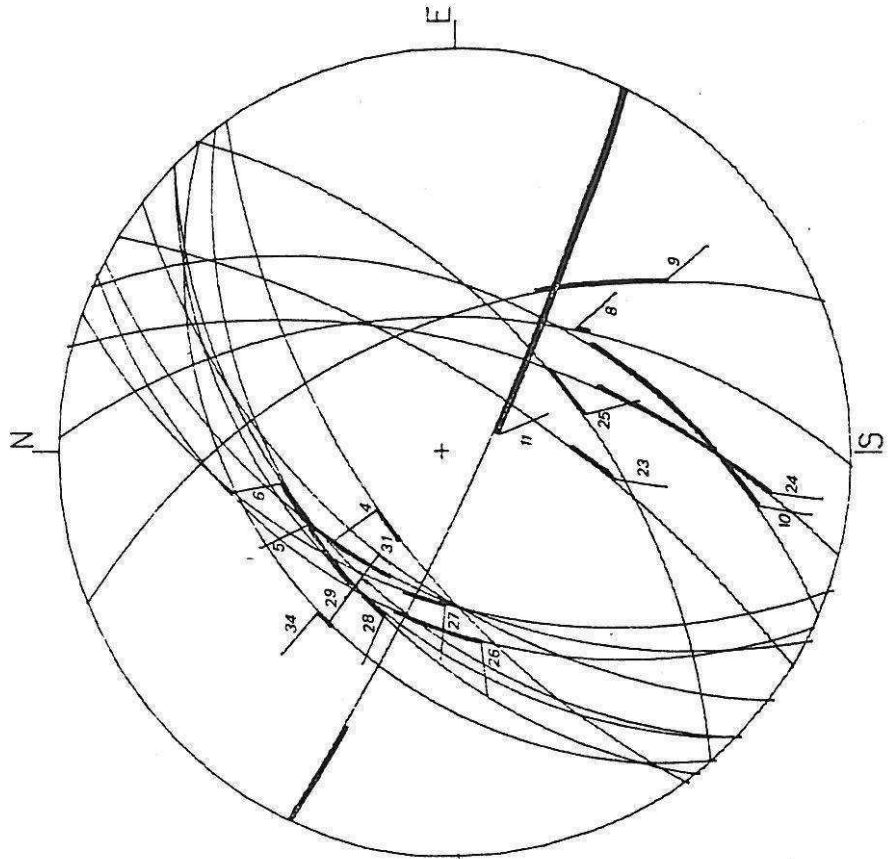


Figure II° IV-23.

PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
LEVKAS CENTRE CACUL A



PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
LEVKAS SUD CALCUL A



Si l'on repère dans l'histogramme du test l'ensemble des données dont l'écart était supérieur à  $30^\circ$  au cours du premier calcul, on constate que 9 données sur 18 ont un écart  $< 30^\circ$ , écart dont on peut se satisfaire au vu de la variation locale du champ de contrainte sur une aussi grande surface prospectée. Il faut alors remarquer que cet ensemble représente 9/13 données d'écart  $< 30^\circ$  dans le test. On constate donc qu'une bonne partie des mesures rejetées au cours du premier calcul est compatible avec le tenseur de Prévéza. On remarque aussi que les données 10, 17 et 24 montrent des écarts inférieurs à  $15^\circ$ . Or il s'agit des structures majeures qui ont vraisemblablement le plus de chance d'avoir un jeu cohérent avec le champ de contraintes régional.

#### FAMILLES C ET D

Les deux familles ainsi individualisées ont été l'objet de calculs.

FAMILLE C ( figure N° IV-32 ) Elle regroupe un ensemble de mesures dont l'écart  $\bar{z}, S$  est  $< 30^\circ$ , dans le test. On a imposé comme point de départ le déviateur de Prévéza. Le résultat est satisfaisant, malgré un certain décalage dans l'histogramme. Les directions d'axes sont pratiquement les mêmes que celles du déviateur imposé. Le plongement de l'axe  $\sigma'2$  est un peu fort. Les axes  $\sigma'2$  et  $\sigma'1$  ont été permutés par rapport au déviateur imposé. Le rapport R (.2) est proche de celui du déviateur imposé comme point de départ. La donnée 57, proche d'un plan principal, affecte vraisemblablement la qualité de ce calcul.

FAMILLE D (figure N° IV-33) Cette seconde famille a fait l'objet d'un calcul de minimisation sans point de départ imposé. Le résultat du calcul est probant. Le minimum n'est pas excellent mais on peut s'en satisfaire si l'on tient compte de la surface étudiée. Le rapport R est par contre significatif d'un régime en extension: l'extension est N135. Les axes  $\sigma 2$  et  $\sigma 3$  plongent légèrement de  $10^\circ$  (effet de basculement vers le Nord ?).

#### CONCLUSION RELATIVE AU PREMIER TRI:

Les deux déviateurs résultant de ce tri permettent d'expliquer la déformation observée. Nous allons cependant voir que le tri numérique ainsi effectué n'est pas idéal. En effet, grâce aux critères de datation que nous possédons, il a été possible de séparer les âges de fonctionnement des failles en trois épisodes que nous appellerons: 1, 2, 3.

#### CHRONOLOGIE.

L'évaluation de l'âge du jeu des failles est reporté dans le tableau A - figure N° IV-25-. La manière dont la sélection a été faite est expliquée au § IV-C-3. Nous avons séparé l'ensemble en deux groupes.

Premier groupe. On y a rassemblé les failles ayant joué durant la période 1 (contemporaine de l'âge de la formation des tabliers

Famille C

Famille D

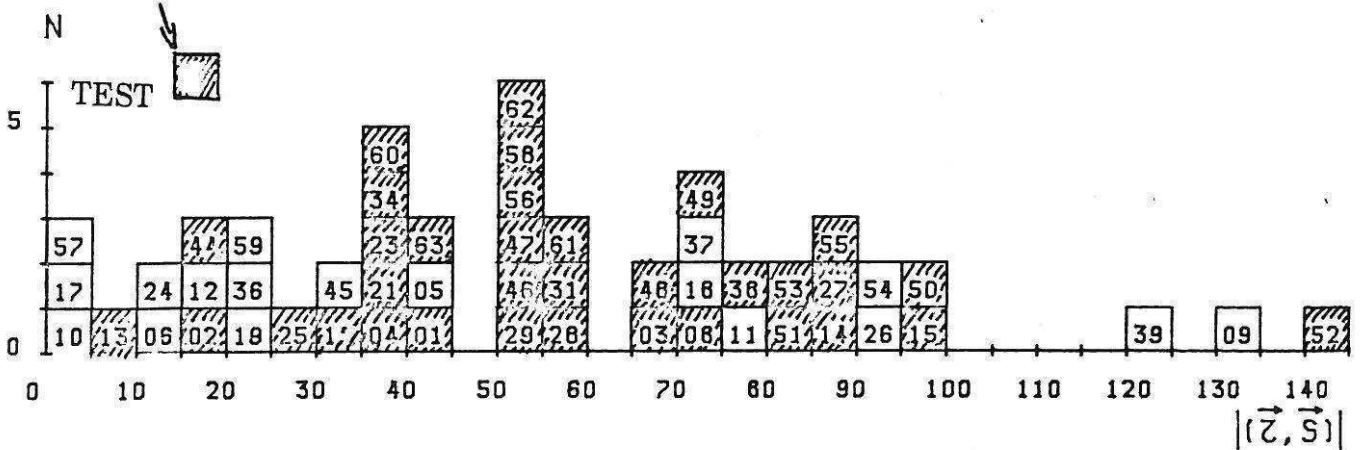
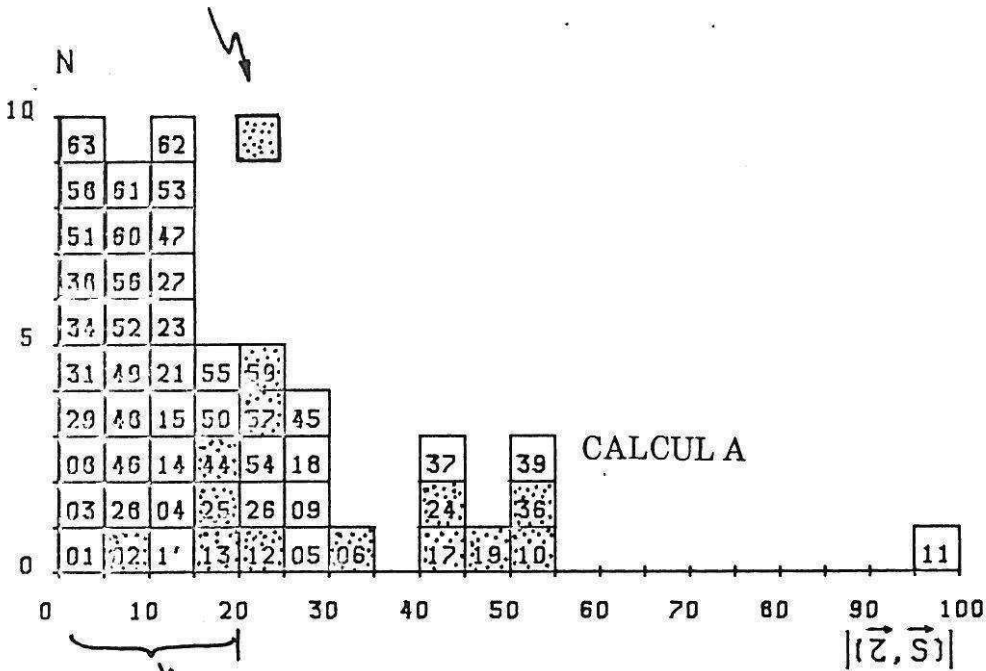
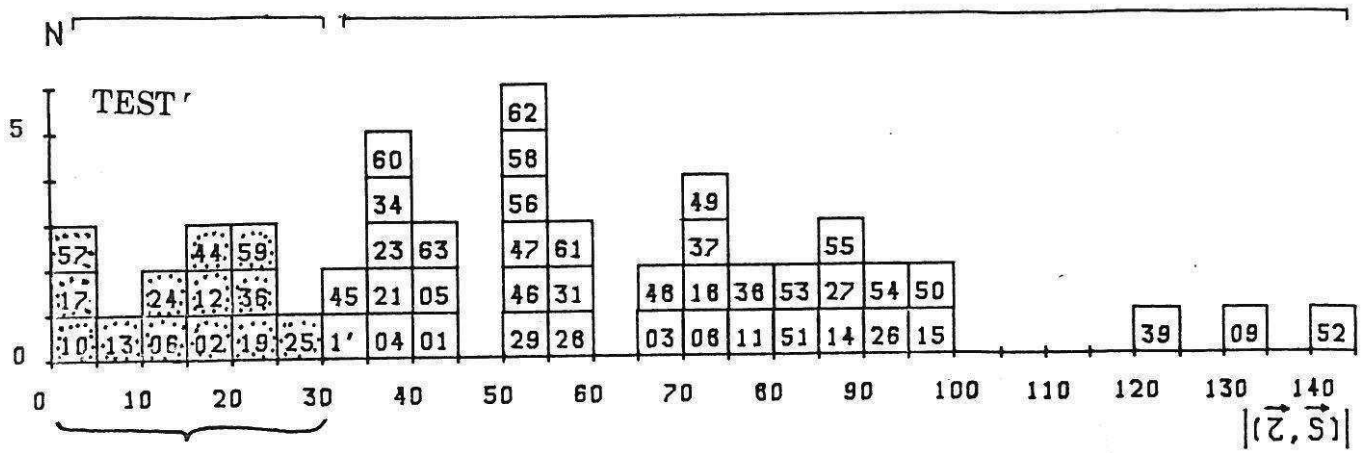


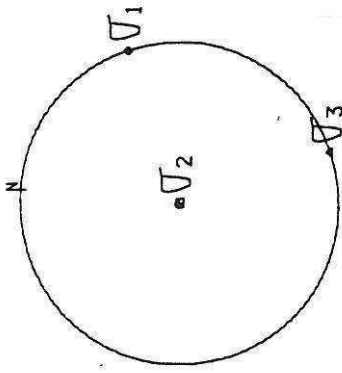
Figure N° IV-29.



PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

# LEVKAS NORD TEST

Figure N° IV-30.



SIGMA 1 : N 70 0  
SIGMA 2 : N 90 90  
SIGMA 3 : N 160 0  
VALEURS PROPRES DU DEVIATEUR :  
SIGMA 1 : -.357  
SIGMA 2 : -.143  
SIGMA 3 : .5

$$S2-S1/S3-S1 = .24$$

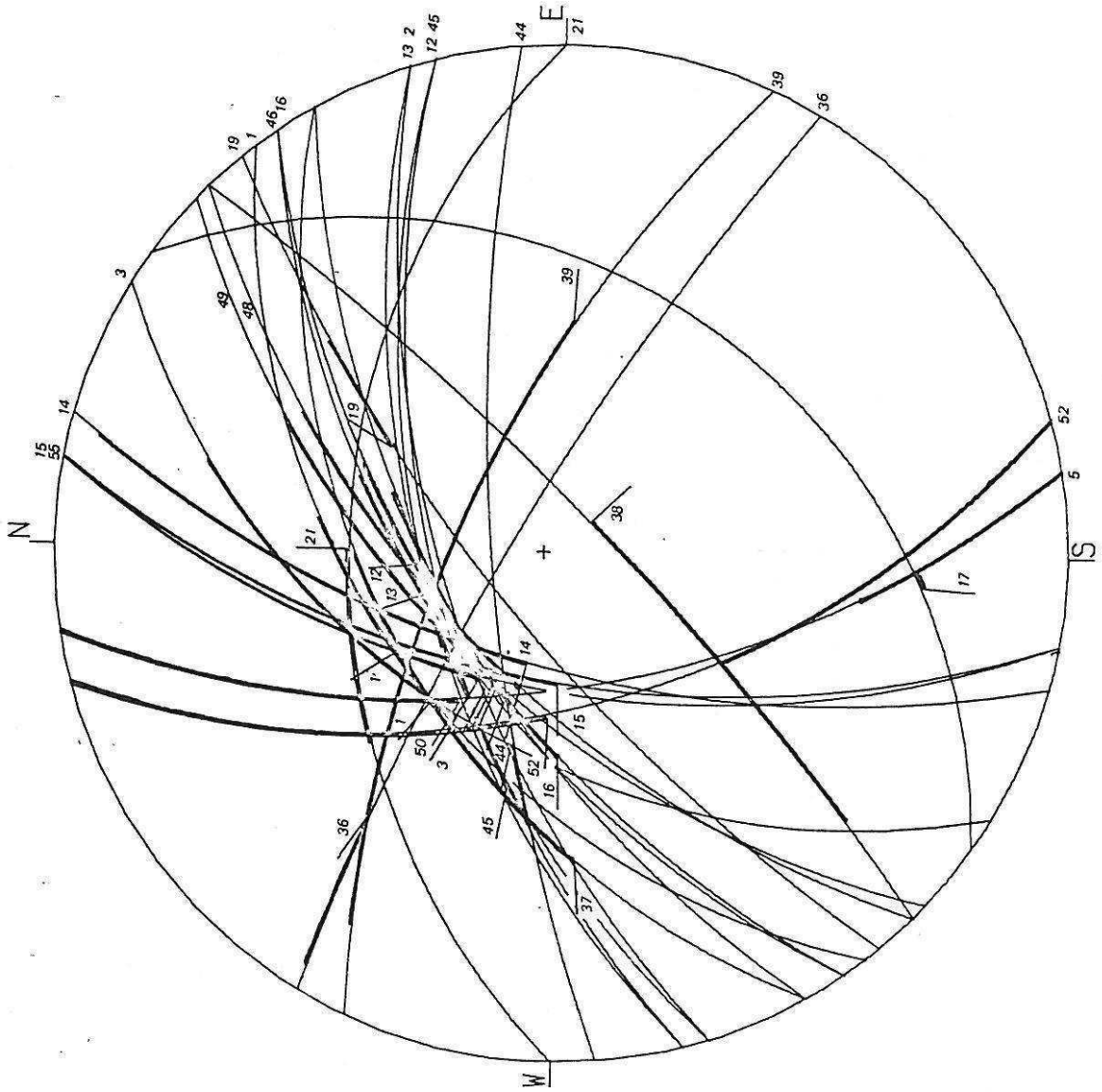
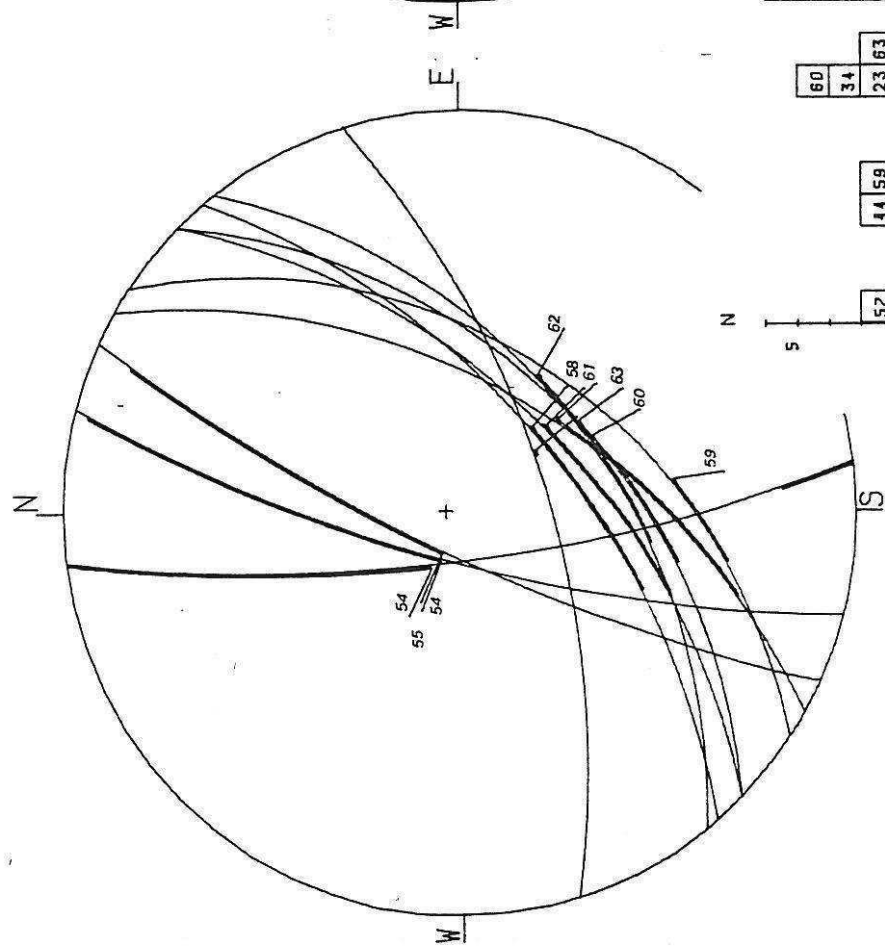
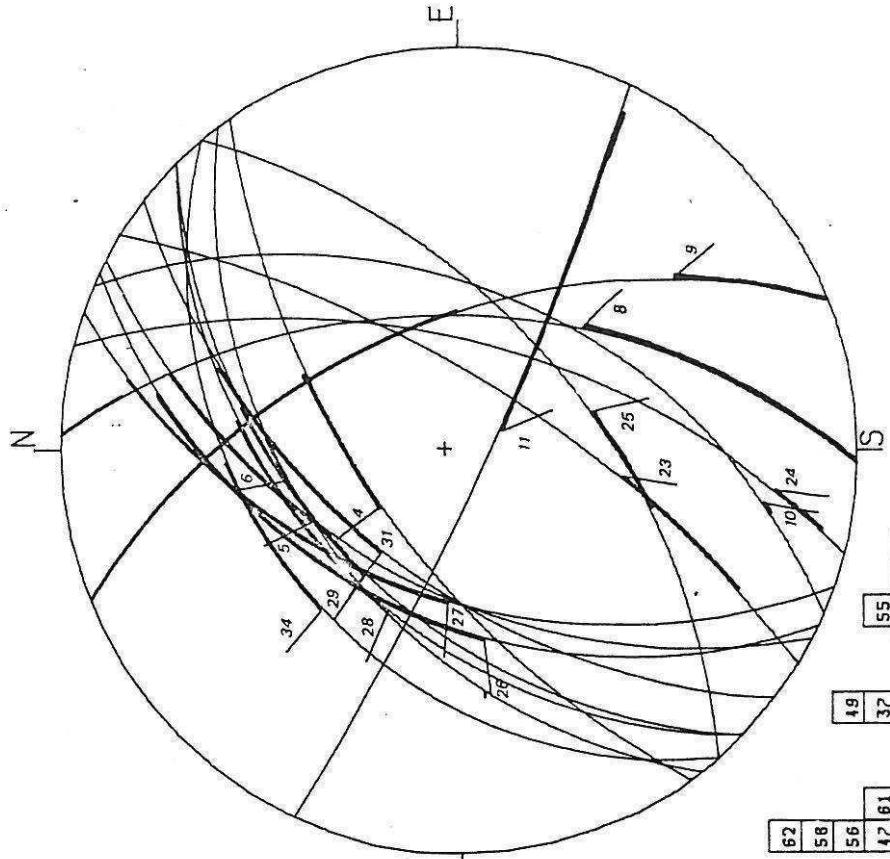


Figure n° IV-31.

PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
 LEVKAS CENTRE TEST



PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
 LEVKAS SUD TEST



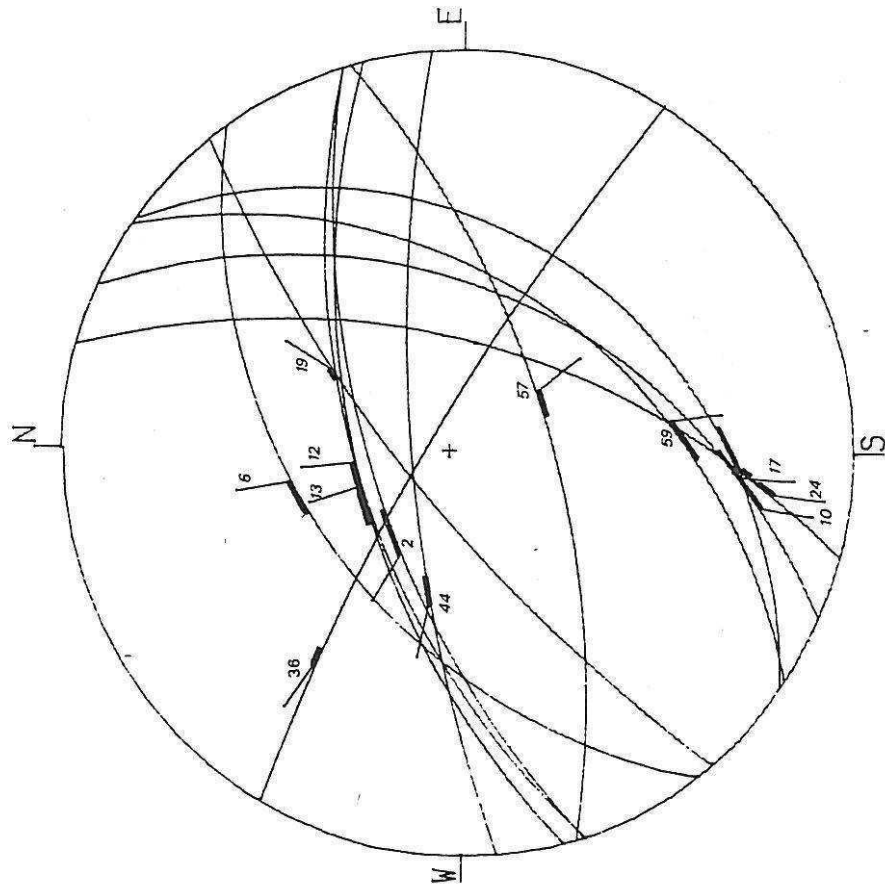
0	10	13	06	02	19	25	1	04	01	29	28	46	31	46	31	48	18	38	53	27	54	50	39	09	52			
57	44	59	24	12	38	45	21	05	23	63	47	61	56	62	58	34	60	37	49	55	37	48	18	38	53	27	54	50

| (2, S) |

Figure N° IV-32.

PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

CALCUL C



SIGMA 1 : N 235 65  
 SIGMA 2 : N 73 24  
 SIGMA 3 : N 340 7  
 VALEURS PROPRES DU DEVIATEUR :  
 SIGMA 1 : -.587  
 SIGMA 2 : -.287  
 SIGMA 3 : .875

S2-S1/S3-S1 = .2  
 MINIMUM DE F : -11.6  
 12 DONNEES

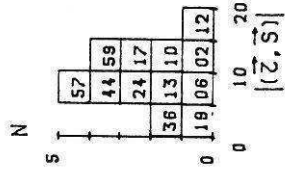
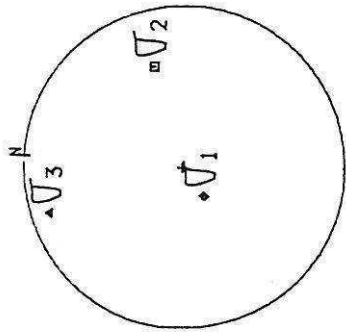
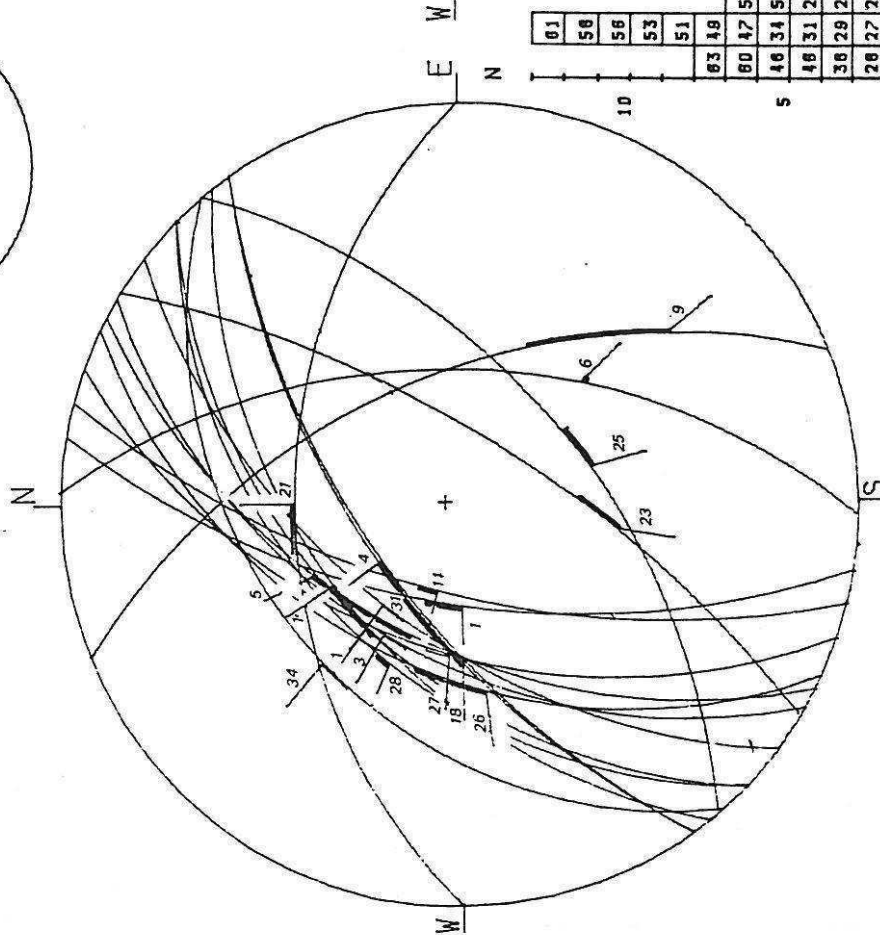
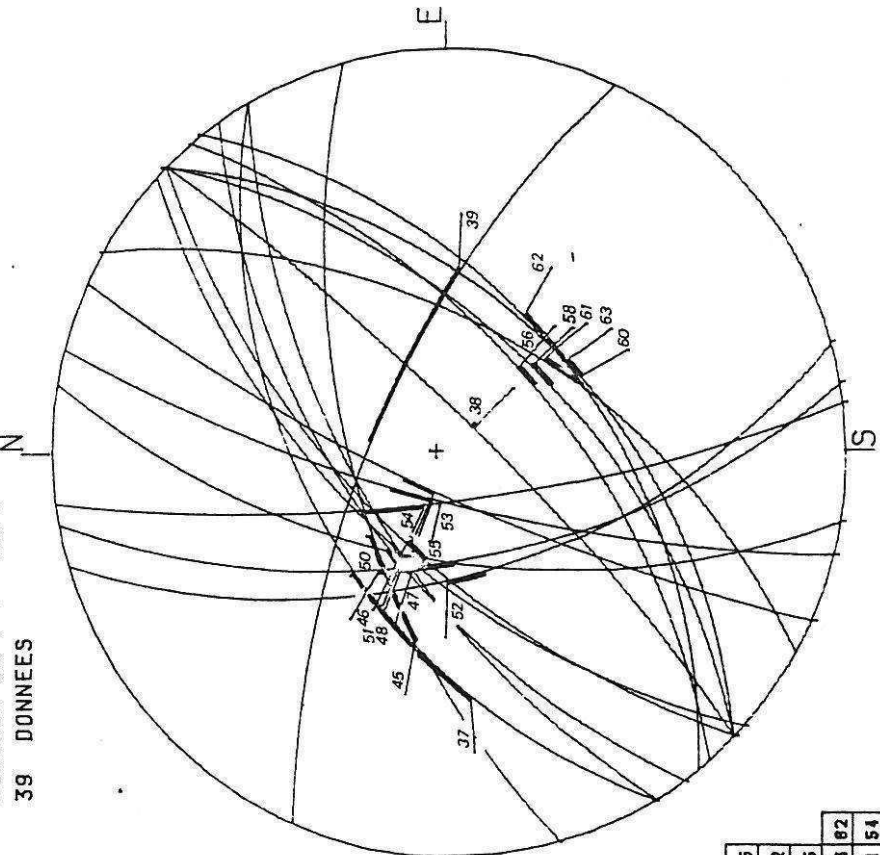
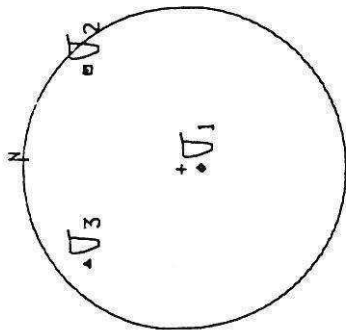


Figure N° IV-33.

PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR  
 CALCUL D

SIGMA 1 : N 179 77  
 SIGMA 2 : N 46 9  
 SIGMA 3 : N 315 10  
 VALEURS PROPRES DU DEVIATEUR :  
 SIGMA 1 : -.828  
 SIGMA 2 : .191  
 SIGMA 3 : .637

S2-S1/S3-S1 = .69  
 MINIMUM DE F : -36.1  
 39 DONNEES



01	58	56	53	51	63	48	60	47	55	46	34	52	48	31	25	38	29	23	02	28	27	21	54	08	14	15	26	50	09	01	03	04	1'	18	45	05	37	39
																												$\vec{r}, \vec{s}$										



de brèches du Pléistocène moyen); ce groupe a fait l'objet d'un calcul sans point de départ imposé. La cinématique des failles et leur ancienneté impliquaient la recherche d'un déviateur indépendant de celui mesuré actuellement à Prévéza. Ces mesures ont fait l'objet du calcul F (figure N° IV-34).

CALCUL F: On peut constater le remarquable groupement des pôles de failles en deux ensembles conjugués. La direction moyenne de ces failles est légèrement sécante par rapport à la direction plus méridienne du bombement: ces failles semblent être corrélatives de celui-ci. Sachant que sur le plateau coiffant l'île les failles (58 à 63) décalent la surface Plio-Pléistocène et sont cachetées par des tabliers de brèches anciens, on peut penser qu'elles sont contemporaines de la phase du Quaternaire ancien et du bombement. L'ensemble des données montre un écart  $\tau, S$  satisfaisant. Le déviateur obtenu est triaxial, avec un régime en extension dans les deux directions du plan horizontal,  $\sigma_3$  est orienté N130°. Ce tenseur extensif résulte semble t'il de l'effet d'extra-dos résultant de la formation du bombement; la direction oblique des failles par rapport à l'axe du bombement peut être expliqué en considérant que le bombement se produit à l'arrière d'un chevauchement où la composante dextre est importante ( voir § 4-b). L'âge de formation de ces structures, associées à la formation du bombement, est ancien et la majorité de ces structures n'a plus joué jusqu'à l'actuel.

Deuxième groupe. Cette deuxième famille rassemble les failles dont le jeu, postérieur à la formation des brèches pléistocènes, est présumé Quaternaire récent à Holocène (mouvement 2 et 3). Trois calculs ont été effectués, et à chaque fois des points de départ différents du calcul ont été utilisés. Le calcul -lettre'- est celui du déviateur sans point de départ imposé; le calcul -lettre seule- est initialisé avec le déviateur défini à partir du tenseur mesuré in situ à Prévéza ( R=.25).

CALCUL E (figure N° IV-35) : Il utilise toutes les données supposées appartenir aux périodes 2 et 3. On peut constater une grande différence dans les résultats obtenus selon le point de départ du calcul . L'histogramme du calcul E' s'étend moins loin que celui du calcul E, mais à part la donnée 38 l'histogramme de E est plus regroupé. Les écarts des données décrochantes sont bien réduits dans le calcul E. On remarque que la donnée 38 est plan principal dans E', elle n'est pas expliquée par E; si on la retire, les deux calculs -avec et sans point de départ imposé- convergent nettement : Calcul G ( figure N° IV-36 ). Le déviateur obtenu montre des axes de direction proches de ceux du déviateur de Prévéza, par contre, les axes plongent légèrement vers le Nord ( figure N° IV-38). On constate comme au calcul C la permutation des axes  $\sigma_1$  et  $\sigma_2$ . On peut supposer qu'il s'agit du déviateur d'un tenseur qui agissait sur les failles au moment où elles étaient encore enfouies. Le déviateur est planaire,  $\sigma_2$  étant quasiment nul. Si le déviateur explique la déformation qu'on observe, l'étalement sur l'histogramme des écarts  $\tau, S$  est sans doute dû à la non homogénéité du champ de contraintes sur la surface étudiée (inhomogénéité dans le temps et dans l'espace).

Le calcul H ( figure N° IV-37) est effectué en enlevant la



donnée 36 suspecte à nos yeux, à cause de la différence d'échelle entre ses structures et les structures mesurées. Cela ne change pas énormément le résultat du calcul.

Le fait d'obtenir le même déviateur avec ou sans point de départ imposé montre que le tri en fonction de l'âge sélectionne des données compatibles avec le tenseur mesuré à Prévéza.

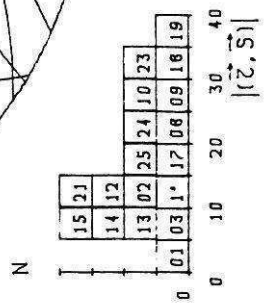
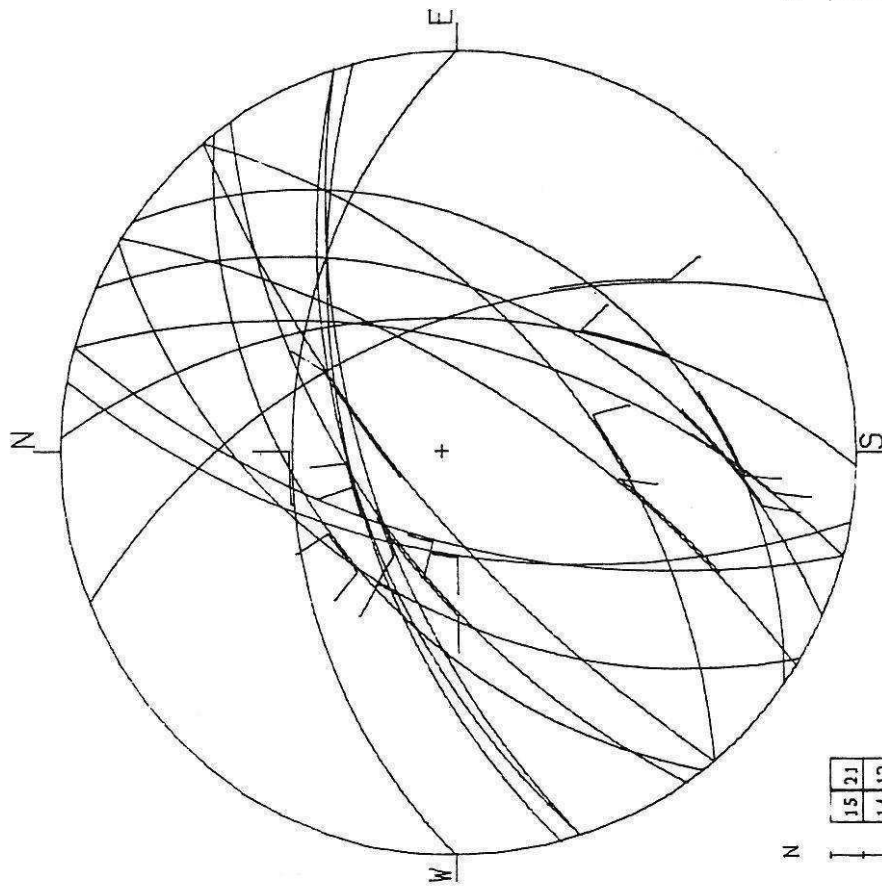




Figure n° IV-37.

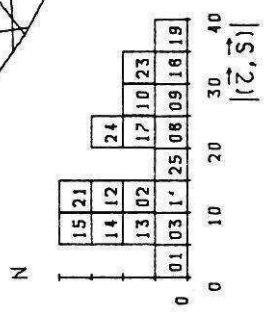
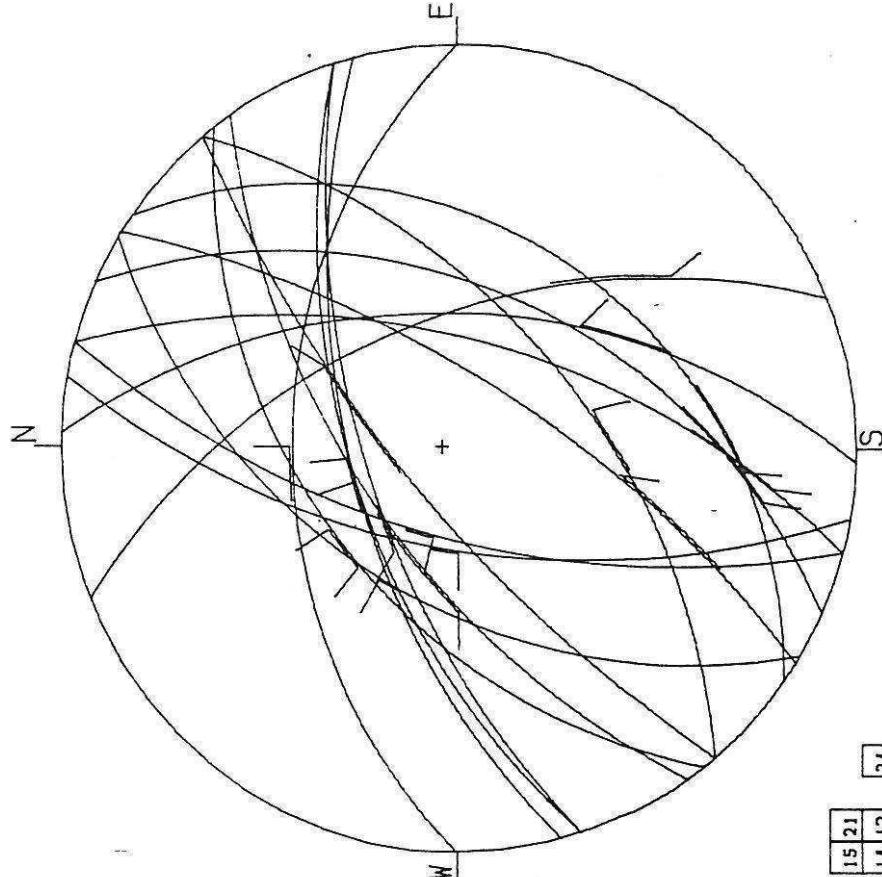
PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

CALCUL H'



PROJECTION DE WULFF / HEMISPHERE INFERIEUR

CALCUL H



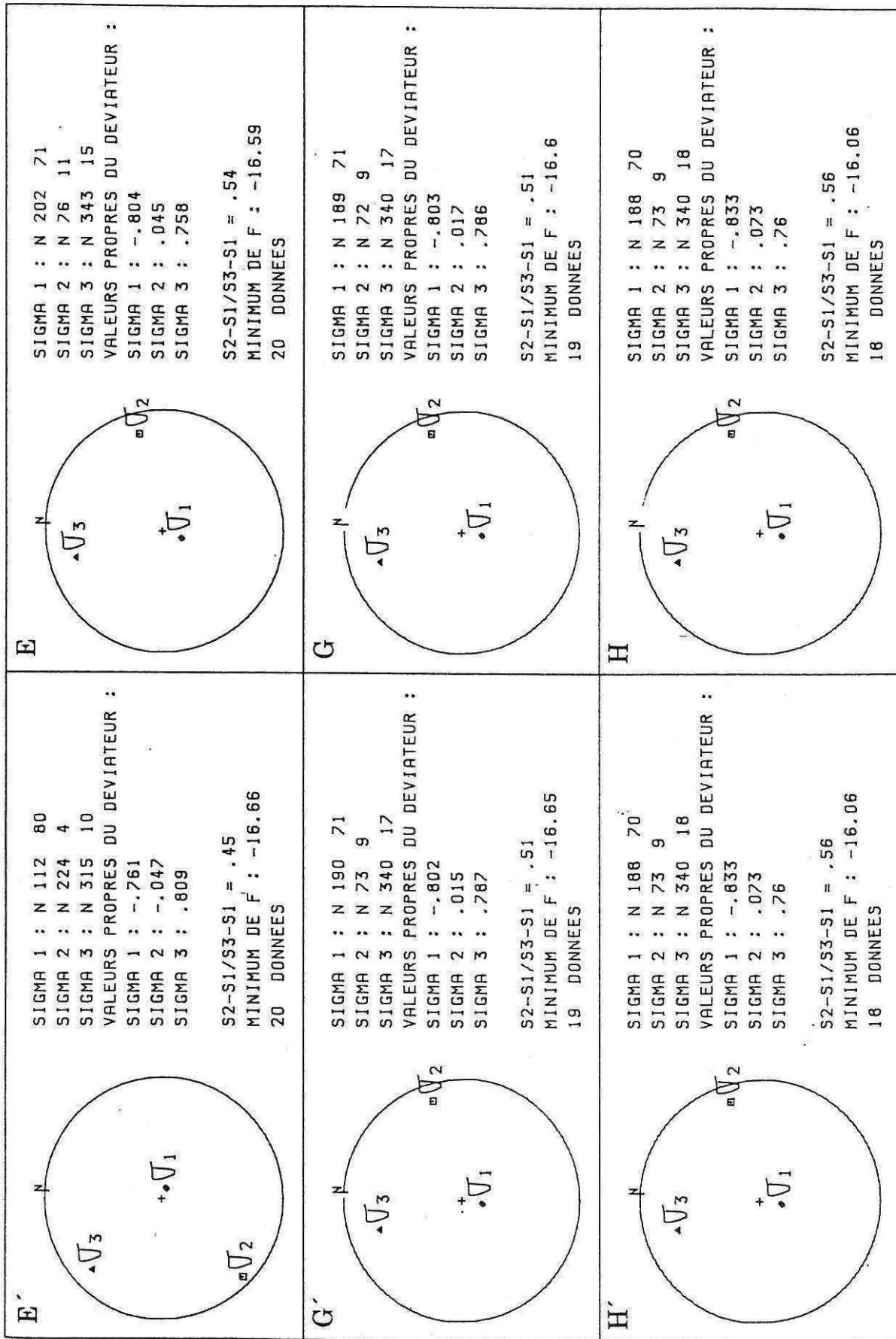


Figure n° IV-36.

#### 4-CONCLUSION :

La dispersion des mesures effectuées sur les failles normales de Levkas implique l'existence de plusieurs régimes de contraintes distincts dans le temps ou dans l'espace. Il était donc nécessaire de trier cette population de failles afin d'expliquer les relations spatiales ou temporelles qui existent entre leur cinématique, la formation du bombement et le champ de contraintes régional.

Un premier tri, basé sur l'application d'un tenseur mesuré in-situ à 20 km au Nord-Ouest de l'île donne un résultat correct qui permettrait d'expliquer l'ensemble des mesures par l'application de deux tenseurs distincts. Les modalités de l'évolution de ces deux régimes de contraintes ne sont cependant pas claires.

Un deuxième tri, basé sur la chronologie du fonctionnement des failles normales sépare aussi clairement deux familles :

a) des failles anciennes (Pléistocène moyen) indiscutablement associées au fonctionnement du bombement de l'île, pendant et un peu après la phase du Quaternaire ancien. Leur direction N 40° est sécante ( 30° environ) par rapport à la direction du bombement N 10°.

b) des failles au jeu plus récent (ceci n'implique pas qu'elles n'aient pas fonctionné dès le Quaternaire ancien, mais le fonctionnement le plus récent a été le critère de tri) et dont le mouvement est compatible (si l'on considère l'existence d'une certaine inhomogénéité des trajectoires de contraintes à l'échelle de l'île) avec les contraintes mesurées in situ à Prévéza à 20km au NE de l'île. Leur cinématique est relativement cohérente avec les contraintes déterminées régionalement si l'on tient compte de l'effet distensif d'extrados que provoque le bombement: il y aurait interférence entre le tenseur régional, connu comme étant compressif (  $\sigma_1$  N60 à N90°) induisant un décrochement de grande échelle sur les failles d'Athanion et d'Ayios Nikitas, et un tenseur local induit par l'effet d'extrados du bombement et provoquant l'apparition d'une légère composante normale sur leur miroirs.

La continuité de leur fonctionnement montre que cette famille est moins associée au bombement et obéit plus au tenseur régional.

La disposition des deux systèmes et du bombement n'est pas sans rappeler les observations de Philip et Megrahoui (1983) faites sur des structures sismiques à El Asnam: les auteurs ont étudié dans ce secteur des grabens en échelons formés sur l'extrados d'un pli faillé et chevauchant. Le jeu sur le chevauchement n'était pas inverse pur, mais avait une forte composante décrochante senestre (voir figure N° IV-39; transposé en dextre pour notre exemple). Dans notre cas, on peut considérer que l'île de Levkas constitue un bombement anticlinal à l'arrivée en surface du chevauchement du domaine préapulien sur le fond de la mer ionienne (voir chapitre V).

On peut donc penser que l'accident inverse dextre de la marge sur le talus Lixourion-Levkas, fonctionnant depuis le Pliocène inférieur, a induit dans la couvertures des structures associées de moindre échelle telles que les accidents d'Athanion et d'Ayios Nikitas. Au Quaternaire ancien, une forte compression, généralisée

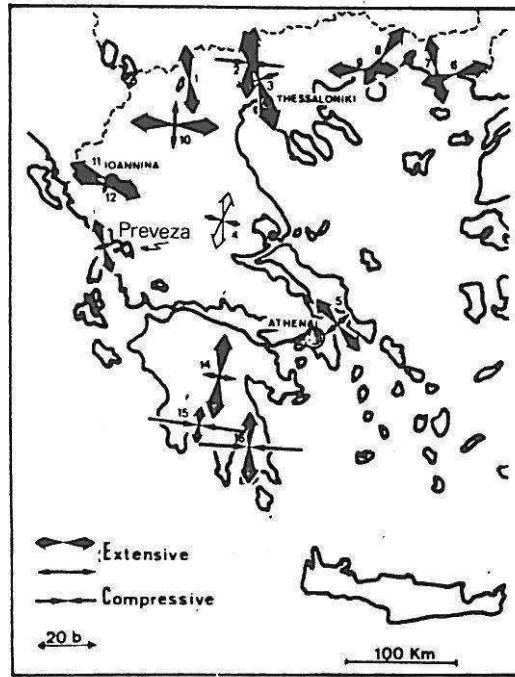
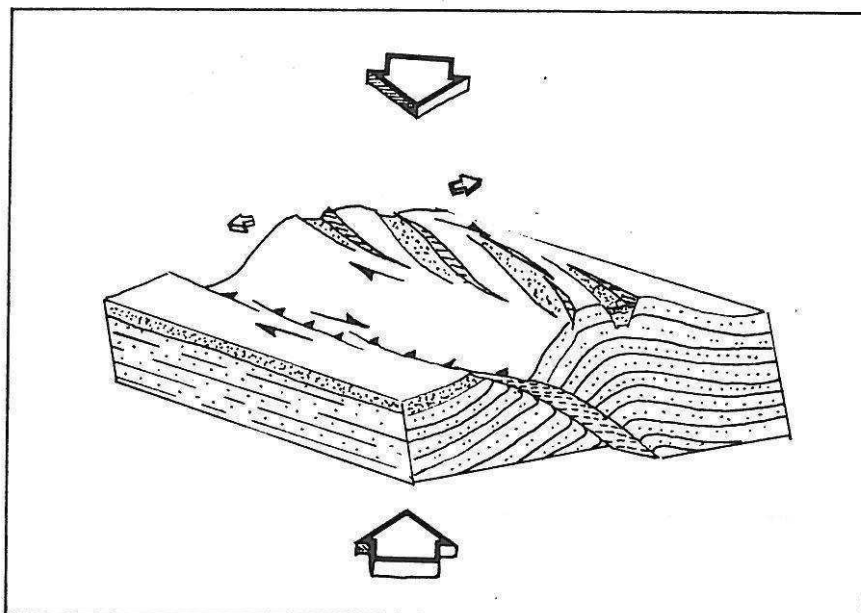


Figure N° IV-38 : Mesures des contraintes in situ en Grèce ( Paquin et al , 1982).

Figure N° IV-39 : Fonctionnement de failles à composante normale sur l'extrados d'un pli associé à un chevauchement dextre inverse (D'après Philip et Megrahoui, 1983, adapté aux directions de structures et de contraintes de Levkas ).



dans tout le Nord-Ouest de la Grèce, induit la formation de structures compressives dans les îles ioniennes et notamment le bombement de Levkas. A ce moment, les failles normales se forment sur le bombement par extension sur un extra-dos. Après ce paroxysme, seuls les accidents d'échelle suffisante ou cinématiquement reliés au décrochement (structures de Riedel par exemple) continuent à fonctionner jusqu'à nos jours, dans un régime régionalement compressif, mais localement légèrement distensif à cause de l'effet perdurant d'extra-dos.

V-CONCLUSION A L'ETUDE TECTONIQUE DE LEVKAS.

L'étude réalisée ici a montré les difficultés qui existent lors de l'application des méthodes d'analyse des déformations cassantes dans une région non tabulaire, où les déformations qui affectent les niveaux structuraux supérieurs se produisent dans une couverture relativement mince et en translation sur un matelas épais d'évaporites découplant mécaniquement celle-ci vis à vis de son substratum.

On a cependant pu montrer que la première phase compressive ayant affecté la zone ionienne a été le siège, dans un stade précoce (anté plissement), d'une compression orientée E-W environ.

Au cours de la phase proprement dite, les directions de compression mesurées dans la couverture se montrent extrêmement variables (voir figure N° IV-14). Cependant, les directions de transport des structures chevauchantes sont régulièrement orientées N 120.

Au Miocène supérieur, les structures plissées continuent modérément à fonctionner durant la sédimentation des molasses.

Au cours de la phase du Pliocène inférieur, la dispersion des directions de compression observée en zone ionienne au Miocène moyen se répète à nouveau (voir figure N° IV-24).

En zone de Paxos, une compression N60 est cohérente avec les données régionales et avec la direction de transport de la zone ionienne déterminée sur les sites d'Ayios Nikitas et Kalamitsi.

La phase compressive du Quaternaire ancien provoque l'apparition d'un bombement décakilométrique sur lequel des structures d'extra-dos se forment. Celui-ci semble lié au fonctionnement de l'accident inverse dextre de Lixourion-Levkas sous l'effet d'une compression NE-SW et auquel seraient cinématiquement reliés les accidents dextres d'Ayios Nikitas et Athanion.

Jusqu'à nos jours, ces accidents d'échelle vraisemblablement supérieure à celle de la couverture sédimentaire ionienne et dont la cinématique superficielle serait légèrement influencée par l'effet d'extra-dos du bombement (légère composante normale), fonctionneraient encore avec un cortège de failles de moindre échelle. Le décalage latéral calculé sur la faille d'Athanion est de l'ordre du kilomètre depuis le Quaternaire ancien. Ces mouvements résultent vraisemblablement des jeux considérables qui se produisent à quelques kilomètres plus à l'Ouest au niveau des accidents de la marge et pour lesquels les coupes sismiques ne permettent malheureusement pas d'apprécier les décalages transverses.

## CHAPITRE V.

### -LE DISPOSITIF GEODYNAMIQUE ACTUEL DU NORD OUEST DE L'ARC EGEEEN.

#### INTRODUCTION.

L'ensemble des données issues de la géophysique et les connaissances géologiques acquises sur la région permettent la reconstitution du dispositif actuel et passé de la marge Nord-Ouest hellénique. Dans le présent chapitre nous tenterons d'établir, à partir des données géophysiques et notamment celles de la géophysique marine, une reconstitution du dispositif structural de la marge actuelle, à l'échelle de la lithosphère. Au prochain chapitre, une esquisse de l'évolution mio-plio-quadernaire de cette marge sera présentée.

#### I-DONNEES DE LA GEOPHYSIQUE.

##### A-LA PROFONDEUR DU MOHO.

Un seul profil de sismique réfraction réalisé au large du Péloponnèse (Hinz, 1974) est à l'origine d'un modèle crustal établi par Makris 1977. Le Moho situé à 20Km en mer ionienne descend à 50Km sous le Péloponnèse pour remonter à 40Km en Egée septentrionale (voir figure N°V-1).

##### B-LA GRAVIMETRIE.

###### 1-LES ANOMALIES DE BOUGUER.

Finetti et Morelli, 1973, et Makris, 1977, ont publié les cartes des anomalies de Bouguer. L'axe des anomalies négatives suit la direction de la chaîne et est à peu près à l'aplomb des reliefs du Pinde (voir figure N°V-2). Cette anomalie serait due au surépaississement crustal résultant des cisaillements mio-pliocènes. Sur la figure, il est clair que cet axe négatif dessine une virgation au niveau de l'Akarnanie. On remarquera de plus que sur deux coupes réalisées perpendiculairement à la chaîne, l'une au niveau de Corfou, l'autre au niveau de Zante, les zones de gradient maximum sont décalées. La première, faible, se trouve en Epire, la seconde, forte, devant Zante. La transition entre les deux domaines semble correspondre à la limite majeure de l'accident de Lixourion Levkas. Au Sud de celui-ci et dans son prolongement, les courbes d'isoanomalie subissent une inflexion remarquable. Cette inflexion est vraisemblablement la signature d'une discontinuité importante dans la croûte de la mer ionienne; cette discontinuité est cependant peu marquée dans la bathymétrie, masquée peut-être par l'épaisseur des sédiments plio-quadernaires. L'examen de cette carte nous permet aussi de réfuter l'hypothèse d'un décollement de la couverture préapulienne sous les îles ioniennes et de conforter celle d'un cisaillement plus profond: la décroissance rapide de l'anomalie devant Zante reflète vraisemblablement l'existence d'un



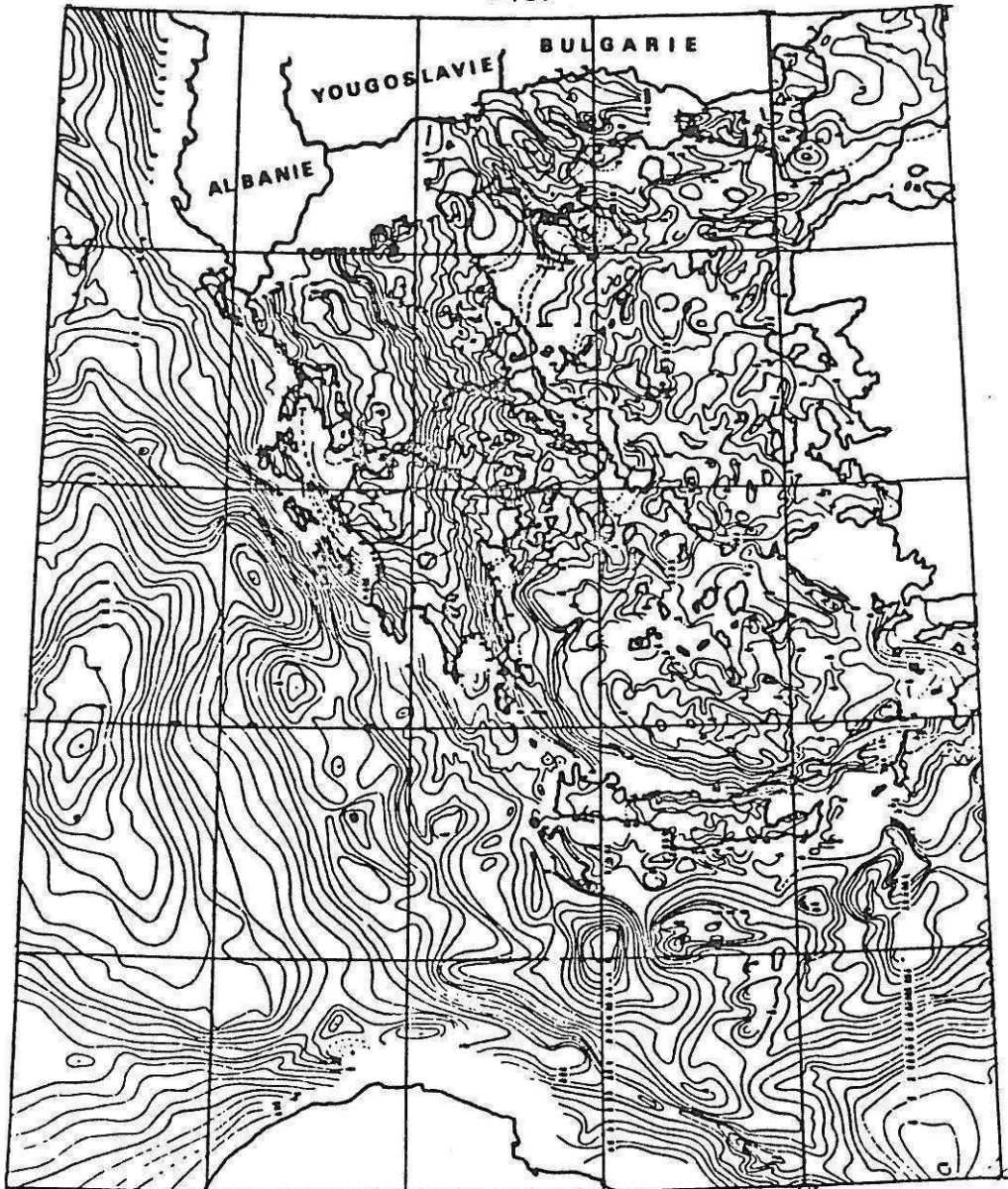
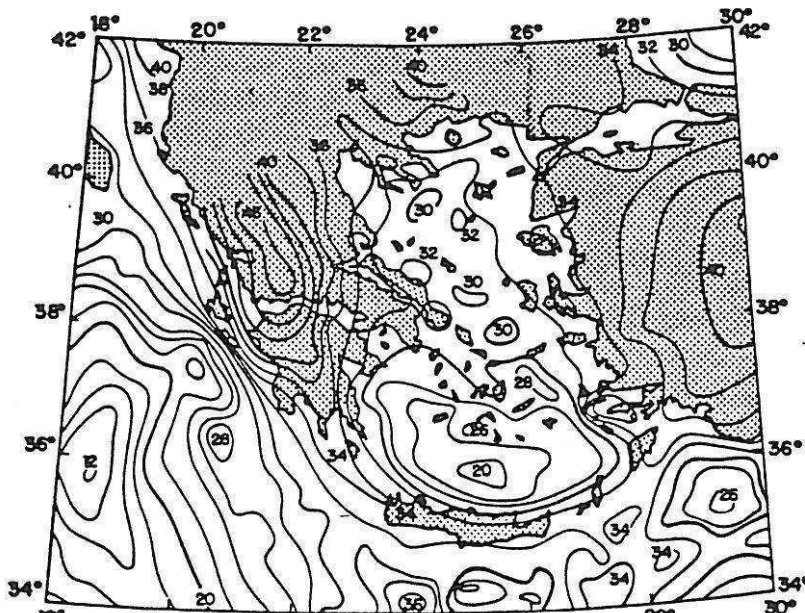


Figure N° V-1:  
Carte des anomalies de Bouguer dans le domaine égéen;  
Makris, 1977.

Figure N° V-2:  
Carte des isobathes du Moho; Makris, 1977.



épaississement crustal sous les îles de Zante et Céphalonie.

## 2-LES ANOMALIES A L'AIR LIBRE.

Les cartes d'anomalies rendent essentiellement compte des effets de reliefs (Finetti et Morelli, 1972) et ne permettent pas d'interprétation structurale dans notre région.

### C-LE PALEOMAGNETISME.

Grâce à un échantillonnage important réalisé dans la série plio-calabrienne et du Pléistocène supérieur à Zante, Céphalonie et Corfou, Jamet, 1982, a montré que l'ensemble des îles ioniennes échantillonnées a tourné, dans le sens horaire, d'une trentaine de degrés depuis le Pliocène inférieur (voir figure N°VI-2). Pour expliquer ce phénomène, cet auteur propose un décollement généralisé des couvertures ionienne et préapulienne au dessus des évaporites triasiques, permettant une rotation différentielle entre un autochtone (mer Ionienne) et l'ensemble chevauchant. Nous avons aussi réalisé quelques échantillonnages de marnes bleues dans la série de Paxos à Levkas ainsi que dans la série mio(?) - pliocène d'Apollonia avec l'équipe des paléomagnéticiens du C.F.R. de Gif/Yvette; malheureusement les échantillons n'étaient pas assez aimantés pour la détermination du paléopôle au DIGICO.

### D-LA SISMOLOGIE.

#### LA SEISMICITE REGIONALE :

Elle a fait l'objet de nombreux travaux: Papazachos et Delibasis, 1969; Gertig 1972; Mc Kenzie 1972, 1978; Ritsema 1974; Mercier et al, 1976; Makris 1977, Jackson et al 1981; etc...

Makropoulos et Burton, 1981 ont publié un catalogue complet des séismes de la Méditerranée orientale et recalculé la position des séismes enregistrés entre 1903 et 1963. Bath (1983) a compilé les études portant sur la répartition des foyers des séismes et les mécanismes focaux.

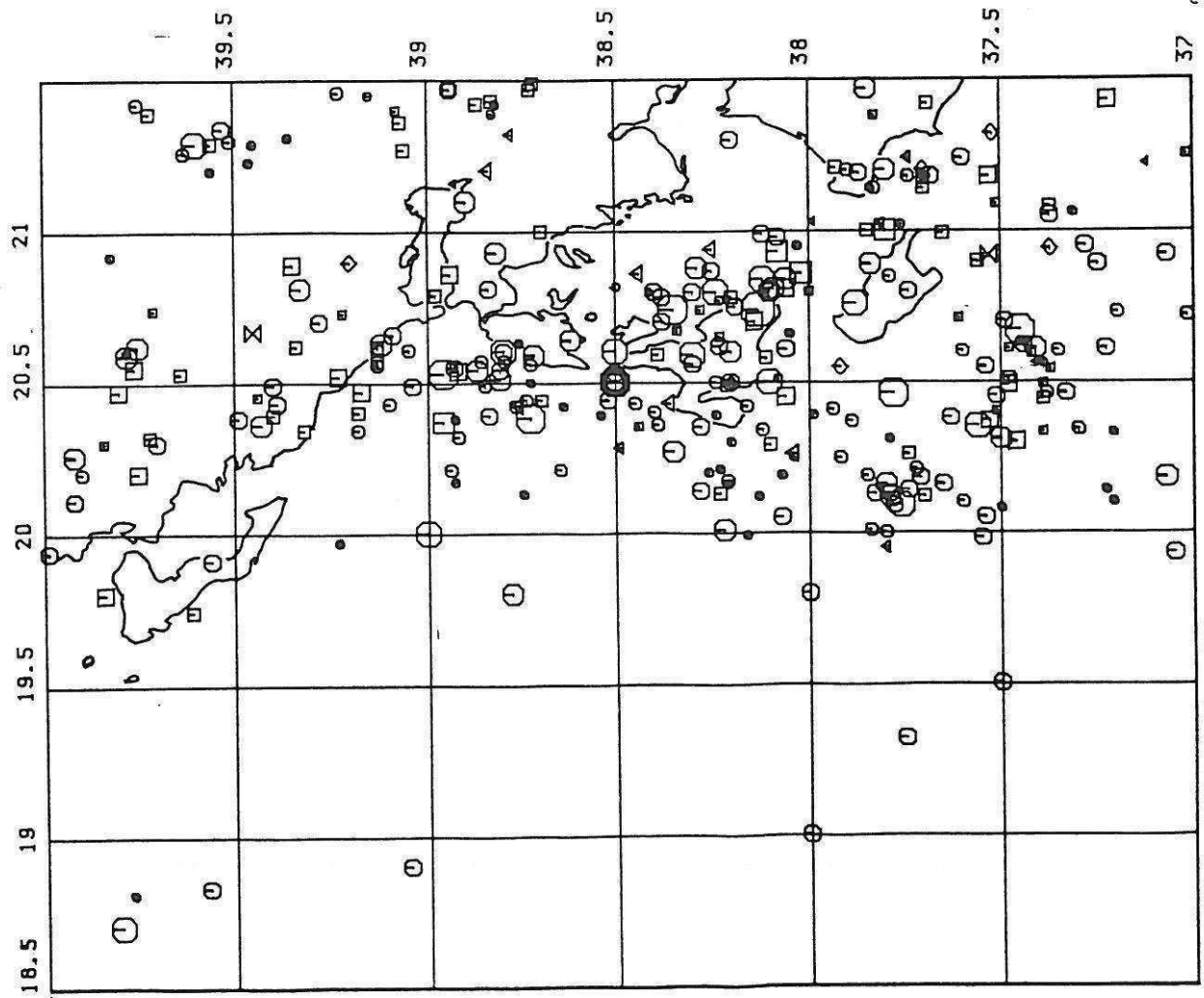
#### -a- LA REPARTITION SPATIALE DES FOYERS DES SEISMES

Un catalogue de la sismicité de la Méditerranée publié par Makropoulos et Burton, 1981 nous a permis d'établir une carte de localisation des épacentres au niveau des îles ioniennes (voir figure N° V-3).

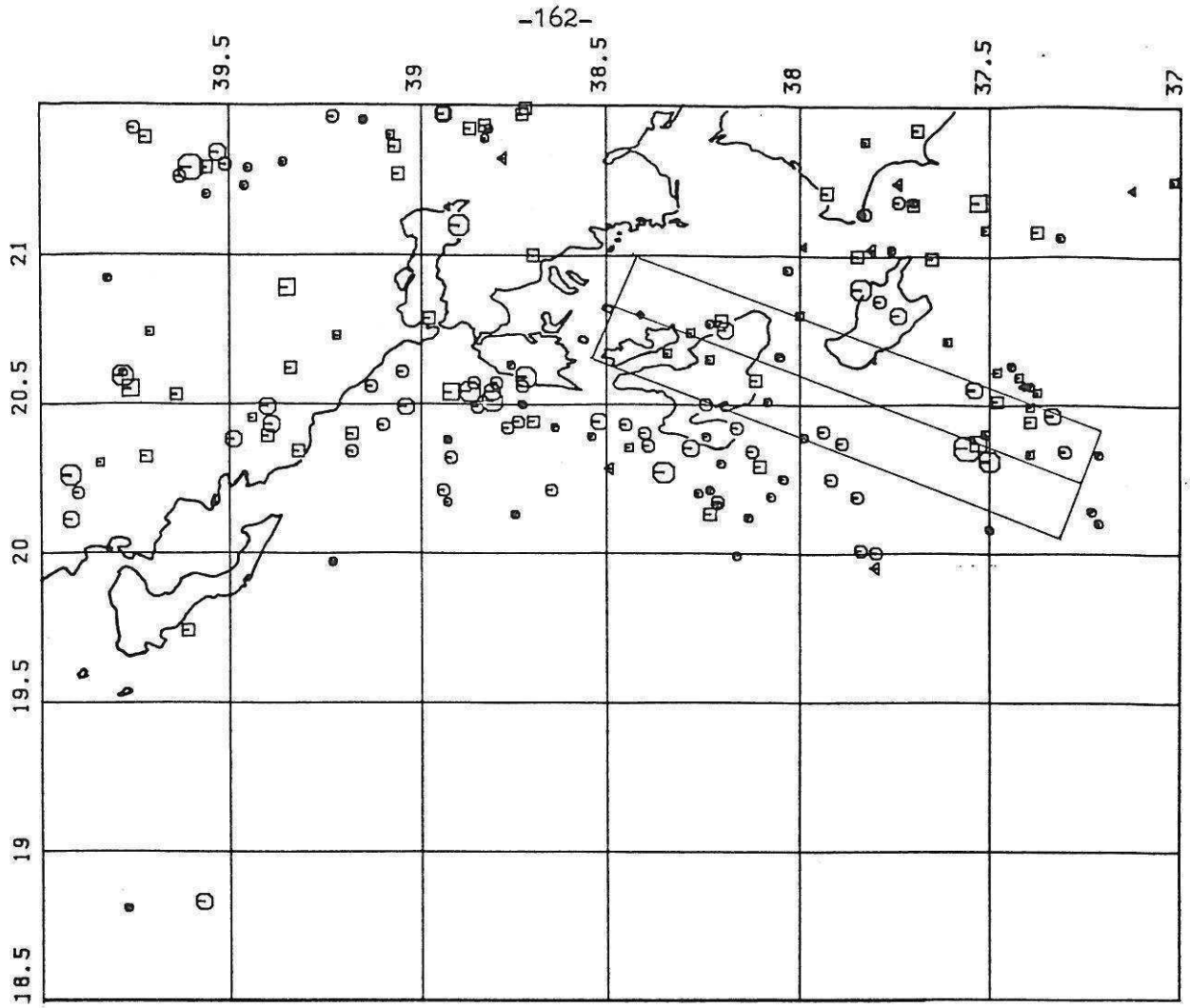
On y remarque que la sismicité est faible et assez diffuse dans un secteur compris entre Céphalonie-Zante et le continent, mais un alignement remarquable coïncide avec le talus de Lixourion-Levkas bien visible sur la carte bathymétrique (voir figure N° V-9). La répartition verticale en profondeur des séismes sur l'accident montre des événements jusqu'à 100km. Malgré l'imprécision qui existe sur la localisation verticale des séismes, la profondeur de certains de ceux-ci dépasse certainement l'épaisseur de la série préapulienne et

LOCALISATION DES EPICENTRES DES SEISMES EN GRECE NORD OCCIDENTALE D'APRES LE CATALOGUE DE MAKROPOULOS ET BURTON, 1981.

1-SEISMES DE 1903 A 1978.



2-SEISMES DE 1963 A 1978.



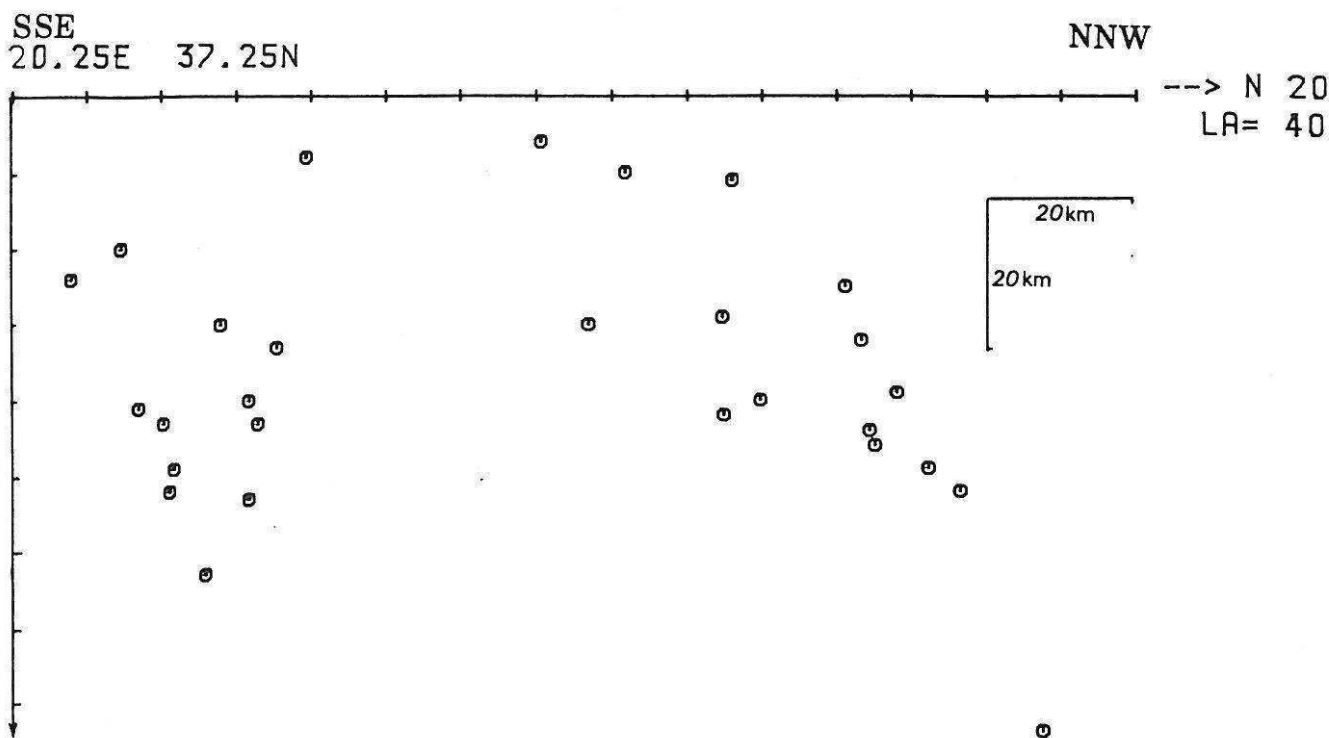


Figure N° V-4: Ci dessus. Une coupe, perpendiculaire au front de l'arc au Sud de Zante, verticale située dans la bande indiquée sur la figure précédente montre que la détermination de la profondeur des séismes n'apporte guère de renseignement sur la géométrie des structures. La détermination imprécise des hypocentres et la localisation pénétrative de la déformation intracontinentale en sont vraisemblablement la cause.



MAGNITUDE		PROFONDEUR	
M < 4.5	□	P < 20KM	⊙
4.5 < M < 5.0	▣	20KM < P < 40KM	⊠
5.0 < M < 5.5	▢	40KM < P < 60KM	△
5.5 < M < 6.0	▤	60KM < P < 80KM	◇
6.0 < M < 6.5	▥	80KM < P	⊗
6.5 < M < 7.0	▦		
7.0 < M	▧		

Figure N° V-3: En face. Les épicentres des séismes de Grèce nord occidentale ont été pointés sur ces deux cartes. La première positionne tous les séismes enregistrés depuis 1903. Les événements antérieurs à 1962 ont été relocalisés par les auteurs du catalogue. La seconde carte ne pointe que les séismes postérieurs à 1962 et montre un groupement meilleur des épicentres. L'accident de Lixourion Levkas y est bien souligné. La sismicité est disposée en "baïonnette" et montre un maximum d'énergie.

témoigne de leur position intracrustale.

La limite de la zone sismique qui passe à l'Ouest de Céphalonie et Zante devient, au Nord de cet alignement plus diffuse et longe l'intérieur du rivage ionien à l'Est de Corfou. Nous verrons plus loin que le contact cisailant majeur du front de l'arc y est très peu profond et met vraisemblablement en contact la série sédimentaire ionienne décollée au niveau des évaporites, sur des sédiments peu consolidés du Plio-Pléistocène qui ne favorisent pas l'accumulation des contraintes élastiques. Le décalage du front de l'arc, en Epire, par l'accident situé au niveau de l'escarpement Lixourion-Levkas, expliquerait la position plus interne de l'activité sismique. Pour les auteurs antérieurs, de façon plus ou moins explicite, la limite sinueuse située à la base des escarpements sous marins au Sud-Ouest des îles ioniennes de Céphalonie et Zante correspond à l'arrivée en surface d'un contact cisailant à faible pendage vers le Nord-Est. L'incertitude sur la localisation verticale des hypocentres des séismes ne permet malheureusement pas l'observation d'une telle structure sur les coupes où la répartition des foyers est très dispersée dans le plan vertical (voir la figure N° V-4). De plus, certains séismes ne se produisent pas nécessairement au niveau de l'accident cisailant majeur, mais au niveau de discontinuités moindres dans la croûte ou dans la couverture préapulienne, et viennent donc se superposer à la trace éventuelle de ce chevauchement.

#### -b-LA NATURE DES MECANISMES AU FOYER

Les mécanismes au foyer renseignent sur la cinématique des accidents actifs et sur les directions des contraintes à l'origine de ces mouvements de l'écorce terrestre.

Mercier et al , 1976, ont calculé à partir de 54 couples de plans nodaux de séismes des îles ioniennes, la direction commune de compression de ces mécanismes. Il a été déterminé une zone assez diffuse dans laquelle se trouvait un maximum aux alentours de N60° à N90° environ. Cette donnée s'accorde avec les données microtectoniques obtenues à terre et qui indiquent une direction régionale de compression orientée N60-70°.

La plupart des mécanismes focaux calculés par les séismologues montrent des solutions en failles inverses ou à jeu vertical. Cependant, Mc Kenzie, 1972 indique que le choix de la vitesse de propagation des ondes P à l'hypocentre contraint fortement le mécanisme. En effet, diminuer la vitesse revient à rapprocher du centre les stations sur la sphère focale et donc à déterminer des plans nodaux plus verticaux. Les mécanismes obtenus alors seraient beaucoup plus décrochants. Dans la majorité des cas, cet auteur a choisi, pour des raisons de bande passante des sismomètres, des vitesses mantelliques (7.8km/s) ou bien dans de rares cas une vitesse plus réduite (6.8).

Aussi les mécanismes déterminés par Mc Kenzie sont-ils des mouvements sur des failles inverses à relativement faible pendage et sans composante décrochante (voir la figure N° V-5). Parmi les trois mécanismes publiés par Boschi (voir figure N° V-6), un seul, situé au Nord-Est de Zante, implique un mouvement dextre sur un accident N40

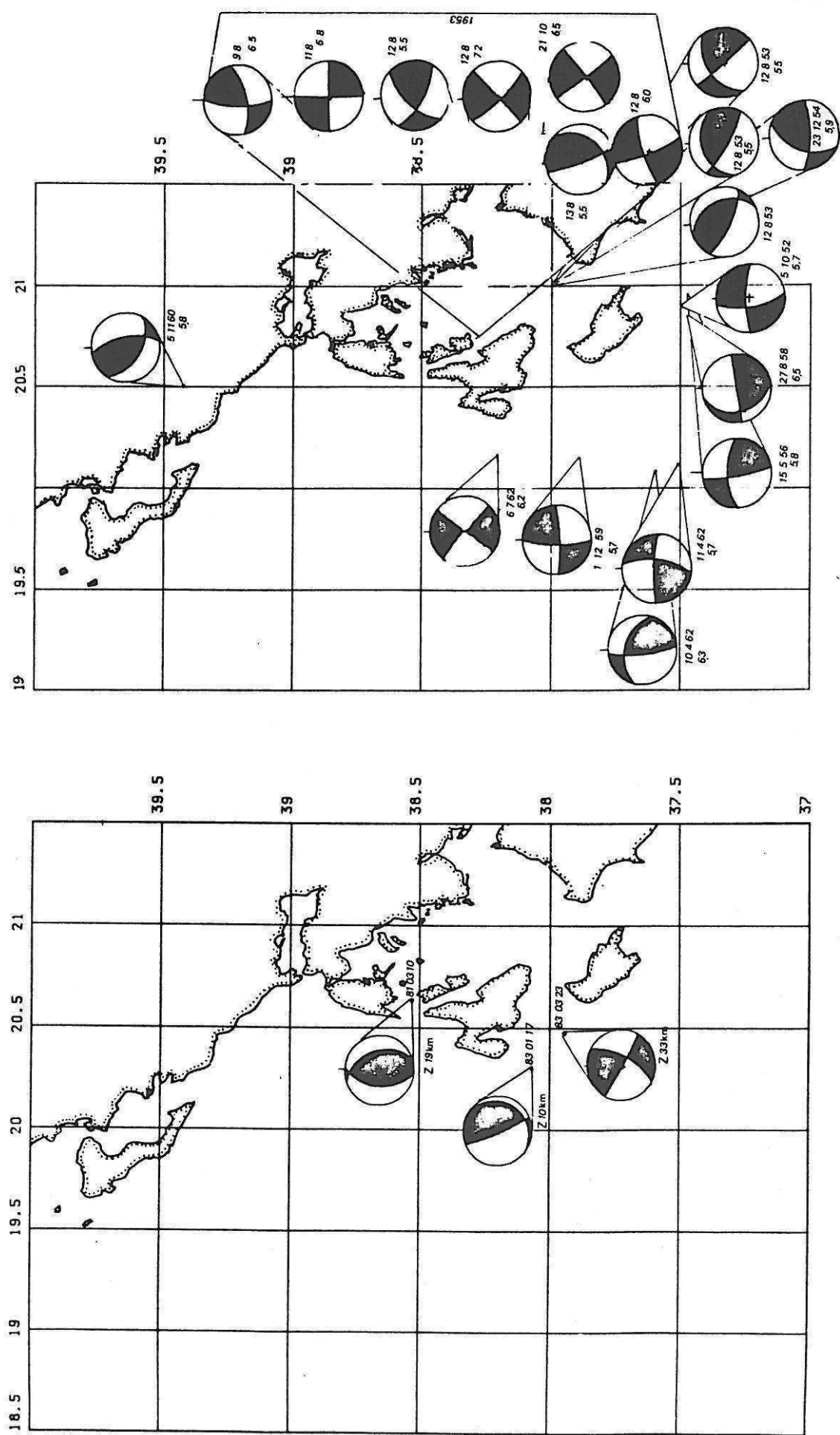


Figure N° V-6: (1) Mécanismes aux foyers des séismes publiés par Boschi, 1984 (la date et la profondeur des événements ont été indiqués). (2) Mécanismes publiés par Papazachos et Delibasis, 1969 (la date et la magnitude des événements ont été indiqués).

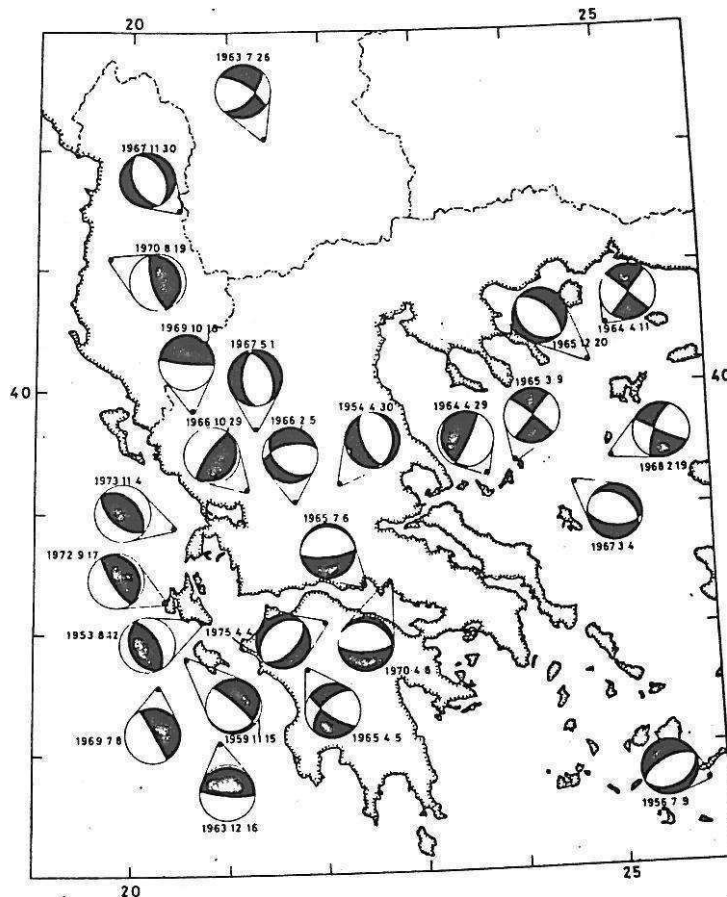
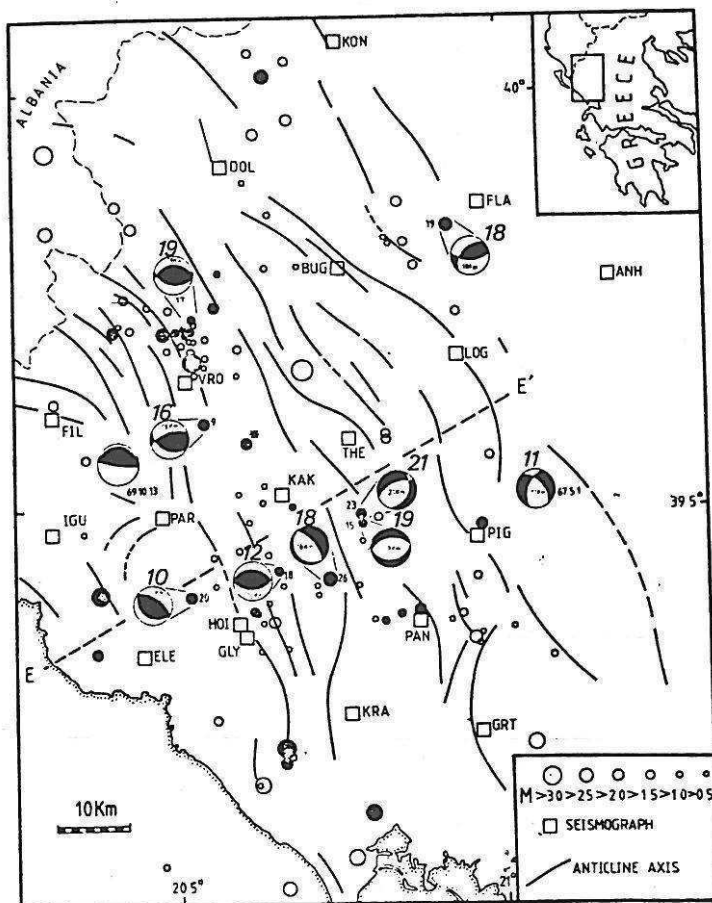


Figure N° V-5: Détermination des mécanismes au foyer en Grèce (Mc. Kenzie, 1977). Ils déterminent sur le front de l'arc une compression à peu près NE-SW et le fonctionnement de failles inverses, de direction dinarique, à pendage faible ou fort vers le NE (la zone en compression -contenant l'axe T - est noircie).

Figure N° V-7: Etude de microsismicité réalisée en Epire par King et al (07 à 09 1979), 1983 sur des séismes de magnitude inférieure à 3. Les mécanismes déterminés sont très inhomogènes. On n'observe pas de séismes au dessus de 10km. La profondeur est indiquée au dessus des mécanismes.



à fort pendage vers l'Est tandis que les deux autres sont des mécanismes en faille inverse. Il n'existe donc pas d'évidence séismologique du jeu inverse dextre de l'accident de Lixourion-Levkas. Les mécanismes publiés par Papazachos et Delibasis, 1969, (voir la figure N° V-6) sont trop hétérogènes pour permettre une quelconque interprétation.

A ces études de mécanismes focaux, il faut ajouter l'existence d'une étude de microsismicité réalisée en Epire (King et al, 1983) (voir la figure N°V-7). Celle-ci a montré des mécanismes en failles inverses compatibles avec une compression NE-SW à N-S mais aussi quelques mécanismes caractéristiques d'une extension dont la direction est très variable. La nature relativement inhomogène du terrain étudié à cette échelle est sans doute à l'origine de cette large dispersion de la nature des mécanismes déterminés. Il est cependant important de remarquer que la plupart des séismes se produisent entre 10 et 20km et correspondent peut-être à l'activité actuelle du chevauchement ionien. Signalons que si les mécanismes déterminés dans les études de microsismicité peuvent être sujets à controverse, la détermination des hypocentres des microséismes est beaucoup plus fiable à cause même de la disposition rapprochée des stations d'enregistrement.

#### -c-DISCUSSION:

Dans l'interprétation classiquement admise donnée par Jackson et al (1981), le front actuel de l'arc égéen correspondrait, au pied des escarpements sous-marins, à l'arrivée en surface d'une zone de cisaillement plongeant doucement sous l'arc (voir la figure N° V-8). Compte tenu des connaissances que l'on a sur les failles qui affectent la série sédimentaire préapulienne, on pourrait penser que ce contour en "baïonnette" du front correspondrait à la réutilisation près de la surface, dans la couverture, d'anciennes failles de direction NW-SE et NNE-SSW. Mais ce schéma est en contradiction avec deux types de données:

1)- Au Nord de Levkas, les profils sismiques montrent clairement que le contact chevauchant n'est pas au pied de l'escarpement de Corfou-Paxos (voir § II-B), mais plus haut sur la marge, au front de la zone ionienne. L'activité actuelle de ce chevauchement ne libère que peu d'énergie à cause de la superposition, au niveau du contact, d'évaporites et de sédiments peu ou pas consolidés.

2)- Les séismes sont très groupés sur l'escarpement, là où est libérée la plus grande partie de l'énergie sismique dans la région (voir figure N° V-8). Bien qu'il y ait certaines imprécisions sur la répartition en profondeur des séismes, il est clair que ceux-ci se produisent bien souvent dans la croûte sous la série sédimentaire, à l'aplomb de l'escarpement de Lixourion-Levkas. Il s'agirait donc d'un accident intracrustal à pendage fort. Compte tenu de sa direction (N10-N20°) par rapport à la direction de convergence (N60-N70°), cette structure aurait essentiellement un jeu dextre; sa composante inverse dépend de son pendage. Cet accident est transformant dans le front de l'arc, de même qu'il existe des failles



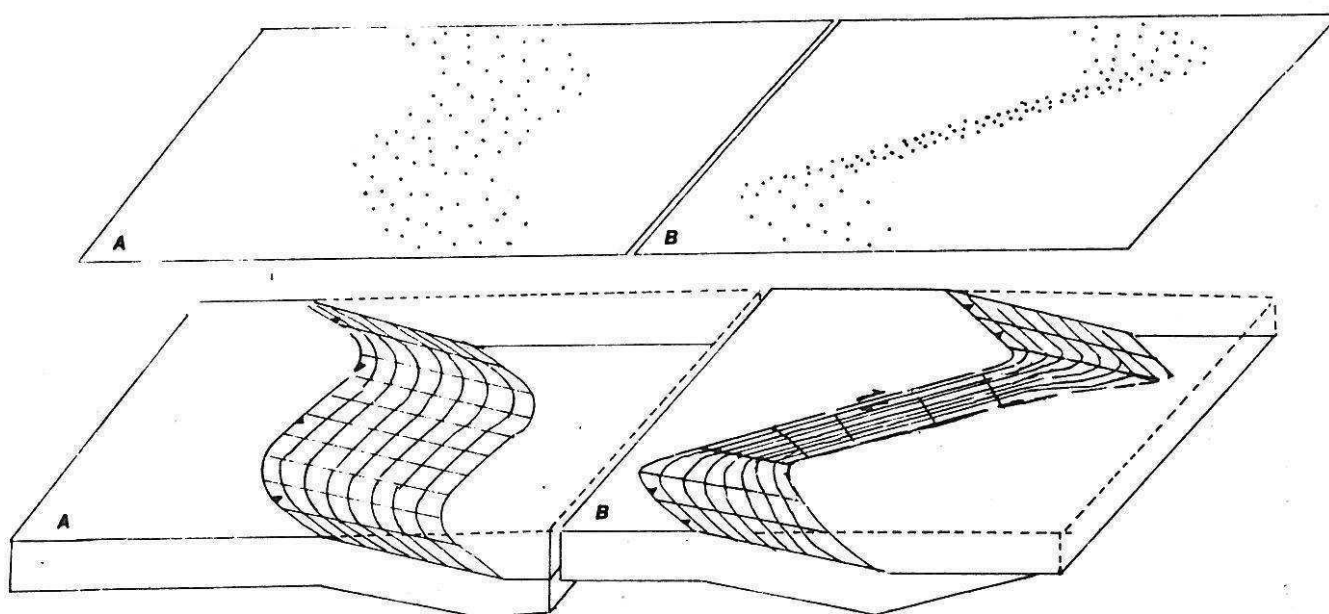


Figure N° V-8: Répartition horizontale des épicentres des séismes se produisant au niveau d'un cisaillement majeur:

-A- Le cisaillement est un chevauchement intracrustal à faible pendage.

-B- Le dispositif en "baïonnette" comportant une branche de cisaillement à pendage fort concentre les épicentres à sa verticale.

transformantes fosse-fosse dans les zones de subduction.

Ce jeu décrochant (transformant) d'un accident oblique par rapport à la direction de convergence, et assez profond pour affecter la croûte, expliquerait mieux la forte énergie sismique libérée à son niveau.

Si actuellement l'intérêt de la plupart des auteurs s'est porté sur les mécanismes de type inverse, c'est peut-être parce que cette partie de marge était considérée globalement comme chevauchante; une fois reconnue l'originalité de l'escarpement, une attention plus particulière lui sera sans doute portée.

#### E-LES AUTRES DONNEES GEOPHYSIQUES: FLUX DE CHALEUR ET CHAMP MAGNETIQUE:

La carte du flux de chaleur (Makris, 1977) ainsi que celle des anomalies magnétiques ne montrent pas de relation particulière avec les grandes structures régionales.

#### II-DONNEES DE LA GEOPHYSIQUE MARINE.

Le travail d'Auroux, 1984, a clairement précisé l'histoire sédimentaire et tectonique des domaines submergés de la mer ionienne et du Sud de l'Adriatique.

On y distingue trois grands ensembles (voir la figure N° V-9):

-1- Le plateau apulien. Cette plate-forme, dont la série sédimentaire serait celle d'Apulie, constitue un bombement allongé NW-SE relativement surélevé par rapport au sillon d'Otrante-Levkas qui le longe au Nord-Est et au bassin ionien situé plus au Sud. La nature continentale de son substratum est présumée. Aucun profil sismique profond n'a permis la confirmation de cette hypothèse. Ce bombement est découpé par des failles normales qui ont, près de la marge hellénique, des directions NW-SE, NNE-SSE. Un système E-W est moins représenté. Des phénomènes d'érosion récurrents montrent que cette zone n'a cessé d'être surélevée depuis le Messinien.

-2- Le sillon d'Otrante-Levkas est subsident depuis le Miocène moyen supérieur. Il enregistre les différents événements tectoniques qui affectent les régions helléniques:

-Un événement post Oligocène supérieur-Miocène inférieur et anté Messinien caractérisé par une légère discordance des niveaux messiniens. On sait que la zone préapulienne est le siège d'une tectonique synsédimentaire en distension du Crétacé au Pliocène inférieur (Sorel, 1976).

-Un événement intra Pliocène inférieur et qui correspond à la première phase compressive qui affecte la zone préapulienne.

-Un événement correspondant à la phase compressive du Quaternaire ancien.

La nature de la croûte de ce secteur est vraisemblablement continentale (Moho à 30 Km d'après Makris,

1977).

-3- Le bassin ionien au Sud est séparé de la ride apulienne par un escarpement important et de nature vraisemblablement distensive dans la partie Sud. La nature de la croûte de ce bassin reste très controversée aujourd'hui. La géophysique y montre une croûte très amincie (Hinz, 1974; Makris, 1977) ainsi qu'un faible flux de chaleur. Pour certains auteurs, il s'agit de la relique d'une croûte océanique ancienne (Biju-Duval et al, 1978, Makris, 1977; Tapponier, 1977). Pour d'autres (Finetti, 1982), il résulte de l'amincissement crustal de type marge passive dans une croûte continentale. Pour Sorel 1976, l'importance de son affaissement plio-quadernaire (et sans doute plus ancien -Tortonien, Messinien-) fait que ce bassin était moins profond avant le Néogène et pourrait correspondre à la modification d'une ancienne lithosphère continentale.

- LES ACCIDENTS DE LA MARGE :  
LES DONNEES DE LA SISMIQUE REFLEXION.

Les escarpements de la marge ionienne, bien visibles dans la bathymétrie, sont la signature d'accidents néotectoniques importants. Nous avons réalisé une compilation des données de sismique réflexion obtenues durant les années 1970-1980 et publiées par différents auteurs: Sancho et al, 1972; Sorel et al; 1976; Monopolis et Bruneton, 1982; Auroux, 1984; Mascle et al, 1984, afin de proposer une interprétation structurale de la marge actuelle. Les profils collectés ont été redessinés à la même échelle (échelle spatiale) et avec les mêmes figurés, afin de permettre les corrélations de l'un à l'autre (voir figures N° V-10, V-11, V-12, V-13). Dans chacun des profils, nous avons essayé de replacer les quatre ensembles sédimentaires importants:

- le socle acoustique qui correspondrait au sommet des calcaires francs de la zone préapulienne (Oligocène supérieur, Aquitanien ou Burdigalien -la limite est diachrone-).
- La série marneuse mio-Pliocène inférieur (hachures horizontales)
- La série plio-calabrienne (pointillés).
- Les dépôts quadernaires plus récents que la phase du Quadernaire ancien (blanc).

1-LE CHEVAUCHEMENT DE LA ZONE IONIENNE  
AU NORD DE LEVKAS.

Sur ces profils, on remarquera que Corfou est constituée par la série ionienne décollée et cisailée sur elle-même, qui flotte sur l'anticlinal de Paxos (coupe M&B B). On sait que dans l'île, les chevauchements sont très actifs au Quadernaire (Jamet, 1982). Le chevauchement frontal de la zone ionienne semble donc fonctionner au cours de la période plio-quadernaire devant et sous Corfou.

En arrière du chevauchement ionien, un forage effectué à Filiates (étoile sur la carte structurale placée en annexe) a trouvé sous 2800 mètres de série ionienne (évaporites) des marnes d'âge Vindobonien

(Burdigalien, Langhien). S'agit-il de la série marneuse ionienne ou préapulienne? Ce forage montre de toute façon clairement l'importance de l'allochtonie au front de la zone ionienne. Dans la série préapulienne (profils M&B-A à MEDOR 20), les structures ne semblent pas être chevauchantes. Plus au Sud, entre Parga et Préveza, les déformations quaternaires au niveau du rivage ionien sont de même importance comme le montrent les plis aux flancs extrêmement redressés de la série d'Arkangellos (I.F.P, 1966; Sorel, en préparation), alors que plus au large, l'anticlinal de Paxos est peu déformé et ne paraît pas chevauchant (coupes M&B-C et Mascle et al J40a) .

## 2-LES ACCIDENTS DE L'ESCARPEMENT CORFOU-PAXOS.

Les autres structures visibles dans le bassin d'Otrante-Levkas sont des plis modérés et des failles inverses associées à ces plis (Sorel et al , 1976). La genèse de ces structures semble être identique à celle des plis faillés de Céphalonie. Le talus morphologique correspond vraisemblablement à un effet de flexion devant la marge compressive. Les plis qui s'y forment permettent un raccourcissement modéré à l'approche du front de l'arc. Rapidement, vers l'Ouest, en s'éloignant de la marge, les structures deviennent distensives sur le flanc Nord-oriental de la ride apulienne.

Ces faits nous conduisent à proposer que la limite de convergence active à la latitude de l'Epire se situe au front de chevauchement de la zone ionienne et non au niveau de l'escarpement de Corfou-Paxos comme cela avait été proposé plus ou moins explicitement par tous les auteurs antérieurs.

## 3-LES ACCIDENTS DU TALUS LIXOURION LEVKAS.

Le talus NNE-SSW qui s'étend sur une centaine de kilomètres de longueur de l'WSW de Zante à l'extrémité méridionale de Levkas est un trait bathymétrique majeur de la marge hellénique Nord occidentale. Les profils sismiques effectués au Sud de Levkas montrent l'importance du jeu vertical plio-quaternaire de ces accidents. L'examen de la coupe Auroux 30 (figure N° V-12) montre que le niveau D est la surface de transgression de la série plio-calabrienne. Cette formation est discordante à l'Est sur la série carbonatée préapulienne déformée par la phase compressive du Pliocène inférieur et érodée (et donc vraisemblablement émergée) avant la transgression de la série plio-calabrienne. A l'Ouest, cette série est accordante aux terrains plus anciens. La surface basale de la transgression du Pliocène moyen peut donc, à l'Est, être raccordée à la surface d'abrasion plio-pléistocène connue à Levkas.

La figure N° V-14 montre un essai de reconstitution rétrotectonique de la position de deux niveaux repères en zone préapulienne:

-a-La limite des carbonates et de la série marneuse préapulienne (Burdigalien à Levkas :b).

-b-La base de la transgression de la série plio-calabrienne.

Le premier niveau repère a été décalé au cours de la phase du Pliocène inférieur par les accidents de la marge. L'amplitude verticale de ce décalage était d'environ 2 kilomètres. Après la phase

du Pliocène inférieur, les reliefs sont érodés et une surface d'abrasion (spl) se forme tandis que les débris qui en résultent vont s'accumuler au pied de la marge et sur son talus. L'amplitude maximale des mouvements verticaux liés à la phase du Quaternaire ancien est d'environ 3 kilomètres. L'amplitude totale des mouvements verticaux est donc de 5 kilomètres: cette valeur est en bon accord avec la valeur proposée par Sorel en 1976 pour le jeu sur l'escarpement de Lixourion au Sud Ouest de Céphalonie.

Le fonctionnement en faille dextre à composante inverse est déduit de l'analyse cinématique des failles normales observées sur l'île de Levkas et de son orientation par rapport à la direction de convergence.

#### 4-LE TALUS MERIDIONAL DE ZANTHE.

Au Sud de Zante, la qualité médiocre des profils sismiques dont nous disposons ne permet pas d'observer la déformation des séries sédimentaires. La carte bathymétrique y montre une topographie complexe se dédoublant en deux talus distincts au SW de Zante. Les résultats du paléomagnétisme et la continuité avec les fosses frontales du Péloponnèse nécessitent l'existence d'un accident cisailant à l'avant des îles ioniennes.

#### - III-LES DONNEES GEOLOGIQUES.

##### LE CHEVAUchement DE LA ZONE IONIENNE AU SUD DE LEVKAS.

Les caractéristiques du domaine émergé ont déjà largement été décrites dans ce travail et par les auteurs antérieurs. On rappellera cependant que le chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne ne fonctionne pas ou peu durant la période plio-quaternaire à partir de Levkas et dans les autres îles ioniennes situées au Sud, contrairement à ce qui est observé au Nord de Levkas. Ce fait est fondamental puisqu'il implique que l'accident de Lixourion-Levkas joue un rôle transformant en dextre le front de la zone ionienne au Nord au front de la zone préapulienne au Sud de l'escarpement.

#### IV-CONCLUSION: LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DU DISPOSITIF.

L'ensemble des données géophysiques et géologiques nous conduisent donc à voir l'accident constituant le talus de Lixourion-Levkas comme étant une structure majeure, transformante dextre à composante verticale faible et au jeu sans doute inverse (voir la figure N° V-16 et 17). Selon Jakson et al, 1981, Jamet, 1982, il aurait un faible pendage mais selon Sorel, 1976, il serait beaucoup plus vertical à cause de la profondeur des séismes qui s'y produisent et de l'importante énergie sismique libérée, plus significative d'un mécanisme décrochant.

La rectitude du talus comparée à la morphologie plus tourmentée des autres versants de la marge (au Sud de Zante, à l'Ouest de l'Epire), la superposition remarquable des épacentres de nombreux séismes (forte énergie sismique), la profondeur des hypocentres de ceux-ci

supérieure à l'épaisseur de la série sédimentaire (malgré une faible précision) nous conduisent à penser que le mouvement de cet accident est essentiellement dextre et qu'il affecte non seulement la couverture préapulienne mais aussi vraisemblablement son substratum crustal. Le rôle de cet accident est vraisemblablement depuis le Pliocène inférieur de transformer en dextre le front de chevauchement ionien au niveau de Corfou au front de chevauchement préapulien au Sud de Zante. Le décalage de ce front permet à la marge hellénique d'affronter une lithosphère plus facilement sous charriable ou subductable (mer ionienne à croûte plutôt océanique).

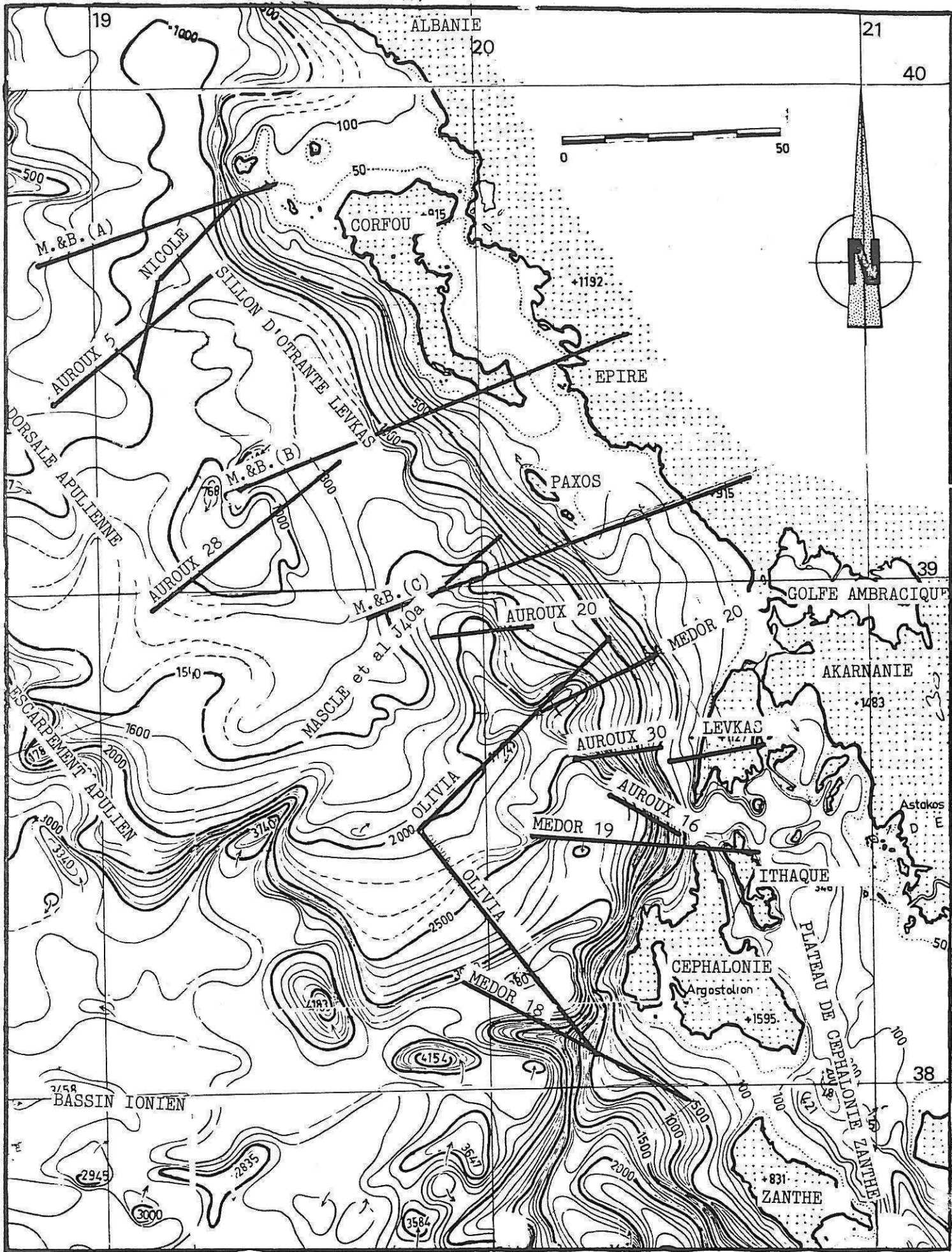


FIGURE N° V-9: Positionnement des coupes sismiques de la figure V-10 sur la carte bathymétrique de la mer ionienne orientale (Institut océanographique et Musée de Monaco, 1960).

COUPES SISMIQUES:

Les figures N° V-11, V-12 et V-13 montrent les coupes sismiques collectées de différents auteurs pour la confection de la figure synthétique N° V-10. Les coupes y ont été remises à l'échelle en prenant les mêmes vitesses que Monopolis et Bruneton, 1982.

Les coupes sismiques étudiées par Auroux, 1984 et Mascle et al, 1984, ont été réalisées par le C.N.R. de Bologne au moyen d'un sparkler 30KJ.

Les coupes Médor ont été réalisées au cours de la campagne océanographique MEDOR 75 en monotrace à l'aide d'un canon à air et enregistrées sur enregistreur E.P.C.

Sur ces profils, cinq grands ensembles sont déterminables:

1-Un socle acoustique probablement constitué par la série carbonatée mésozoïque-paléogène.

2-Un ensemble diffus avec quelques réflecteurs continus (O-M de Mascle et al) correspondant à la série calcaréo-marneuse puis marneuse préapulienne (Burdigalien à Messinien) visible à Levkas. Il correspondrait plutôt, selon Sorel et al, 1976 à la série calcaréo-marneuse Oligocène à Burdigalien.

3-Un horizon réflecteur (horizon M de Ryan, 1969) suivi d'un ensemble transparent qui correspondrait au faciès "trubi" de Méditerranée (Hinz, 1974, Mascle et al, 1984). Cet ensemble serait le toit du Messinien et le Pliocène inférieur. Pour Sorel et al, ce troisième ensemble, dans lequel l'horizon M n'est pas distingué, représenterait les niveaux du Langhien au Pliocène inférieur.

4-Une discordance (X2 ou D d'Auroux, D1; Sorel et al) sur laquelle repose une formation aux réflecteurs très lités attribuée à la série plio-calabrienne.

5-Une seconde discordance (X1 d'Auroux, D2; Sorel et al) sur laquelle repose une partie de la série Quaternaire acoustiquement très litée.

Sur la figure N° V-10, nous avons regroupé les ensembles 2 et 3; tous les auteurs étant d'accord sur la base de l'ensemble 2 et le sommet de l'ensemble 3.

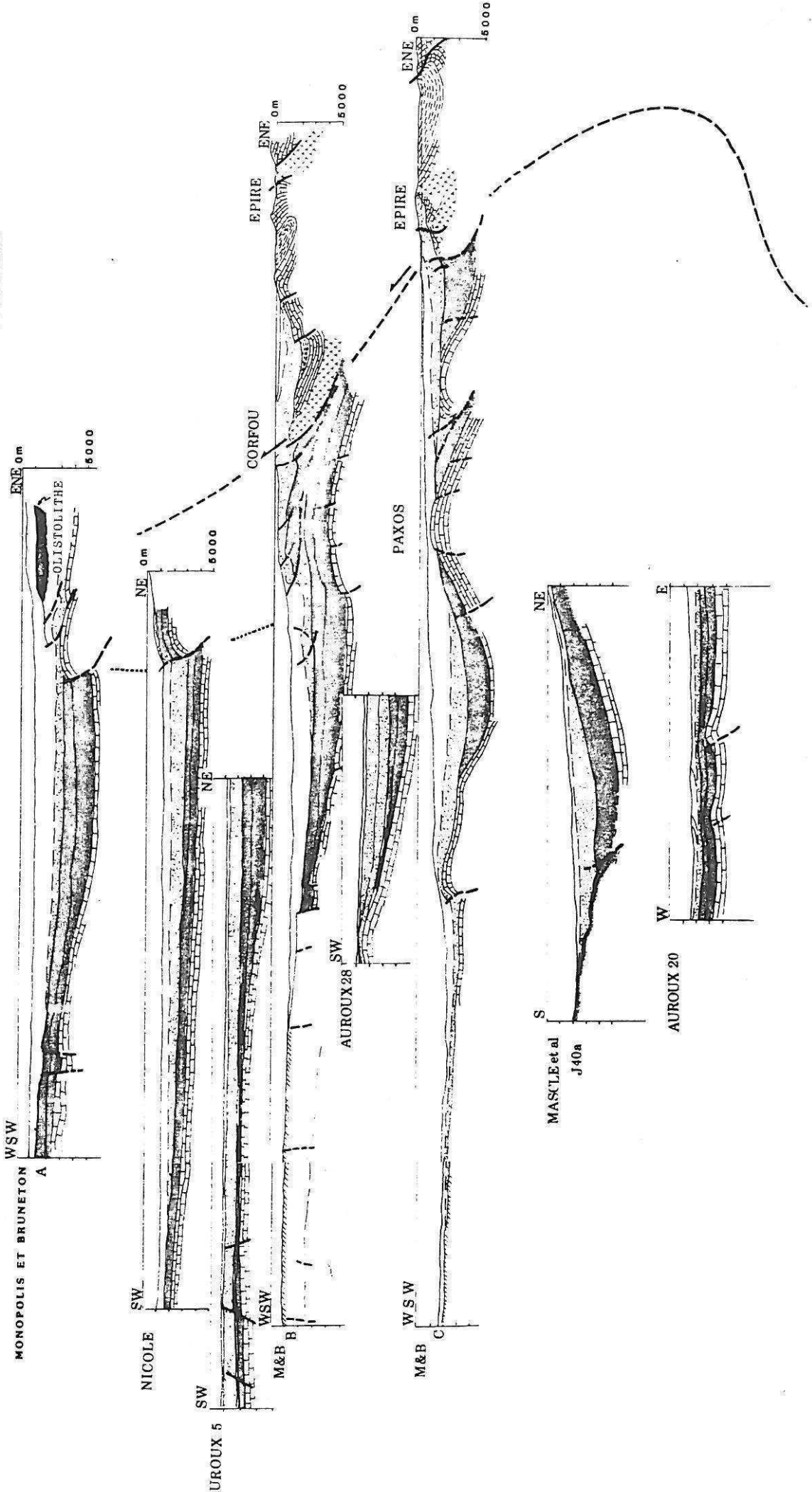
Les coupes sismiques proviennent des travaux de Sorel et al, 1976; Auroux, 1984; Mascle et al, 1984. Les profils de Sancho et al, 1972 et Monopolis et Bruneton donnés étant déjà interprétés dans les publications, nous ne pouvons reproduire les originaux ici.



ZONE IONIENNE

ZONE PREAPULIENNE OU DE PAXOS

PLATEAU APULIEN



MASKLE et al  
J 40a

AUROUX 20

AUROUX 28

AUROUX 5

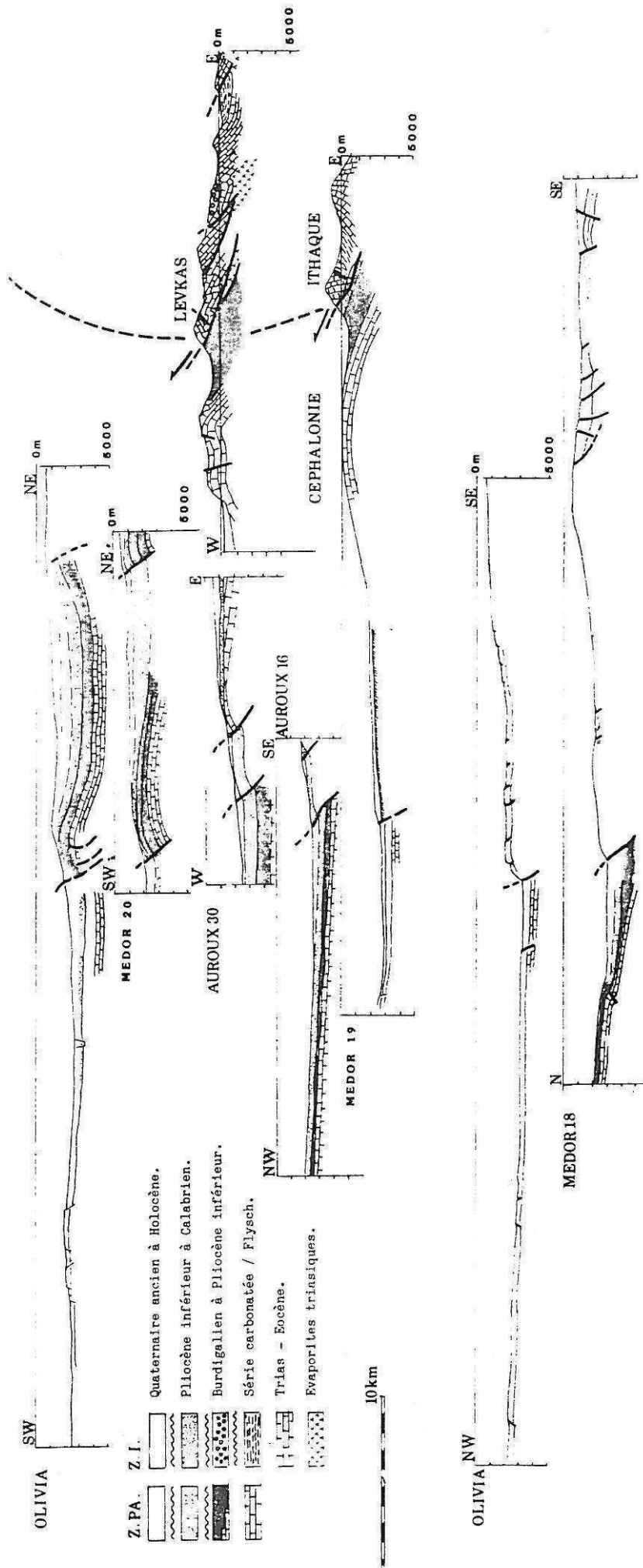


FIGURE v-10: Rassemblement et mise à l'échelle de coupes sismiques réflexion réalisées sur la marge ionienne. Certaines coupes sont complétées avec des coupes géologiques établies à partir des données terrestres. Certains contacts qui étaient auparavant interprétés comme étant des failles normales le sont ici en failles inverses à fort pendage en raison de la nature des structures compressives connues à terre (Mercier et al, 1972, Sorel et al, 1976).

NOM DES COUPES:

- Auroux : d'après Auroux, 1984
- Mascle et al : d'après Mascle et al, 1984
- MEDOR N°20 : d'après Sorel et al, 1976.
- M&B A, B et C : d'après Monopolis et Bruneton, 1983.
- NICOLE ET OLIVIA : d'après Sancho et al, 1972.

N.B.

Les coupes MEDOR N°19 et 18 ont été interprétées pour ce travail. Les deux antiformes de la coupe Auroux 20 étaient interprétées par l'auteur comme étant des structures diapiriques. L'importante épaisseur de la série carbonatée préapulienne ne semble pas permettre de telles extrusions que l'on ne connaît pas à terre par ailleurs. Nous interprétons donc ces structures comme étant des plis.

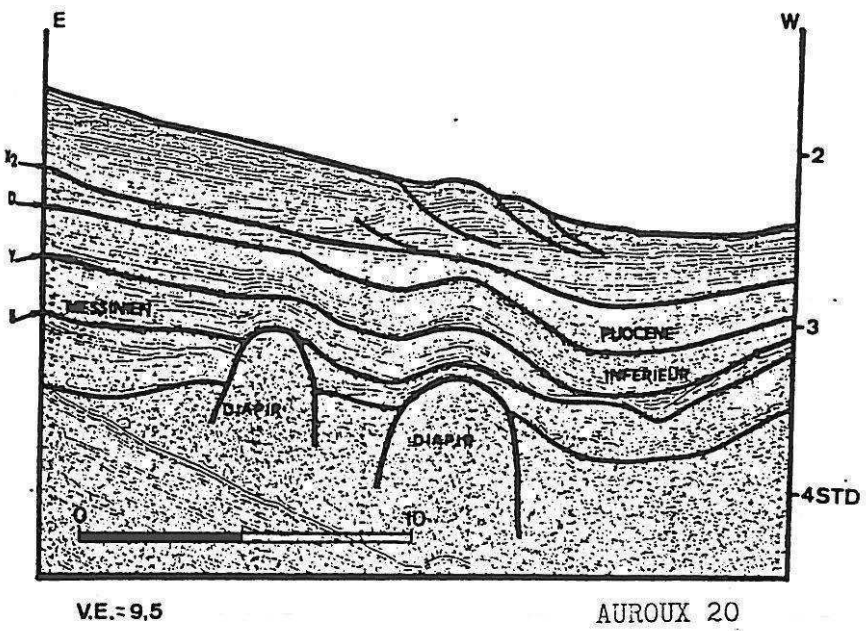
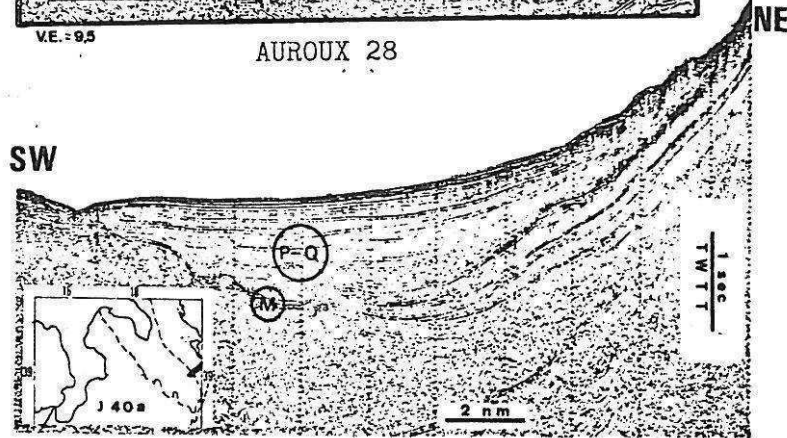
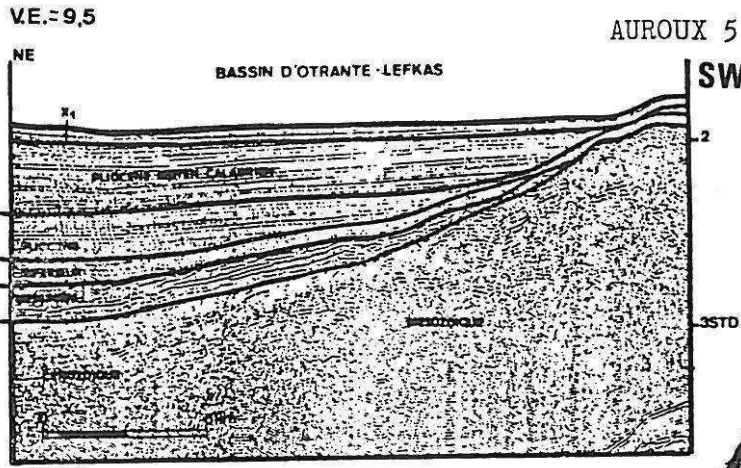
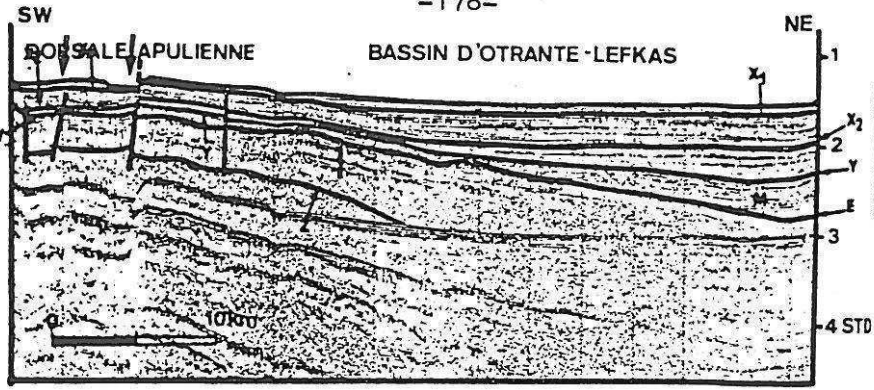


Figure N° V-11

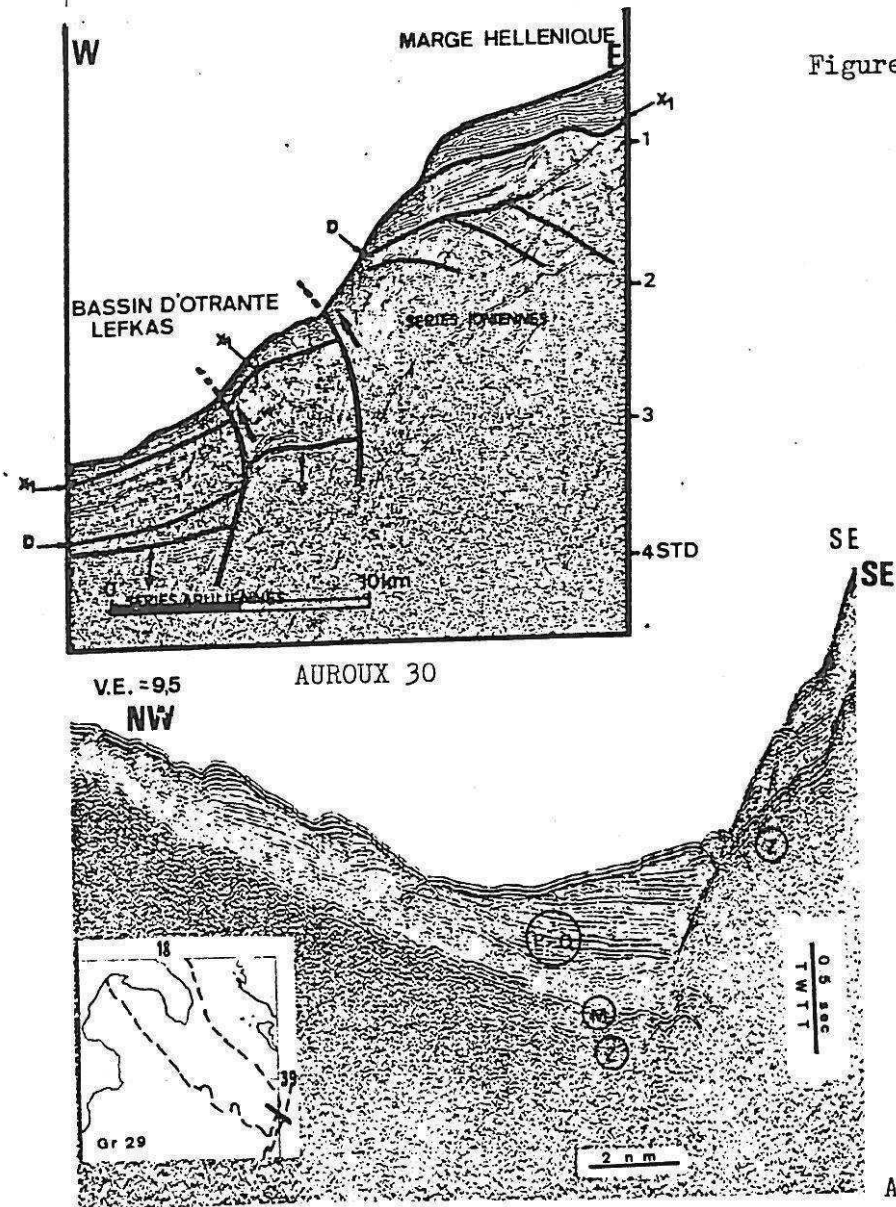
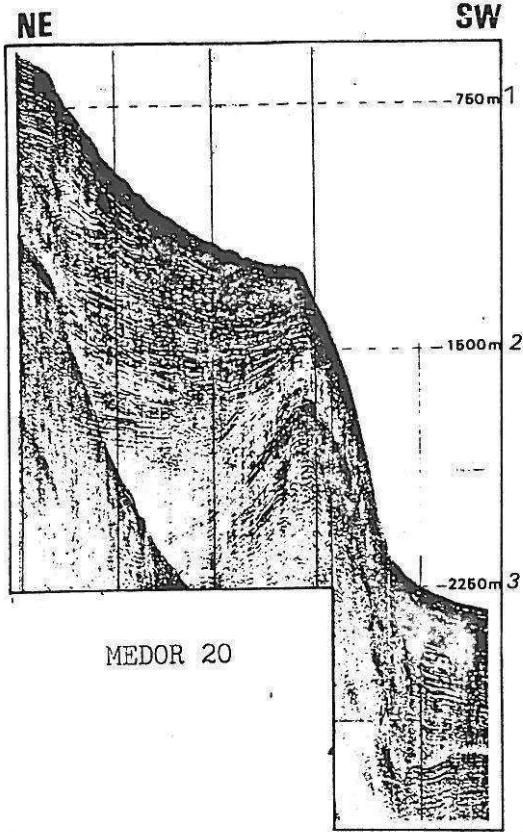


Figure N° V-12

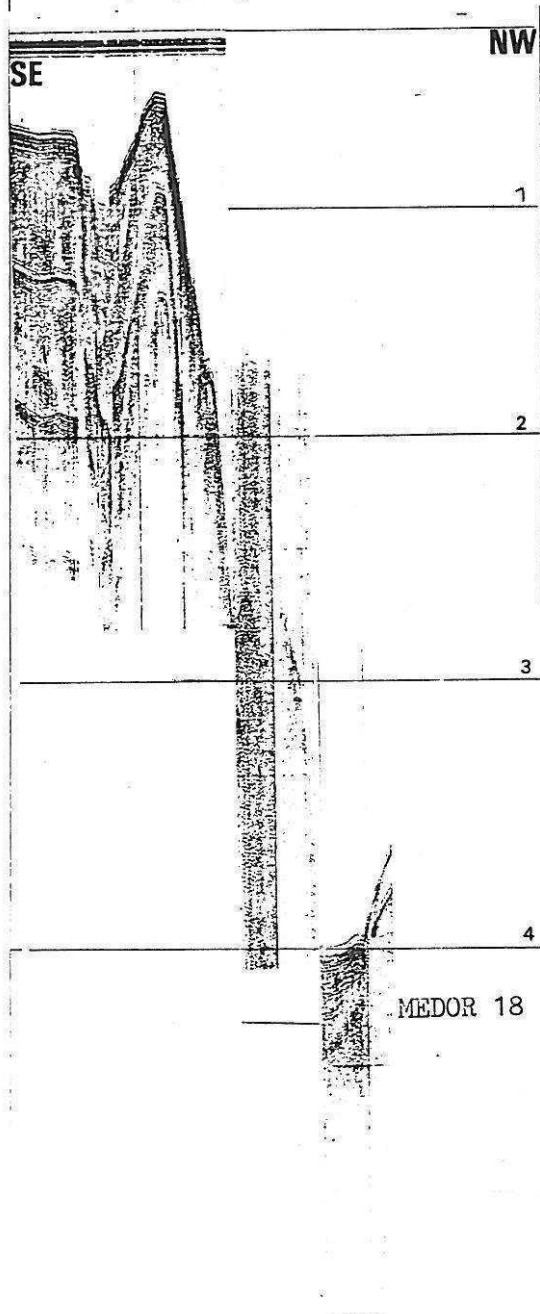
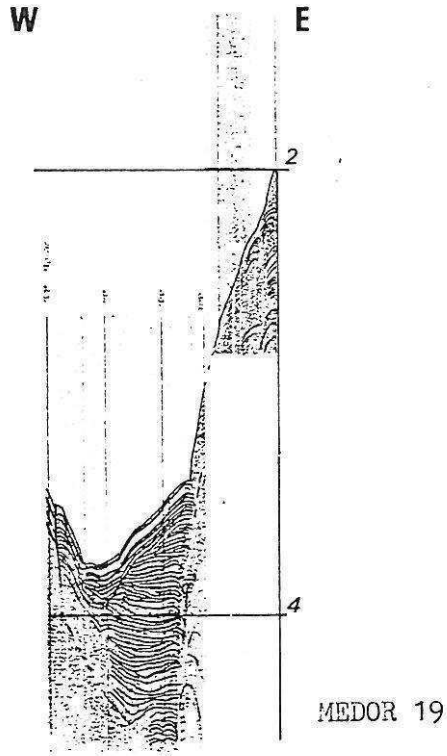


Figure N° V-13

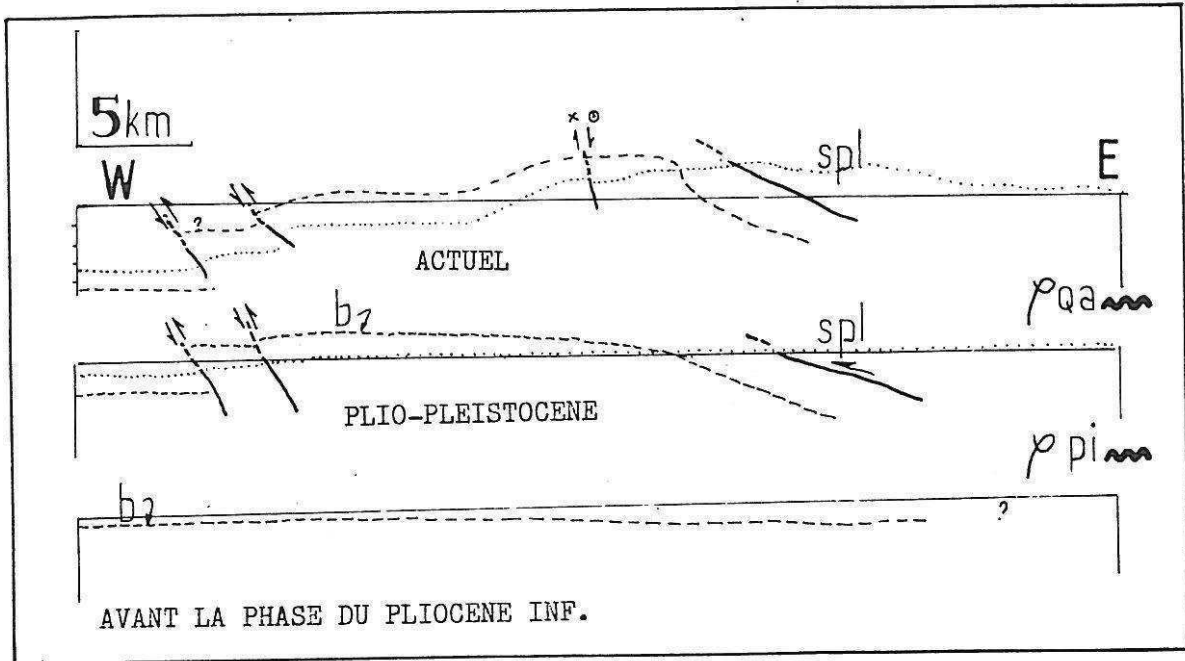
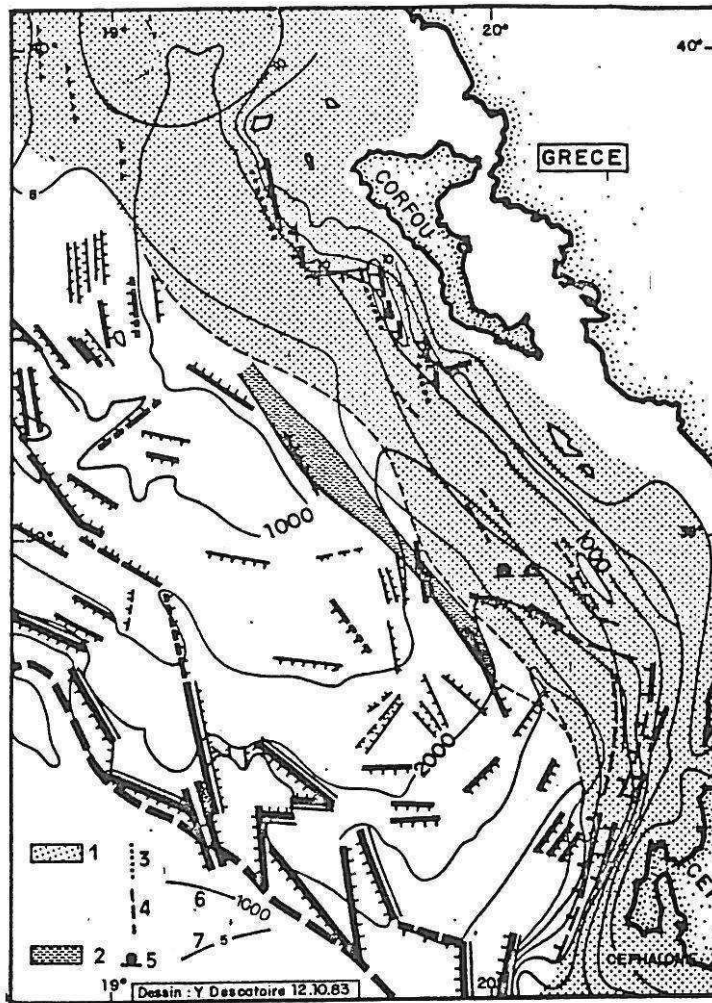


Figure N° V-14: Essai de reconstitution rétrotectonique au niveau de la marge occidentale de Levkas en zone préapulienne.

- Pi : phase compressive du Pliocène inférieur.
- Qa : phase compressive du Quaternaire ancien.

SPL : surface d'érosion plio-pléistocène.

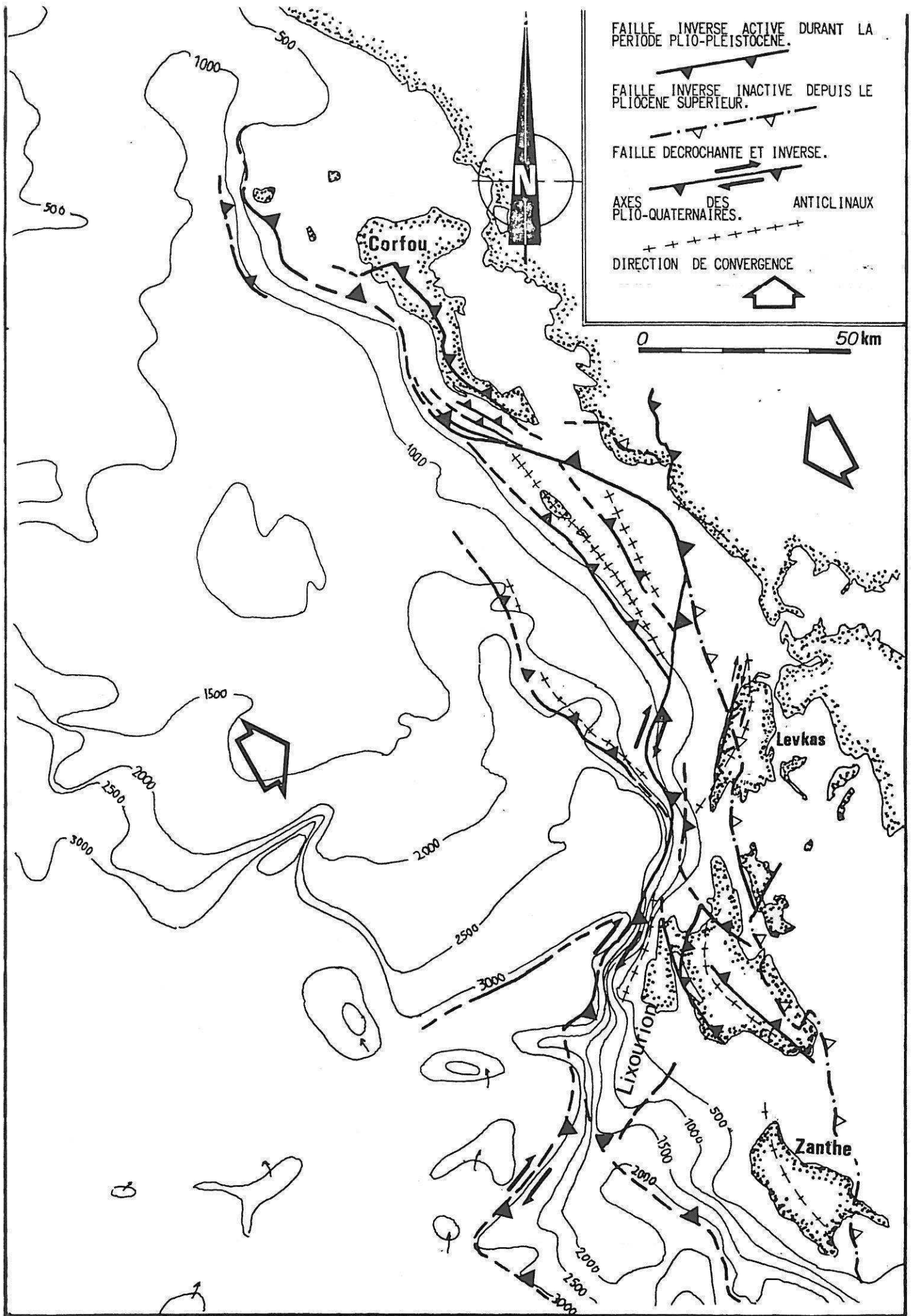
-b : limite carbonates-série marneuse de la zone de Paxos.



- 1: Extension du Messinien.
- 2: Lacune du Plio-Quaternaire.
- 3: Axes des bassins messiniens.
- 4: Axes des bassins plio-quaternaire.
- 5: Diapirs (triasiques).
- 6: Epaisseur du Plio-Quaternaire en centaine Mètres.
- 7: Courbes bathymétriques en Metres.

Figure N° V-15:  
Interprétation structurale du fond de la mer ionienne au large des îles ioniennes d'après Auroux, 1984.

Figure N° V-16:  
Interprétation structurale de la marge hellénique établie à partir des coupes sismiques de la figure N° V-10. →

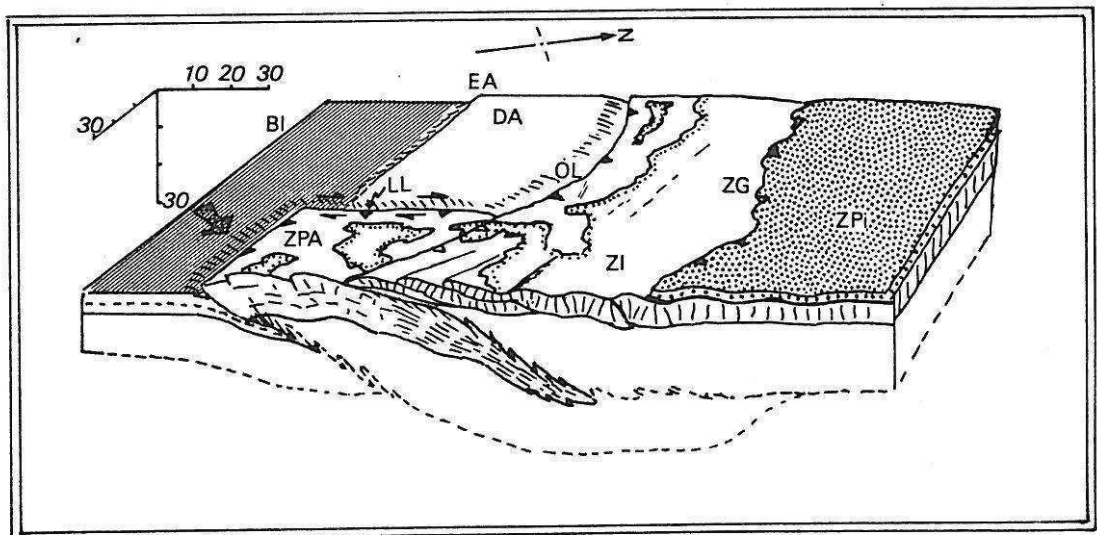


FAILLE INVERSE ACTIVE DURANT LA  
 PERIODE PLIO-PLÉISTOCÈNE.  
 FAILLE INVERSE INACTIVE DEPUIS LE  
 PLIOCÈNE SUPÉRIEUR.  
 FAILLE DECROCHANTE ET INVERSE.  
 AXES DES ANTICLINAUX  
 PLIO-QUATÉRNAIRES.  
 DIRECTION DE CONVERGENCE

0 50 km



Figure N° V-17: Bloc diagramme interprétatif montrant le fonctionnement actuel de la convergence au nord ouest de la Grèce :  
Légende: BI = bassin ionien; EA = escarpement apulien; LL = accident transformant de Lixourion-Levkas; ZPA = zone préapulienne; OL = sillon d'Otrantre-Levkas; DA = dorsale apulienne; ZI = zone ionienne; ZG = zone du Gavrovo; ZPi = zone du pinde.



## CHAPITRE VI.

### LEVKAS DANS L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU NORD-OUEST DE LA GRECE.

Avant d'aborder l'évolution actuelle, nous allons résumer les événements tectoniques qui ont affecté la couverture sédimentaire de l'île de Levkas et essayer de les restituer dans le contexte géodynamique de la collision Afrique-Eurasie.

#### I-L'EVOLUTION OLIGO-MIOCENE.

Avant le dépôt du flysch des zones externes, l'évolution tectonique et sédimentaire de la plaque adriatique a conduit à la formation de domaines relativement cylindriques (zones isopiques) où la succession lithostratigraphique était caractéristique d'une certaine paléogéographie. L'installation des flyschs des zones externes ne respecte plus les subdivisions des domaines isopiques (Fleury, 1980). Ceci présage de l'initiation d'un nouveau dispositif géodynamique. L'ancien dispositif alpin, qui avait fonctionné jusqu'à l'Oligocène et dont la mise en place des nappes pindiques avait constitué la dernière étape, laisse place à un système qui préfigure le dispositif actuel.

D'après Fleury, le fonctionnement du chevauchement du Pinde de l'Eocène moyen à l'Oligocène (40MA à 26MA) résulte du sous charriage de la zone de Gavrovo-Tripolitza sous le Pinde, puis de la zone ionienne interne sous la zone de Gavrovo-Tripolitza. Au cours de l'Oligocène, les lieux de subsidence se déplacent d'Est en Ouest tandis que les terrains situés à l'Est émergent à la faveur de la "phase aquitano-burdigalienne" (I.F.P. 1966). En Péloponnèse, les premiers sous charriages de la zone ionienne sous celle de Gavrovo-Tripolitza se produisent dès la fin de l'Oligocène (Dercourt et Thiébaud, 1979). Au cours de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, le Pinde n'alimente plus ni sa bordure occidentale (zone ionienne: Fleury, 1980), ni sa bordure orientale (Desprairie, 1977) et l'activité du chevauchement semble donc avoir cessé.

#### II-L'EVOLUTION MIO-PLIOCENE.

##### A-LE MIOCENE INFÉRIEUR.

##### - UN EVENEMENT COMPRESSIF PRECOCE?

A Levkas et Ithaque, des microstructures antérieures au plissement de la phase du Langhien pourraient résulter d'un épisode précoce (voir l'étude des sites microtectoniques au chapitre IV).

En zone préapulienne, la sédimentation carbonatée laisse place au cours de cette période à une sédimentation marneuse témoignant du changement de l'environnement paléogéographique.

Cet événement compressif précoce pourrait aussi être enregistré sous la forme d'une anisotropie magnétique mesurée par Kissel (1984) dans le flysch ionien.

Au cours de notre étude, nous avons souligné la possibilité de l'existence d'un événement compressif précoce. L'I.F.P. (1966) remarque l'existence d'une "phase précoce" (phase aquitano-burdigalienne) qui provoque l'émersion définitive de la zone

ionienne interne et du Gavrovo, alors que dans les domaines plus externes de la zone ionienne, des bassins (burdigaliens) s'individualisent et "préfigurent" les structures de la "phase majeure" (Miocène moyen); ils sont alimentés par les zones hautes (qui deviendront plus tard les anticlinaux) mitoyennes qui subissent une légère érosion.

Au point de vue géodynamique, cet épisode compressif reflète soit l'existence d'un événement compressif plus intense situé plus à l'Est dans la zone convergente d'alors (Thiebault, 1982, propose une corrélation temporelle entre la phase aquitano-burdigalienne d'Epire et une phase de sous charriages de la zone ionienne sous celle de Gavrovo-Tripolitza en Peloponnèse; à cette époque, en Crète, la zone du Gavrovo-Tripolitza est charriée sur la zone ionienne d'après Bonneau, 1982), soit un début de blocage des sous charriages du domaine ionien sous les unités plus internes, préparant ainsi la formation de l'arc ionien-lycien qui intégrera, 2 à 3 millions d'années plus tard, le domaine ionien jusqu'alors africain à la bordure déformée de l'Eurasie.

## B-LA COMPRESSION DU MIOCENE MOYEN.

### 1-NATURE ET IMPORTANCE DES DEFORMATIONS.

La phase compressive du Langhien structure la zone ionienne (plis, écaillés et chevauchements), et vraisemblablement les zones un peu plus internes (zone ionienne interne et de Gavrovo-Tripolitza) (Fleury, 1980). Elle est notamment responsable du jeu ou du rejeu de structures rétrodéversées telles que celles du Mitsikeli, Xerovouni, du chevauchement du Tymphé sur le Pinde. De telles structures sont aussi connues dans la zone ionienne externe à Levkas (Apolpaina, Oros Pirgos), à Ithaque (Exoyi), en Akarnanie (Sorel, communication personnelle). D'autre part, le taux de raccourcissement augmente vers l'Ouest: des grands plis amples parfois légèrement écaillés des zones ioniennes moyenne et interne, on passe en zone ionienne externe à des chevauchements à flèche plurikilométrique affectant la série sédimentaire tels qu'à Parga (I.F.P. 1966), Corfou (Jamet, 1982), Levkas (unité de Lainakhi-Poros). L'allochtonie semble aussi augmenter vers le Sud comme en témoigne le chevauchement du Boumisto en Akarnanie (B.P., 1971). La différence de style tectonique entre l'Epire au Nord (plis symétriques ou déversés) et l'Akarnanie au Sud (abondance des chevauchements) résulterait d'une évolution paléogéographique différente au Nord et au Sud de l'accident transversal du Sperchios, dont la trace en zone ionienne se situerait au Nord du golfe Ambracique (Lyberis, 1984). Remarquons que l'accroissement de l'allochtonie vers le Sud est en accord avec une rotation horaire différentielle de la couverture ionienne par rapport à son avant pays.

Trois hypothèses peuvent être invoquées pour expliquer l'augmentation de la déformation vers l'Ouest:

-La série sédimentaire ne présente pas la même compétence dans les différents domaines et celle de la zone ionienne externe est plus favorable à la formation de chevauchements.

-Les variations d'épaisseur de la série évaporitique se traduisent par une plus ou moins grande indépendance de comportement de la série carbonatée vis à vis du substratum infra-évaporitique (inconnu).

-Au cours de la phase du Miocène moyen, la série ionienne s'est vraisemblablement décollée en chevauchant son avant pays préapulien (et ionien très externe(?)). La proximité de l'accident frontal et sa faible profondeur peut être à l'origine d'accidents cisailants que l'on peut interpréter comme étant des diverticules du chevauchement majeur comme le propose la B.P.(1971, voir figure N° II-5). La présence de rétrodéversements synchrones pourrait en outre être expliquée par le rejeu en failles inverses d'anciennes failles normales affectant la série ionienne. Ils pourraient aussi résulter du fonctionnement de failles inverses à pendage fort, initiées lors du raccourcissement d'une série sédimentaire à l'avant d'un domaine fixe comme dans l'expérimentation de Malavielle, 1984 (voir figure N°VI-1) ou bien même une combinaison des deux phénomènes.

### 2-CONTRAINTES IMPOSEES PAR LES RESULTATS DU PALEOMAGNETISME.

Les études paléomagnétiques (Laj et al ,1982; Kissel, 1984, Kissel et al , 1984) indiquent une rotation de l'ordre de 25° dans le sens horaire au cours d'une période comprise entre 24MA et 12MA (Oligocène supérieur -limite Serravallien- Tortonien). La phase tectonique compressive qui structure la zone ionienne se produit au Langhien, c'est-à-dire vers 16MA. On sait (Jamet, 1982) qu'il n'y a pas de rotation mesurable entre 12MA et 4MA. Aucune indication ne permet d'affirmer si la rotation miocène a été instantanée à l'échelle géologique ou quelque peu continue pendant ou après la phase tectonique du Miocène moyen (voir la figure N°VI-2). On peut cependant supposer que la rotation résulte des effets de la phase compressive et vraisemblablement de rotation différentielle entre l'avant pays ionien et/ou préapulien (en supposant que cet avant pays ne tourne pas lui-même) et la zone ionienne située à l'arrière du front de l'arc ionien initié au cours de la phase.

Ce front est repris dans le front, pliocène inférieur, de chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne ou par un accident encore plus externe aujourd'hui absorbé par les sous charriages de la zone préapulienne qui se sont produits au cours de la phase compressive du Pliocène inférieur.

D'après Kissel, 1984, malgré le style différent de la déformation qui affecte les séries sédimentaires d'Epire et d'Akarmanie, la rotation oligo-Miocène du flysh ionien est la même dans les deux régions. Pour cet auteur, ce fait montre que l'explication de cette rotation n'est pas à chercher dans un découplage des couvertures sédimentaires mais au niveau d'un découplage plus profond se produisant en arrière du front sur des cisaillements intracrustaux. Cet auteur souligne aussi les relations spatiales et temporelles qui existeraient entre la rotation et le volcanisme calco-alcalin oligo-Miocène de Thrace et d'Egée du Nord ( Bellon et al , 1979; Fytikas et al , 1984).

### 3-LES DIRECTIONS DE CONTRAINTES.

L'analyse des directions d'axes de plis montre l'inhomogénéité des trajectoires de contraintes à l'échelle kilométrique, voire décamétrique. L'existence d'une semelle évaporitique importante et l'incompétence des séries pélagiques litées sont sans doute à l'origine de la mauvaise transmission des contraintes lithosphériques. Cependant, quelques cannelures à la base d'unités

Figure N° VI-1: Modèle "analogique" de convergence mis en oeuvre par Malavieille, 1984: Afin de comprendre les mécanismes qui conditionnent la dissymétrie des chaînes de montagnes. Le modèle est constitué d'un tapis roulant sur lequel sont déposés des couches de sable coloré. Il montre au dessus du "chevauchement" principal, des contacts chevauchants de moindre importance. Outre les rétrochevauchements, des failles inverses à fort pendage et vergence "interne" apparaissent.

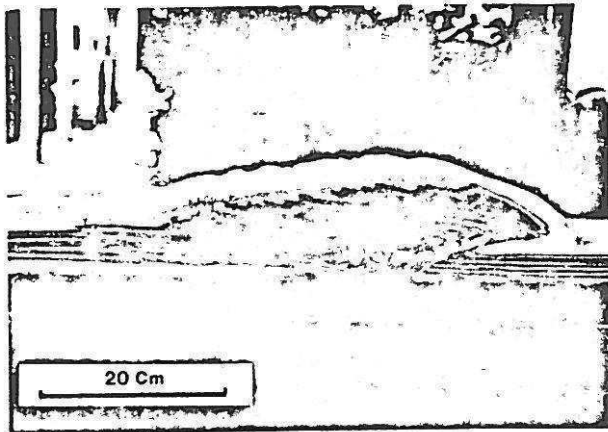


PHOTO 1. — Le dispositif expérimental et le modèle multi-couches après raccourcissement.

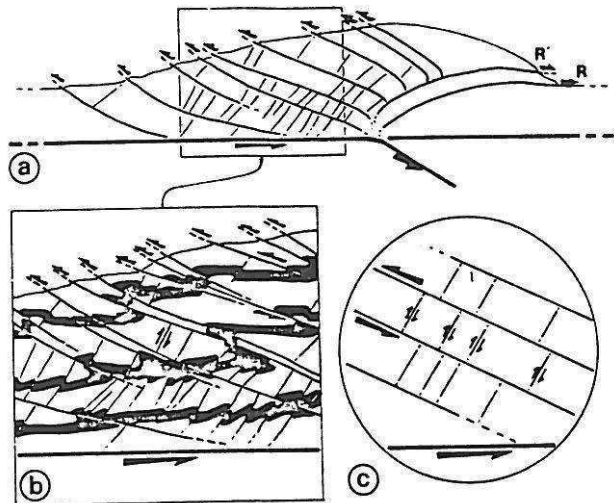
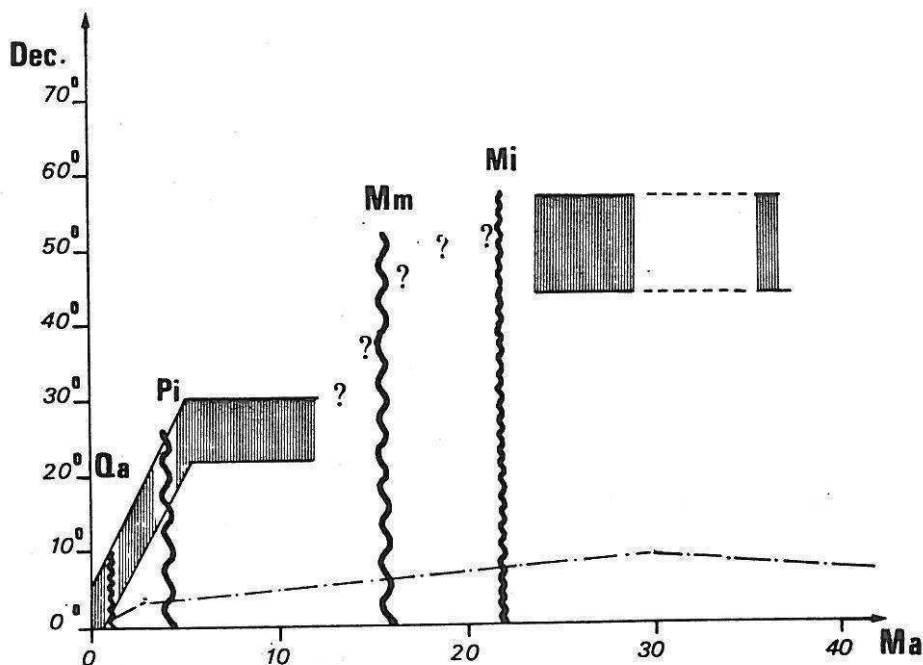


FIG. 8. — Schéma de fonctionnement des petites failles inverses associées aux grands chevauchements.

a) Le chevauchement du domaine raccourci et les petites failles inverses associées. b) Détail : Les couches marqueurs sont représentées en noir. c) Détail du fonctionnement.

Figure N° VI-2: Graphe d'évolution du paléopôle d'un point situé en zone ionienne depuis l'Oligocène inférieur (d'après Kissel, 1984 et Jamet, 1982). La ligne en points tirets représente la dérive africaine du pôle d'un point situé dans le flysch ionien qui n'aurait pas subi de rotation. Les phases tectoniques sont matérialisées par les lignes ondulées: Mi = "phase" aquitano-burdigalienne, Mm = phase du Miocène moyen, Pi = Phase du Pliocène inférieur, Qa = phase du Quaternaire ancien.



chevauchantes (Oros Pargos) ont montré une direction de transport E-W à SE-NW. Ces directions ne sont pas "dinariques" et ne correspondent pas à celles qui sont à l'origine des plis "dinariques" (N150-160) d'Epire et d'Akarnanie.

Nous n'avons donc, à Levkas, que peu d'indices permettant de préciser les directions de contraintes lithosphériques responsables de la structuration.

#### C-L'ACTIVITE POST-TECTONIQUE.

Par son épaisseur, les variations de son épaisseur, ses facies à olistolithes et ses nombreuses récurrences brèchiques, la série molassique de Levkas témoigne bien de l'instabilité tectonique et de la subsidence de bassins (alimentés par des reliefs proches -fonctionnement synsédimentaire des synclinaux?) qui régnaient au moment de son dépôt. Aucun indice ne nous permet de déterminer les directions des contraintes pour cette période.

A Corfou, Jamet, 1982, montre l'activité synsédimentaire du fonctionnement d'un synclinal au Tortonien. Selon cet auteur, le fonctionnement de failles normales indique une distension NNW-SSE, et la contrainte principale perpendiculaire (WSW-ENE) serait compressive, permettant la formation du synclinal.

#### REMARQUE CONCERNANT LA ROTATION DE LA ZONE IONIENNE DURANT CETTE PERIODE.

Une activité tectonique continue modérément durant le dépôt des molasses. Les facies très détritiques se rencontrent du Langhien au Serravallien supérieur, c'est-à-dire entre 16MA et 11MA. Cette période d'instabilité tectonique est probablement la période durant laquelle fonctionne encore l'arc ionien, en sous charriant l'avant pays. On remarquera que la rotation de 25° détectée par le paléomagnétisme, en supposant qu'elle se produise durant le fonctionnement de l'arc, dure environ 4 à 5MA. La vitesse angulaire est donc du même ordre de grandeur que celle de la période plio-quadernaire (25° pour 4MA).

-en zone préapulienne et apulienne, outre l'activité synsédimentaire de failles à composante normale reconnue par Sorel 1976, et Auroux 1984, des gauchissements de la croûte provoquent la subsidence du sillon d'Otrante-Levkas (Auroux 1984) et aussi celle du substratum préapulien de Levkas (600 mètres au moins de terrains marneux déposés sous faible tranche d'eau du Langhien au Miocène supérieur). La ride apulienne est, quant à elle, soumise à une érosion messinienne. Ces mouvements de l'avant pays non encore inclus dans l'arc ne sont sans doute pas sans relations avec le fonctionnement de celui-ci.

#### D-RESUME DE L'EVOLUTION DE L'ARC IONIEN-LYCIEN AU MIOCENE.

##### 1-AU MIOCENE INFERIEUR:

-En Epire-Akarnanie, le chevauchement du Pinde n'est plus actif à partir de l'Oligocène supérieur (Fleury 1980) et il n'y a donc plus de sous charriage de la zone ionienne et du Gavrovo sous les zones

internes.

-En Péloponnèse au contraire, la zone ionienne est entièrement sous charriée sous la zone de Gavrovo Tripolitza

## 2-AU MIOCENE MOYEN ET SUPERIEUR:

-En Epire-Akarnanie, la phase compressive majeure se produit vers 16MA. Elle est vraisemblablement à l'origine de sous charriages de l'avant pays (préapulien ou ionien externe aujourd'hui disparu). Vers l'Est, la déformation diminue et il n'existe pas d'évidence de sous charriage de la sous zone ionienne interne sous celle de Gavrovo-Tripolitza.

-En Péloponnèse, une phase post-Burdigalien et anté-Tortonien (et donc vraisemblablement de même âge que la compression d'Epire-Akarnanie) serait responsable du sous charriage de la zone préapulienne sous la zone ionienne. Ce sous charriage selon Thiebault, 1982, serait interrompu vers le Nord par la transversale d'Olympie qui aurait alors joué le rôle d'une faille transformante senestre. Selon cet auteur, ce front que nous appelons ionien-lycien, aurait fonctionné plus tardivement (phase du Pliocène inférieur) au Nord de la transversale d'Olympie qu'au Sud de celle-ci. Or nous avons tout lieu de penser, étant donné l'importance des déformations du Miocène moyen au Nord de l'actuel golfe de Corinthe, que ce front se poursuivait sans discontinuer vers le Nord. L'accident transverse a vraisemblablement découplé ce front au moment de la phase du Pliocène inférieur: alors qu'au Nord celui-ci est repris, au Sud, le front est fossilisé après la phase du Miocène moyen.

-En Turquie, une phase compressive de même âge est responsable du chevauchement des nappes lyciennes sur l'avant pays autochtone des Beydaglari (De Graciansky, 1972; Poisson, 1984).

-Il est donc vraisemblable qu'au Miocène moyen, l'arc ionien-lycien se soit initié par la création d'un cisaillement intracrustal responsable des sous charriages d'un avant pays à affinité ionienne externe ou préapulienne (Péloponnèse). L'activité de cet arc persiste durant le Miocène moyen comme en témoigne le caractère perturbé de la sédimentation des molasses en Grèce Nord-occidentale. Le fonctionnement de l'arc semble corrélatif d'un magmatisme calco-alcalin d'arrière arc et d'une rotation horaire des régions d'Epire et d'Akarnanie qui révèle une première torsion de la partie occidentale de la zone de convergence hellénique. Ce front est ensuite fossilisé dans le Péloponnèse alors qu' en Grèce continentale il sera repris au moment de la phase compressive du Pliocène inférieur.

## III-L'EVOLUTION PLIO-QUATERNAIRE.

Au cours de la période plio-quaternaire, le dispositif géodynamique actuel se met en place. La subduction égéenne provoque l'apparition d'un arc volcanique calco-alcalin. Vers le Nord Ouest, la croûte de nature continentale n'est pas subductable et l'on passe à un régime de collision continentale au niveau des îles ioniennes.

Selon Le Pichon et Angelier, 1979, l'arc égéen commence à fonctionner il y a 13MA, au Serravallien. Ces auteurs, considérant la forme des

fossés helléniques, les vitesses relatives des deux domaines convergents déduites des mécanismes aux foyers des séismes et l'âge de l'apparition d'un volcanisme calco-alcalin (2.7 ma) en Egée, proposent une rotation horaire de 30° autour d'un pôle eulérien situé à 18°E, 40°N, de la branche occidentale de l'arc depuis cette époque.

Pour d'autres auteurs, la subduction égéenne ne débute qu'au Pliocène inférieur, au moment de la phase compressive qui affecte la bordure Nord-occidentale de l'arc, en faisant de la zone préapulienne une marge continentale active (Mercier, 1977; Mercier et al, 1979; Bellon et al, 1979; Jamet, 1982). Pour ces auteurs, l'arc volcanique associé à la subduction ne débute que vers 3MA. Le magmatisme calco-alcalin miocène, très potassique, serait lié au cisaillement de l'arc ionien-lycien.

En ce qui concerne la géométrie des zones convergentes en Méditerranée orientale, les premiers schémas proposaient un arrangement mobile de microplaques aux limites franches (Mc. Kenzie, 1970, 1972; voir figure VI-3), basé sur la répartition des épïcêtres des séismes. Les nombreuses études néotectoniques ont montré que ces modèles n'étaient pas satisfaisants et que les limites étaient des zones où l'on observerait un continuum de déformation (Mercier, 1977; Mercier et al, 1979).

En Grèce Nord-occidentale, les résultats paléomagnétiques ainsi que les autres données géophysiques (séismicité, bathymétrie, etc...) conduisent Jamet, 1982, et les auteurs antérieurs à situer cette limite à l'Ouest des îles ioniennes, au niveau de cisaillements permettant le chevauchement de la série préapulienne sur le fond de la mer ionienne. Ces accidents se situeraient au pied des escarpements qui forment le talus actuel de la marge. Les résultats obtenus à Levkas, ainsi que l'analyse des profils sismiques et les cartes de localisation des foyers des séismes nous permettent de mieux préciser la position et la nature de ces limites.

#### A-LA PHASE COMPRESSIVE DU PLIOCENE INFÉRIEUR.

Pour certains auteurs, il n'y a pas modification, au moment de la phase compressive du Pliocène inférieur, du dispositif géodynamique de l'arc égéen (Angelier, 1979; Lybérís, 1984).

Les données géologiques et surtout les résultats du paléomagnétisme démontrent cependant la corrélation nette entre cette phase et l'installation de l'arc actuel dans le Nord-Ouest de la Grèce (Laj et al 1982; Jamet, 1982). Les paléomagnéticiens ont en effet montré que le début de la rotation du Nord-Ouest de la Grèce était contemporain de la phase du Pliocène inférieur. La coïncidence n'est sans doute pas fortuite.

On peut cependant supposer que le fonctionnement de l'arc égéen ne soit pas cylindrique et que celui-ci s'initie plus tôt en son centre que sur ses bordures.

Un événement compressif miocène supérieur à pliocène inférieur est aussi connu dans d'autres régions de Grèce:

-En Egée: à Kos (Jarrige et al, 1976; Jarrige 1978), à Khios et Ikaria (Mercier et al, 1979), à Samos (Angelier, 1976; Papanikolaou, 1979), à Naxos (Bonneau et al, 1978), à Paros (Robert, 1982).



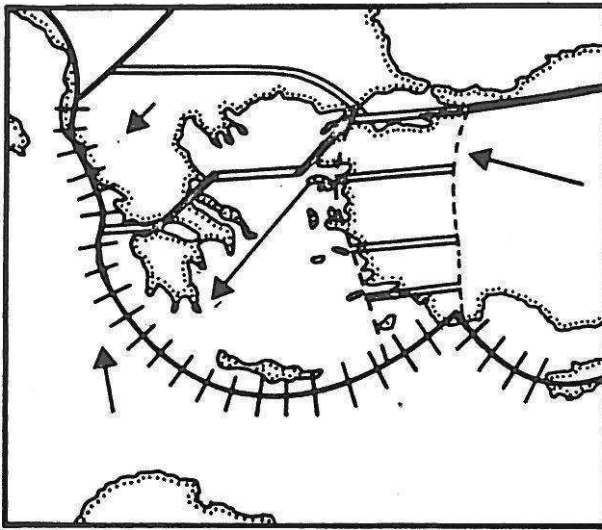
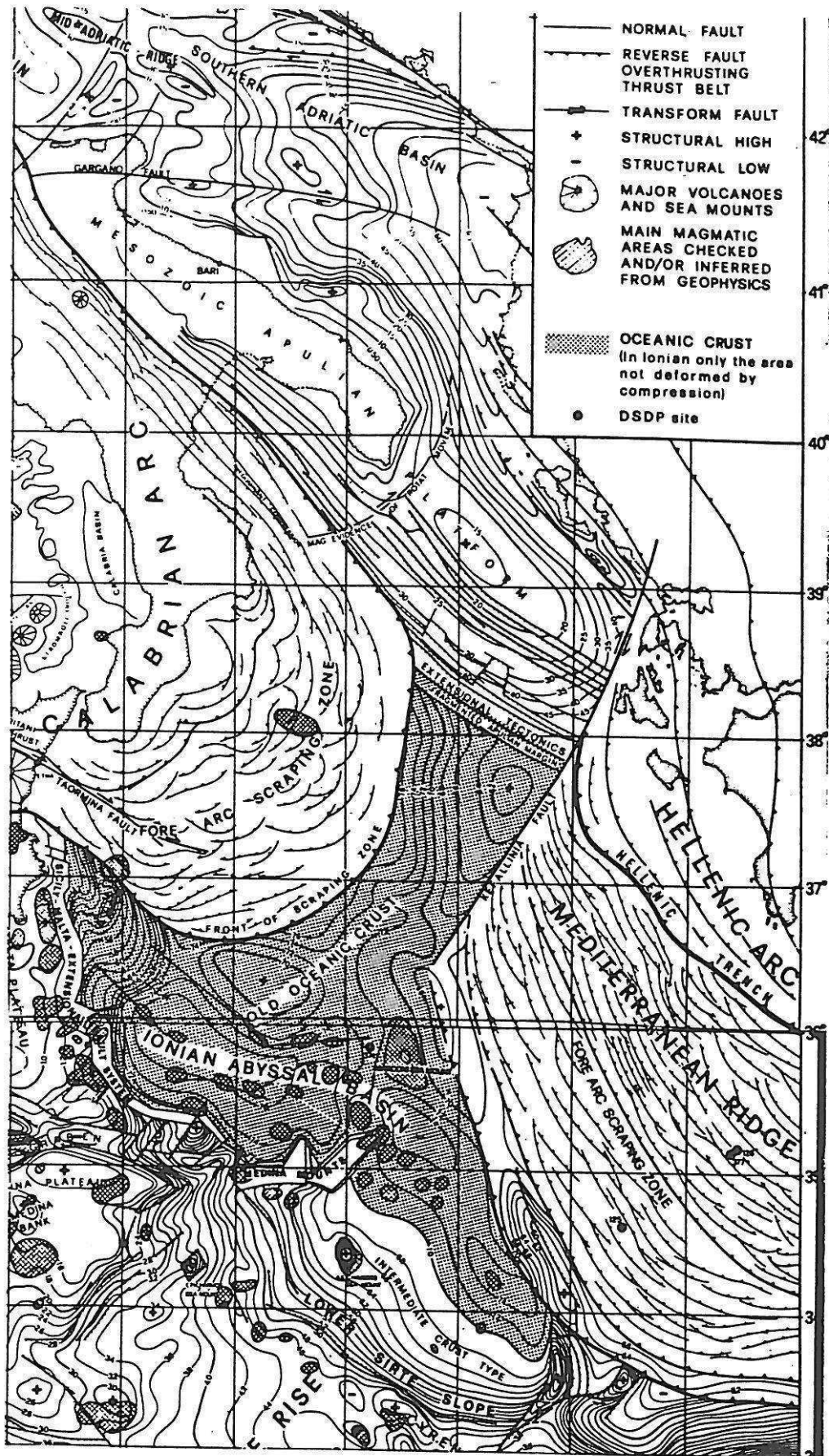


Figure N° VI-3:Modèle de microplaques proposé par Mc. Kenzie en 1972 pour le domaine égéen. Les failles transformantes sont en traits gras, les limites convergentes en traits barrés, les limites divergentes en double traits. Les flèches représentent le mouvement des plaques relativement à l'Eurasie et leur longueur est proportionnelle à la vitesse de déplacement.

Figure VI-4 :Interprétation structurale du fond de la mer ionienne selon Finetti, 1982.



-En Péloponnèse: l'accident Nord maniotte fonctionnerait en compression à la limite Serravallien-Tortonien (Lallemand, 1984; Lybérís, 1984).

Si le raccourcissement observé dans certains secteurs est faible (Crète, Rhodes), il est parfois plus notable comme dans les Cyclades et à Kos (Mercier et al, 1979).

Il n'en reste pas moins que l'épisode compressif le plus marqué se produit dans les îles ioniennes. Il y provoque notamment le chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne, des bouleversements de paysage et le retrait de la mer, l'apparition d'un nouveau front compressif à l'Ouest des îles ioniennes de Céphalonie et Zante (Sorel, 1976). Le fonctionnement du chevauchement de la zone ionienne résulte vraisemblablement de la reprise de l'ancien front de l'arc ionien miocène (voir §B-1).

En zone ionienne à Levkas, en Epire et Akarnanie (Sorel, communication personnelle), des plis et même des écaillages (chevauchement de Sivros à Levkas) déforment la série molassique miocène. En zone préapulienne, cette première phase compressive provoque la reprise en failles inverses (Sorel, 1976; Sorel et al, 1976) d'anciennes failles normales à jeu synsédimentaire. Les directions de compression déterminées à Levkas pour cette période sont NE-SW (voir chapitre IV) comme dans les autres îles ioniennes (Sorel, 1976; Jamet, 1982). Selon Jamet, 1982, au niveau de la marge, un contact cisailant est créé à la base de la couverture préapulienne et permet la rotation horaire de 30° durant la période plio-quadernaire (voir la figure N° VI-2). Cet accident se prolongerait vers le Sud-Est, en passant à une subduction franche au niveau des fossés helléniques.

#### B-LA PERIODE PLIO-PLÉISTOCÈNE.

Une période de calme relatif succède à la phase tectonique; elle est marquée par l'élaboration d'un paysage aplani évolué sur lequel se déposent parfois des formations continentales lacustres ou fluviatiles à l'Est, marines à l'Ouest (Sorel et al, en préparation). Une subsidence continue est à l'origine de l'accumulation d'une série marneuse plio-calabrienne dans les îles ioniennes (Sorel, 1976) et à l'Ouest du Péloponnèse (Dufaure, 1975). A l'arrière de l'arc, des structures en graben transverses à la chaîne sont créées. Il s'agit du golfe Ambracique, du lac Trikhonis (Sorel et al, en préparation), du golfe de Korinthe et du fossé transverse d'Olympie.

En Egée, une distension généralisée provoque un affaissement du domaine qui entraîne la transgression d'une mer épicontinentale (Keraudren, 1970, 1975; Mercier, 1977; Mercier et al, 1979) et le fonctionnement de failles à rejet kilométrique. A Levkas et sur la marge, nous n'avons pas d'indications en ce qui concerne les directions de contraintes tectoniques ainsi que la nature compressive ou distensive de celles-ci au cours de cette période. On peut cependant affirmer que d'après la rotation mesurée par Jamet, 1982, (10° au moins) l'arc égéen est actif durant cette période et que les sous charriages de la zone préapulienne et de sa couverture doivent s'y perpétuer. Auroux, 1984, remarque sur les profils sismiques réalisés en mer ionienne sur la ride apulienne l'existence de failles normales anté-pléistocènes. D'après cet auteur, ces failles sont des

structures distensives d'extra-dos résultant du ploiement de la ride à l'avant du front alors en compression.

#### C-LA PHASE COMPRESSIVE DU QUATERNAIRE ANCIEN.

Une phase tectonique plus ou moins marquée selon les endroits affecte tout le domaine égéen dans le Quaternaire ancien ou le début du Quaternaire moyen. Elle affecte fortement les domaines externes: îles ioniennes, Epire-Akarnanie, l'Elide. A Levkas, cette phase provoque le bombement de l'île, bombement accompagné de la formation de failles distensives. L'analyse cinématique de ces failles et de leur géométrie montre que la voussure de l'île résulte du bombement de la couverture sédimentaire à l'arrière d'un chevauchement ayant une forte composante dextre. Ce fait vient confirmer les hypothèses de fonctionnement dextre de l'accident situé sur l'escarpement de Lixourion-Levkas (Sorel, 1976; Finetti, 1982).

Cette phase ne modifie pas la vitesse de la rotation de la Grèce Nord-occidentale (voir figure N° VI-2) et ne correspond donc pas à une modification du dispositif géodynamique local. La signification géodynamique de ce phénomène reste sans explication fondée actuellement.

L'évolution postérieure ressemble à l'évolution plio-calabrienne: distension généralisée dans les domaines internes à l'arc, compression continue mais faible sur la bordure externe localisée dans les îles ioniennes.

#### IV-MODELE D'EVOLUTION DE LA MARGE IONIENNE PUIS PRÉAPULIENNE DEPUIS

##### LE MIOCENE MOYEN.

En conclusion, nous proposons le schéma suivant pour l'évolution de la marge depuis le Miocène moyen (voir la figure N° VI-5 et 6).

-1-au Miocène moyen, le front ionien-lycien est actif sur un avant pays préapulien ou ionien externe.

-2-Au Pliocène inférieur, le front ionien continue à fonctionner tandis qu'un nouveau front s'installe à l'Ouest de Zante amenant un "bloc" préapulien en chevauchement sur le fond de la mer ionienne. Ce chevauchement est interrompu au Nord-Ouest par l'accident de Lixourion-Levkas. Cet accident réutilise probablement une zone de fracture de direction NNE-SSW, vraisemblablement intracrustale, qui affectait le domaine préapulien et transforme avec un mouvement dextre la zone de convergence.

-3-Depuis le Pliocène moyen et jusqu'à l'actuel, le front de chevauchement de la zone ionienne ne fonctionne plus à partir de Levkas et plus au Sud, car relayé par l'accident situé au Sud de Zante grâce au mouvement transformant de l'accident Lixourion-Levkas.

Dans les schémas de Finetti, 1981, 1982, l'escarpement est une faille transformante qui affecte non seulement la marge, mais aussi le

fond du bassin ionien (voir figure N° VI-4). Mais ces schémas ne sont pas étayés par la morphologie des fonds sous-marins ou par la sismicité qui disparaît au Sud de Zante.

Le fonctionnement de cet accident se traduit à Levkas par la formation du bombement accidenté de structures distensives en relais cinématiquement associées au jeu de l'accident majeur. La pérennité de ces mouvements fait des îles ioniennes une des zones les plus sismiquement actives de Méditerranée.

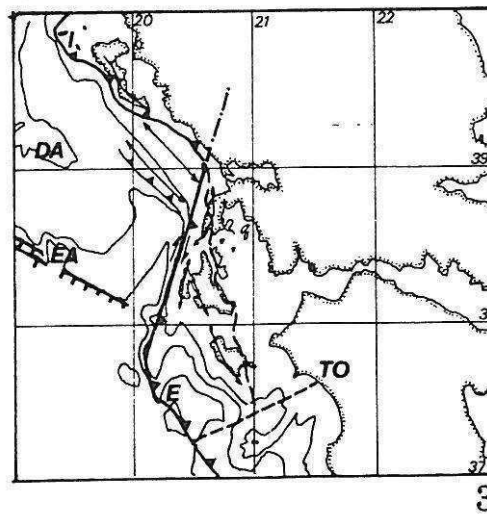
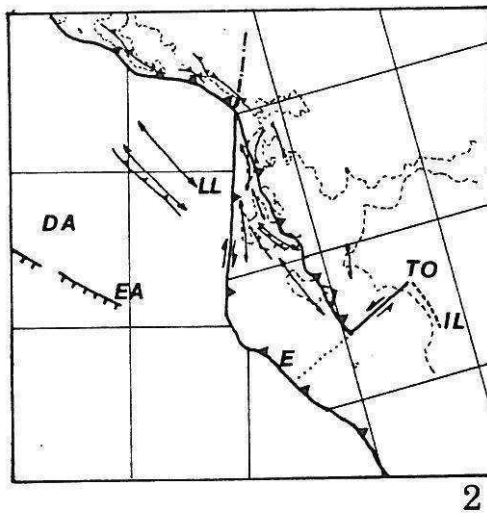
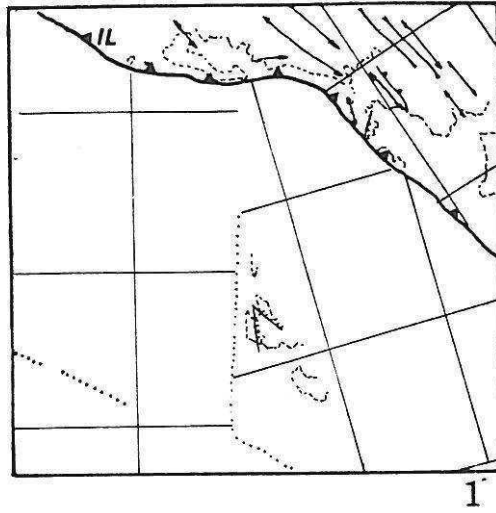


Figure N° VI-5: Schéma interprétatif de l'évolution géodynamique du nord-ouest de la Grèce depuis le Miocène moyen.

-1-Situation au Miocène moyen au cours de la phase compressive majeure. Le front de l'arc ionien-lycien (IL) est actif. Les axes des plis étaient alors orientés E-W à ESE-WNW. La zone préapulienne ou ionienne externe est sous charriée vers le nord. Des failles normales synsédimentaires y fonctionnent.

-2-Situation au Pliocène inférieur: Au niveau de Levkas, Le front ionien-lycien saute vers le Sud au front de l'arc égéen (E) par l'intermédiaire de la faille transformante dextre de Lixourion-Levkas (LL). Le front égéen pourrait résulter de la reprise en compression des structures distensives de la partie Sud de l'escarpement apulien (EA). L'accident Lixourion-Levkas quant à lui, proviendrait de la réutilisation d'une ancienne structure N-S affectant la dorsale apulienne (DA). En arrière le front de chevauchement ionien (I) fonctionne jusqu'au sud de Zante où il butte sur l'accident transversal d'Olympie (TO). Au sud de celui-ci, le sous charriage de la zone préapulienne a cessé de fonctionner depuis le Miocène moyen (Thiébaud, 1982).

-3-Situation présente: Les structures initiées au Pliocène inférieur fonctionnent encore après la rotation d'environ 25 degrés de l'ensemble de la zone ionienne et du "bloc préapulien" qui chevauche la croûte amincie du bassin ionien.

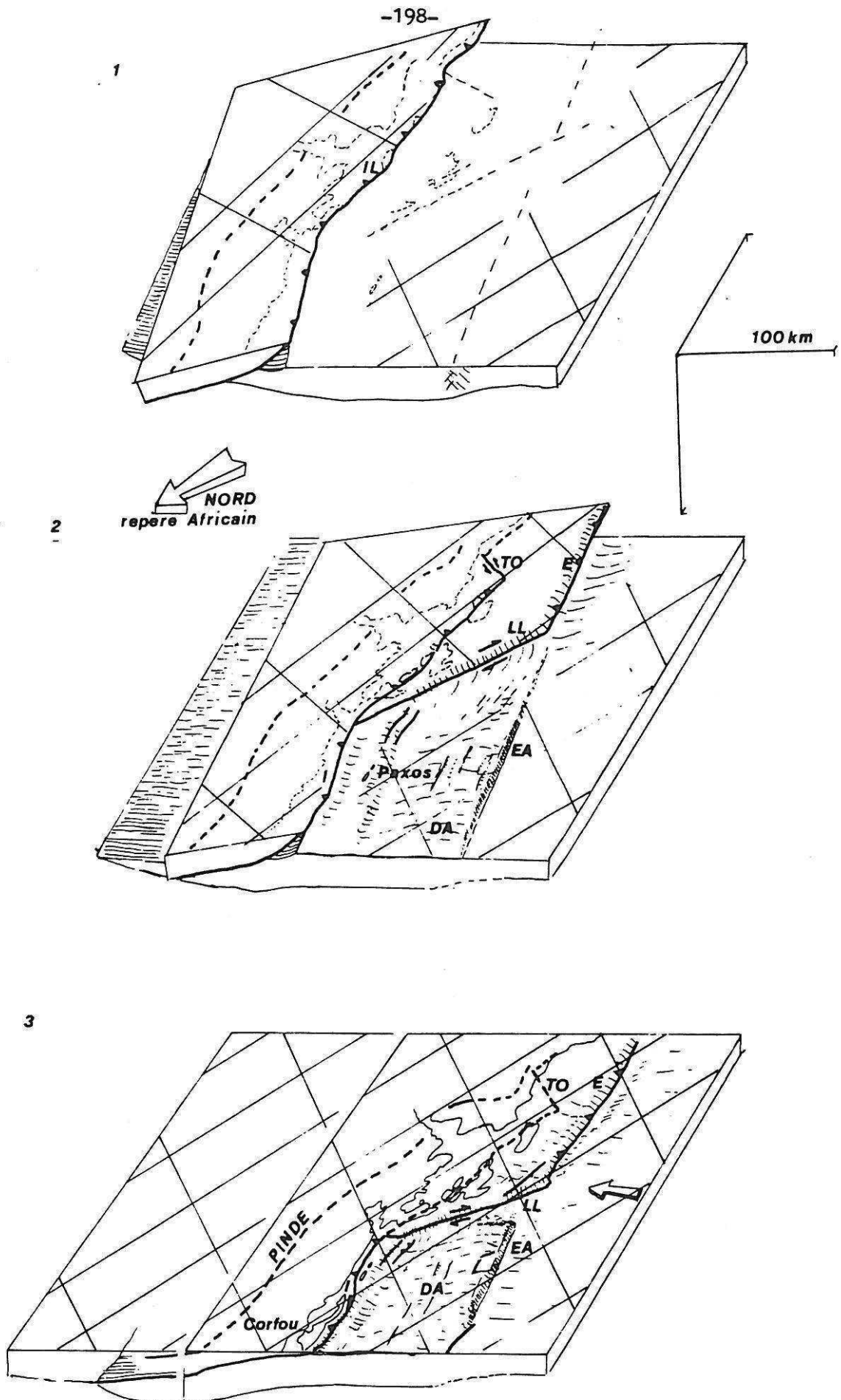


Figure N° VI-6 : Evolution mio-plio-quadernaire de la marge Nord-Ouest hellénique vue en bloc diagramme.  
-coupe du bloc diagramme au niveau de Corfou.

Legende : voir figure N° VI-5.



*BIBLIOGRAPHIE.*

- ANGELIER J. (1976) -Sur l'alternance mio-plio-quaternaire de mouvements extensifs et compressifs en Egée orientale: l'île de Samos (Grèce).  
C. R. Acad. Sci., Paris, (D), t. 83, pp. 463-466.
- ANGELIER J. (1979)-Néotectonique de l'arc égéen.  
Soc. Geol. Nord. Publication N°3.
- AUBOUIN J.(1959) -Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale, les confins de l'Epire et de la Thessalie.  
Ann. Geol. Pays Hellen., N°10, pp. 1-483 (1e these, Paris, 1958).
- AUBOUIN J. (1961)-Propos sur l'orogénèse.  
Bull. Serv. Inf. Geol. (SIG) du B.R.G.M.,t. 52, pp 1-21;t. 53,pp 1-24.
- AUROUX C. (1984)-Evolution néotectonique de la dorsale apulienne et de ses bordures.  
Thèse 3ème cycle, Université de Nice, 138 p.
- BATH M. (1983)-The seismology of Greece.  
Tectonophysics, 98, 165-208.
- BOSCHI E. (1984)-Seismology and related studies in Italy.  
TERRA Cognita 4 ,1984.
- BELLON H.,JARRIGE J.J.,SOREL D. (1979)-Les activités magmatiques égéennes de l'Oligocène à nos jours et leurs cadres géodynamiques.  
Rev. de Geol. Dyn. Geogr. Phys.,vol.21, pp. 41-55
- BENDA L., MEULENKAMP J.E. (1979) -Biostratigraphic correlations in the eastern mediterranean Neogene. 5. Calibration of sporomorph associations, marine microfossil and mammal zones, marine and continental stages and the radiometric scale.  
Ann. Geol. Pays Hellen., Tome hors serie, fasc.1, pp. 61-70.
- BENDA L., MEULENKAMP J.E., SCHMIDT R.R., ZACHARIASSE W.J. (1982) -Biostratigraphic correlations in the eastern mediterranean Neogene. 6. Correlation between marine microfossil, sporomorph and mammal assemblages from the Miocene of Levkas, Zakynthos and Crete, Greece.  
Newsl. Stratigr. 8.
- BIJU-DUVAL B., LETOUZEYJ., MONTADERT L., (1978)-Structure and evolution of the Mediterranean basins.  
In : HSU K., MONTADERT L., (1978), Initial report of Deep Sea Drilling Project,42, part 1: U. S. Government Printing Office Washington, D. C., pp. 951-981.
- BIZON G. (1967) -Contribution à la connaissance des Foraminifères planctoniques d 'Epire et des îles ioniennes (Grèce occidentale) depuis le Paléogène jusqu'au Pliocène.  
Thèse, Paris, Technip.

- BIZON G., MULLER C., BORSETTI A.M., CAULET J.P., GERSONDE R., d'ONOFRIO S., SOKAC A. (1979)-Report on the working group on mikropaleontology. Ann. Geol. Pays Hellen., tome hors série, fasc. III pp. 1335-1364.
- BONNEAU M., GEYSSANT J., LEPVRIER C. (1978)-Tectonique alpine dans le massif d'Attique-Cyclades (Grèce) : plis couchés kilométriques dans l'île de Naxos, Conséquenses. Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn., (2), vol. XX, Fasc.1, 109-122.
- BONNEAU M. (1982)-Evolution géodynamique de l'Arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. Bull. Soc. Geol. France, (7), t. 24, pp. 229-242.
- BORNOVAS J. (1960) -Observations nouvelles sur la géologie des zones pré-apulienne et ionienne (Grèce occidentale). Bull. Soc. Geol.Fr. (7), II, pp. 410-414.
- BORNOVAS J. (1964) -I Geologia tis nisou Levkados. Geol. and Geophys. Research, (I.G.S.R.), vol.10, N°1, Athenes.
- BOUSQUET B. (1974) -La Grèce occidentale : interprétation géomorphologique de l'Epire, de l'Akarnanie et des îles ioniennes. Thèse, Paris.
- B.P. Co Ltd (1971) -The geological results of petroleum exploration in Western Greece. Inst. for Geol. and Subsurface Research, N°10 , Athenes.
- BROOKS M., FERENTINOS G. (1984) -Tectonics and sedimentation in the gulf of Corinth and the Zante and Cephalonia channels, Western Greece. Tectonophysics, 101, pp. 25-54.
- BRUNN J.H. (1956)-Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine centrale. Ann. Geol. Pays Hell.,t. VII.
- CAREY E. (1976) -Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thèse de 3e cycle, Orsay.
- DE MULDER E.F.J. (1975) -Microfauna and sedimentary-tectonic history of the oligo-Miocene of the ionian islands and western Epirus (Greece). Utrecht Microp. Bull.13, pp. 1-139.
- DERCOURT J., THIEBAULT F. (1979) -Création and évolution of the Northern margin of the Mesogean ocean between Africa and Apulia in the Peloponnesus (Greece). VI Coll. geol. Aegean Region, Athen, Athenes (1977) , III, pp. 1313-1332.

- DESPRAIRIES A. (1977) -Etude sédimentologique de formations à caractère flysch et molasse. Macédoine et Epire, Grèce.  
Thèse Sci. Paris-Sud (Orsay).
- DI FILIPPO D., MARCELLI L. (1954)-Uno studio sul terremoto di Cefalonia (del agosto 1953) con particolare riguardo alla natura fisica della scossa all'ipocentro.  
Ann. Geophys., 7 :pp. 547-561.
- DUFAURE J.J. (1975)-Le relief du Péloponnèse.  
Thèse université de Paris VII, Institut de Géographie.
- FINETTI I. (1976) Mediterranean ridge a young submerged chain associated with the Hellenic arc.  
Boll. Geof. Teor. Appl. 15, pp. 263-341
- FINETTI I. (1981) Geophysical study on the evolution of the Ionian Sea. In : WEZEL Ed. , Sedimentary of Mediterranean margins, pp. 465-484, C.N.R. , Italian Project of Oceanography, Tectonoprint, Bologna.
- FINETTI I. (1982) Structural, stratigraphy and evolution of the central Mediterranean.  
Boll. Geof. Teor. Appl. ,24 ,96, pp.247-312.
- FINETTI I. , MORELLI C. (1972) Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea.  
Boll. Geof. Teor. Appl. ,14 ,56, pp.291-342.
- FINETTI I. , MORELLI C. (1973) Geophysical exploration of the mediterranean sea.  
Boll. Geop. Teor. Appl. ,15 ,60, pp.263-341.
- FYTIKAS M., GIULIANI O., INNOCENTI F., MARINELLI G., MAZZUOLI R. (1976)-Geochronological data on recent magmatism of the Aegean sea.  
Tectonophysics, 31, T29-T34.
- FYTIKAS M., GUILIANI O., INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZUOLI R., PECERILLO A., VILLARI L. (1979)-Neogene volcanism of the Northern and Central Aegean region.  
Ann. Geol. Pays Hell., 30, pp.106-129
- FYTIKAS M., INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZUOLI R., PECCERILLO A., VILLARI L. (1984)-Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. in  
The geological evolution of the Eastern Mediterranean.  
Geol. Soc. of London. Eds. Dixon J.E. & Robertson A.H.F.  
Blackwell Scientific Pub.
- FLEURY J.J. (1980) -Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponèse du nord) . Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin.  
Soc. Geol. Nord, Public N°4.

- GERTIG H. (1972)-Focal mechanisms and tectonics of the Ionian sea.  
Proc. 23rd Congr. and Plen. Assem., Comm. Int. Explor. Sci.  
Mer Méditerranée (Athens, 1972).
- GRACIANSKY P.C. DE (1972)-Recherches géologiques dans le Taurus lycien  
occidental.  
Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris-Sud Orsay France, 130p.
- HINZ K. (1974)-Results of seismic refraction and seismic reflection  
measurements in the Ionian sea.  
Geol. Journ., 2, pp. 35-65.
- HODGSON J.H., COCK J.I., (1957)-Direction of faulting in the Greek  
earthquakes of August 9-13, 1953,.  
Ann. Géol. Pays Hell., 8 : pp. 29-47.
- IGRS-IFP (1966) -Etude géologique de l'Epire (Grèce nord-occidentale).  
306 p, Editions Technip, Paris.
- JACKSON J.A., FITCH T.J., Mc KENZIE D.P. 1981,-Active thrusting and the  
evolution of the Zagros fold belt.  
Thrust and nappe tectonics ,1981, The Geol. Soc. of  
London.(interprétation des structures compressives en ZPA)
- JAMET M. (1982)-Etude néotectonique de Corfou et étude paléomagnétique des  
sédiments néogènes des îles de Corfou, Céphalonie et  
Zanthe. Thèse  
3e cycle, Paris XI, Orsay, 146p.
- JARRIGE J.J., ANGELIER J., BOUSQUET B., KERAUDREN B., MERCIER J.L.  
(1976)-Les déformations tectoniques mio-plio-pléistocènes à  
Kos (Arc Egéen Interne Oriental).  
4ème réunion ann. Sci. Terre, Paris, 13-16 avril 1976, Rés  
comm., p.232.
- JARRIGE J.J. (1978)-Etudes néotectoniques dans l'arc volcanique égéen (les  
îles de Kos, Santorin et Milos).  
Thèse 3ème cycle, Université de Paris-Sud (Orsay).
- JENKINS D.A.L. (1972) -Structural development of Western Greece.  
A.A.P.G.Bull., vol. 56/1, pp. 128-149.
- KERAUDREN B. (1970, 1971, 1972)-Les formations quaternaires marines de la  
Grèce .  
Bull. Mis. Anthrop. Préhist. Monaco, 16, pp. 5-153.; 17, pp.  
87-169, pp; 18, pp. 223-270.
- KERAUDREN B. (1975)-Essais de stratigraphie et de paléogéographie du  
Plio-Pléistocène égéen. Bull.  
Soc. Geol. France, (7), t. XVIII, n° 6, pp. 1110-1120.

- KISSEL C. (1984) -Evolution géodynamique de la grèce nord-occidentale depuis l'Oligocène : apport du paléomagnétisme.  
Thèse 3è cycle, Université Paris XI, 186p.
- KISSEL C., JAMET M., LAJ C. (1984)-Palaeomagnetic evidence of Miocene and Pliocene rotational deformations of the Aegean Area. in:  
The geological evolution of the Eastern Mediterranean.  
Eds. Dixon J.E. & Robertson A.H.F. Geol. soc. of London.  
Blackwell Scientific Pub.
- LAJ C., JAMET M., SOREL D., VALENTE J.P. (1982) -First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary arc. In: LE PICHON X., AUGUSTITHIS S.S. and MASCLE J. (eds.). Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench. Tectonophysics, 86 (1982) TEC 424.
- LALLEMANT S. (1984)-La transversale nord-maniote : étude géologique et aéromagnétique d'une structure transverse à l'arc égéen externe.  
Thèse 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, 148 p.
- LE PICHON J., ANGELIER J. (1979)-The Hellenic arc and trench system : a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 60, pp.1-42.
- LETOURNEUR T. (1981) -Sédimentation et diagenèse des carbonates du Plio-Quaternaire de l'île de Céphalonie (Grèce Occidentale).  
Thèse 3ème cycle, Université d'Orsay - PARIS XI, 238 p.
- LYBERIS N. (1984)-Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur.  
Mém. Sc. Terre, Univ. Curie, Paris, n°84-18, 367-p.
- Mc KENZIE D. (1970)-Plate tectonics of the Mediterranean region.  
Nature, vol. 226, pp. 239-248.
- Mc KENZIE D. (1972)-Active tectonics of the Mediterranean region.  
Geophys. J. R. astr. Soc., 30, pp. 109-185.
- Mc KENZIE D. (1977)-Present deformation of the Aegean region.  
VI Colloquium on the Geologie of the Aegean Region, Athens 1977, VolIII, pp. 1303-1312.
- Mc KENZIE (1978)-Active tectonics of the alpine-himalayan belt. The Aegean sea and surrounding regions (tectonics of Aegean regions ).  
Geophys. J. R. Astron. Soc., 55 p217-254.
- KING G., TSELENTIS A., MOLNAR P., ROECKER S., SINVAH H., SUFLERIS C., STOCK J. (1983) -Microearthquake seismicity and active tectonics of Northwestern Greece.  
Earth and Plan. sc. Lett., 66, pp.279-288.

- MAKRIS J. (1977)-Geophysical investigations of the Hellenides.  
Hamburger Geophysikalische Einzelsschriften, 34, Hamburg,  
124 p.
- MAKROPOULOS K., BURTON P.W.-(1981)-A catalog of seismicity in Greece and  
adjacent areas.  
Geophys. J. R. Astr. Soc. 65, pp741-762
- MALAVIEILLE J. (1984)-Modélisation expérimentale des chevauchements  
imbriqués dans les chaînes de montagnes.  
Bull. Soc. géol. Fr., 1984, (7), t. XXVI, n° 1, pp. 129-138.
- MASCLE J., AUROUX C., ROSSI S. (1984)-Structure géologique superficielle et  
évolution récente de la dorsale apulienne (Mer Ionienne).  
Revue de l'institut français du pétrole. Vol. 39, N° 2,  
Mars-Avril 1984, pp. 127-142.
- MERCIER J.L., BOUSQUET B., DELIBASSIS N., DRAKOPOULOS I., KERAUDREN B.,  
LEMEILLE F., SOREL D. (1972)-déformations en compression  
dans le Quaternaire des rivages ioniens (Céphalonie,  
Grèce). Données néotectoniques et séismiques.  
C. R. Ac. Sc. Paris, t. 275, p. 2307-2310.
- MERCIER J.L. (1976) -La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple  
: l'Arc Egéen (Méditerranée orientale).  
Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., (2), vol. XVIII, fasc.4, pp.  
323-346.
- MERCIER J.L., CAREY E., PHILIP H., SOREL D. (1976) -La néotectonique  
plio-quaternaire de l'arc égéen externe et de la mer Egée,  
et ses relations avec la sismicité.  
Bull. Soc. Géol. France (7), XVIII, N°2, pp. 355-372.
- MERCIER J.L. (1977) -L'Arc Egéen, une bordure déformée de la plaque  
eurasitique; réflexions sur un exemple d'étude  
néotectonique.  
Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX, n°3, pp. 663-672.
- MERCIER J.L. (1979) -Signification néotectonique de l'arc égéen : une revue  
des idées.  
Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., XXI, (1), p. 41.
- MERCIER J.L., DELIBASSIS N., GAUTHIER A., JARRIGE J.J., LEMEILLE F., PHILIP  
H., SEBRIER M., SOREL D. (1979) -La Néotectonique de l'arc  
égéen.  
Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., XXI, (1), pp. 67-92.
- MONOPOLIS D., BRUNETON A. (1982) -Ionian sea (Western Greece) : its  
structural outline deduced from drilling and geophysical  
data.  
Tectonophysics, 83 (1982), pp. 227-242.

- PAPANIKOLAOU D. (1979)-Unités tectoniques et phases de déformations dans l'île de Samos, Mer Egée, Grèce.  
Bull. Soc. Géol. France, (7), 6, pp.745-752.
- PAPAZACHOS B.C., DELIBASIS N.D. (1969)-Tectonic stress field and seismic faulting in the aera of Greece.  
Tectonophysics, 7: pp. 231-255.
- PAQUIN C.,FROIDEVAUX C.,BLOYET J.,RICARD Y.,ANGELIDIS C. (1982)-Tectonic stresses on the mainland of greece:in situ measurements by overcoring.  
Tectonophysics., 86 pp.17-27.
- PAQUIN C., FROIDEVAUX C., BLOYET J., RICARD Y., ANGELIDIS C. (1984)-Tectonic stresses on the boundary of the Aegean domain. In situ measurement by overcoring.  
Tectonophysics., 110 pp.145-150
- POISSON A. (1984)-The extension of the Ionian trough into south Turkey. in The geological evolution of the Eastern Mediterranean.  
Geol. Soc. of London. Eds. Dixon J.E. & Robertson A.H.F.  
Blackwell Scientific Pub.
- RITSEMA A.R. (1974)-The earthquake mechanims of the Balkan region.  
R. Neth. Meteorol. Inst., Sci. Pep. 74-4, 36p.,27 figs. et 22p. tables.
- ROBERT E. (1982) - Contribution à l'étude géologique des Cyclades (Grèce) : l'île de Paros.  
Thèse 3ème cycle, Univ. PARIS XI.
- SANCHO J., LETOUZEY J., BIJU-DUVAL B.,COURRIER P.,MONTADERT L., WINNOCK E. (1972)-New data on the eastern mediterranean basin from seismic reflection.  
Rapport inst. français du Pétrole, division géologie, réf. 20 676.
- SASSI W. (1985) -Analyse numérique de la déformation cassante: Partie 1 : Introduction de paramètres physiques dans l'analyse de populations de failles striées. Partie 2 : Simulation numérique par la méthode aux éléments distincts.  
Thèse 3ème cycle, Univ. Paris XI.
- SOREL D., NESTEROFF W.D., LIMOND J., LEMEILLE F., SEBRIER M. (1976) -Mise en évidence de structures compressives sous-marines plio-pléistocènes dans l'arc égéen externe au large de Levkas (Iles ioniennes, Grèce).  
C.R.Ac.Sc. Paris, T. 282, N 23, Serie D, pp.2045-2048.
- SOREL D. (1976) -Etude néotectonique dans l'arc égéen externe occidental.  
Thèse 3e cycle, Paris XI, Orsay, 200p.



- SOREL D., CUSHING M. (1982) -Mise en évidence d'un charriage de couverture dans la zone ionienne en Grèce occidentale : la nappe d'Akarnanie-Levkas.  
C. R. Acad. Sc. Paris, t. 294, serie II, pp. 675-678.
- SOREL D., CUSHING M., JAMET M. (1983) -Structural development of north-western Greece : new data.  
Congres EUG Strasbourg.
- TAPPONNIER P. (1977)-Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique.  
Bull. Soc. Geol. France, (7), 19, pp. 437-460.
- THIEBAULT F. (1982)-Evolution géodynamique des Hellenides externes en Péloponnèse méridional (Grèce).  
Soc. Geol. Nord. Publication N°6.

*ANNEXES.*

*I-DIAGNOSES EFFECTUEES SUR LES MICROFAUNES RECOLTEES A LEVKAS:  
DETERMINATIONS DE G. BIZON. (FORAMINIFERES PLANCTONIQUES).*

ECHANTILLONNAGE

DIAGNOSES DE Mme G.BIZON

LEVKAS

- 8102 : Oligocène, zone à *G. opima* (remaniement de l'Eocène).  
- Marnes bleues et éléments bréchiques .
- 8103 : Messinien lacustre, avec remaniements de microfaunes marines dont l'âge n'est pas plus récent que Tortonien supérieur.  
- Microconglomérat  
Gastropodes lisses, Ostracodes lacustres, Charophytes  
Plancton d'origines diverses avec  
quelques espèces d'âge  
Eocène, Oligocène ou Miocène inférieur, Langhien, Serravalien. Enfin, rares *Globorotalia acostaensis*, *G. humerosa* et *G. pseudomiocenta* d'âge Tortonien.
- 8104 : Serravalien supérieur - Tortonien inférieur ?  
- Argiles silteuses à microfaune mal conservée (dissolution des parois calcaires)  
*Orbulina universa* (rare), *Globoquadrina dehiscens* (fréquente), *Globigerinoides trilobus* (fréquente), *Globigerina druryi*, *Globorotalia continua*.
- 8105 : Messinien présumé - zone à *G. mediterranea*  
- Argile gréseuse à fragments de roches diverses  
Nombreux débris de Molusques  
Plancton : *Orbulina universa* (fréquente), *Globigerinoides obliquus* (fréquente), *G. trilobus* (fréquente), *Globorotalia menardii* (rare), *Globorotalia acostaensis* (rare), *Globorotalia sutarae*, *Globigerina nephentes*  
Benthos : *Bulimina echinata*, *Uvigerina striatissima*, *Milioles* etc...
- 8106 : Serravallien - zone à *G. mayeri*  
- Marnes très détritiques, grés-micacées, de teinte rougeâtre  
Plancton : *Orbulina universa* (fréquent), *Globoquadrina dehiscens* (fréquent), *Globoquadrina altispira* (rare), *Globorotalia preamenardii* (commun), *Globigerina falconensis*, *Globigerina drurgi* (fréquent), *Globigerinita glutinata*, *Globorotalia mayerii*.
- 8107 : Zone à *G. mayeri*, partie sup. Serravalien supérieur  
- Plancton abondant avec  
*Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus*, *subquadratus*, *Globoquadrina dehiscens* et *altispira*, *Globorotalia menardii* et *praemenardii*, *G. mayeri*, *G. gr. miozea*, rares *Globorotalia obliquus* et *scitula*.
- 8108 : Zone à *G. acostaensis* - Tortonien inférieur  
- Argiles brunes, fragments de calcaire d'âge indéterminé  
Plancton écrasé avec : *Orbulina universa*, *Globigerinoides*

obliquus, G. subquadratus, G. trilobus, Globorotalia asitula, Globorotalia menardii, G. acostaensis.

- 8109 : Messinien présumé à microfaune oligotypique  
- Argiles brunes microfaune altérée, souvent à l'état de moule interne  
Orbulina universa (fréquente), rares Globigerinoides sacculifer et trilobus, T. quinqueloba  
Benthos : oligotypique avec Bulimina ovata dominante.
- 8110 : Zone à G. acostaensis, Tortonien  
- Argiles silteuses et micacées - plancton écrasé  
Orbulina universa, Globigerina falconensis, Globigerinoides obliquus, G. trilobus, G. obliquus extremus, Globorotalia acostaensis, G. pseudomiocena.
- 8111 : Zone à G. mediterranea - Messinien  
- Argiles silteuses et micacées  
Plancton : Orbulina universa (fréquent), Globigerinoides obliquus (fréquent), G. obliquus extremus, Globigerina falconensis (fréquent), Globigerinoides subquadratus (rare), Globorotalia mediterranea (rare).
- 8112 : Zone à G. mediterranea - Messinien  
- Argiles gréseuses, oxydées.
- 8113 : Pliocène inférieur de plate-forme  
- Marnes bleues peu sableuses avec gypse et matière organique.
- 8115 : Serravallien ou Tortonien  
- Argiles détritiques altérées.
- 8116 : Oligocène inférieur - zone à G. ampliapertura  
- Globorotalia increbescens, Globigerinita unicavus, dissimilis, Globigerina tripartita.
- 8117 : Langhien ou Serravallien inférieur  
- Microconglomérat à ciment argileux - nombreux débris de calcaire blanchâtre (Vigla ?) - Radiolaires remaniés microfaune.
- 8119 : Serravallien, zone à G. mayeri  
- Plancton abondant.
- 8120 : Langhien supérieur ou Serravallien inférieur  
- Marnes bleues.
- 8123 : Langhien - zone à Praeorbulina - N 8  
- Globigerinoides trilobus, bisphericus, Praeorbulina transitoria, Praeorbulina glomerata, Globigerinoides subquadratus, Globoquadrina dehiscens, Hastigerina praesiphonifera.
- 8126 : Serravallien présumé  
- Argiles froissées, microfaune en partie calcifiée.

- 8127 : Zone à *G. mayeri* - Serravallien Milieu : plate-forme  
- Argiles à débris de roches roulées  
Mollusques, Amphistegines et *Ammonia* fréquents  
Plancton fréquent.
- 8128 : Miocène  
- Argiles froissées, microfaune mal conservée avec  
fréquents Miliolites, Amphistegines, Mollusques et Ostracodes  
marins Plancton rare et mal conservé.
- 8129 : Tortonien - zone à *G. acostaensis*  
- Plancton : *Orbulina universa*, *Globigerinoides obliquus*,  
*trilobus*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia acostaensis*.
- 8134 : Oligocène inférieur , zone à *G. ampliapertura*  
- Plancton abondant : *Globorotalia increbescens*, *opima*  
*nana*, *Globigerinita dissimilis* et *unicavus*, *Globigerina*  
*gortanii*, *tripartita*, *ampliapertura*, *Chilogumbelina* sp.
- 8135 : id.8134.
- 8137 : Tortonien ou Messinien lagunaire  
- Gasteropodes abondants, charophytes et Ostracodes  
lacustres Plancton : remaniements  
importants Une espèce Crétacé : *Thalmaninella*  
*ticinensis* (Albien) plusieurs  
espèces Oligocène à Miocène inférieur  
quelques formes éocènes rares *Globorotalia*  
*pseudomiocenica* Algues enkystées.
- 8138 : Tortonien ?  
- Marnes bleues, Epipélagique dominant.
- 8141 : Messinien - zone à *G. mediterranea*  
- Argiles gréseuses à grands débris de Mollusques  
Plancton abondant de la zone à *G. mediterranea*.
- 8142 : Zone à *G. humerosa* - Tortonien supérieur  
- Argiles gréseuses et micacées Plancton  
abondant.
- 8143 : Zone à *G. mediterranea* - Messinien  
- Argiles gréseuses oxydées Plancton :  
*Orbulina universa*, *G. trilobus*, *obliquus*, *extremus*,  
*Globorotalia acostaensis*, *dutertrei*, *mediterranea*, *exserta*  
Benthos diversifié.
- 8144 : Serravallien - zone à *G. mayeri*  
- Marnes altérées et niveaux bréchiques et gréseux.
- 8202 : id. 8116
- 8203 : Miocène moyen à supérieur  
- Mélange de faunes avec Oligocène inférieur ( *Globorotalia*  
*increbescens*, *Globigerina unicavus*) et plus récentes (

Gasteropodes, Borelis, Milioles, Elphidium crispum, Ammonia, Ostracodes).

8204 : id. 8207

8205 : Miocène supérieur ou Pliocène

- Benthos fréquent de plate-forme Plancton :  
Sphaeroidinellopsis seminulina et subdehiscens (fréquent),  
Globigerinoides obliquus et obliquus extremus, Orbuline  
universe.

8206 : Miocène moyen à Pliocène

- Benthos de plate-forme Plancton rare  
avec Orbuline et Globigerinoides obliquus.

8207 : Miocène supérieur ? ou Pliocène ?

- Benthos abondant et débris de Mollusques, Otolithes ,  
Benthos de plate-forme  
- Plancton : Orbulina universa, Globigerinoides, obliquus  
et obliquus extremus, G. subquadratus, Globorotalia sp.

8208 : Miocène moyen à plus récent

- Argiles gréseuses - microfaune plus rare Orbulina  
universa, Globigerinoides trilobus, Globorotalia scitula.

8209 : Serravallien - zone à G. mayeri

- Plancton : Orbulina universa (fréquent), Globigerinoides  
trilobus (fréquent), Globigerinoides subquadratus (rare),  
Globoquadrina altispire et dehiscens, Globorotalia mayeri,  
Turborotalite quinquelobe.

8210 : Serravallien - zone à G. mayeri

- Argiles silto-gréseuses à grands débris de roches  
diverses Plancton : Orbulina universa  
(fréquent), Globoquadrina dehiscens (fréquent), Globigerina  
falconensis (fréquent), Globigerinoides trilobus (rare),  
Globigerina drurgi et Turborotalite quinquelobe.

8213 : Serravallien - zone à G. mayeri

- Orbulina universa, Globigerinoides trilobus,  
subsacculifer, Globorotalia mayeri, Globoquadrina  
dehiscens.

8214 : Tortonien - zone à G. acostaensis

- Orbulina universa, Globigerinoides obliquus, trilobus,  
Globorotalia continuosa, Globorotalia acostaensis.

8215 : Tortonien - zone à G. acostaensis

- orbulina universa, Globigerinodes obliquus, trilobus,  
Globigerina falconensis, Globorotalia acostaensis.

8216 : Miocène moyen - zone à G. mayeri

- orbulina universa et bilobata, Globigerinoides trilobus,  
Globorotalia mayeri, Globigerinoides subsacculifer.

8217 : Tortonien - zone à G. acostaensis

- 8218 : Miocène moyen supposé - Serravallien  
- Plancton : *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus*,  
*Globoquadrina altispira*, *Globigerinoides subquadratus*.
- 8219 : Serravallien présumé  
- *Globorotalia mayeri*, *lenguaensis*, *Globigerina*  
*falconensis*, *Globigerinoides trilobus*.
- 8225 : Serravallien ou Langhien supérieur  
- Plancton : *Globoquadrina dehiscens* (rare),  
*Globigerinoides trilobus* (fréquent), *Globigerinoides*  
*subquadratus* (fréquent), *Globigerina praebulloides*  
(fréquent), *Globigerina drurgi*, *Orbulina suturalis*.
- 8228 : id. 8116.
- 8230 : Langhien présumé ?  
- Microconglomérat  
Mélange de faunes de plate-forme (*Elphidium* et  
*Nonionboueanum*) et plus profondes : *Orbulina suturalis*,  
*Globigerinoides trilobus* *sucsacculifer*, *subquadratus*.
- 8231 : Burdigalien supérieur - zone à *G. bisphericus*, N 8  
- *Globigerinoides trilobus*, *bisphericus*, *subquadratus*,  
*Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia praescitula*,  
*Hastigerina praesiphonifera*.
- 8232 : Langhien - zone à *Praeorbulina glomerosa*  
- *Globigerinoides trilobus* et *bisphericus*, *Praeorbulina*  
*glomerosa*, *transitoria*, *Globoquadrina altispira*.
- 8233 : Langhien - zone à *Praeorbulina*  
- Microconglomérat : *Globigerinoides trilobus*, *bisphericus*,  
*Praeorbulina glomerosa*, *transitoria*, *Globigerinoides*  
*subquadratus*, *Globoquadrina dehiscens*.
- 8234 : Burdigalien supérieur - zone à *G. bisphericus*, N 8  
- *Globigerinoides trilobus*, *bisphericus*, *Hastigerina*  
*praesiphonifera*, *Globoquadrina dehiscens*.
- 8235 : Eocène supérieur - zone à *G. cerroazulensis*  
- *Globigerina eocena*, *Globigerina tripartita*, *Globigerinita*  
*unicavus*, *Globorotalia cerroazulensis* *cocoaensis*.
- 8237 : Oligocène sensu lato.

#### ITHAQUE

- 8201 : Oligocène supérieur - zone à *G. ciperensis*  
- *Globigerina tripartita*, *praebulloides*, *Globigerinita*  
*unicavus*, *dissimilis*, *Globigerina angulisuturalis*.
- 8202 : Zone de mélange : Pliocène avec remaniements d'Oligocène  
- Conglomérat avec débris de Mollusques et gastéropodes,



Lépidocyclines, milioles, plancton avec Globigérinoïdes obliquus, Globorotalia scitula, Globigerinita dissimilis.

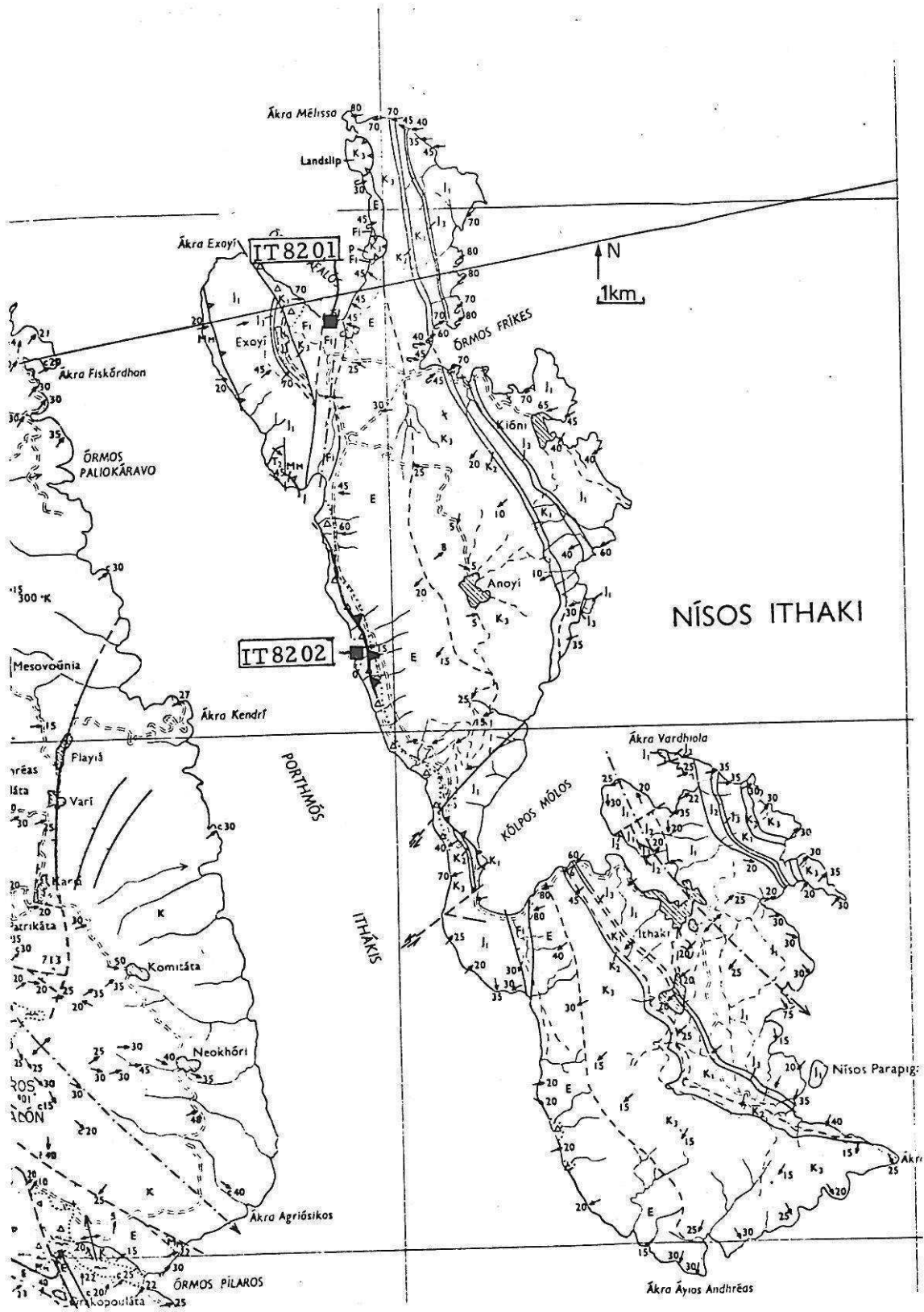
TABLEAU DE LA REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES ECHANTILLONS DATES.

LEVKAS:

	ZONE DE PAXOS	ZONE IONIENNE		ZONE DE PAXOS	ZONE IONIENNE
EOCENE Z. a cerroazulensis		8235	TORTONNIEN Z. a G. acostaensis	8110	8108 8129 8214 8215 8217
OLIGOCENE Z. a ampliapertura		8116 8128 8134 8135	Z. a G. humerosa	8142	
Z. a opima		8102	TORTONNIEN SENS LARGE		8104 8138
OLIGOCENE SENS LARGE		8237	TORTONNIEN SUP- MESSINIEN INF	8137	
MIOCENE BURDIGALIEN Z. a g. bisphericus		8231 8234	MESSINIEN Z. a G. mediterranea	8105 8111 8112 8141 8143	
Z. a Porticulasphaera gr. glomerosa		8123 8232 8233	MESSINIEN SENS LARGE	8103 8137	8109
LANGHIEN	8120	8117 8225 8230	MIOCENE SENS LARGE		8128 8203
SERRAVALLIEN Z. a Mayeri		8106 8107 8119 8127 8144 8209 8210 8213 8216	MIOCENE MOYEN A SUP		8208
			MIOCENE OU PLIOCENE INFÉRIEUR		8204 8205 8206 8207
SERRAVALLIEN SENS LARGE		8104 8126	PLIOCENE INFÉRIEUR		8113
SERRAVALLIEN SUP-TORTONNIEN INF		8115			



: Localisation des sites d'échantillonnage  
des microfaunes datées par Mme G. Bizon à Ithaque



*II-DESCRIPTION DETAILLEE DES COUPES TECTONIQUES:*

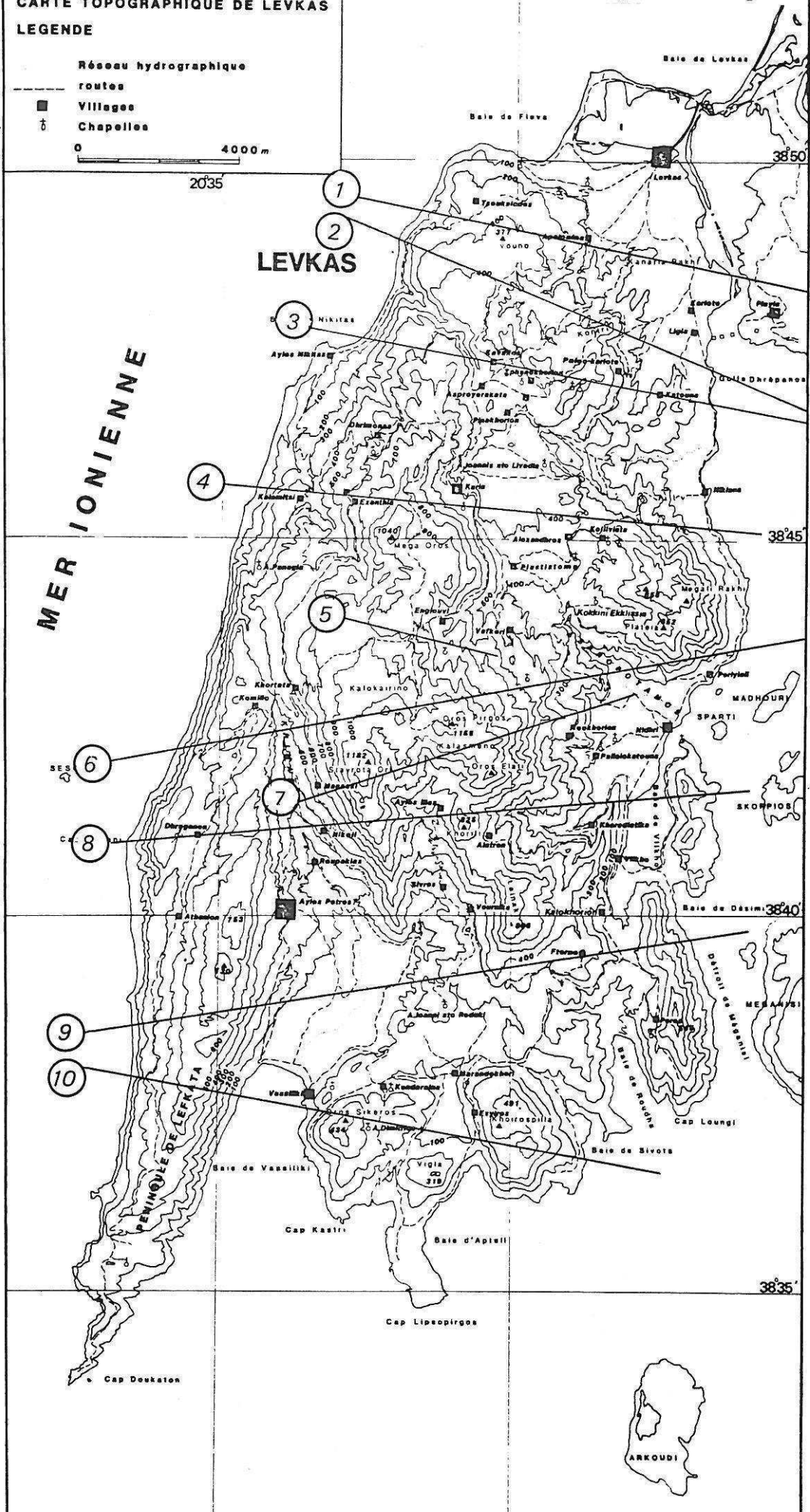
*-COUPES N°1 à 10*

**CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LEVKAS**  
**LEGENDE**

- Réseau hydrographique
- - - routes
- Villages
- † Chapelles

0 4000 m

**Positionnement des coupes tectoniques**



ANNEXE II: DESCRIPTION DETAILLEE DE 10 COUPES TECTONIQUES  
REALISEES A LEVKAS A PARTIR DE LA CARTOGRAPHIE ET D'OBSERVATIONS  
DIRECTES.

Cette partie est consacrée à la description détaillée de coupes tectoniques dont la position peut être consultée sur la carte de positionnement. La description de chaque coupe est faite le long d'un itinéraire symbolisé par de petites flèches visibles sur le fond topographique qui accompagne chaque planche de coupe. Il s'agit à chaque fois d'un itinéraire proposé au lecteur afin d'observer au mieux les structures décrites le long du trait de coupe. Ces itinéraires empruntent des routes, chemins carrossables et pédestres.

Les coupes seront décrites du Nord au Sud.

Le Nord de l'île est bordé par une petite plaine de colmatage marin, cultivée, sur laquelle est construite la ville de Levkas. Cette ville est séparée de la mer ouverte par une lagune cernée d'un cordon littoral récent. La géologie d'un substratum dans ce domaine n'est donc pas connue puisque masquée. Les carbonates de la série ionienne ainsi que les molasses miocènes commencent donc à affleurer au Sud de cette plaine, à la faveur du relief. Un peu à l'Ouest, une falaise forme un premier relief. Il s'agit d'une paléofalaise sur laquelle sont accrochés des tabliers de brèche lithifiés d'âge Pléistocène moyen.

COUPE NUMERO 1

A l'Est de l'île, sur le continent, se trouve un vaste synclinal de flysch d'axe Nord-Est, Sud-Ouest dont le flanc inverse est déversé vers le NW. Au Nord, il est chevauché par des dolomies et calcaires du Lias..

Quelques chicots calcaires parsèment cette région vallonnée, ils sont principalement constitués de carbonates éocènes, mais aussi de restes de molasse miocène discordante sur le flysch. C'est le cas au Sud du nouveau village de Playia où ce Miocène gréseux et bréchiq ue constitue une butte témoin de 72 mètres d'altitude, sur laquelle était bâtie une ancienne forteresse. C'est cet affleurement de Miocène qui nous permet de faire le lien avec l'île de Levkas. On le retrouve affleurant dans la partie Nord-Est de l'île, au Nord de Kariotes où nous débuterons notre première coupe.

Nous partons donc de Kallimonion, 350 mètres au Nord des ruines korinthiennes de Levkas.

On observe sur ce monticule des brèches de molasses miocènes qui semblent avoir servi à la construction de l'édifice antique. Elles forment le flanc occidental d'un synclinal qui repose sur des dolomies du Trias (calcaires noirs et dolomies fétides), et que l'on peut observer au niveau d'une ancienne carrière située au croisement de la route qui mène à l'usine électrique de l'île avec la route Levkas-Nidhri. Les carbonates, dont le pendage n'est pas visible, forment une butte: Kanaria Rakhi. On retrouve les calcaires massifs



du Pantokrator au sommet de la colline.

De là, en se dirigeant vers le Nord Ouest, on arrive dans un bois dont le sol est jonché de débris siliceux et de terre d'altération rouge. Ce sol semble résulter de l'altération des calcaires siliceux du Dogger ou du Crétacé inférieur. Le pendage des couches n'a cependant pas pu être déterminé.

Plus à l'Ouest, on atteint la route Levkas-Lazarata par laquelle on peut redescendre jusque dans la plaine.

En arrivant au niveau de la plaine, sur la gauche, part une piste qui va vers Apolpaina. Au bout de 250 mètres, on trouve une petite piste sur la gauche, au bord de laquelle s'ouvre une carrière dans les argiles bleues attribuées par Mme G. Bizon au Miocène supérieur-Pliocène inférieur (voir chapitre I). Les terrains mous, dont la structure au Nord de l'île est mal visible dans les oliveraies, forment un synclinal dont le flanc Est très redressé repose sur les carbonates de la petite colline de Kanaria Rakhi.

Cette piste débouche au niveau d'un vallon sur une carrière où sont exploités des calcaires blancs et siliceux de l'Eocène, à silex et à nummulites visibles à l'oeil nu. Les marnes bleues et sableuses du Pliocène inférieur viennent ennoyer le paléorelief formé par ces calcaires, avec un très faible pendage vers le Nord.

Au dessus des calcaires éocènes, à l'Ouest du vallon, on retrouve encore des restes de molasses bréchiques qui semblent surélevées par rapport à celles que l'on observe à l'Est du talweg. Celui-ci pourrait être la conséquence d'une zone de faiblesse créée par une faille au jeu post miocène et qui aurait descendu le compartiment Est que limite cet accident.

Plus au Nord, le petit village d'Apolpaina repose sur des brèches miocènes attribuées par De Mulder (1975) au Burdigalien. Leur pendage est très fort vers le Nord-Est, et elles sont en contact par faille avec les calcaires éocènes.

A l'Ouest du village, sur la route qui rejoint Frinion, on peut observer la succession très rapide (de 50 à 100 mètres d'épaisseur) de toute la série carbonatée ionienne (post-liasique), qui est laminée à cet endroit par un rétro-écaillage important (vergence de l'écaillage vers l'Est).

La série est donc chevauchée par les calcaires liasiques massifs du Pantokrator qui, plus à l'Ouest, forment le vaste plateau monotone de Tsoukalades; ce plateau est formé par un anticlinal massif dont le flanc occidental plonge dans la mer ionienne.

On observe, au Nord de Kalarakhi, à 50 mètres au Nord de la route allant de Levkas à Ayios Nikitas, un petit affleurement de calcaire très siliceux, broyé, laminé, situé structuralement sous les calcaires du Pantokrator (Lias). Le facies et l'absence de faune ne nous a pas permis d'en établir l'âge.

Nous pouvons toutefois penser qu'il s'agit de calcaires siliceux de la série carbonatée sur lesquels sont écaillés les calcaires du Pantokrator. Non loin de là, à l'Ouest lorsqu'on descend par un chemin jusqu'au rivage, on observe alors une série dolomitique pulvérulente avec, au niveau de la plage, deux lentilles d'évaporites laminées d'une cinquantaine de mètres de longueur. La proximité entre les niveaux intermédiaires de la série ionienne et les niveaux inférieurs implique l'existence d'un accident qui remonte les dolomies et gypses à l'Ouest contre les calcaires du Pantokrator et



du Dogger à l'Est.

RESUME-INTERPRETATION:

-Un petit synclinal de molasse Miocène repose, sur son flanc Est, en discordance sur le flysch du synclinal de Playia, et sur son flanc Ouest, sur des dolomies triasiques. Nous verrons, dans une coupe effectuée plus au Sud, que ce synclinal cache un accident important, chevauchant à vergence Est. Plus à l'Ouest, un second synclinal molassique cache le synclinal de Lazarata-Apolpaina formé par la série carbonatée ionienne. Sur son flanc occidental, les calcaires du Pantokrator chevauchent vers l'Est les termes plus récents de la série ionienne parfois laminés (Frinion). La géométrie et la nature des terrains situés à l'Ouest de l'anticlinal de Tsoukalades impliquent l'existence d'un accident (chevauchant vers l'Est ?).

COUPE NUMERO 2

Nous allons effectuer notre seconde coupe à environ 2 km au Sud de la première, sur une transversale orientée Est Nord Est-Ouest Nord Ouest.

En partant de Kariote (nouveau village reconstruit), nous prenons la petite piste qui mène à l'Ouest dans les oliveraies, puis, sur la droite, une piste montant à flanc de coteaux dans un paysage où les affleurements sont peu visibles. On peut seulement mesurer par endroits le pendage des marnes gréseuses miocènes, sur les bords d'un chemin récemment ouvert.

Continuant à monter, la route traverse, sur la droite, des bancs plus massifs de brèches jaunâtres et calcarénites dont le pendage est orienté vers l'Ouest (30°). Plus haut, les bancs de brèches sont fortement inclinés vers l'Ouest et renversés (Graded bedding donnant la polarité).

Après avoir dépassé la barre rocheuse constituée par ces brèches retournées, on peut observer un bloc de carbonates (Eocène ou Berriasien sans fossiles) qui semble emballé en olistolithe dans le Miocène; puis, sans rapport géométrique clair, on passe à un mélange d'argiles noires à débris de dolomies et gypses formant un replat morphologique. Nous aboutissons alors au fond d'un vallon encaissé, et la piste rejoint celle qui relie Kariote (le vieux village) à la route Levkas Karia. Au niveau du croisement, un chemin remonte un vallon encaissé sur 50 mètres environ et débouche sur un grand miroir de faille, subvertical et décrochant (cannelures), N 170 -75 W-34 N-senestre, qui met en contact, à l'Est, les évaporites et argiles triasiques et à l'Ouest, les calcaires blancs porcelanés pauvres en nodules siliceux, dont le facies est attribuable au Berriasien (Jc) et dont le pendage est fort vers l'Ouest.

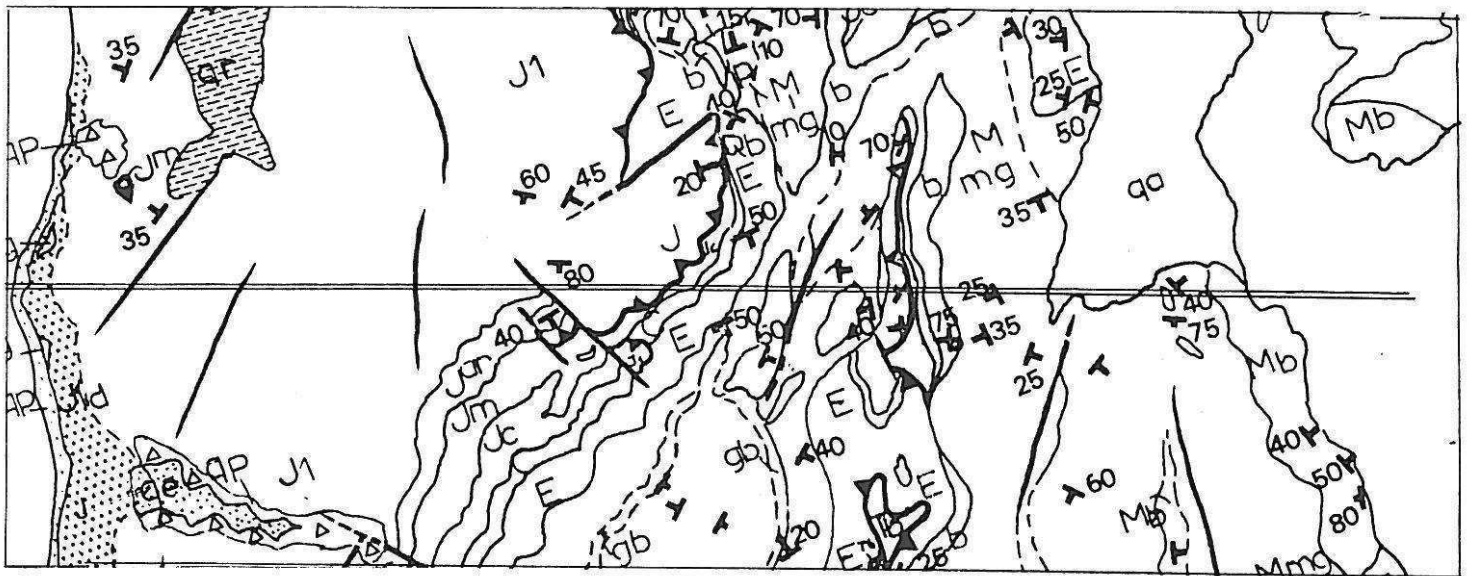
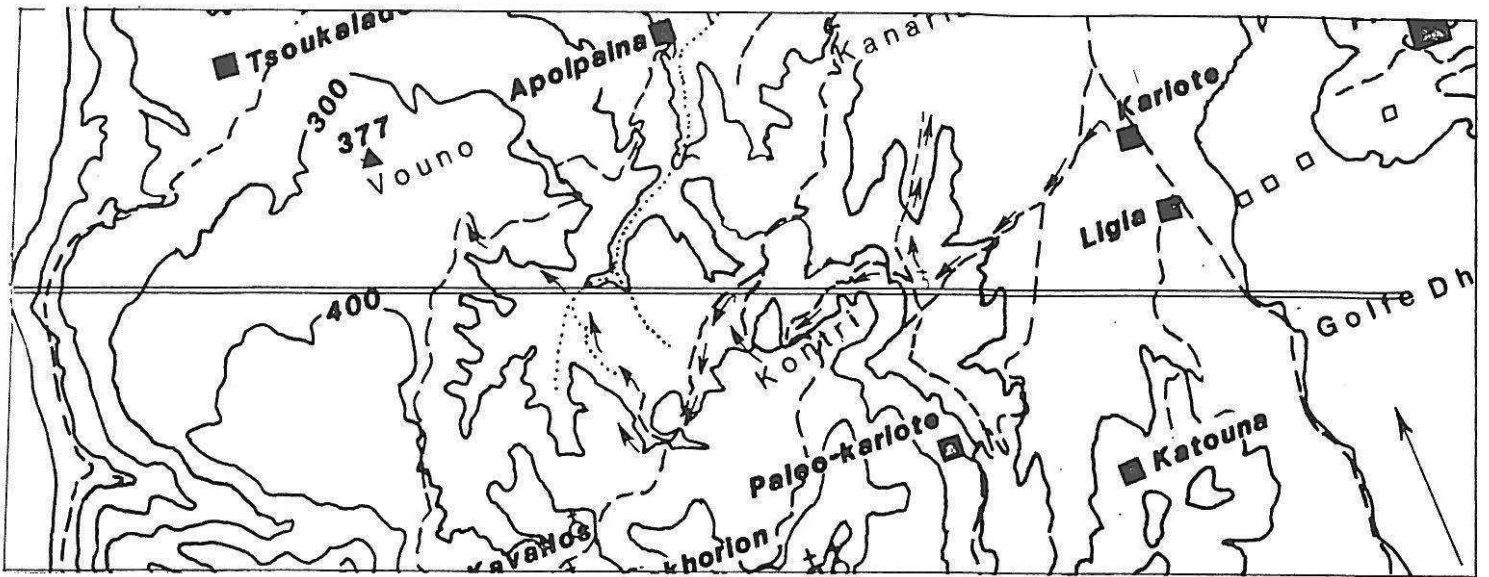
En remontant au Nord du vallon en suivant le contact Crétacé-Trias, on constate la géométrie subhorizontale de l'accident. On peut suivre ce contact sur 2 km vers le Nord, le long d'une piste qui redescend le long de l'arête topographique vers l'usine électrique.

A gauche (à l'Ouest), on observe les carbonates (Crétacé puis Jurassique moyen représenté par des calcaires siliceux) en contact par de petits plans décrochants avec le Trias (argiles noires et gypses). Cette bande triasique est peu large (20 à 30 mètres), et passe progressivement au facies marno-gréseux des molasses miocènes, sans transition brutale. Au Nord de l'arête morphologique, ces terrains disparaissent sous le sol de l'oliveraie et on ne retrouve plus cet affleurement triasique au Nord, sauf sous la forme de dolomies au pied de la colline de Kanaria Rachi, que nous avons vu précédemment.

En remontant la piste reliant Kariote à la route Levkas-Karia, nous quittons les évaporites pour traverser les calcaires blancs porcelanés du Berriasien. La piste monte en contournant un petit plateau appelé Kontri, et atteint finalement de nouveau les molasses miocènes qui reposent en discordance sur les calcaires crétacés (voir figures N° II-17 et II-18).

Ces molasses forment un petit synclinal d'axe subméridien dont le flanc Ouest, au niveau de la jonction avec la route Levkas-Karia,

COUPE 2



repose sur des calcaires éocènes à nummulites. Là, on peut observer, à 20 mètres vers le Nord, la présence d'argiles noires et cargneules affleurant sur quelques mètres carrés, entre le Miocène bréchrrique et le calcaire Eocène dont le pendage est fortement incliné vers le Sud-Est. Une centaine de mètres à l'Ouest, ces calcaires Eocène disparaissent sous un second synclinal de molasses dont le flanc oriental est très redressé. La base de la série est représentée par des brèches massives, alors que le coeur du synclinal montre surtout des grès marneux bleus, durs et très peu altérés à cet endroit.

A 500 mètres plus au Nord environ, sur la route en direction de Levkas, une piste prend à gauche dans ce synclinal et remonte au Sud-Ouest vers Kavallos. Sur 1km, elle traverse les grès bleus puis, au niveau d'un vallon, une autre piste part à droite vers le Nord-Ouest en longeant ce vallon. Sur 300 mètres, la coupe montre des brèches intercalées de bancs gréseux ayant des pendages relativement faibles vers le Sud Est.

Un niveau de base de la molasse, bréchrrique, repose en légère discordance angulaire (5 à 10° environ) sur une série monoclinale débutant ici par l'Eocène (nummulites). Un petit pont sur un ruisseau permanent permet d'emprunter le vallon qui, à ce niveau, dessine un S, puis reprend sa direction NW-SE. La coupe permet ici d'observer tous les termes de la série, jusqu'aux calcaires massifs du Lias, grâce à un pendage régulier. La série semble cependant épaissie tectoniquement par la présence de nombreux plis de disharmonie (voir figure N° II-9).

Au Nord du ruisseau qui descend de Kavallos, les calcaires du Pantokrator sont écaillés sur cette série monoclinale plongeant vers l'ESE; cet écaillage est sans doute favorisé par l'incompétence des niveaux de calcaire lité et siliceux du Dogger et du Crétacé moyen. Cette écaille est limitée au Sud-Ouest par une faille décrochante, importante et bien visible sur le terrain. Les rapports géométriques entre les calcaires liasiques écaillés et la série siliceuse n'ont pu être établis que cartographiquement, dans une zone partout recouverte de maquis et où l'érosion n'a pas encore entamé la surface plio-pléistocène.

Plus à l'Ouest, on atteint de nouveau le grand plateau calcaire de Tsoukalades (Kalavrou), zone couverte de maquis ou d'oliveraies, arasée et altérée au Pliocène et non encore érodée sauf en sa partie occidentale, sur la côte.

#### RESUME-INTERPRETATION:

D'Est en Ouest, on a pu, dans cette coupe, observer un monoclinale molassique dont le flanc occidental est renversé et chevauché par les terrains de la série carbonatée ionienne appartenant au synclinal de Lazarata. Le contact entre ces deux unités est injecté de gypses et argiles noires du Trias.

La partie occidentale du synclinal de Lazarata montre un rétro-écaillage des calcaires du Pantokrator liasiques sur la série litée et siliceuse très incompétente. L'anticlinal occidental est représenté par la grande étendue de calcaires et de dolomies liasiques et triasiques qui affleurent jusqu'à la côte occidentale.

COUPE NUMERO 3

Nous procédons maintenant à une troisième coupe qui reliera la côte à l'Est de Katouna à la côte occidentale de l'île, dans la baie d'Ayios Nikitas.

Sur la côte orientale, affleurent des brèches indurées et calcarénites jaunâtres du Miocène sur une épaisseur d'environ 200 mètres et plongeant de 30 degrés vers l'Est. On pourra suivre cette formation jusqu'au Sud de Nikianna. Ces brèches forment l'armature d'un petit relief qui s'interrompt vers l'Ouest au niveau d'un changement de lithologie. Le relief monte ensuite doucement vers Katouna (200 mètres d'altitude). Les brèches font alors place à des terrains marno-gréseux à marneux très altérés sous les oliveraies.

Au niveau d'un petit replat, une faille subverticale surtout visible en photographie aérienne tranche les terrains marno-gréseux du Miocène. Au Nord de Katouna, on observe une alternance de niveaux bréchiques fins et grossiers intercalés de niveaux marneux, dans lesquels sont fichés quelques olistholithes de calcaire de l'Eocène. La stratification est quelque peu perturbée autour de ces corps, mais la série montre toujours un basculement monoclinale vers l'Est.

A 1 km au Sud du vieux village abandonné de Kariote, au niveau de la base des molasses, la piste reliant Kariote à Lazarata franchit une cluse dans la barre Miocène. Celle-ci forme un magnifique chevron montrant le pendage vers l'Est de la série (40 degrés environ). Les brèches miocènes reposent sur des calcaires éocènes N170-60E. Ces derniers flottent sur un mélange de cargneules triasiques brunes, de gypse et un fond argileux noirâtre à beige qui passe progressivement, en remontant le flanc Ouest de la dépression d'axe N-S située en amont de la cluse, au faciès du flysch sur lequel repose cette formation tectonique. En remontant le flanc occidental de cette vallée, nous traversons d'abord, sur 200 mètres environ, des terrains marneux riches en grès de flysch (l'altération du flysch n'a pas permis la détermination de la structure), puis un nouvel affleurement de cargneules triasiques qui est surmonté de calcaires très massifs, blancs à rosâtres, cristallins à dolomitiques, n'ayant pas de stratification marquée, et qui présentent de nombreuses cavités anguleuses de 1 cm<sup>3</sup> en moyenne, dont les parois sont recouvertes d'un enduit noirâtre. Ce faciès a été observé par ailleurs, dans un calcaire riche en nummulites, ce qui lui confère un âge Eocène. Ces calcaires épais forment un escarpement vers l'Est (prof. Ilias 540m); en son sommet, se niche dans la falaise une petite chapelle troglodyte creusée dans ces calcaires bréchiques et alvéolés.

Au delà de l'arête rocheuse, la topographie régulière qui correspond à la surface d'érosion du Miocène descend en pente douce vers l'Ouest. 100 mètres plus bas, les formations molassiques à faible pendage vers l'Ouest (20 degrés environ) sont visibles.

En remontant la vallée précédemment citée vers le Nord, on peut observer dans le fond les cargneules et gypses triasiques surmontés par les calcaires massifs de l'Eocène. En son sommet, cette vallée se scinde en deux petits vallons dont le Trias forme encore le fond; il disparaît plus au Nord l'érosion n'ayant pas encore atteint le Trias



injecté.

Vers le Sud, le flysch affleure au fond de la vallée, sur une plus large surface. Il est surmonté, au pied de la butte nommée Kastelli, par les brèches du Trias. Elles disparaissent au Sud sous les molasses pour réapparaître plus en contre-bas, sous la brèche miocène, au niveau d'un replat et d'une source permanente. Sur le versant occidental de la vallée, près d'un puits, nous avons trouvé un rocher de cargneule, non en place mais qui ne peut provenir que de plus haut, sans doute de la limite Éocène flysch.

Enfin, sur le versant Sud-Ouest de la vallée, des roches de facies bréchiqne (tectonique?) passent progressivement vers le haut à un calcaire massif à bancs de silex et matrice porcelanée (N130-40SW).

Le pendage du contact semble aussi être vers le Sud-Ouest. Le flysch, quant à lui, plonge vers le Sud-Est à 40 degrés.

La structure que nous venons de traverser est donc une antiforme que révèle l'anticlinal formé par des molasses miocènes, évidé en son centre, dont le flanc occidental est représenté par la molasse de Sphanokhori et le flanc oriental par la molasse de Paleokariote. En son coeur, on observe de haut en bas successivement, des calcaires massifs éocènes surmontant des brèches et cargneules triasiques injectées dans le contact bordant le flanc oriental du synclinal de Lazarata. A cet endroit, le contact semble "couché" vers l'Est

puis ployé en antiforme et permet aux calcaires éocènes de reposer tectoniquement sur le flysch.

Le fort relief du Profitis Illias ne permet pas d'accéder directement au synclinal de Lazarata. Il faut pour cela continuer la progression par la piste jusqu'à un petit col d'où l'on peut voir à l'Ouest le poljé de Karia.

A l'anticlinal molassique évidé, succède à l'Ouest le synclinal de Lazarata. On peut y observer la succession suivante, de bas en haut:

des bancs grossiers de brèches et mégabrèches Miocène (100 mètres), des grès indurés marneux bleus à patine jaunâtre ou ocre claire (50 à 100 mètres), enfin des terrains plus mous formés d'argiles gréseuses (voir chapitre I).

Dans les niveaux de base, on peut voir de petites discordances de ravinement synsédimentaires, notamment dans un petit poljé à 1,5 km au Sud-Est de Lazarata, au Nord du petit col (voir planche photographique N° 10 a). A 1 km à l'Ouest de Lazarata, apparait, dans le flanc occidental du synclinal, une série de bancs plus grossiers et bréchiqnes qui n'ont pas leur équivalent dans le flanc oriental. Il s'agit d'une manifestation de passages latéraux de facies qui sont courants dans cette formation.

Le flanc occidental du synclinal est plus redressé que son flanc oriental, et les niveaux de bases forment le versant en surface structurale qui borde le plateau plus à l'Ouest. Celui-ci porte la surface d'érosion Pliocène qui tranche toutes les formations géologiques, y compris le Miocène discordant. Cette surface très

régulière ne permet pas de voir de différence morphologique entre des terrains de duretés différentes (voir planche photographique N° 10 b). La cartographie en détail est donc le seul moyen d'en déterminer les structures. Nous avons ainsi pu mettre en évidence l'existence de quelques failles subverticales, de direction à peu près méridienne, qui decallent les couches d'un synclinal pincé, à coeur d'Eocène. Le reste du plateau est constitué par les calcaires liasiques du Pantokrator.

Plus à l'Ouest, le relief retombe vers la mer ionienne. On y accède par la route qui mène à Ayios Pétros. La surface plio-pléistocène est déformée, ployée vers l'Ouest et hachée de failles normales qui descendent les panneaux occidentaux. Au Sud de cette coupe, entre Dhrimonas et Ayios Nikitas, les calcaires lités de la série ionienne affleurent dans une série monoclinale légèrement basculée vers l'Est et sur laquelle les calcaires du Pantokrator sont écaillés. Le contact est bien visible sur la route de Dhrimonas, notamment derrière le cimetière de ce village. Il est souvent compliqué par de petites failles subverticales. Cartographiquement, ce contact a une géométrie subhorizontale (superposer la carte géologique et le fond topographique calque). En descendant de Dhrimonas par un chemin (à 1 km de Dhrimonas sur la route d'Ayios Nikitas, prendre un chemin à droite dans une épingle à cheveux), on peut observer en poursuivant jusqu'à Ayios Nikitas les termes lités de la série ionienne. Cependant, les conditions d'affleurement sont médiocres dans ce secteur à cause de l'épais maquis et l'attribution stratigraphique des terrains est sujette à caution.

Plus à l'Ouest, une arête rocheuse sépare la vallée d'Ayios Nikitas du rivage. Elle est formée par le soulèvement récent d'un bloc occidental coulissant vers le Nord, le long de la faille dextre encore active aujourd'hui (voir le chapitre III) et qui se prolonge au Sud, au moins jusqu'à la vallée de Kalamitsi. La plus grande partie est constituée de dolomies. Le miroir de la faille et les grandes cannelures qu'il porte sont bien visibles au niveau de l'embranchement des pistes menant à Dhrimonas et à la plage située au-delà de la crête. Au Sud du bloc, affleurent des évaporites triasiques bien dégagées qui montrent des figures de lamination tectonique ayant permis des mesures (voir le chapitre IV).

#### RESUME-INTERPRETATION.

Dans cette coupe, nous avons donc observé d'Est en Ouest:

- une première série monoclinale molassique
- un anticlinal molassique évidé en son coeur, laissant apparaître des calcaires éocènes surmontant des cargneules et des évaporites triasiques lesquelles, à leur tour, reposent sur le flysch
- un synclinal molassique très large (Lazarata) dégagé à l'Ouest par la surface d'érosion Pliocène. Plus à l'Ouest et jusqu'à la mer ionienne, affleurent les calcaires du Pantokrator. Un peu au Sud, les calcaires lités à silice ont été préservés de l'érosion entre Ayios Nikitas et Dhrimonas grâce à un petit écaillage des calcaires liasiques.
- au Sud d'Ayios Nikitas, une importante faille décrochante dextre normale.



COUPE NUMERO 4

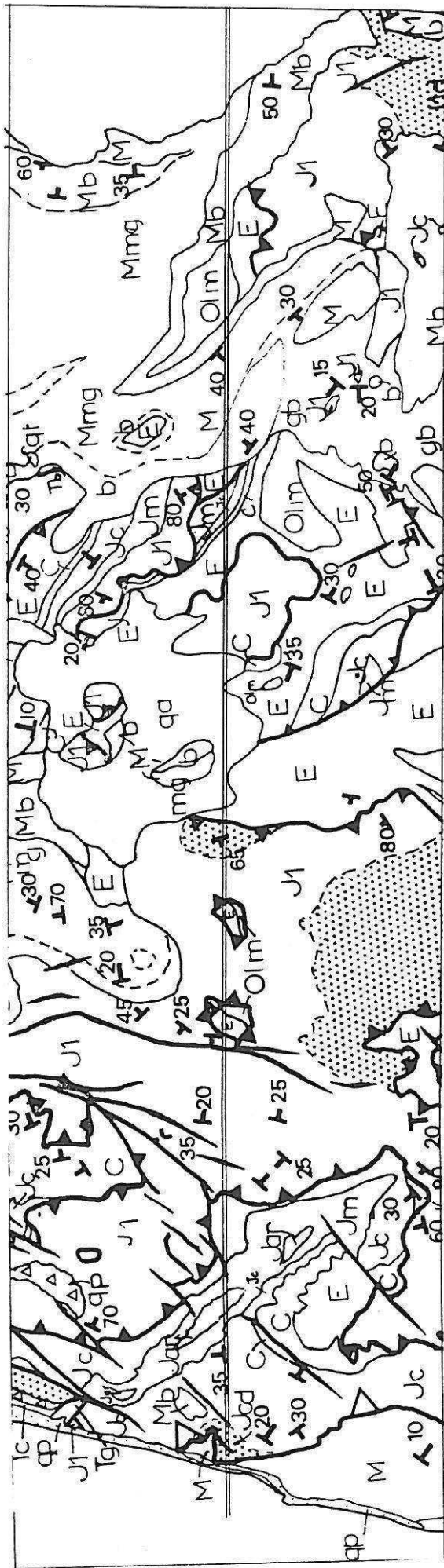
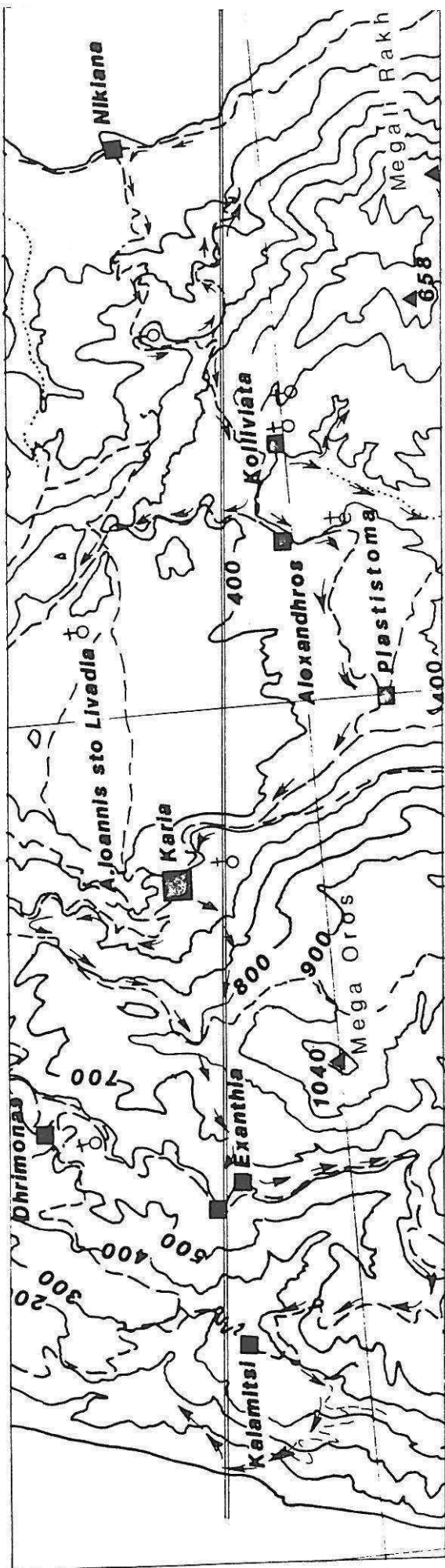
Cette coupe débute au pied du flanc oriental du Mégali Rakhi et se termine dans la série marneuse de la zone de Paxos.

Au lieu dit Ayios Sotira, sur la côte Ouest, la série molassique affleure mal sous le maquis qui l'envahit. Elle plonge fortement vers la mer, et présente des facies bréchiques à gros éléments peu triés.

En remontant à Nikiana on peut prendre une piste qui gravit le flanc septentrional du Mégali Rakhi pour rejoindre Kolliviata. Après avoir progressé dans les terrains marno-gréseux puis bréchiques du Miocène on atteint, 500 m au delà d'un monastère, les niveaux fortement altérés du flysch. Légèrement plus haut, au niveau d'un replat, un beau sentier dallé descend lentement vers l'Est le long du flanc du Mégali Rakhi et recoupe les niveaux du flysch (faible pendage vers le Sud) puis les calcaires éocènes (structuralement au dessus du flysch). La série flysch-éocène est donc renversée à cet endroit. Plus dans le versant, ce sont les calcaires du Pantokrator qui chevauchent l'ensemble. En continuant la piste de Kolliviata, on retrouve rapidement les brèches miocènes. Au col on atteint les grès bleutés caractéristiques de la molasse des environs d'Alexandhros. A partir de Kolliviata, un sentier muletier permet d'accéder au sommet du Mégali Rakhi (prendre le chemin du monastère Ayios Giorgos) d'où l'on domine la côte orientale. De là on peut observer les niveaux bréchiques de la molasse au faible pendage vers l'Ouest prendre brusquement un fort pendage sur le flanc oriental de cette montagne. D'autre part, on observe vers le Sud du Mégali Rakhi une surface quasiment horizontale très caractéristique de la surface régularisée plio-pléistocène. Or on retrouve cette surface à l'Est du Mégali Rakhi à peu près au niveau de la mer. Une importante flexure et aussi le jeu de failles normales sont donc sans doute à l'origine de la surrection du Mégali Rakhi et de la déformation des brèches. En retournant vers Kolliviata, on observe au voisinage d'une bergerie, dans un petit vallon, les couches de passage au flysch (alternance de lits calcaires et d'argiles) structuralement situées sous les calcaires du Pantokrator (voir planche photographique N° 5 b). Il s'agit là peut être d'une petite fenêtre sous le chevauchement visible dans le flanc Nord du Mégali Rakhi. Celui-ci pourrait être la prolongation méridionale de l'accident rétrochevauchant déjà décrit plus au Nord. On peut aussi accéder, par un chemin situé au Sud-Ouest de Kolliviata, au synclinal molassique d'Alexandhros (voir chapitre I). On y observe la transgression miocène sur un paléorelief constitué par les calcaires du Pantokrator. Vers le Nord-Ouest, les grès bleus sont transgressifs sur un petit synclinal couché vers le NW d'axe NE-SW et dont le flanc méridional est écaillé. Les argiles du flysch y sont fortement "lustrées" par la tectonique.

Au niveau du village d'Alexandhros, un peu à l'Ouest, on observe une masse isolée de calcaires liasiques que l'on ne peut relier tectoniquement à aucune structure. On doit donc admettre qu'il s'agit

COUPE 4



d'un bloc détaché d'un versant et ayant glissé jusque-là sur les calcaires de l'Eocène ou bien d'un gros olistolithe d'âge Miocène.

La route qui relie Alexandros à Plastistoma longe au Sud le polje de Karia et traverse les calcaires éocènes, puis les calcaires lités et siliceux de l'Albien. Ceux-ci, "pulvérisés" par la tectonique miocène, sont directement exploités comme source de granulats. Certains silex présentent des plans de glissement polis et brillants.

A Plastistoma, on peut observer la série jusqu'aux calcaires siliceux du Dogger, sous la forme d'un demi anticlinal écaillé sur l'Eocène, qui ressort à l'Ouest, saillant grâce à sa moins grande fragilité à l'érosion.

Des calcaires éocènes et des calcaires lités albiens sont visibles sur le flanc oriental de l'Oros Ayios Illias. Puis, par l'intermédiaire d'un contact extrêmement diffus, on passe à nouveau aux calcaires massifs du Pantokrator. Les calcaires éocènes et liasiques montrent un fort pendage vers l'Ouest. La géométrie du contact semble cartographiquement être subverticale. On y accède en empruntant la route de Karia.

Bien que très discret sur ce versant fortement régularisé, on verra que plus au Sud ce contact peut être suivi et qu'il est, par endroits, injecté d'évaporites et de brèches du Trias. Ce versant, important et régulier, décale verticalement la surface plio-pléistocène d'environ 500 m sans que la moindre trace de faille normale récente y ait été décelée. Il est donc possible qu'il ait fonctionné en flexure au cours de la phase du Quaternaire ancien.

Plus à l'Ouest, le relief est formé par un grand plateau compris entre les sommets de l'Oros Illias, le Mega Oros occupé par des installations militaires, l'Oros Stavrota et l'Oros Pyrgos. Ce plateau est long de 6 Km, large de 2 à 3 Km, et son altitude varie entre 1000m et 1100m. Il est occupé en partie par un poljé perché et allongé. Au Nord de ce plateau, on observe une large zone de calcaires dolomitiques pulvérulents. Ces dolomies sont exploitées dans de nombreuses carrières. Une route partant au Nord de Karia permet d'accéder à ce plateau.

Au Nord du Mega Oros, au niveau d'une dépression, affleurent des calcaires éocènes et du flysch oligo-miocène, à la faveur de deux petites fenêtres. La première est bien visible sur un sentier à la sortie Sud-Est du village de Karia: on y voit les calcaires de Pantokrator directement en contact avec le flysch. La seconde se trouve au niveau du col situé au Nord du Mega Oros. On y observe sur quelques mètres les calcaires éocènes, des grès de flysch ainsi qu'un mélange d'argiles noires et de brèches triasiques. Ces fenêtres seraient les témoins de l'allochtonie marquée de l'unité de l'Oros Pyrgos (chevauchante vers l'Est).

En traversant le col, on peut voir la façade occidentale du Mega Oros hachée de failles normales.

Au niveau du village d'Exanthia que l'on peut atteindre en descendant par les vignes, les calcaires du Pantokrator chevauchent la série des calcaires lités (Dogger-Berriasien) grâce à un contact peu incliné (voir planche photographique N°11).

A l'Ouest, ce sont les calcaires dolomités du Berriasien (d'après B.P.; 1971) qui chevauchent directement le Messinien de la série préapulienne; ceci est particulièrement bien visible à l'Ouest

de Kalamitsi (piste au Sud-Ouest du village), au dessus de petites plantations que cultivent les gens du village.

Quelques dizaines de mètres au dessus de ce contact, on peut observer un petit affleurement de brèches et marnes miocènes discordantes sur les calcaires berriasiens. Ceci indique qu'au moment de la mise en place de la zone ionienne sur la zone de Paxos, l'épaisseur de l'ensemble chevauchant n'était pas, à cet endroit, supérieure à 100 ou 200 mètres et que vraisemblablement le front d'érosion actuel est peu distant du front de chevauchement originel.

#### RESUME-INTERPRETATION.

D'est en Ouest nous avons pu remarquer:

La continuité possible, jusqu'au flanc septentrional du Mégali Rakhi, de l'accident rétrochevauchant décrit plus au Nord. Ensuite affleurent les niveaux supérieurs de la série ionienne plissés et écaillés vers l'Ouest ou vers le Nord-Est et sur lesquels transgresse la série molassique d'Alexandros. A l'Ouest, les calcaires et dolomies liasiques de l'unité de l'Oros Pyrgos sont largement chevauchants vers l'Est puisqu'on observe deux fenêtres laissant apparaître l'Eocène et le flysch. Il faut donc envisager, d'une part un décollement important vers l'Est de l'ensemble de la série, d'autre part l'existence d'un accident décrochant sénestre permettant le découplage mécanique entre la partie chevauchante au Sud et la partie non écaillée de la série visible plus au Nord.

Les décalages altimétriques importants de la surface plio-pléistocène seraient réalisés au niveau du Mégali Rakhi et de l'Oros Ayios Illias par des flexurations.

Sur le versant occidental de l'île, un chevauchement à vergence W permet l'observation de la partie supérieure de la série carbonatée ionienne dans le ravin de Kalamitsi.

L'arrivée en surface du front de chevauchement de la zone ionienne débouche à l'Ouest de Kalamitsi. La présence de brèches miocènes au dessus du contact montre la faible épaisseur de la série carbonatée au moment de sa mise en place sur la zone de Paxos.

COUPE N°5

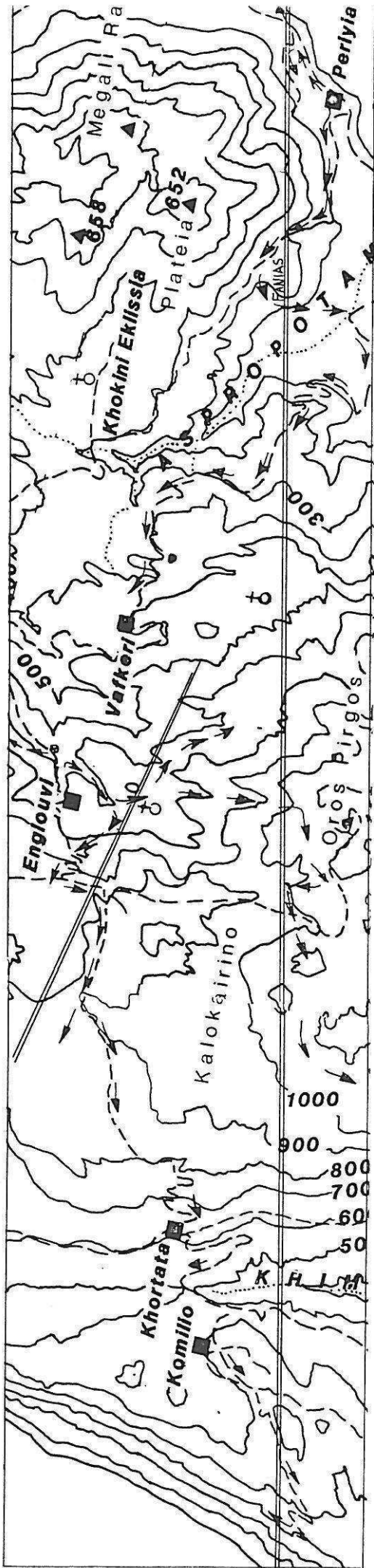
La coupe N°5 est une petite coupe qui permet de bien observer le contact oriental de l'unité chevauchante de l'Oros Pyrgos ainsi qu'une écaille à vergence W dans les termes supérieurs de la série ionienne.

Sur la route qui mène de Karia à Englouvi, 1 km environ avant ce village, un sentier prend sur la droite la direction du Nord en gravissant les pentes de l'Oros Ayios Illias. Il emprunte un petit replat cultivé qui correspond à un affleurement étroit des argiles du flysch. Une bande de calcaires éocènes de quelques mètres de largeur au maximum sépare à l'Ouest ce flysch des dolomies pulvérulentes du Trias. On touche là le contact entre l'unité de l'Oros Pyrgos et son para-autochtone. En reprenant la route vers Englouvi, 300 m avant le village, une piste descend à gauche (au Sud) dans le fond du ravin. Avant le pont, on remarque la présence d'un mélange argiles noires et gypses foliés, caractéristique de l'injection des évaporites dans les contacts tectoniques à Levkas. A l'Ouest de cet affleurement, une mince bande d'argiles du flysch écrasées le sépare des dolomies triasiques. A l'Est, une autre bande de flysch sépare le gypse des calcaires éocènes très cataclasés. Au delà du torrent on peut emprunter un sentier mulétier qui conduit 500 m plus au Sud à une chapelle. De là, on voit sur l'autre versant de la vallée une petite butte recouverte de cyprès qui n'est autre qu'un amas de cargneules et brèches de Trias. Un sentier prend à l'Est de la chapelle dans les vignes. On y trouve encore les brèches de Trias ainsi que des dolomies pulvérulentes jusqu'à un petit col où l'on passe brusquement aux calcaires éocènes (Nommulites). Au Sud de ce col, on aperçoit une vallée fortement ravinée dont le flanc oriental est constitué par une série carbonatée monoclinale à pendage faible vers l'Est allant des calcaires lités du Dogger à ceux de l'Albien (voir planche photographique N°7). Il s'agit là d'une longue écaille chevauchante vers l'Ouest qui met en contact cette série monoclinale sur les calcaires éocènes. Vers le Nord, cet accident est cacheté par un petit synclinal molassique.

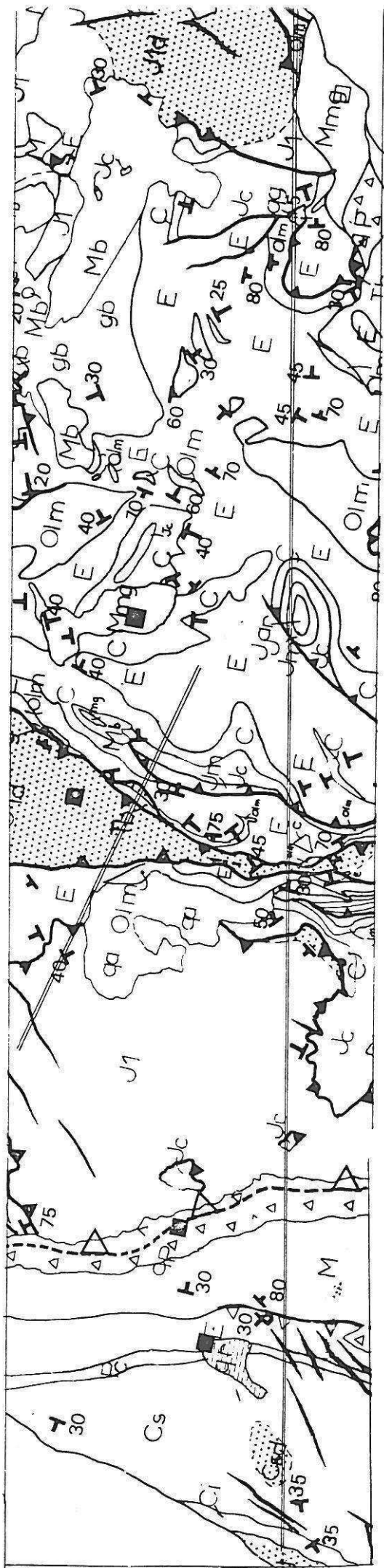
En revenant à Englouvi, on peut accéder vers l'Ouest sur le plateau. Sur le rebord oriental de celui-ci, au niveau de la rupture de pente on retrouve un contact (faille subverticale) entre les dolomies triasiques et l'Eocène et plus au Sud avec le flysch. On verra dans la coupe N°6 que ce contact devient subhorizontal vers le Sud. Vers l'Ouest, on traverse une étendue plane, karstique où des accumulations de terres rouges permettent l'extraction d'eau dans les puits. Vers l'Ouest, on trouve des calcaires éocènes puis sans contact apparent on passe aux calcaires du Pantokrator. L'Eocène semble donc affleurer à la faveur d'une fenêtre dégagée par l'érosion sous l'unité de l'Oros Pyrgos. Vers le Nord, les contours cartographiques de cette fenêtre ont été dessinés à partir de la carte B.P. (I.G.S.R.; 1971), la zone étant inaccessible à cause de la présence d'installations militaires. En montant au sommet d'une butte à l'Ouest de cette coupe, on peut observer une importante faille normale d'âge Quaternaire Ancien qui limite un long vallon NE-SW.

RESUME INTERPRETATION

COUPES 5 ET 6



-239-



D'Est en Ouest , on a pu voir une écaille à vergence Ouest, et le contact oriental de la klippe de l'Oros Pyrgos que l'on peut facilement suivre au Nord comme au Sud. La détermination de la vergence (Est) n'est établie que sur un argument cartographique: il n'existe en effet pas de racine possible dans les séries plus orientales observables à Levkas. Il n'a pas été établi de chronologie entre les chevauchements à vergence opposée.

A l'Ouest, une fenêtre apparaît sur le plateau karstique. Le contact occidental de cette fenêtre est diffus.

COUPE NUMERO 6

Cette coupe va nous mener du petit village de Periyali, construit sur le flanc Sud du Megali Rakhi, à la côte occidentale tout à fait au Nord de la péninsule de Lefkata, en zone de Paxos.

A environ 1 km au Nord du village de Periyali, au dessus de la route qui mène à Levkas, une petite fontaine permanente sourd des terrains marneux. Cet endroit est surmonté par une barre massive de calcaires dolomitisés. Un chemin qui longe cette fontaine prend vers le Sud. En le suivant, nous trouvons des terrains marneux où apparaissent par endroits des grès de flysch. Cette pente argileuse est surmontée au Nord par la barre dolomitique. Les contours cartographiques de la limite dolomies-marnes font de celle-ci un contact subhorizontal. Il s'agit là d'un contact indiscutable des dolomies triasico-liasiques sur le flysch oligo-Miocène. Cette position favorise d'ailleurs la résurgence des eaux karstiques. On observe en effet, à 300 mètres à l'Ouest de la route au niveau de ce contact, une importante source qui est exploitée et canalisée.

Sur la côte, à la faveur de l'entaille marine, on peut voir des calcaires lités à lits de silex (Albien?) totalement dolomitisés et très déformés (photo ou dessin).

Plus au Nord, on trouve cette fois encore un petit pointement de cargneules triasiques, jalon courant des accidents importants.

A l'Ouest, ce contact est cacheté par les marnes et grès du Miocène moyen à supérieur. Les terrains sont sporadiquement visibles dans les tranchées au bord de la route Periyali Plastistoma.

Les calcaires et dolomies triasico-liasiques sont en contact avec les calcaires lités berriasiens, par l'intermédiaire d'une faille subverticale, franche et bien visible dans le paysage, notamment de Nidhri: du village on voit nettement deux limites rectilignes sur le flanc méridional du Megali Rakhi. Une de ces limites sépare les dolomies des calcaires massifs qui n'ont pas la même sensibilité à l'érosion et qui fournissent un sol différent à la végétation. La seconde limite est celle dont nous venons de parler. Celle-ci est donc une faille inverse entre les calcaires du Pantokrator à l'Est et les calcaires à radiolaires à l'Ouest. Les calcaires berriasiens plongent faiblement vers l'Ouest. Une nouvelle faille inverse (50 à 80 degrés vers l'Est) amène ces calcaires au dessus du flysch et de l'Eocène de la butte de Faniyas que l'on atteint en empruntant la route de Plastistoma. Cette butte constitue elle-même une importante écaille de calcaires éocènes, chevauchant un synclinal pincé de flysch vers le Nord-Ouest. Sur le dos de la butte, à 1.5 km au Nord-Ouest de Nidhri, on observe à nouveau des cargneules triasiques, ces terrains étant sans doute injectés dans l'accident qui limite au Sud l'unité de Lainakhi-Poros (voir coupes 7 à 10).

En poursuivant notre chemin vers l'Ouest, nous traversons le débouché de la vallée très entaillée de l'Asproptamos qui forme une petite plaine très cultivée. Le relief remonte ensuite régulièrement vers les sommets de l'île. Jusqu'à l'Oros Pyrgos, les terrains sont



essentiellement représentés par de l'Eocène. Les plis et écaillés permettent au flysch et aux terrains sous-jacents d'affleurer de façon sporadique. Le plan axial de ces plis est généralement incliné vers le Sud-Est ou vers l'Est.

La piste remonte d'abord en lacets le flanc oriental d'un anticlinal "en genou". Les bancs éocènes y montrent un fort pendage alors que sur le flanc occidental, la stratification est subhorizontale. Le synclinal adjacent (Paliomylos) présente la même dissymétrie. Plus loin, on observe dans les calcaires lités albiens, incompétents par rapport à l'ossature que constituent les barres éocènes, de nombreuses disharmonies de plissements. Ceci est notamment bien visible à 1 km à l'Est de Vafkeri, où l'on peut voir, au dessus de la route qui mène à Nidhri, la barre dure Eocène, constituant le flanc occidental d'un anticlinal, plonger vers le Sud-Ouest, tandis que les calcaires lités albiens présentent des microplis isopaques et déjetés au Nord (voir planche photographique N° 2 b).

Au Sud d'Englouvi, on observe un très bel écaillage de la série ionienne (voir coupe N° 5). A l'Ouest, l'itinéraire indiqué sur la figure permet d'accéder au contact entre les dolomies triasico-liasiques à l'Ouest et les calcaires éocènes à l'Est. Du Sud au Nord, cette limite peut être suivie de l'Oros Pyrgos jusqu'à Karia, soit environ sur 8 km.

Ce contact est jalonné, sur 4 km, par une bande de flysch dont les structures ne sont pas bien visibles sur le terrain, d'autant que l'on rencontre parfois la succession Eocène-flysch-Eocène-dolomie laissant penser à un synclinal pincé près du contact. Il peut aussi fort bien s'agir de copeaux tectoniques d'Eocène coincés entre la partie chevauchante et les niveaux de flysch. On observe aussi dans ce contact, par endroits, la présence d'évaporites ou de brèches du Trias (voir coupe N°5). Les différentes unités sont ici bien individualisées en une klippe (Oros Pyrgos) et en une demie fenêtre (à l'Ouest de l'Oros Pyrgos).

Sur le terrain, on ne peut déterminer le pendage de ce contact. Cartographiquement, il a une allure subverticale voire largement renversée (cf. figure IV-13). L'Eocène, dont le pendage est généralement incliné vers l'Ouest, semble par moments être ré-écaillé sur les dolomies de l'unité chevauchante; il peut s'agir d'une reprise tardive des structures chevauchantes, notamment de leur replissement à la fin de la phase du Miocène moyen ou bien même à la phase du Pliocène inférieur (les déformations importantes dues à cette phase sont visibles dans les coupes plus méridionales).

Si nous traversons vers l'Ouest la klippe de l'Oros Pyrgos, nous constatons après l'arête que le relief retombe sur un polje perché à 1000 mètres environ.

A l'Ouest du polje, on peut de nouveau suivre un contact subméridien limitant à l'Ouest les calcaires éocènes et le flysch, et à l'Est les dolomies et calcaires du Pantokrator. A l'extrémité méridionale du polje, ce contact s'enfile dans un vallon qui descend de l'Oros Pyrgos. A cet endroit, on peut, grâce au travail de l'érosion, observer le contact basal du chevauchement. Les dolomies grises et massives surmontent les niveaux de base du flysch formés d'une alternance de niveaux gréseux et de marnes, par l'intermédiaire d'un contact peu incliné vers l'Est. Sur ce contact, on observe de grosses cannelures d'échelle plurimétrique dont le plan vertical est

environ N 120. Ce site est décrit au chapitre IV.

A l'Ouest de ce contact, la partie supérieure de la série ionienne affleure sur 500 mètres environ, sous la forme d'un anticlinal écaillé déversé vers l'Ouest, puis, à nouveau, les dolomies reposent sur les calcaires éocènes. Klippes et fenêtres semblent donc résulter, à cet endroit, de l'érosion d'anticlinaux et de synclinaux ayant déformé le chevauchement et son para-autochtone.

Plus à l'Ouest, les calcaires jurassiques affleurent jusqu'au chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos.

Par raison de géométrie, le chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos tranche le contact que nous venons de décrire. Le front d'érosion du chevauchement ionien est masqué par des éboulis et brèches du Pléistocène moyen nappant le versant occidental de l'Oros Stavrota.

La vallée de Khimaros entaille profondément la série de marnes miocènes (Burdigalien jusqu'à Messinien) qui montre dans toute la vallée un pendage de 15 à 30 degrés vers l'E-S-E. Cette série détritique surmonte la série carbonatée qui est dégagée à l'Ouest, sur l'anticlinal en genou de la péninsule de Lefkata. Le flanc oriental de cet anticlinal est en effet fortement incliné vers l'Est, alors que le flanc occidental montre un faible pendage vers l'Ouest. Cette dissymétrie occasionne un léger écaillage de la série calcaire qui se retourne sur la série marneuse (De Mulder; 1975).

A l'Ouest de Komilio, affleurent, dans les calcaires massifs du Crétacé supérieur, des zones fortement mylotinisées et exploitées en carrières. Ces zones correspondent à une dolomitisation secondaire partielle de la série. La roche prend alors l'aspect de "sucre en poudre", dû à la recristallisation secondaire. L'assemblage cristallin ainsi formé est sensible à la déformation. Sous l'effet de la tectonique, les grains se décollent, "s'individualisent". La roche devient alors un sable grossier, dolomitique et légèrement cimenté, que le moindre coup de marteau réduit en poudre.

Sur la cote occidentale, un talus important de plusieurs centaines de mètres permet aux calcaires jurassiques dolomitiques d'affleurer. Une piste récente permet d'accéder au talus cotier jusqu'à un replat morphologique qui résulte de l'accumulation de matériau détritique dans un petit "demi-graben" limité à l'Ouest par une faille normale. Au Sud de ce replat on peut en effet observer la structure en coupe (voir planche photographique N°13 b).

#### RESUME-INTERPRETATION:

-Le Mégali Rakhi se présente donc comme une structure anticlinale déversée à l'Est comme à l'Ouest sur des failles inverses.

-Jusqu'à la klippe de l'Oros Pyrgos, la série ionienne, principalement représentée par son Eocène, affleure en présentant de nombreux plis d'échelle hectométrique à kilométrique, en général en genou ou déjetés à l'Est ou écaillés vers l'Ouest. Leur axe est orienté E-W à NE-SW. Aucun argument chronologique ne permet de mettre en évidence un polyphasage des deux vergences.

-Plus à l'Ouest et jusqu'au front d'érosion du chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos, affleurent deux klippes (klippe de l'Oros Pyrgos et klippe des Stavrotas) sous la forme de deux synclinaux déformant le contact basal d'un chevauchement

important à vergence Est.

-A l'Ouest, l'ensemble ionien est charrié sur le monoclinale miocène de la zone de Paxos. L'anticlinal calcaire de Lefkata est flexuré et rétrochevauche sur son flanc oriental les marnes miocènes.

COUPE NUMERO 7

Nous allons effectuer cette petite coupe qui va nous mener du village abandonné de Néochorion, à 2 km à l'Ouest de Nidhri, au front de chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos.

De Nidhri, une petite route mène au village de Paliakotouna d'où part une petite piste qui conduit en lacets au village abandonné de Néochorion.

Ce village est installé sur le flanc oriental d'un large synclinal dont le coeur est rempli de flysch. Or, sur ce flysch, repose une grosse masse de calcaire Eocène d'environ 500 à 600 mètres d'extension Est-Ouest et de 300 à 400 mètres d'extension Nord-Sud. On peut aisément faire le tour de cette structure par compte le rocher est lui même recouvert d'un épais maquis.

Au Sud de cette masse, des cargneules triasiques affleurent sur environ 1 kilomètre carré. La superposition flysch-Eocène-Trias est claire sur le terrain. La masse de calcaire Eocène est donc allochtone sur le flysch et le Trias allochtone sur l'Eocène. Ce gros rocher Eocène est donc une klippe ou un copeau à la base d'un chevauchement important: le chevauchement de l'unité de Lainakhi-Poros au Sud-Est de l'île sur les terrains situés au Nord-Ouest d'une ligne Vournika-Peryiali. L'accident chevauchant est en effet jalonné sur cette ligne par de nombreux affleurements de brèches de dissolution du Trias ou de gypses et argilites noires de même âge.

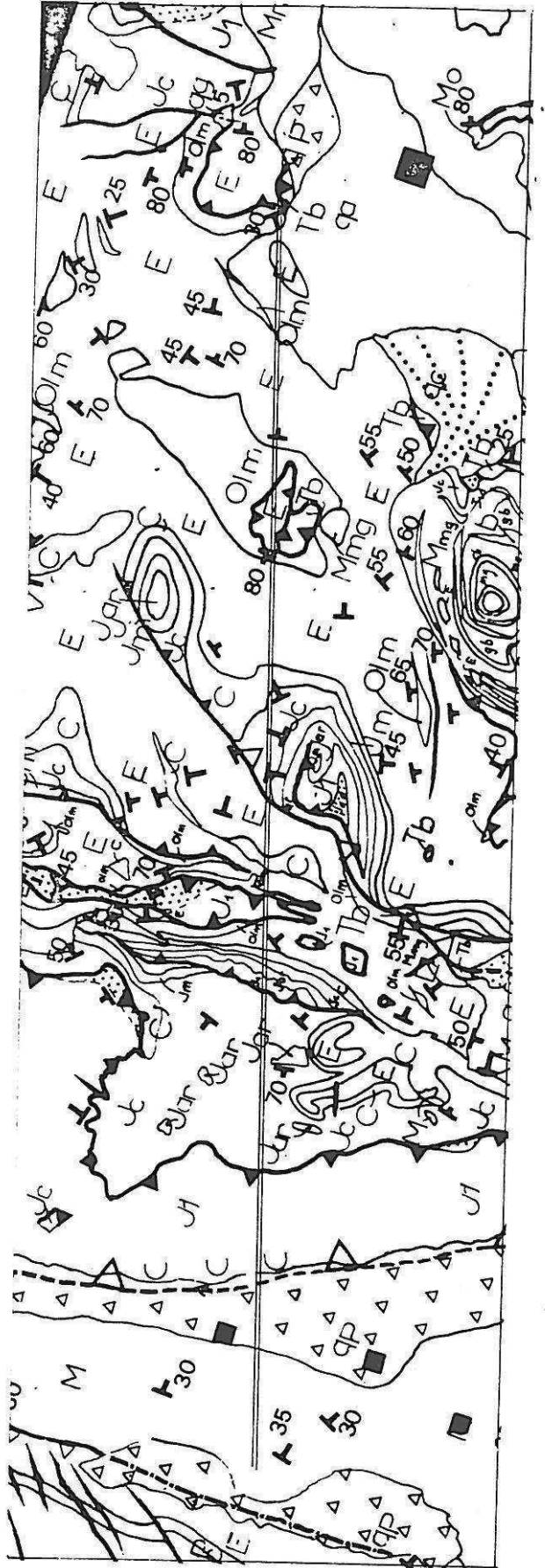
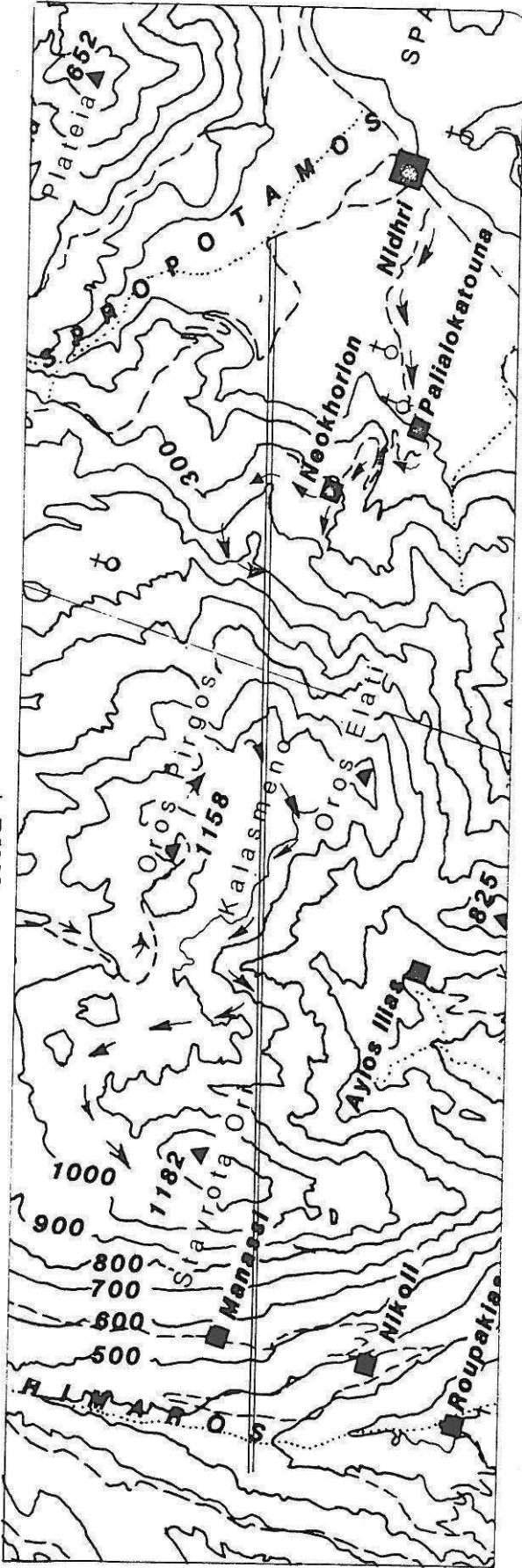
La formation précoce (au Miocène moyen) du synclinal de Néochorion est prouvée par la transgression de brèches et grès Miocène moyen-supérieur directement sur les brèches de Trias. Le synclinal était en effet formé et érodé au moment du dépôt des molasses. On peut observer les niveaux transgressifs à environ 150 mètres à l'Ouest du village. A l'Ouest de ce synclinal, le relief monte fortement jusqu'à un plateau calcaire, fortement lapiazé, constituant les sommets de l'Elati aux alentours de 1000 m d'altitude et auxquels on accède plus facilement par la route de l'O.T.E. puis celle de l'Oros Pyrgos. Sur ce plateau, on observe une structure relativement complexe (demi anticlinal écaillé) qui permet à tous les termes de la série ionienne d'affleurer. Cette écaille est importante et peut être suivie d'Alatra au Sud jusqu'à 1 km au Sud de Vafkeri. A l'Ouest de celle-ci, on peut à nouveau observer la klippe allongée de l'Oros Pyrgos jalonnée sur ses contacts par le flysch et les brèches triasiques.

On progresse aisément sur ce relief qui ne porte pas de maquis et où les terrains affleurent correctement.

Plus à l'Ouest, la série ionienne est à nouveau écaillée et permet de voir jusqu'au terme liasique.

Ensuite, les calcaires lités berriasiens, caractérisés à cet endroit par la présence de nodules de marcssite limonitisés, affleurent dans une fenêtre au Sud du Kalokairino. De petits pointements de calcaires bariolés de l'ammonitico rosso sont visibles sous les calcaires berriasiens. Une petite klippe de calcaires du Pantokrator, visible à l'extrémité occidentale de cette fenêtre,

COUPE 7



confirme la nature sub-horizontale du contact du chevauchement de l'unité du Stavrota à cet endroit. Au Nord de la fenêtre, les contacts entre Pantokrator et calcaires berriasiens sont tous matérialisés par de petites failles subverticales. C'est le contour cartographique qui permet de penser à un contact sub-horizontale.

A l'Ouest, les calcaires du Pantokrator affleurent jusqu'au chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos.

#### RESUME-INTERPRETATION

Nous avons pu remarquer, à l'Est, un témoin de l'unité chevauchante de Lainakhi-Poros conservé au coeur du synclinal de Néochorion. Un argument structural permet d'attribuer à ce synclinal une genèse miocène. Nous retrouvons encore la série ionienne plissée et écaillée, la klippe synclinale de l'Oros Pyrgos, de nouveau la série plissée et enfin les calcaires liasiques chevauchant vers l'Est sur le flanc occidental des montagnes du Stavrota.

COUPE NUMERO 8

Cette coupe nous mènera de la péninsule orientale de Levkas (à l'Est de Vlikho) au cap Akhani à l'Ouest de Dhraganon.

La coupe débute sur le flanc normal d'un anticlinal, écaillé vers l'Ouest, qui chevauche un vaste synclinal à coeur de flysch. Au pied de la petite colline nommée Rouda, affleure un petit pointement de brèches triasiques. Celles-ci résultent sans doute de l'injection d'évaporites dans les contacts.

La baie de Vlikho cache le flysch. A l'Ouest, les brèches et calcaires fins de l'Eocène plongent d'environ 40 degrés vers l'Est dans le flanc oriental de ce grand synclinal (syncinal de Poros).

La série est monoclinale et on peut voir plus à l'Ouest tous les termes jusqu'au Lias, notamment au niveau de deux carrières ouvertes au Nord de la longue arête rocheuse dont les calcaires éocènes forment l'ossature.

Au Nord et à l'Ouest de Kharadiatika, on observe un large synclinal de molasses miocènes d'axe Nord Est-Sud Ouest.

Il existe deux possibilités d'accès à cette large structure:

-une piste qui prend au niveau du village permet de monter au Nord dans la série molassique. On y retrouve la série miocène caractéristique: formation narno-gréseuse, grès bleus et bancs durs de brèches hétérométriques dont les alternances bien contrastées ont permis une cartographie à l'aide des photographies aériennes. Un chemin succède à la piste et permet d'atteindre le flanc occidental du synclinal dans lequel sont fichés quelques olistolithes hectométriques de calcaire éocène.

-un sentier muletier remonte les gorges vers l'Ouest et permet d'observer la discordance de la molasse sur les calcaires du Pantokrator, puis au niveau du coude vers le Sud que fait cette vallée on peut observer un large affleurement de gypses triasiques qui injectent le contact de l'unité de Lainakhi-Poros.

Le synclinal molassique est dissymétrique: son flanc oriental est peu incliné vers l'Ouest alors que son flanc occidental montre des pendages importants vers l'Est. Dans ce dernier, les molasses reposent directement sur une longue bande de brèches et évaporites triasiques que l'on peut suivre de Sivros à Paleokhorion. Il s'agit du contact basal injecté de l'unité chevauchante de Lainakhi-Poros. Le rejeu et le redressement de ce contact au cours de la phase du Pliocène inférieur peuvent expliquer la dissymétrie du synclinal molassique.

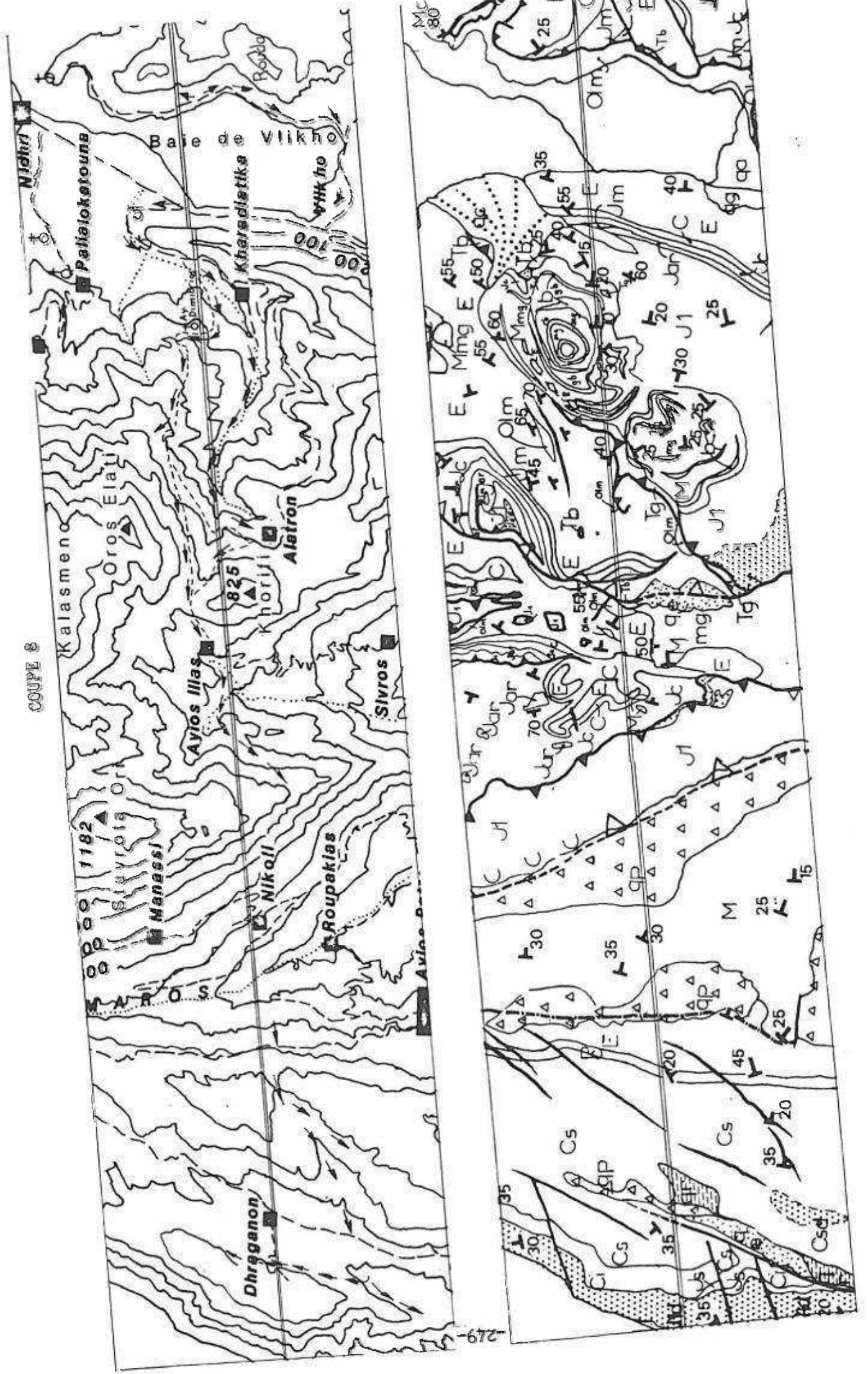
Sous ce contact aujourd'hui redressé, on observe, à l'Ouest, des calcaires éocènes écaillés sur un petit synclinal de flysch.

Plus à l'Ouest, la longue écaille (Alatra-Vafkeri) citée dans la coupe précédente est de nouveau visible.

Sur le flanc occidental du Korifi, un autre accident chevauchant important se raccorde à celui de l'écaille: c'est l'accident de Sivros-Vassiliki. Sur cette coupe, cet ensemble chevauche la série ionienne plissée et écaillée, mais plus au Sud il chevauche la série molassique discordante sur les carbonates.

Enfin, sur le flanc oriental du Stavrota, on peut observer le

COUPE 8



219-54



passage diffus entre les calcaires lités berriasiens parfois dolomitisés et les calcaires liasiques par endroits aussi dolomitisés. Le contact de l'unité de Stavrota est cependant mal visible dans le paysage. La géométrie du contact semble à cet endroit être subverticale.

Sur les Stavrotas, les calcaires du Pantokrator affleurent de nouveau jusqu'au front de chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos.

On observe dans la zone de Paxos la même succession que dans la coupe numero 7.

Là encore, l'anticlinal dissymétrique de Lefkata semble légèrement écaillé sur la série détritique Miocène.

A Dhraganon, une longue faille bien visible dans le paysage, décrochante dextre ayant une légère composante normale, fait remonter le compartiment occidental: la faille d'Athanion (voir chapitre III). D'autres failles, normales uniquement, sont visibles à l'Est de Dhraganon.

#### RESUME-INTERPRETATION:

L'unité de Lainakhi-Poros montre, à l'Est, toute la série liasico-Miocène à la faveur d'un large synclinal écaillé sur son flanc oriental. A l'Ouest de Kharadiatika, un synclinal dissymétrique de molasses miocènes appuie son flanc occidental sur le contact chevauchant, redressé et injecté d'évaporites, de cette unité. Au Nord-Ouest la série ionienne est largement écaillée. Sur le flanc oriental des Stavrotas, les calcaires liasiques chevauchent vers l'Est la série carbonatée de la vallée d'Ayios Illias. En zone de Paxos, les mêmes successions que précédemment sont visibles. Toutefois, nous remarquerons la présence de failles normales à l'Est de Dhraganon et d'une faille décrochante dextre importante à l'Ouest et au Sud de ce même village.

#### COUPE NUMERO 9

Cette coupe WSW-ESE est effectuée au niveau du village de Fterno.

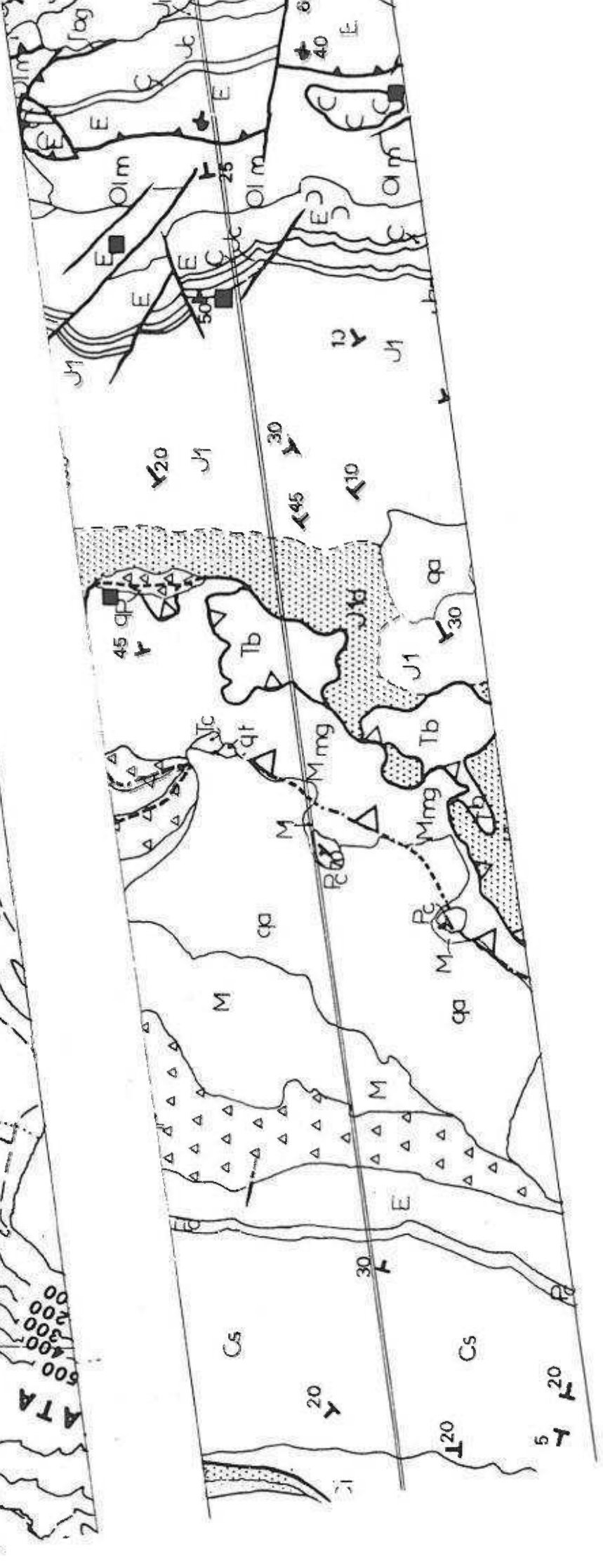
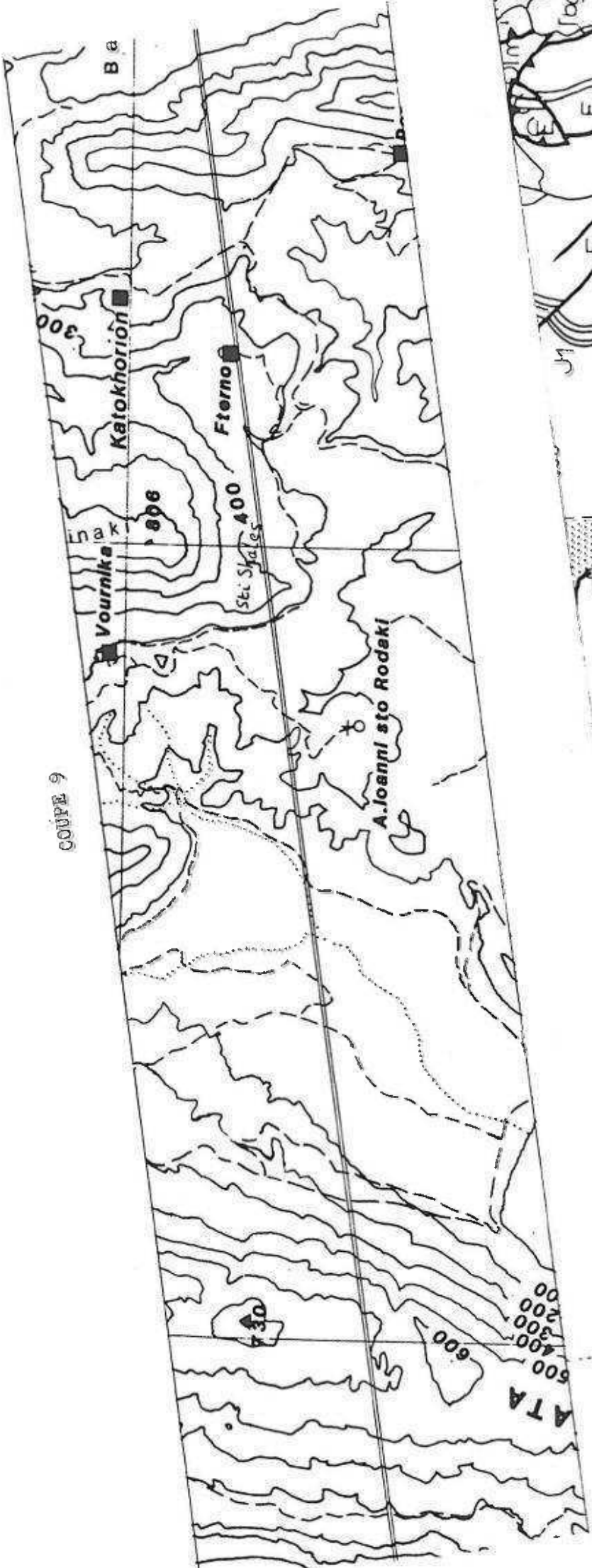
A l'Est, nous retrouvons le synclinal écaillé de Vlikho-Poros. Son flanc oriental est renversé et chevauche largement le coeur du synclinal. Quelques failles décrochantes dissèquent les compartiments chevauchants, leur donnant une indépendance mécanique. A 2 Km au Nord Ouest de la coupe, au Sud de la baie de Desimi (sentier), on voit affleurer les évaporites et cargneules triasiques sous le compartiment écaillé de ce synclinal. Il s'agit vraisemblablement d'évaporites injectées dans le contact chevauchant de l'écaille.

Le flanc occidental du synclinal est fortement basculé vers l'Est (environ 50 degrés).

A l'Ouest de Fterno, nous traversons une large étendue monotone dont le sous-sol est constitué de calcaires du Pantokrator de l'unité chevauchante de Lainakhi-Poros.

Sur la route qui mène de Vlikho à Sivros, au niveau de Sti Skales, à l'endroit où la route remonte vers le Nord, on passe rapidement du calcaire de Pantokrator aux dolomies pulvérulentes triasico-liasiques. Celles-ci sont exploitées dans deux carrières

COUPE 9



bien visibles dans le paysage grâce à la blancheur de la roche.

Au pied du versant occidental du Lainaki, au Sud de Vournika, on peut trouver sous les dolomies des masses importantes de brèches de calcaires et cargneules triasiques qui passent progressivement vers le bas à une série détritique de marnes bleues et microconglomérats, par l'intermédiaire d'une zone confuse de mélange. A cet endroit, les calcaires liasiques chevauchent la série molassique Miocène: c'est le chevauchement de Sivros-Vassiliki. Les facies grossiers de cette série de marnes bleues la différencie de la série relativement peu détritique des marnes bleues de la zone de Paxos.

La série de marnes bleues qui se trouve aux environs de Sivros et de Vournika a été apparentée à la série molassique de la zone ionienne (voir chapitre I). Il doit donc exister, plus à l'Ouest, un contact tangentiel (le chevauchement de la zone ionienne sur la zone de Paxos) entre cette série et celle de la zone de Paxos. Malheureusement, les conditions d'affleurement et la végétation nous ont empêché d'observer ce contact. Cependant, un petit affleurement de calcaire noir triasique se trouvant au débouché de la vallée de Sivros, visible dans le talus de la route Sivros Vassiliki, pourrait être un jalon de ce contact. D'autre part, plus au Sud, au niveau de la petite colline de sables et conglomérats plio-pléistocènes située à 1,5 Km au Nord-Ouest de Vassiliki, l'échantillonnage a montré une différence d'âge entre les terrains situés au Nord-Ouest de la colline (Messinien) et ceux situés au Sud-Est (Serravallien - voir chapitre I -). Cette différence peut être expliquée par la présence du contact majeur.

Plus à l'Ouest, nous retrouvons la succession déjà observée dans les coupes précédentes. La dissymétrie de l'anticlinal de Lefkata (flanc Est redressé, flanc Ouest peu incliné) est constante sur toute la longueur de la péninsule.

#### RESUME-INTERPRETATION:

A l'Est, nous retrouvons encore le synclinal écaillé de Poros puis l'étendue monotone des calcaires du Pantokrator jusqu'au Lainakhi.

Vers l'Ouest, les calcaires liasiques et triasiques chevauchent la série molassique ionienne qui, elle même, chevauche la série préapulienne.

COUPE NUMERO 10

La dernière coupe que nous effectuerons nous mènera de la baie de Sivota à la baie de Vassiliki.

Au Sud-Ouest de la baie de Sivota, en empruntant la piste qui longe la côte, on peut constater que les dolomies triasico-liasiques laissent brusquement place à l'Ouest aux termes plus récents de la série ionienne sans que les calcaires du Pantokrator n'affleurent. Un accident est donc nécessairement situé à cet endroit. Au Nord-Ouest de cette baie, on peut observer un affleurement allongé de marnes pulvérulentes jaunâtres à ocres, azoïques, pouvant en toute hypothèse résulter de l'altération d'argilites triasiques injectées dans un contact tectonique que nous avons relié à celui précédemment décrit. Il pourrait cependant s'agir de marnes de flysch, auquel cas celui-ci se trouverait affleurer en fenêtre sous les calcaires triasiques. L'unité de Lainakhi-Poros deviendrait alors très allochtone vers le Sud.

A l'Ouest du mont Vigla, on passe rapidement des calcaires massifs du Pantokrator à une zone très écrasée de calcaires siliceux de l'Albien et de calcaires lités berriasiens, par l'intermédiaire d'une zone extrêmement bréchifiée de calcaires liasiques. Cette zone affaiblie est empruntée par un vallon dans lequel descend la piste qui vient de Marandokhori. Il s'agit sans doute de brèches tectoniques au niveau d'un accident décrochant ou en faille inverse. Cette bande bréchique peut atteindre une cinquantaine de mètres d'épaisseur. La géométrie de ce contact ne peut être appréhendée que cartographiquement, la végétation et l'érosion empêchant toute observation de détail du contact. Le pendage de cet accident est fort vers le Sud-Ouest.

A l'Ouest, sur le mont Sikeros, ce sont principalement les calcaires de l'Eocène qui apparaissent. Cette zone est cependant quasiment inaccessible à cause de l'épais maquis qui la recouvre et certaines structures ont pu passer inaperçues. A l'Ouest, les calcaires éocènes forment un large anticlinal dont le flanc occidental est renversé et écaillé sur le flysch (détermination G.Bizon: échantillons numero LE8134, LE8135). La superposition Eocène-flysch est visible en empruntant un chemin qui part au Sud de Vassiliki le long de la côte (1 km).

Au Nord Ouest du mont Sikeros, les calcaires et dolomies triasico-liasiques affleurent à nouveau. Le contact est cartographiquement rectiligne et correspond à l'effondrement du compartiment Nord, vraisemblablement le long d'un accident décrochant.

A 200 mètres au Sud de Kondaraini, dans le talus de la piste, on peut observer un pointement de brèches triasiques injectées dans cet accident.

300 mètres au Nord-Ouest de la faille, les calcaires et les dolomies chevauchent une série de marnes bleues dont l'âge a été déterminé (G.Bizon échantillons numero 8102, 8109) : Tortonien et



Messinien?.

La position structurale de cette série marneuse n'est cependant pas certaine: il peut s'agir de la série préapulienne ou bien de la série molassique qui est chevauchée à Sivros.

Dans le golfe de Vassiliki, la série détritique préapulienne n'est pas visible. A l'Ouest, nous retrouvons l'anticlinal de Lefkata.

RESUME-INTERPRETATION:

A l'Est, au fond de la vallée de Sivota, un petit affleurement de marnes azoïques pulvérulentes suggère l'existence d'un accident injecté d'évaporites. A l'Ouest, des mouvements décrochants importants amènent la partie supérieure de la série ionienne à l'affleurement. Celle-ci est plissée et déversée vers l'Ouest et chevauche son flysch. Au Nord-Ouest, les calcaires triasico-liasiques chevauchent une série détritique dont l'appartenance à la zone ionienne ou à la zone de Paxos n'est pas précisée. Dans notre coupe, nous avons retenu la première solution.



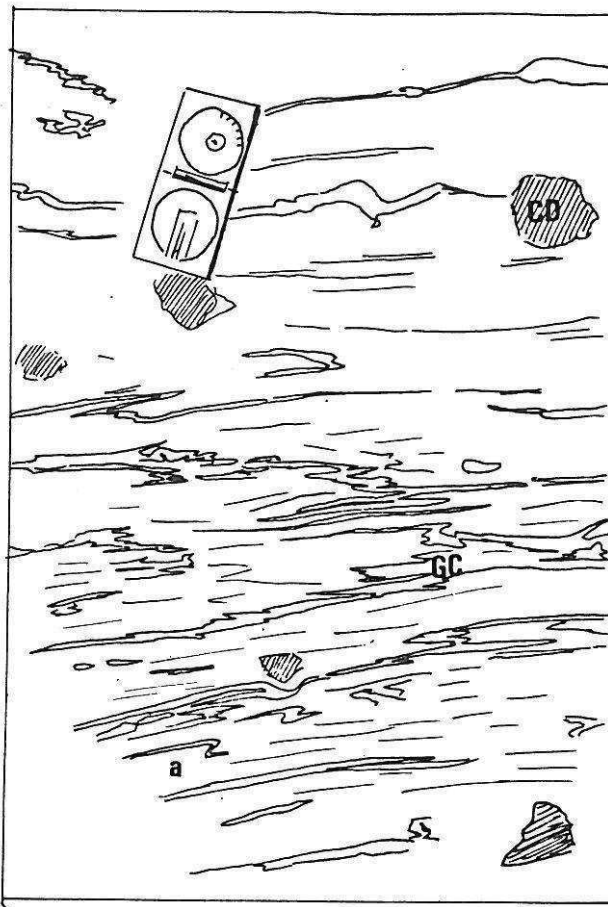
*III-PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.*



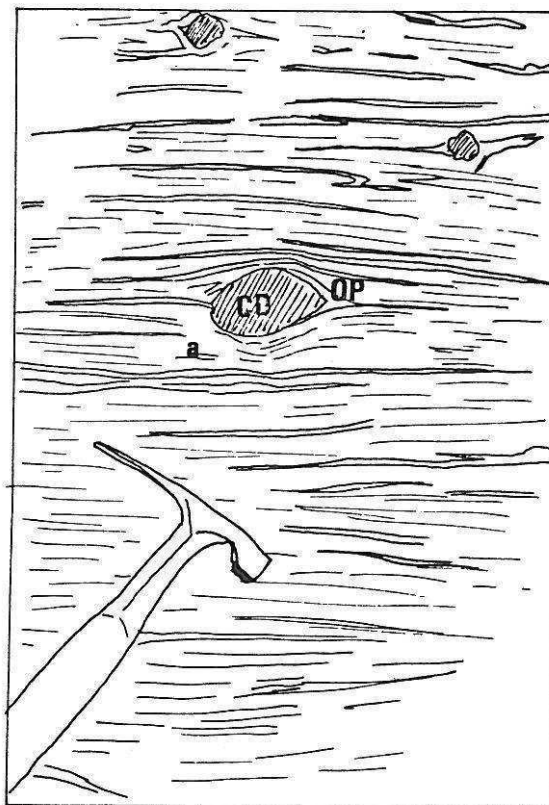
PLANCHE 1

Aspects de la déformation des gypses injectés dans les contacts tectoniques.

A) Ithaque: chevauchement de la zone ionienne sur la zone préapulienne: microplis dans les lits de gypse cristallin (GC). La matrice sombre (a) est constituée par un mélange d'argile noire et de gypse.



B) Kalamitsi: certains clastes dolomitiques (CD) montrent sur leur périphérie des ombres de pression (OP). La prise de vue est effectuée dans le plan qui contient la foliation.



**Planche 1**

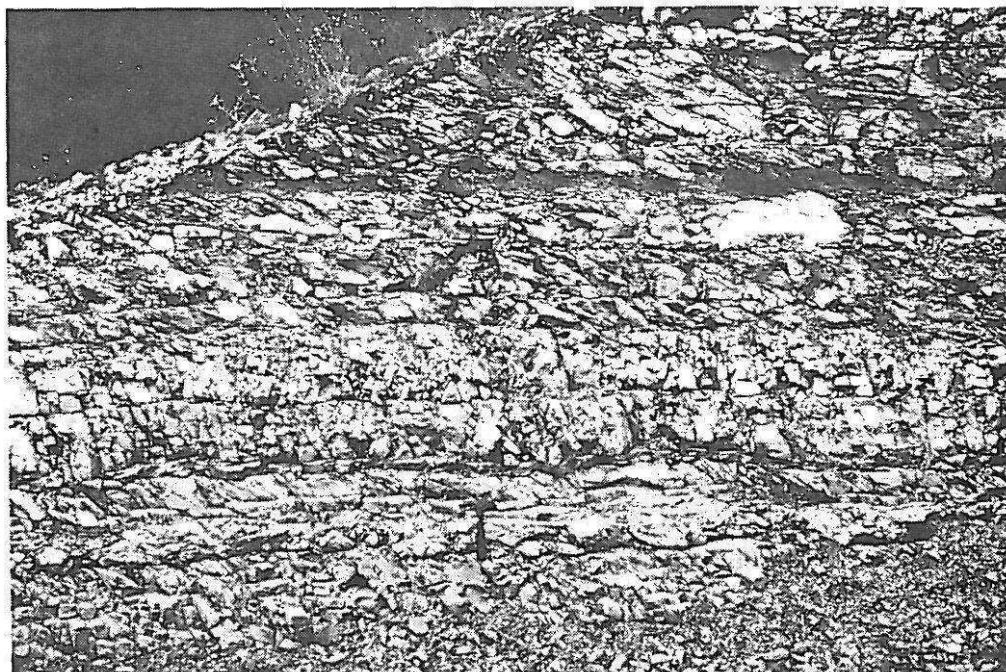
a



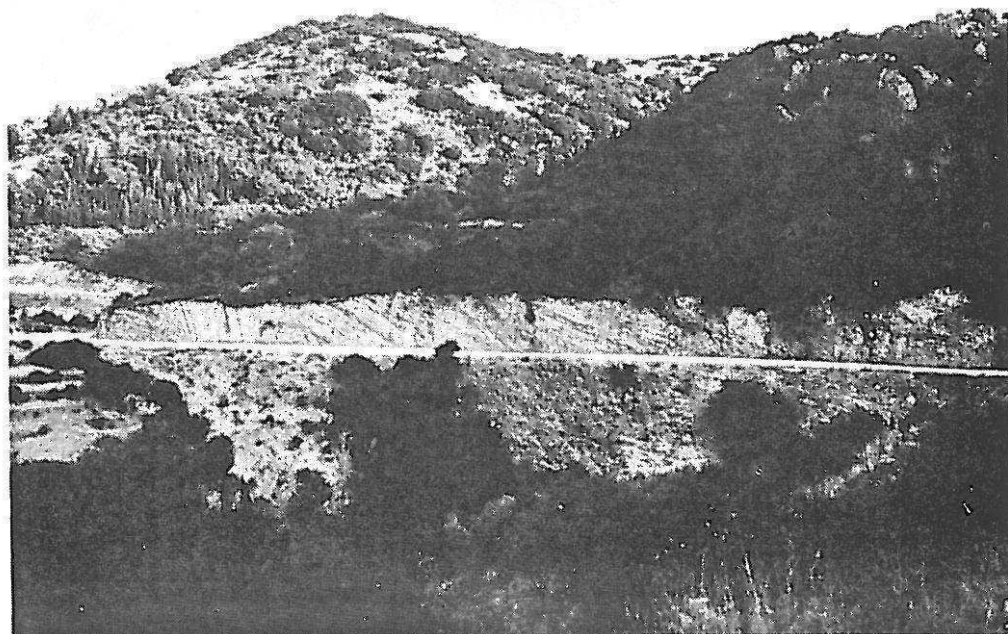
b



**Planche 2**

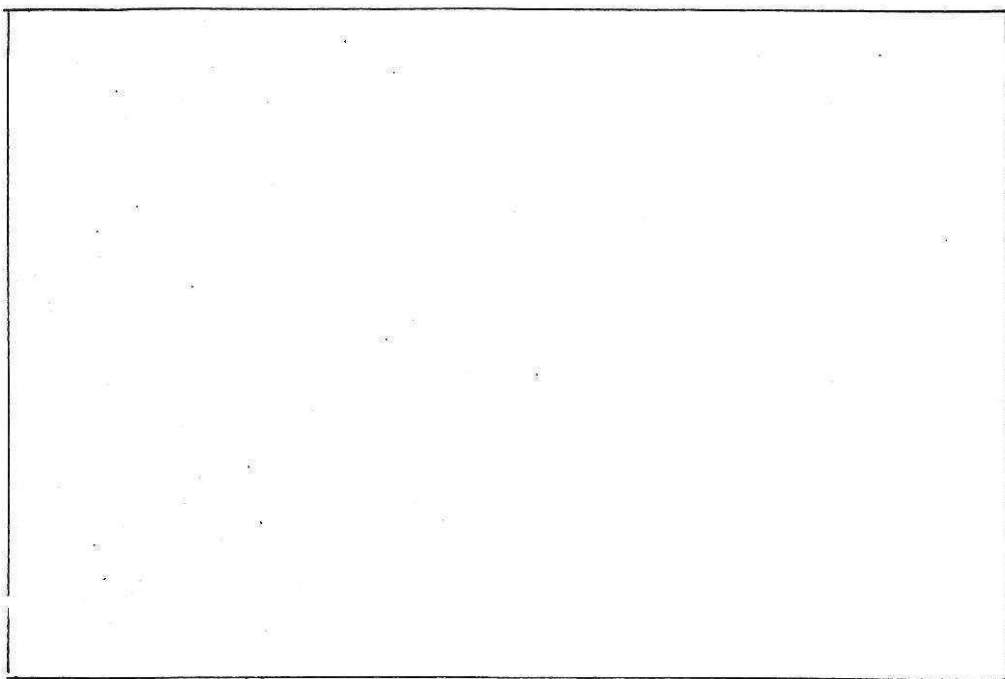


**a**



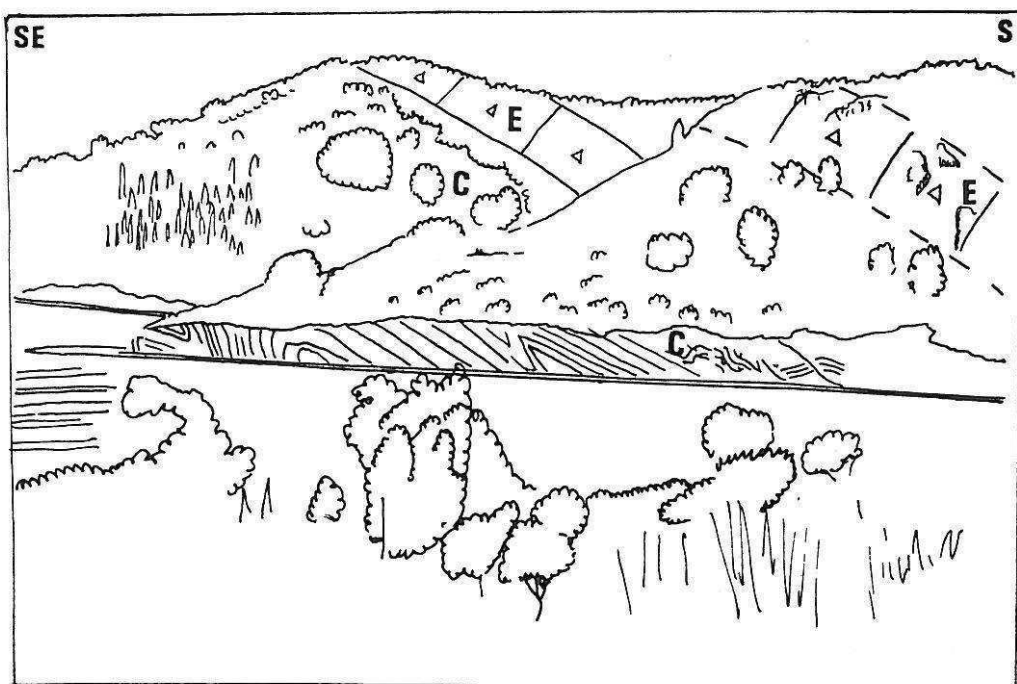
**b**

PLANCHE 2



a) Aspects de la déformation fragile des bancs porcelanés du calcaire éocène de l'écaïlle de Faniyas au Nord de Nidhri. La déformation fragile fait apparaître un réseau dense de microplans de faille ou de diaclases plus ou moins réfracté dans les différents bancs.

b) Exemple de la disharmonie caractéristique des niveaux incompetents de la série ionienne de Levkas; ici les calcaires lités albiens (C) montrent des plis métriques déjetés au Nord qui "bourrent" le coeur d'un anticlinal dont on peut voir le flanc occidental constitué par une barre éocène.



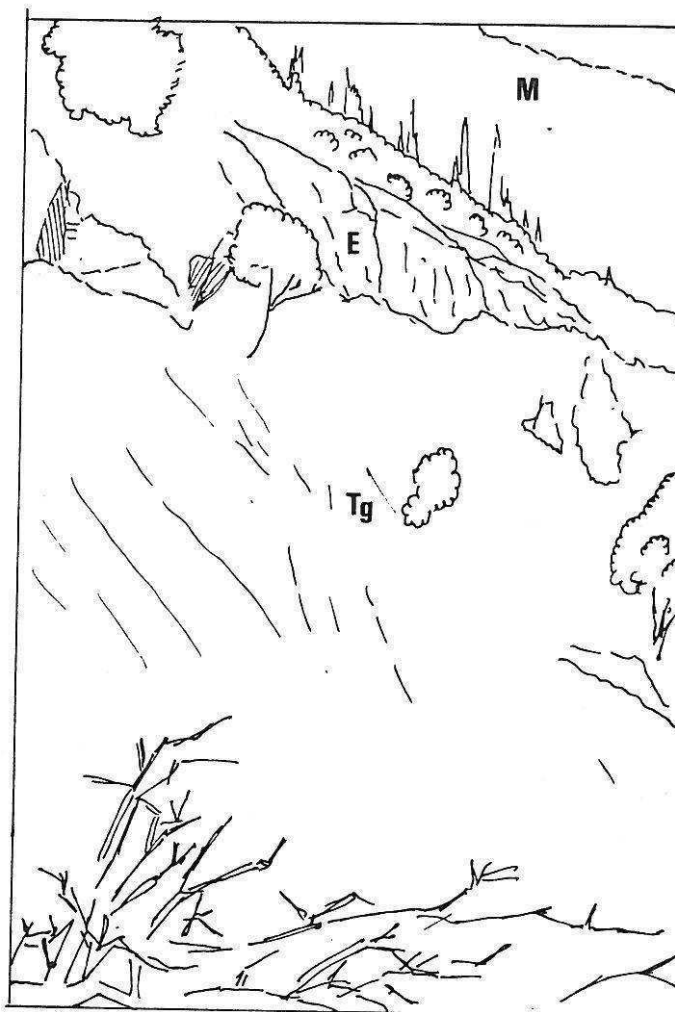
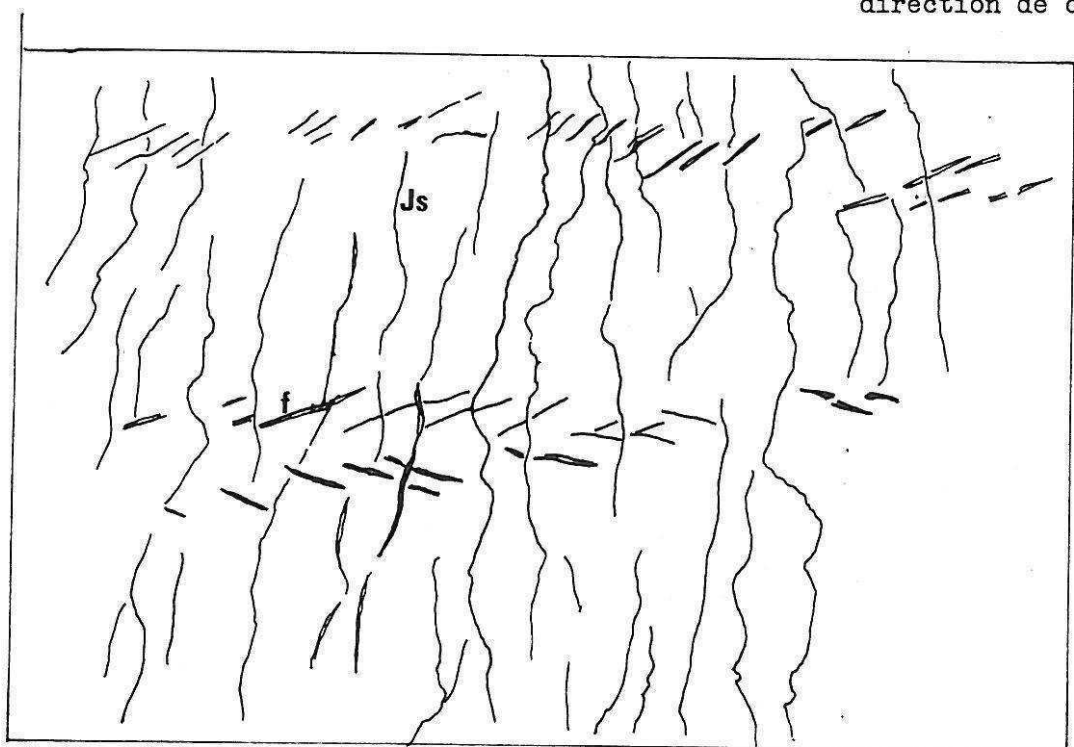


PLANCHE 3

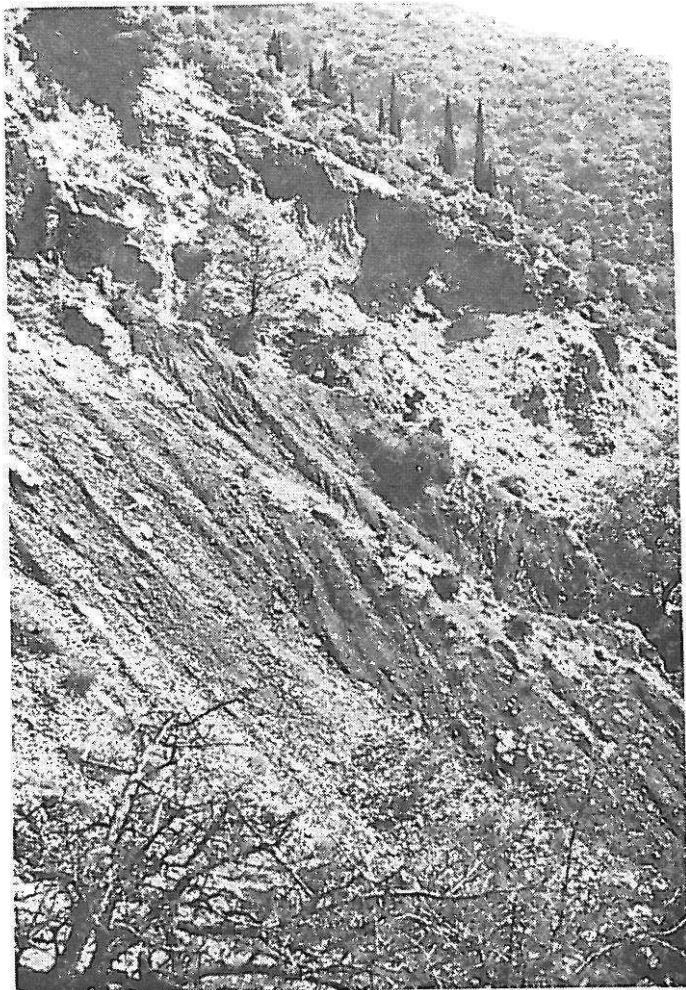
a) Gypses triasiques (Tg) injectés dans le contact de l'unité chevauchante de Lainakhi-Poros au Nord d'Alatra.

Les gypses constituant le fond de la vallée s'appuient au Nord sur les calcaires éocènes (E). Au loin (à l'Est) on aperçoit la molasse miocène du synclinal de Kharadiatika.

b) Microstructures du synclinal de Poros (voir chapitre IV: Poros). Les bancs de calcaires éocènes sont ici vus perpendiculairement aux joints de stratification. Les joints stylolitiques (Js) intersectent obliquement ceux-ci. Les fentes remplies de calcite (f) forment des réseaux en relais ou joints potentiels qui limitent des dièdres étroits contenant la direction de compression.



**Planche 3**

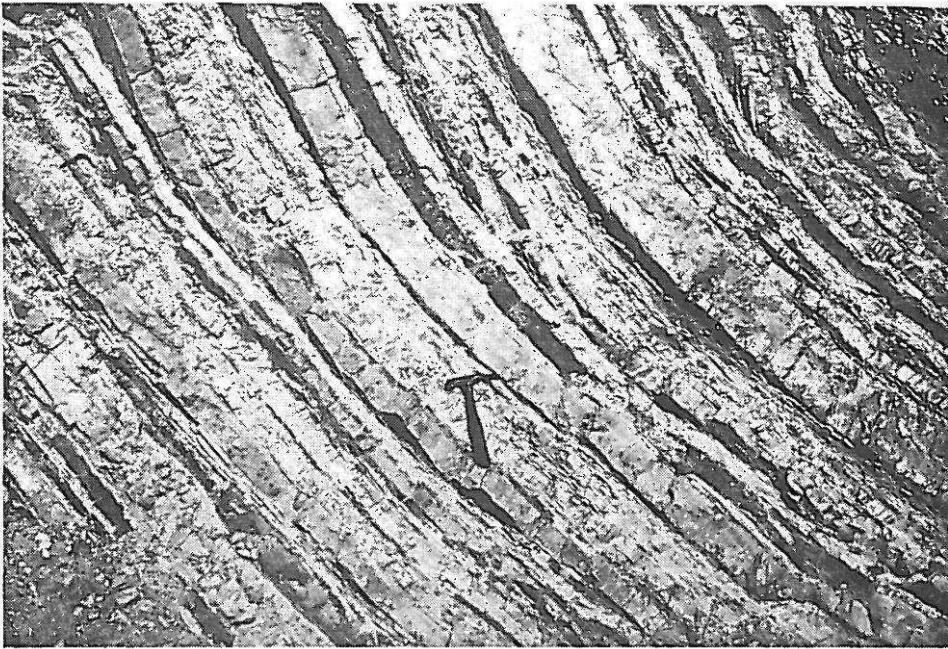


a

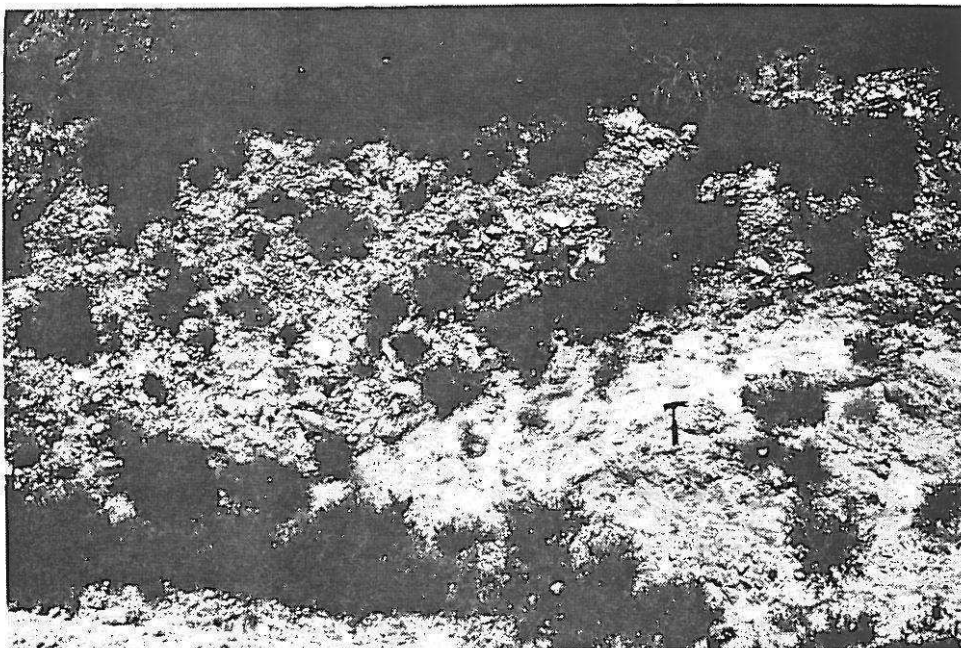


b

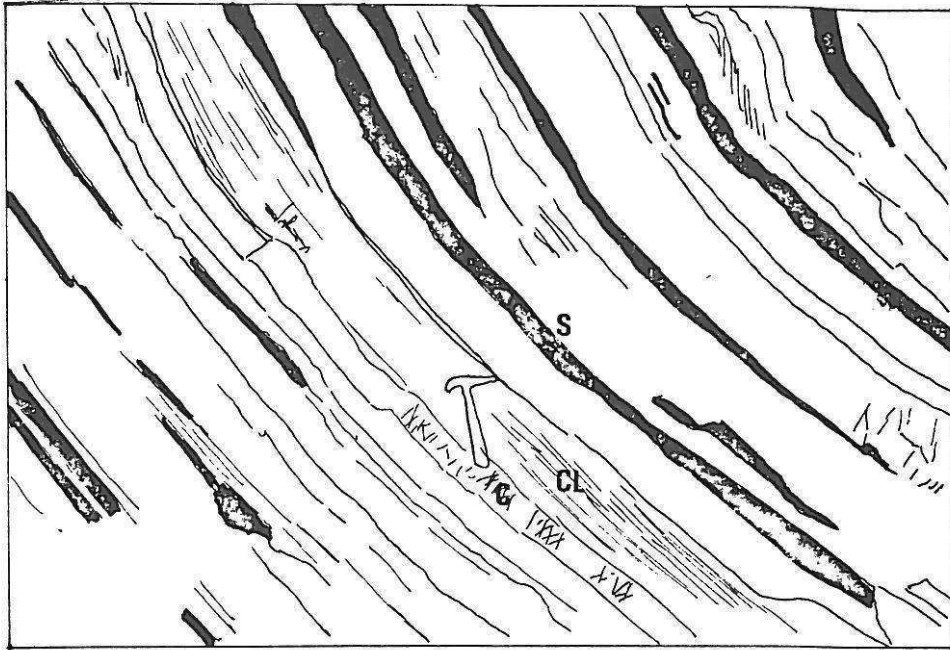
# Planche 4



a



b



a) Calcaires lités à bancs de silex du Dogger au Nord d'Asproyerakata.  
 S: bancs de silex noirs ou bruns. C: bancs décimétriques de calcaire grisâtre finement granuleux. CL: calcaires lités jaunâtres et pulvérulents.

b) Contact chevauchant des calcaires du Pantokrator (J1) fortement bréchifiés par la tectonique sur les calcaires berriasiens (Jc) écrasés et méconnaissables (piste de Kalamitsi à Ayios Nikitas -flanc N de la vallée de Kalamitsi-).

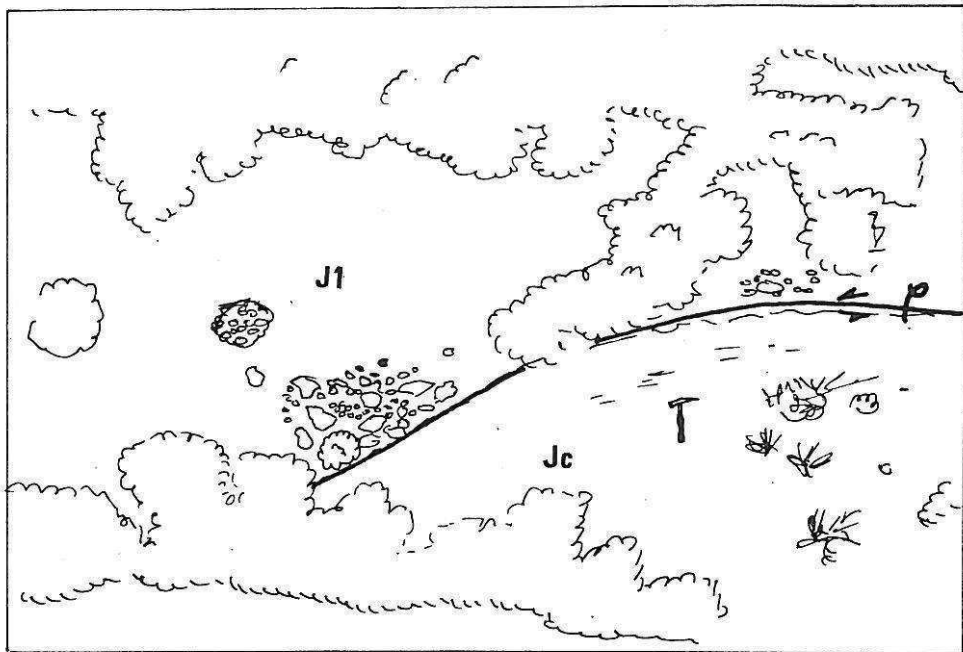
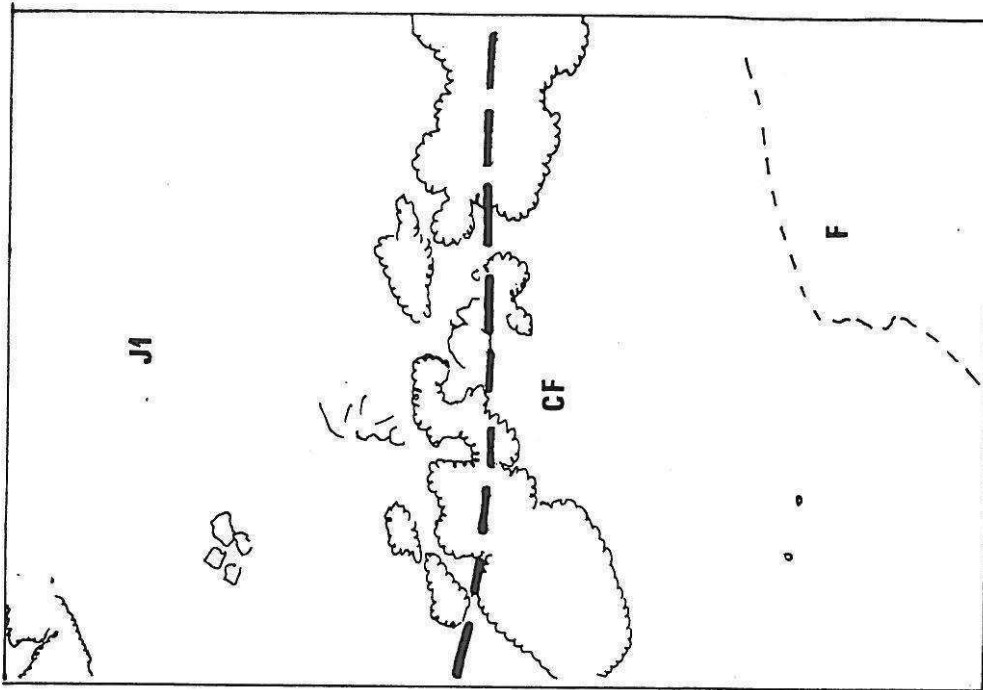


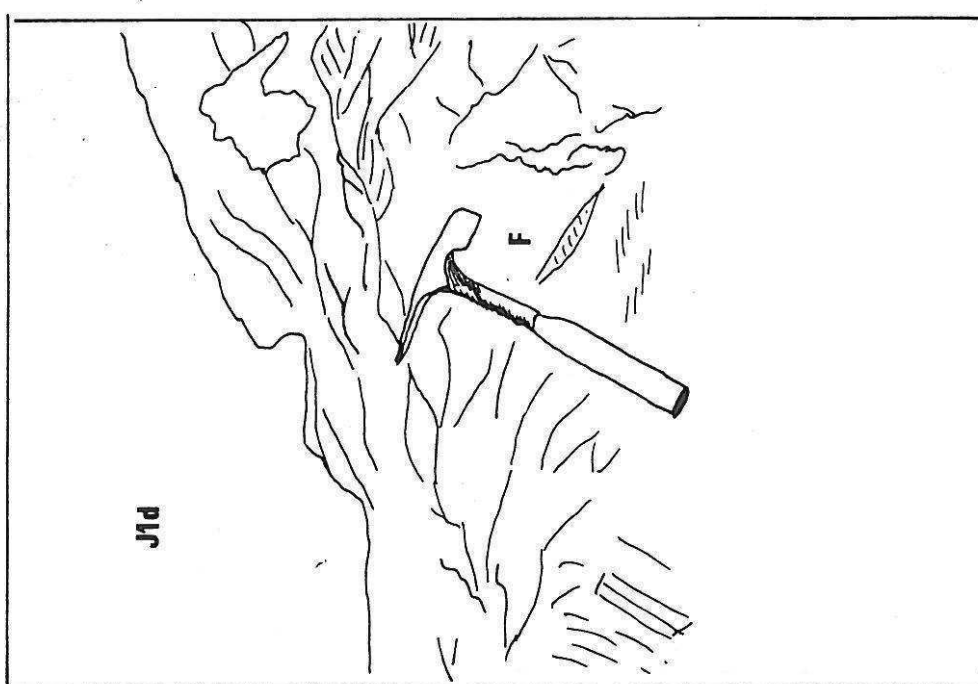


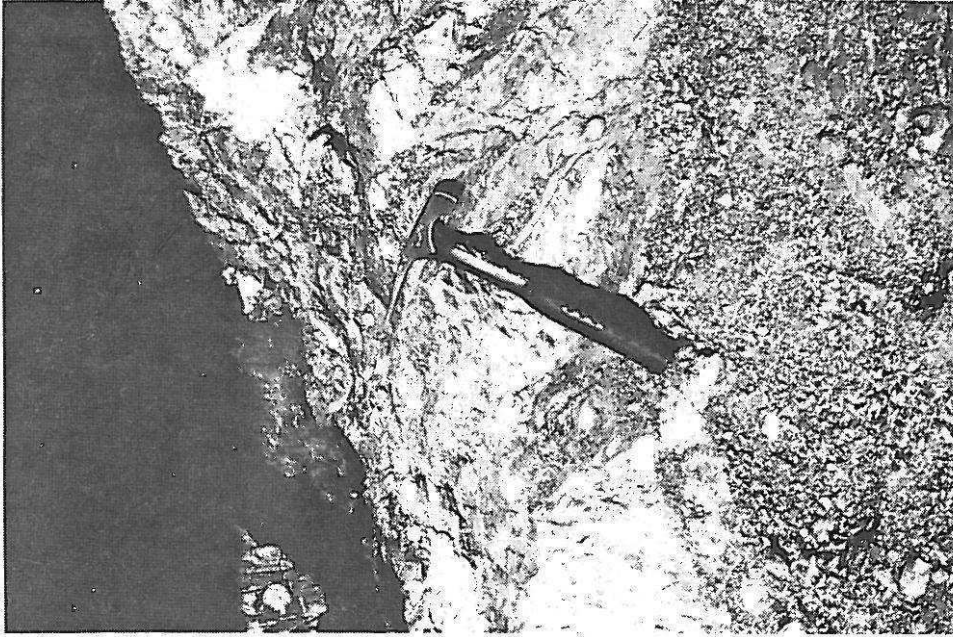
PLANCHE 5



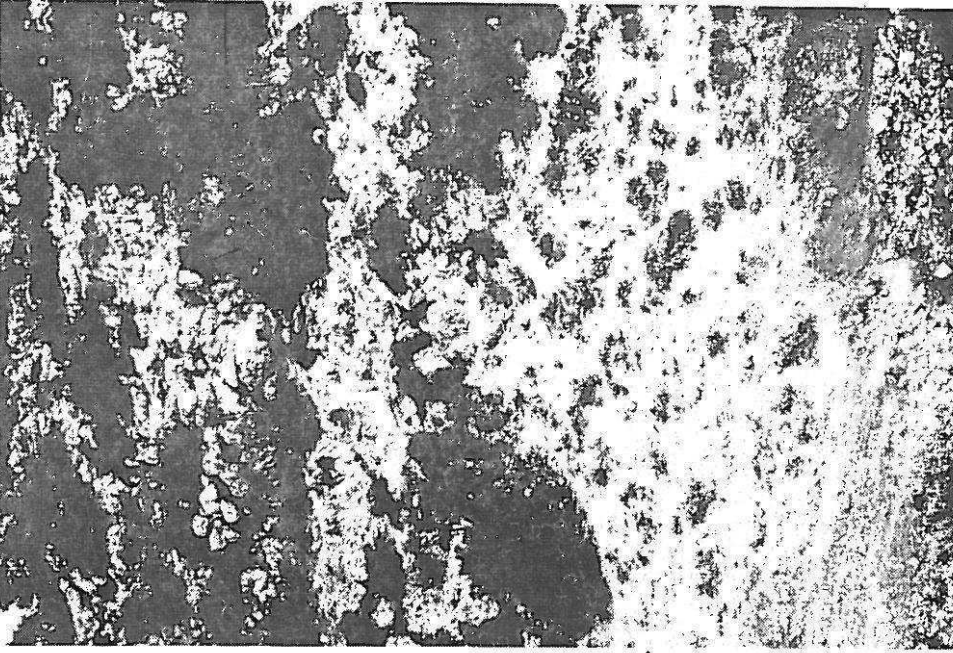
b) Contact des calcaires du Pantokrator (J1) sur les couches de passage Eocène-flysch (CF) au sommet du Mégali Rakhi (voir coupe 4, annexe II).

a) Détail du contact des dolomies triasico-liasiques (J1d) sur le flysch (F) sous la klippe de l'Oros Pyrgos: voir chapitre IV et planche photographique N°6. Les lenticulations de l'argile indiqueraient un mouvement de la klippe vers la gauche (l'Ouest).





a

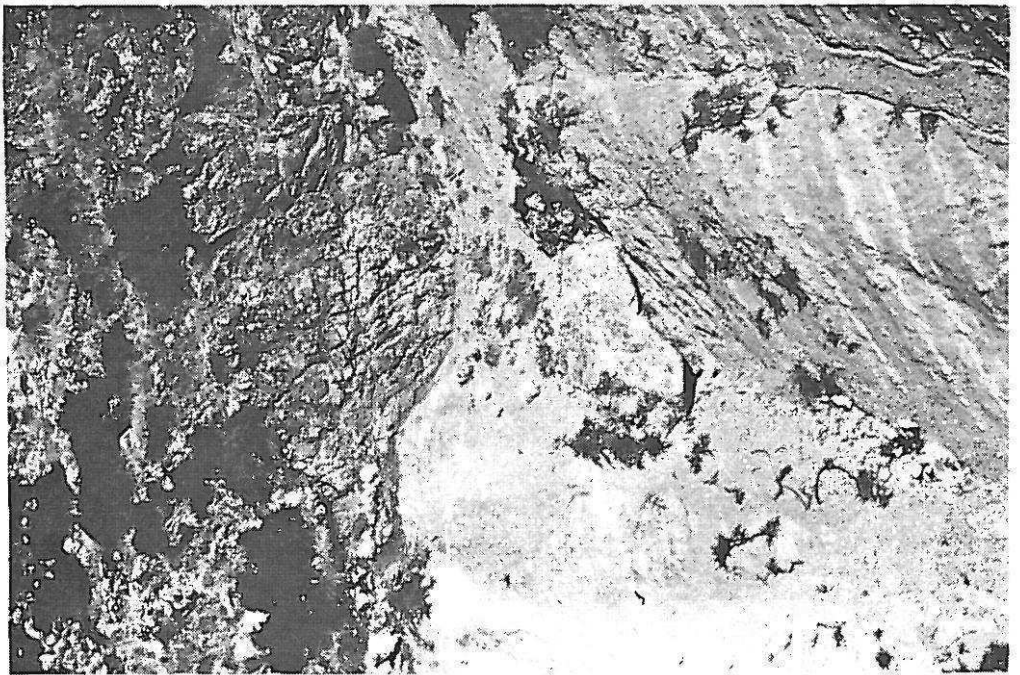


b

### Planche 5

**Planche 6**

a



b

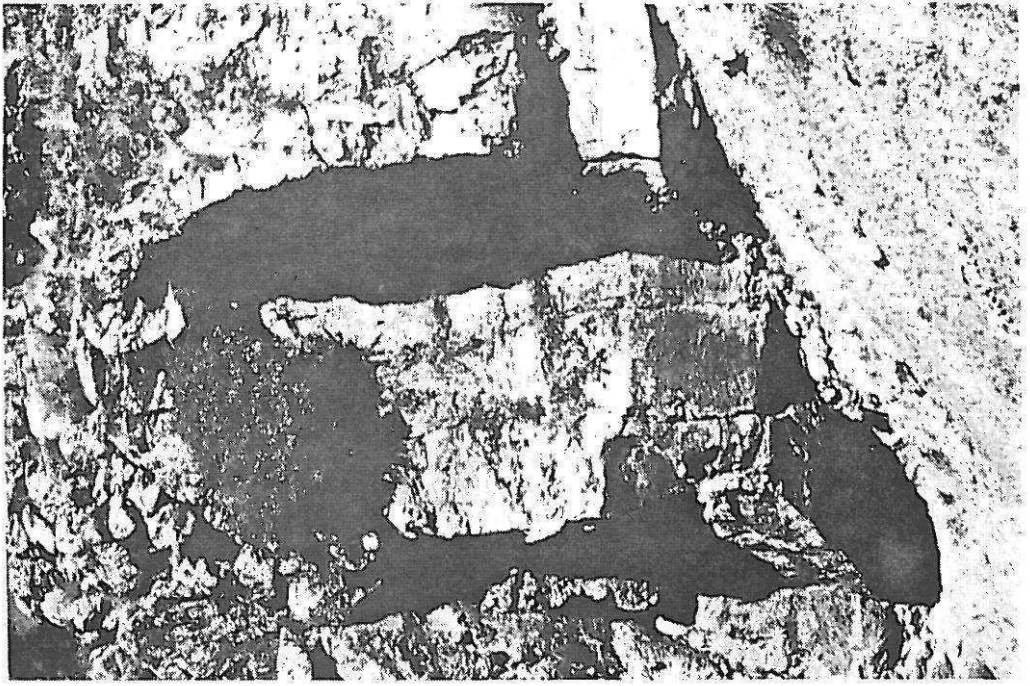
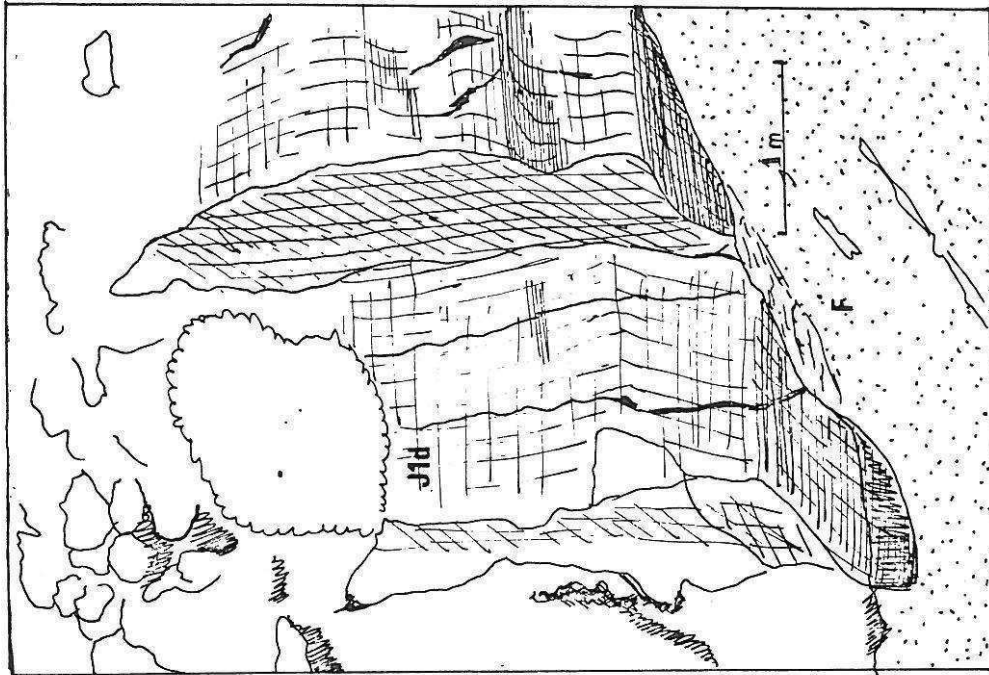


PLANCHE 6



b) Contact basal de la klippe de l'Oros Pyrgos. La vue est prise vers le Nord et le contact est vu en coupe: les dolomies sont modelées par des cannelures de direction N120, de longueur d'onde plurimétrique, et chevauchent le flysch (F). Le détail du contact est visible sur la planche précédente.

a) Idem. Le contact est vu de face (vue vers l'Est). Les bancs du flysch plongent sous les dolomies.

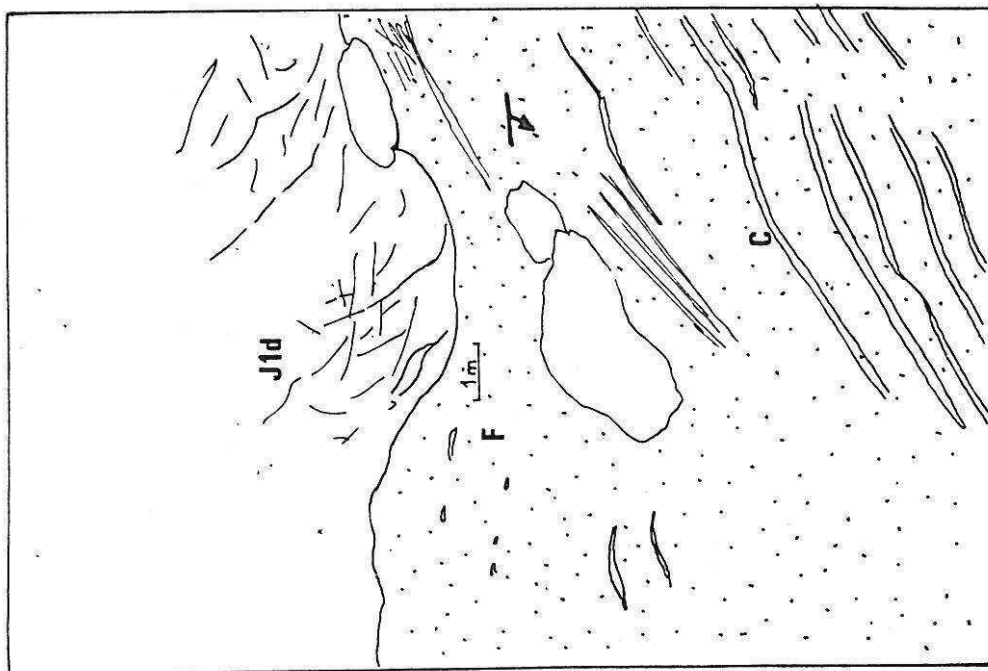
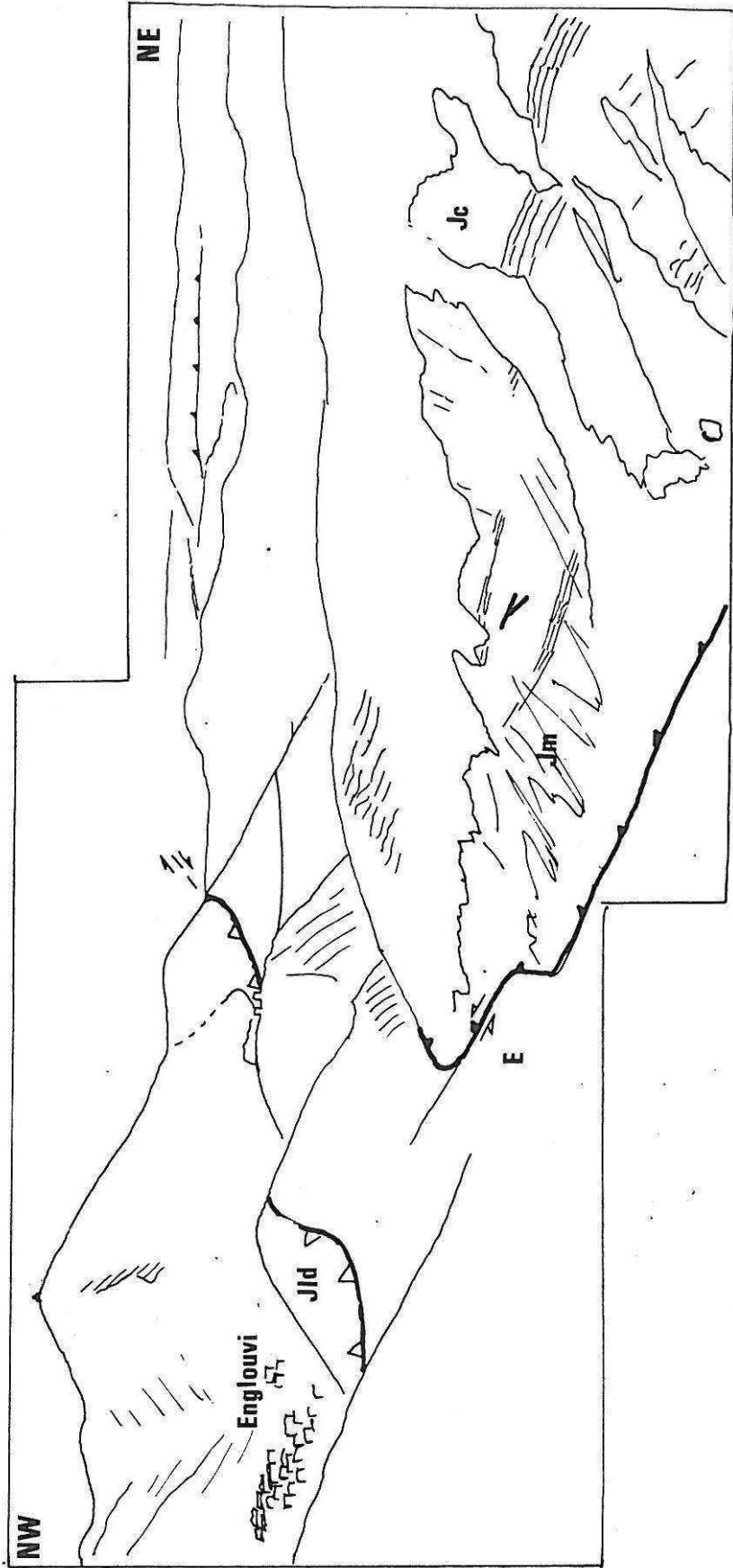
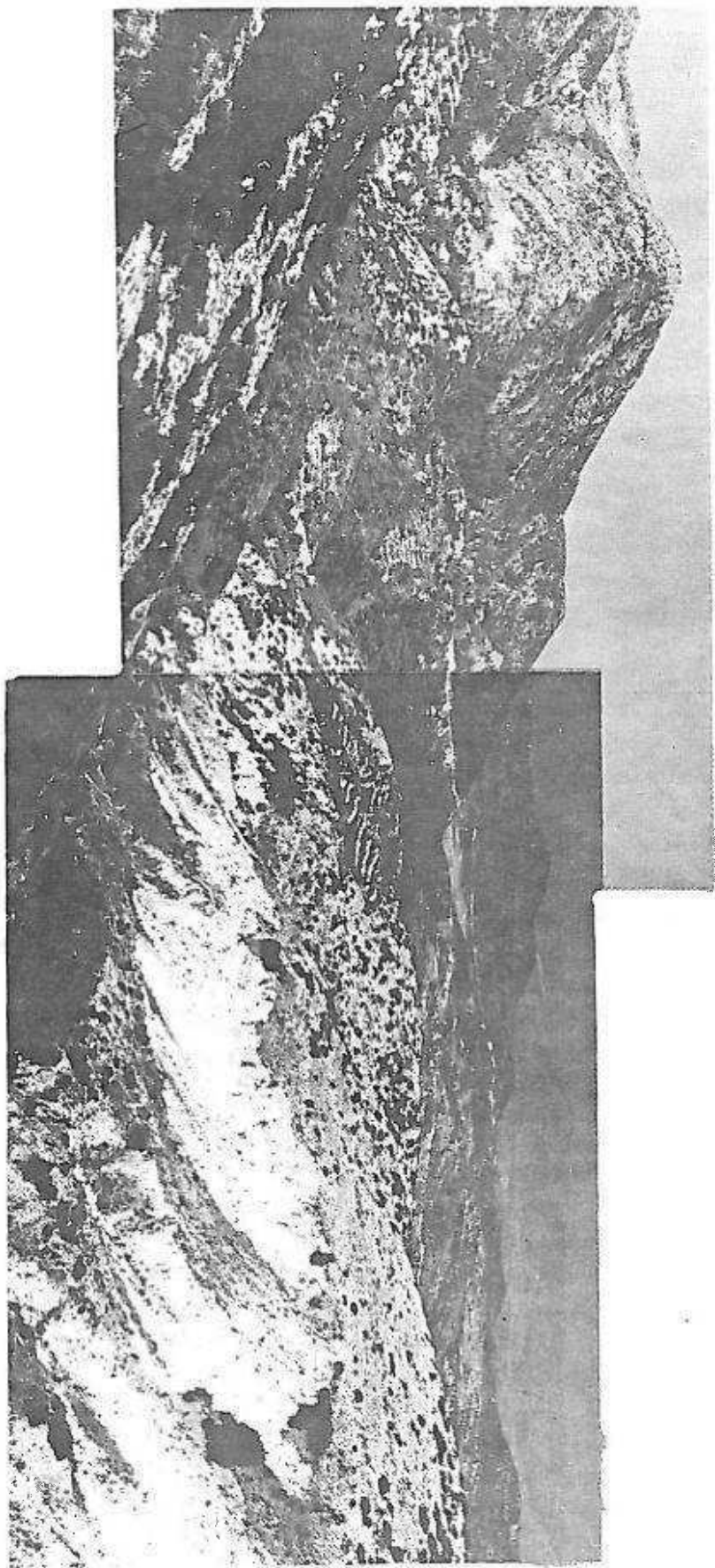


PLANCHE 7

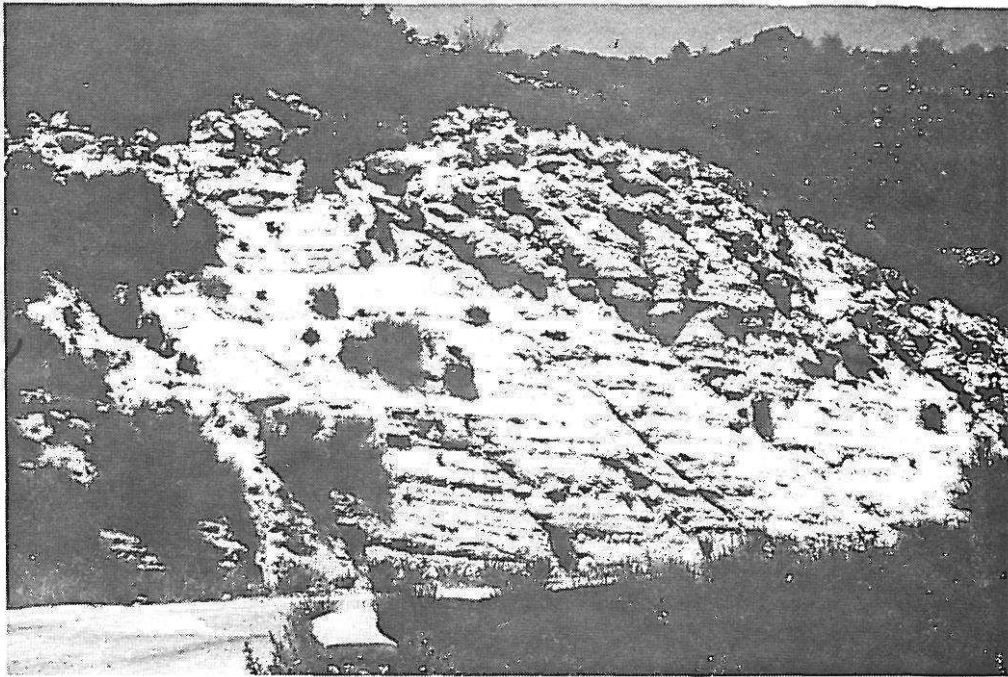


Vue de l'écaille d'Englouvi (à droite) chevauchante vers l'Ouest, et de l'unité de l'Oros Pyrgos chevauchante vers l'Est sur laquelle est installé le village d'Englouvi (vue vers le Nord). E: Eocène Jm: calcaires lités du Dogger Jc: Berriasien Jld: dolomies triasico-liasiques.



**Planche 7**

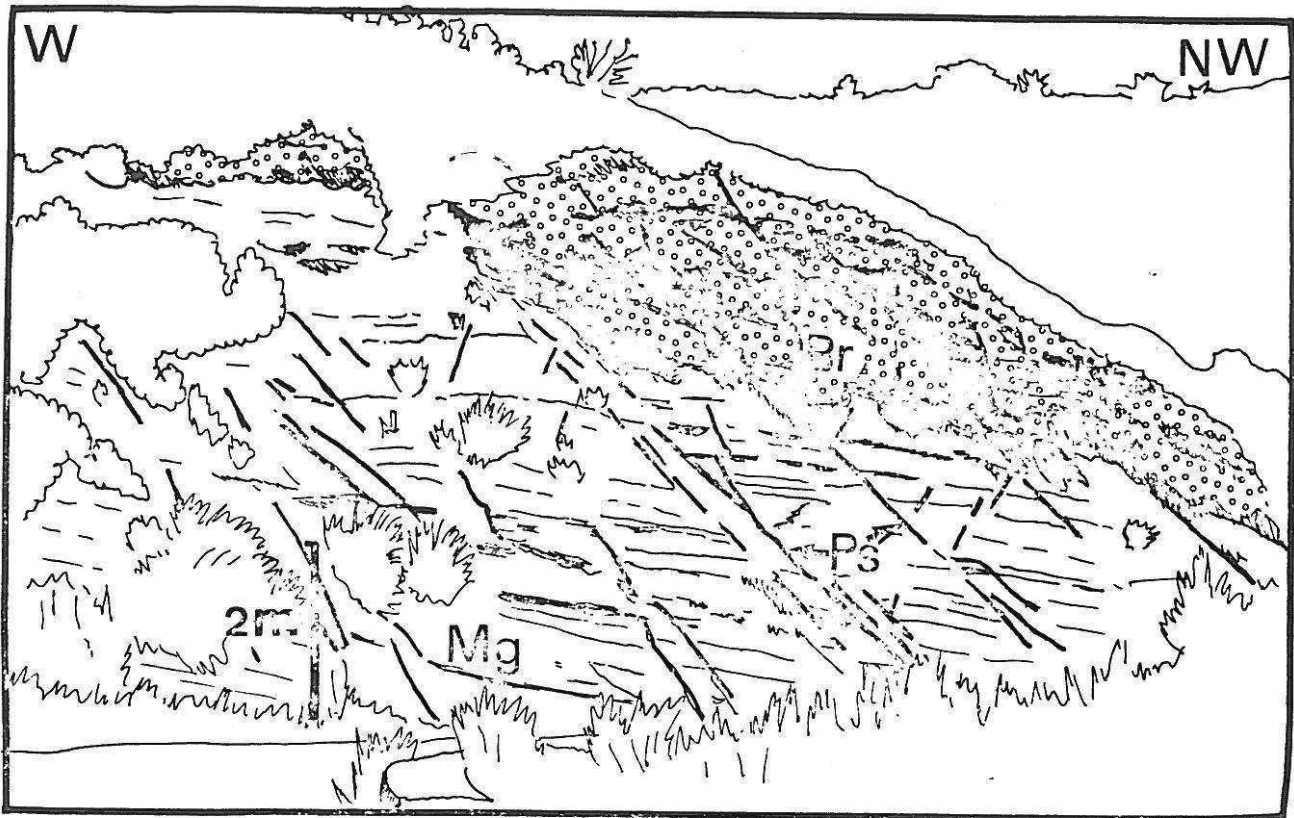
**Planche 8**



a,



b



a) Facies montrant l'instabilité synsédimentaire au moment du dépôt des molasses miocènes: banc bréchique (Br) ravinant une formation marno-gréseuse (Mg). Les deux ensembles sont affectés de plans de glissement intraformationnels antérieurs à la lithification de la série (Ps). (Route du relais de l'O.T.E. au dessus de Karia).

b) Panorama vers l'Est pris de la route qui relie Alexandhros à Plastistomon. On y observe les brèches et grès bleus du Miocène moyen (Mm) ennoyer progressivement vers le haut de la série le paléorelief constitué par les calcaires du Pantokrator (Ji). Les niveaux bréchiques sont par endroits très altérés et ne montrent alors qu'un résidu de silice et d'argiles rouges (a). Au premier plan et sous les molasses réapparaissent les marnes bleues du flysch (Fl).

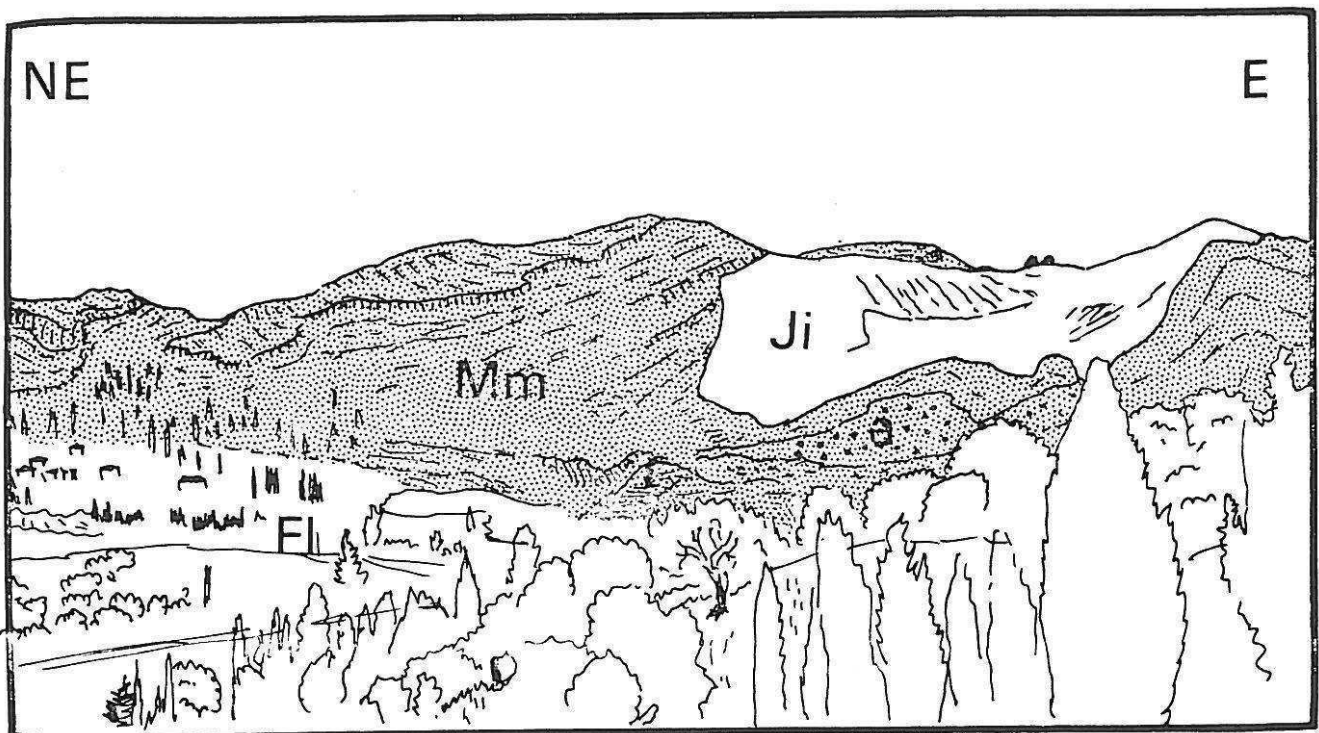
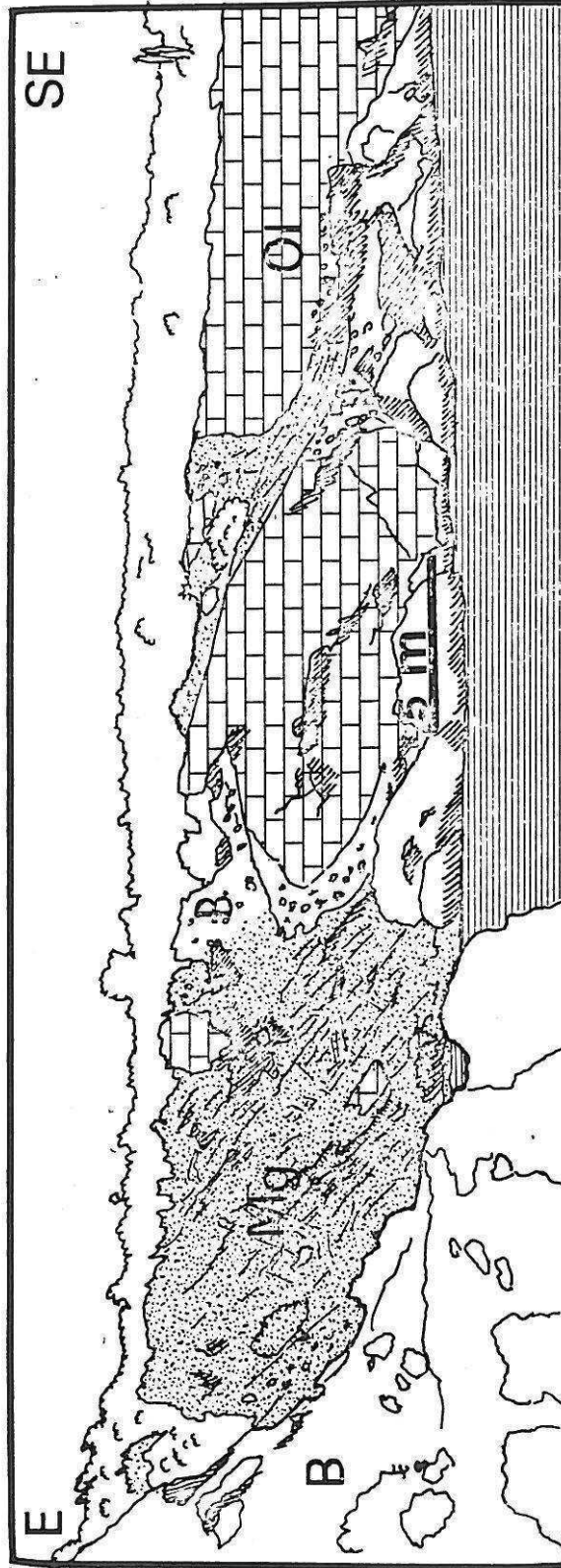
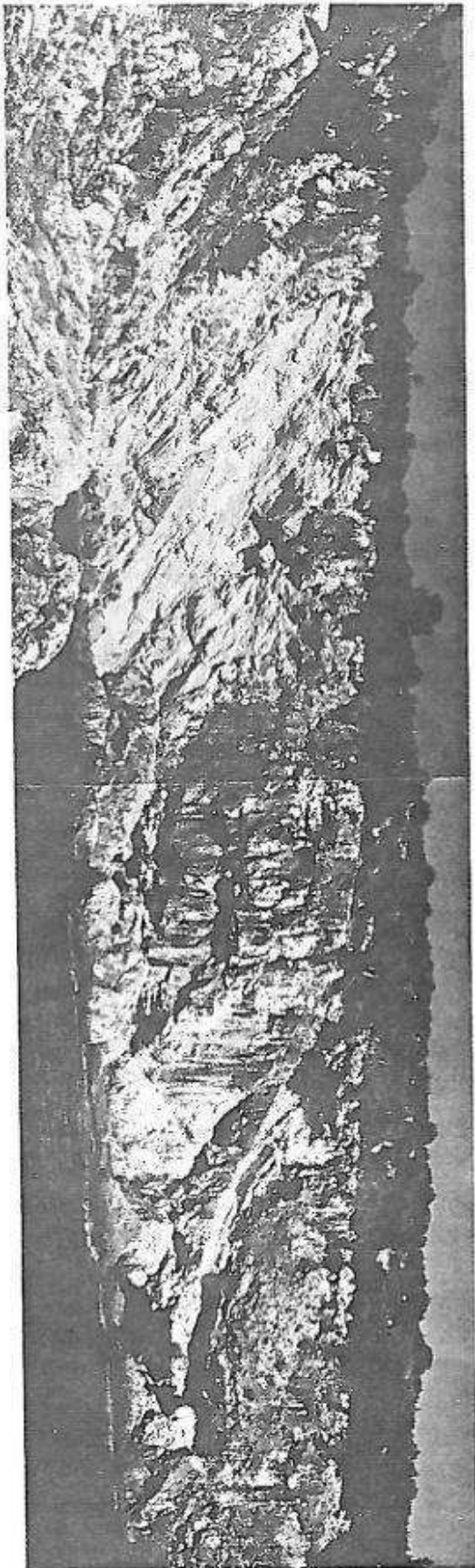




PLANCHE 9



Panorama représentant une portion de la côte occidentale du cap Lipsopirgos. La série molassique ionienne y affleure sous la forme d'une alternance de niveaux marno-gréseux (Mg) et de niveaux bréchiqes (B). La série est envahie par des olistolithes (Ol) dont la taille peut atteindre plusieurs dizaines de mètres. Ceci illustre l'instabilité synsédimentaire du bassin molassique miocène.



**Planche 9**

Planche 10

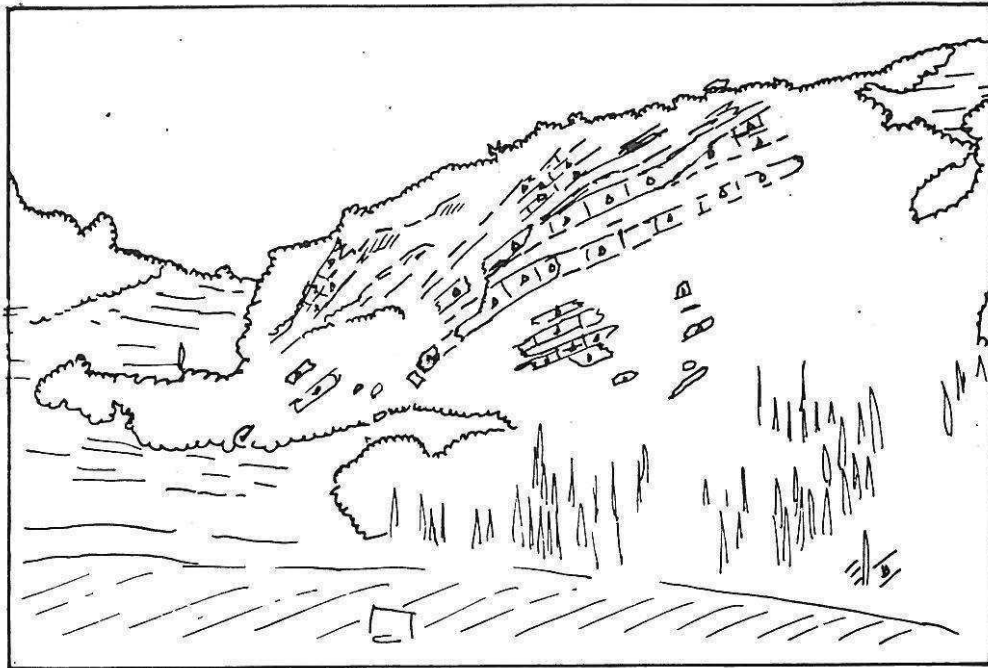


a



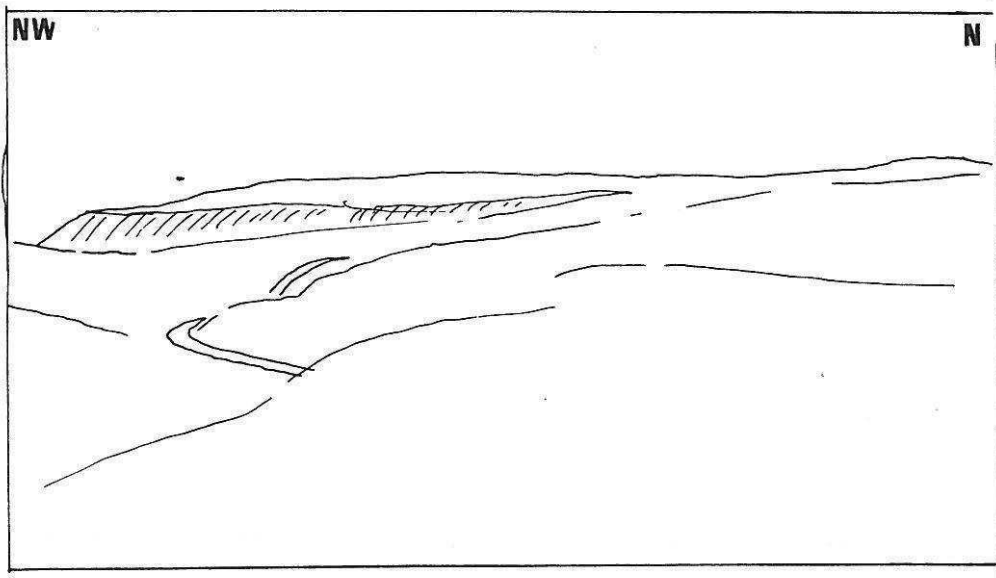
b

PLANCHE 10



a) Petit éventail sédimentaire dans les brèches et calcarénites du flanc oriental du synclinal de Lazarata (Doline située à 1 km au Sud-Est de Lazarata).

b) Aspect du paysage plio-pléistocène très évolué, fortement emmoussé et bien visible dans la partie Nord de l'île (pris vers le Nord à 2 km au NE de Dhrimonas).



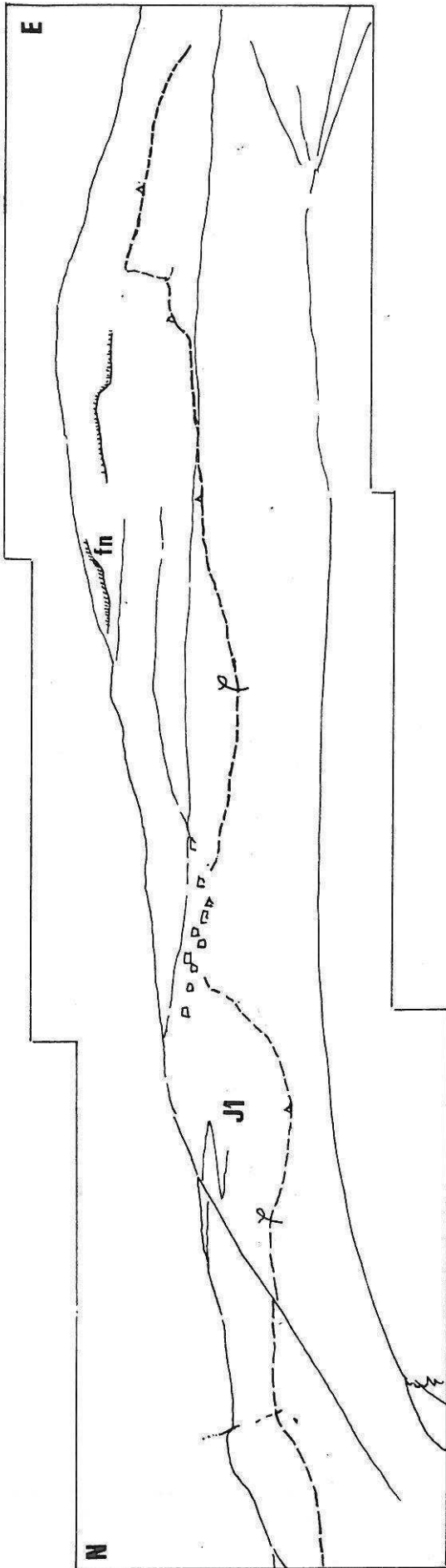


PLANCHE 11

Panorama pris sur le versant Sud de la vallée de Kalamitsi vers le Nord. On voit clairement la surface plio-pléistocène monter régulièrement vers les sommets de l'île (Méga Oros à droite: 1040 m, Exanthia en face 500 m). En contrebas du sommet on distingue deux failles normales (Fn). Les calcaires du Pantokrator (J1) chevauchent la série plus récente (Lias à Berriasien) par l'intermédiaire d'un contact subhorizontal ou à faible pendage vers le Nord ( $\varphi$ ) dégagé par l'entaille profonde de la vallée.



**Planche 11**

**Planche 12**

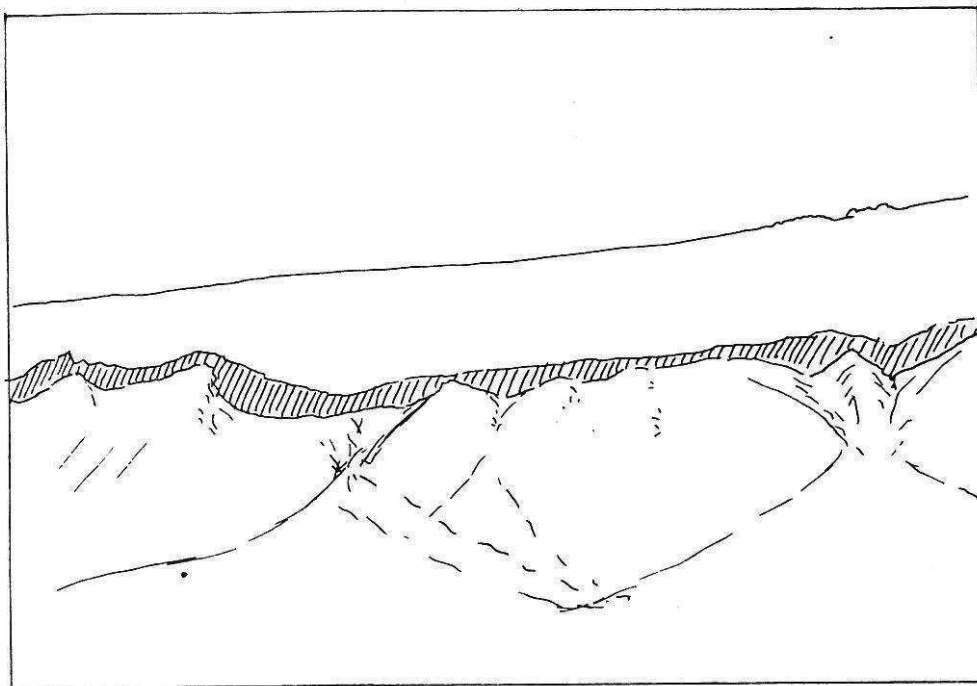


a



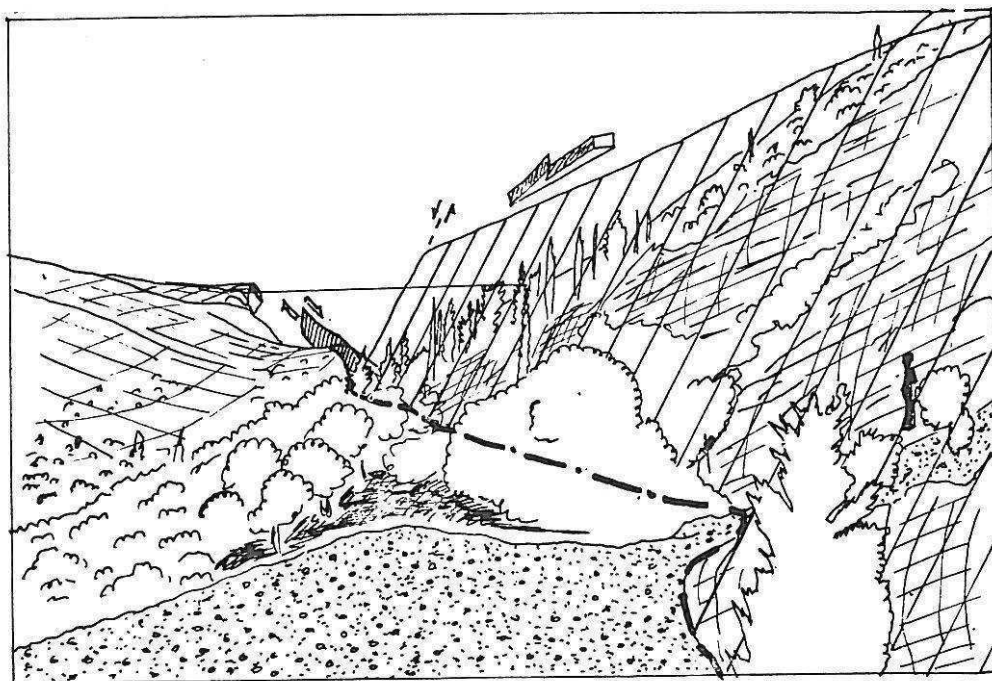
b

PLANCHE 12



a) Aspect d'une faille normale "ancienne" de Levkas (voir 26-32 fig IV-25). Cette faille de période 1 (voir chapitre IV) au miroir fortement altéré et plus ou moins cacheté par des accumulations de terres rouges à cailloutis règle le versant d'une vallée NE-SW au NE d'Athanon. Cette faille décale la surface plio-pléistocène visible au sommet du versant.

b) Faille décrochante dextre d'Athanon: Panorama pris à l'Ouest du village vers le Sud. Au premier plan, on distingue le grand miroir portant des cannelures de longueur d'onde décamétrique et de faible pitch. A gauche, une formation d'éboulis récents non altérés est plaquée contre la faille. Le dégagement du plan extrêmement frais et l'accumulation importante d'éboulis à son pied témoignent du jeu très récent voire actuel de cette faille.





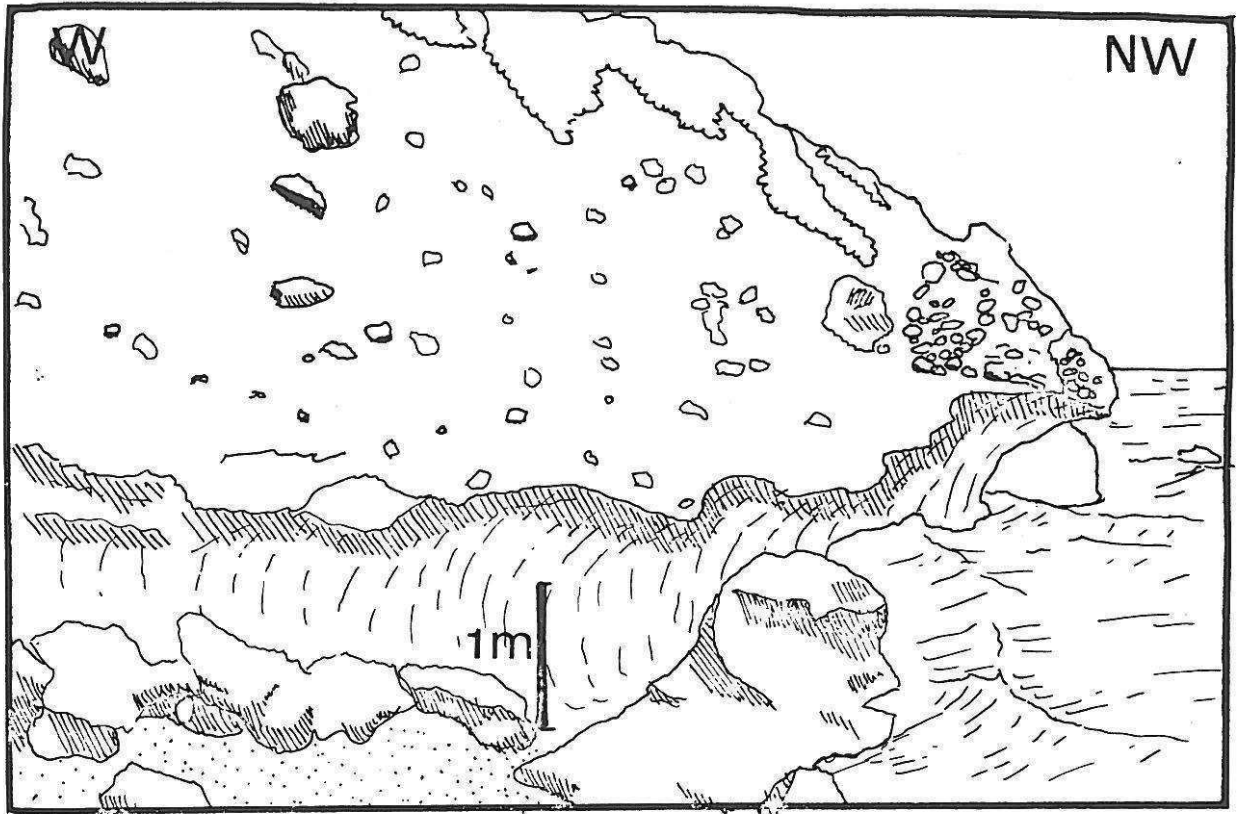
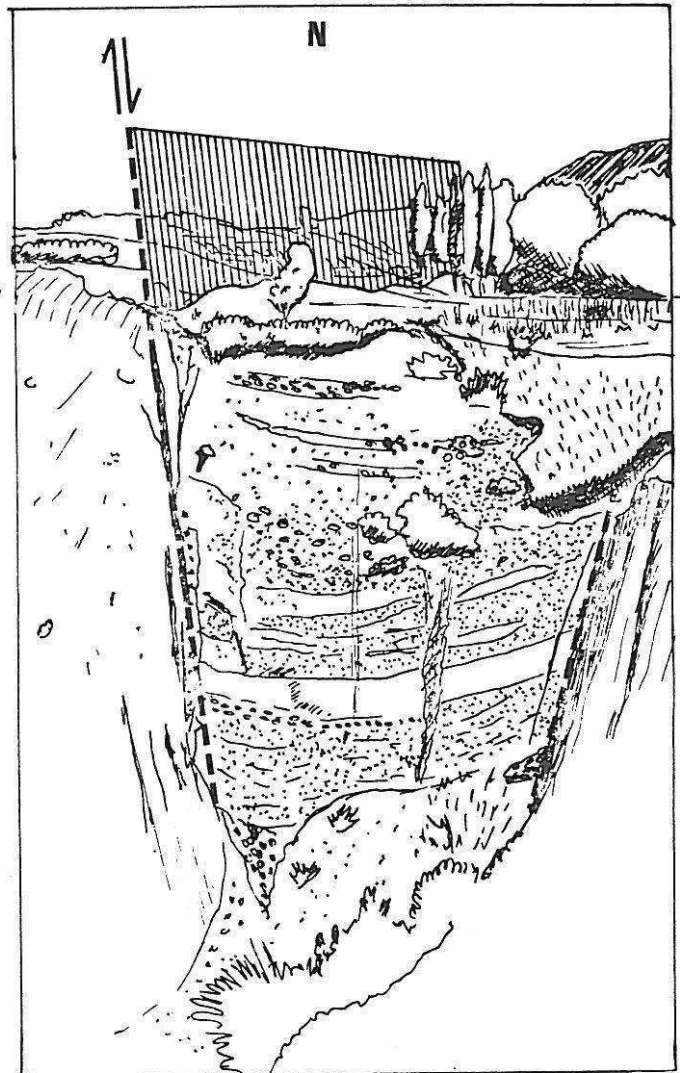


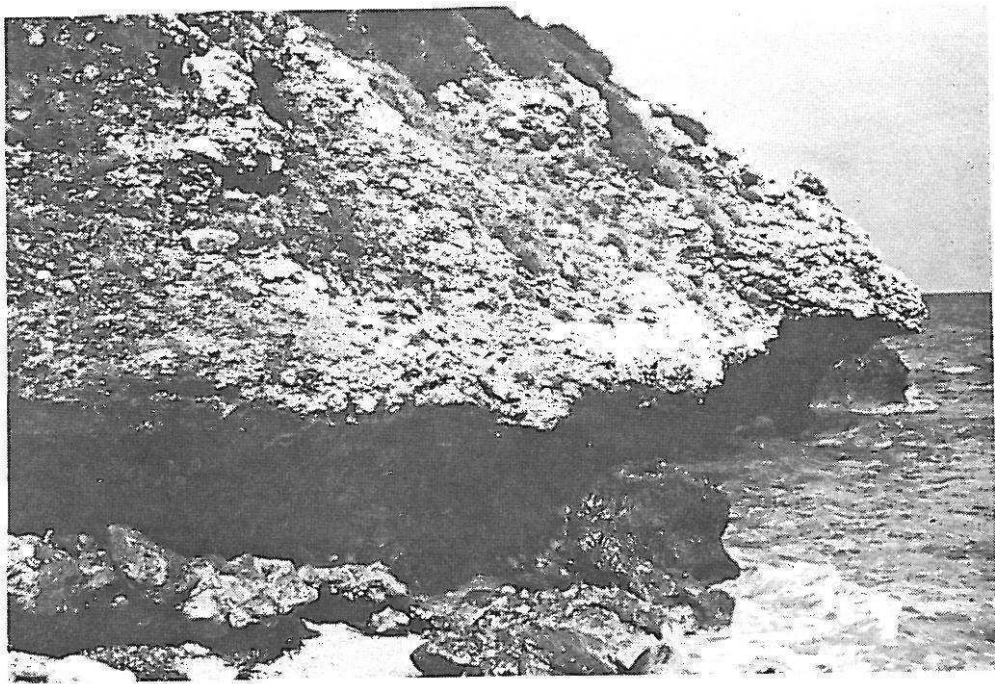
PLANCHE 13

a) Encoche marine récente entaillant les facies conglomératiques (littoraux?) à la base des tabliers de brèches Pléistocène moyen au Nord de Tsoukalades.

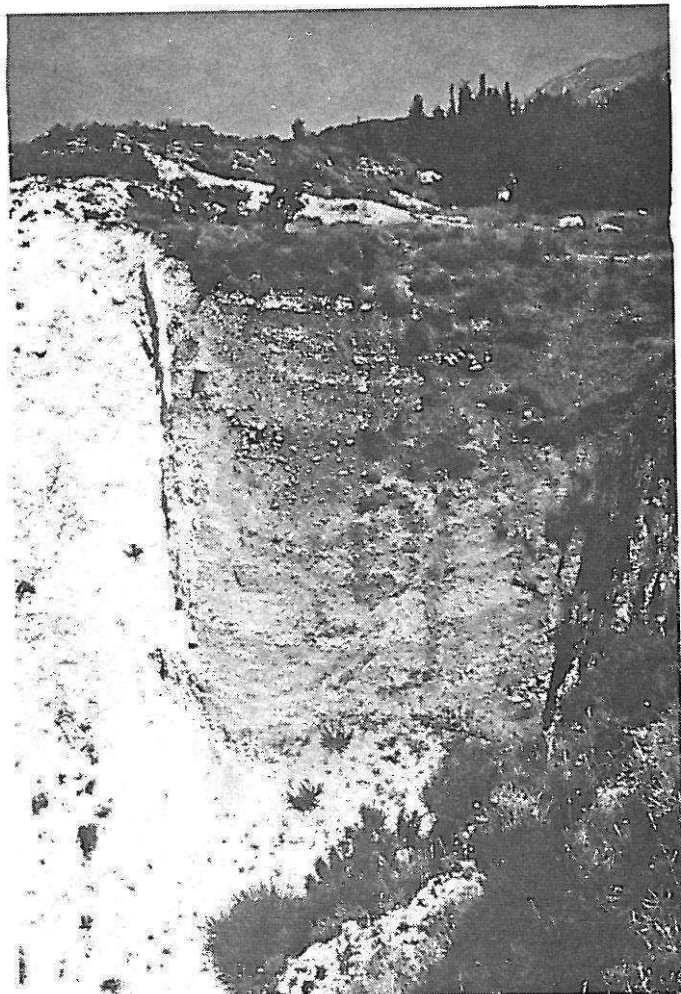
b) Petit graben visible à l'Ouest du village de Komilio. Sur les bordures on distingue les dolomies non altérées, alors que dans le compartiment effondré se sont accumulés des cailloutis et des argiles rouges dont on peut observer la stratification confuse.



**Planche 13**

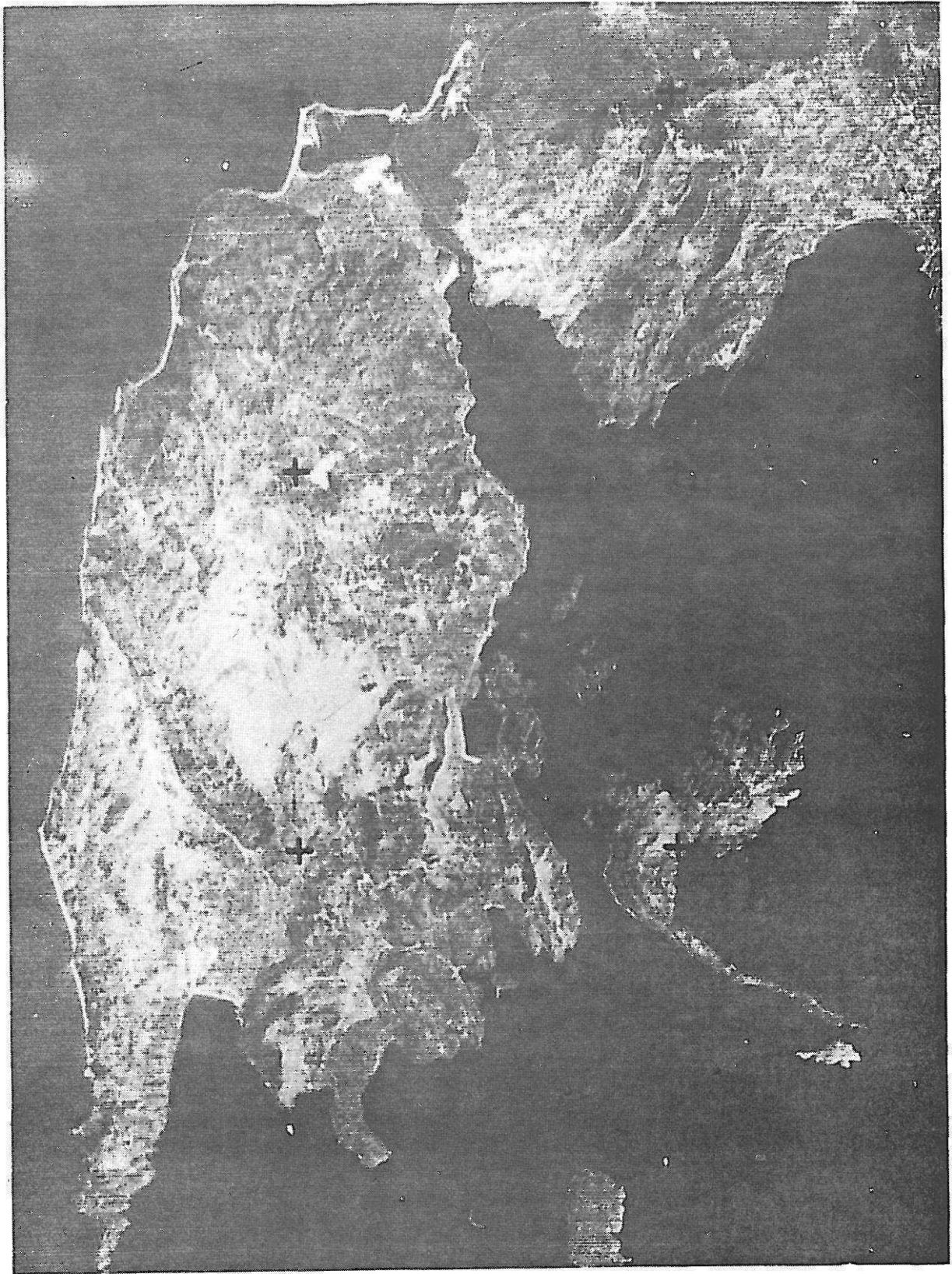


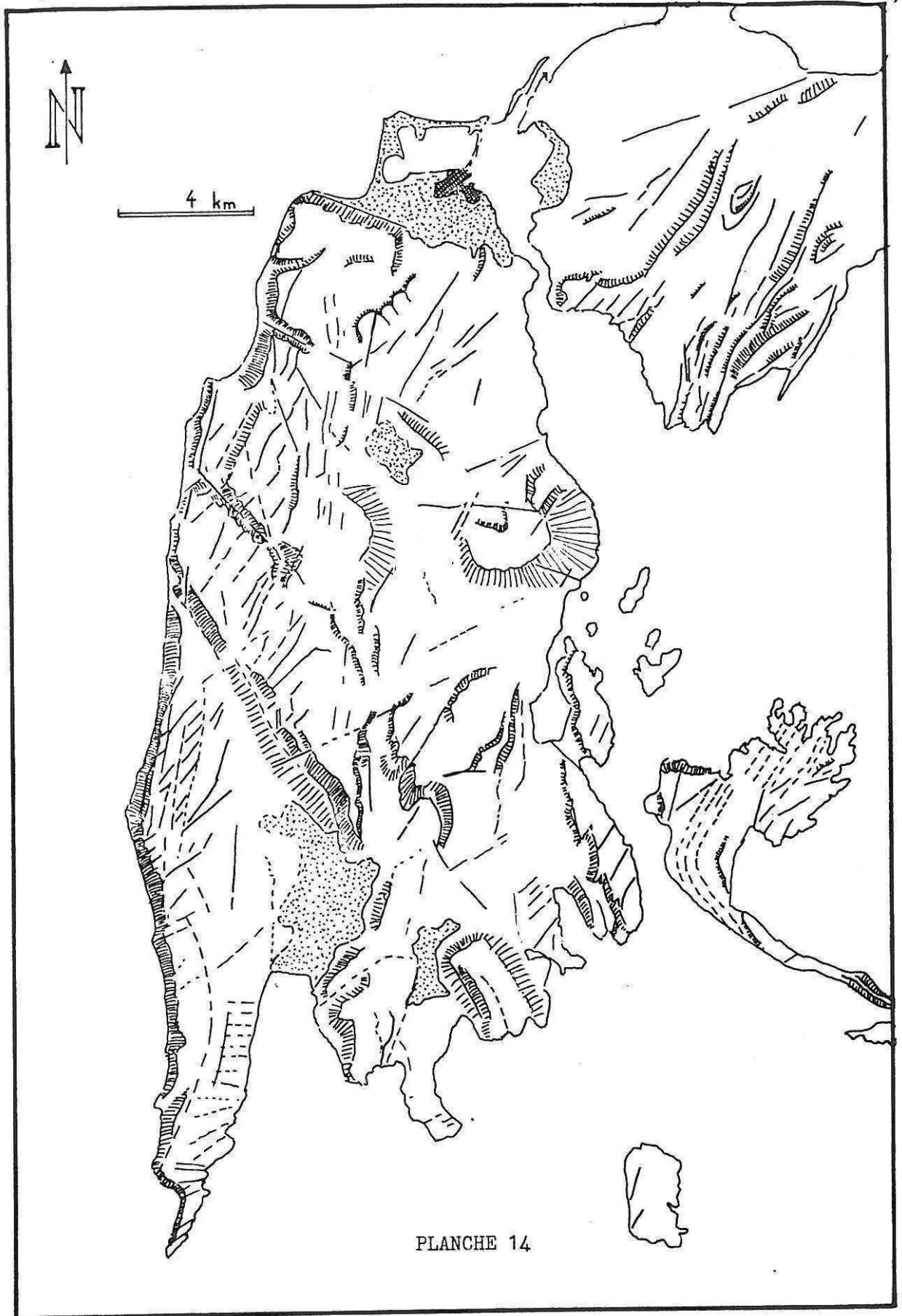
a



b

**Planche 14**





Interprétation morphostructurale d'une image LANDSAT RBV de Levkas :  
▨ Versants probable      ——— linéament sûr      - - - linéament probable

La direction des failles normales ressort assez clairement dans cette interprétation. Les versants structuraux des vallées ESE-WNW à SE-NW sont fortement marqués dans la morphologie.

## DESCRIPTION DU LOGICIEL DE TRAITEMENT GRAPHIQUE ET NUMERIQUE DES DONNEES DE TECTONIQUE CASSANTE.

Parallèlement à l'étude qui fait l'objet de ce volume, nous avons élaboré ou adapté à partir d'algorithmes établis par E. Carey-Gailhardis, en collaboration avec W. Sassi et Y. Soméritis un ensemble de logiciels de gestion et de traitement graphique ou numérique des données de tectonique cassante. Le but est de faciliter le traitement par l'accès à un système "léger" et autonome. L'ensemble des programmes fonctionne à l'heure actuelle sur un micro-ordinateur Apple 2 (+,e ou c) équipé de deux lecteurs de disquettes et relié à une table traçante x,y et une imprimante matricielle ou à roue pour la sortie de tableaux de qualité. Les programmes ont été écrits en basic Applesoft puis compilés afin d'accélérer leur exécution.

I-Utilisation: Une disquette contient l'ensemble des programmes utilitaires, l'autre contient les fichiers de données et les fichiers graphiques. A la mise sous tension du système ( les deux disquettes placées convenablement ) le programme affiche une page de menu (voir figure N° 1 ). Avec l'option 9 de ce menu, on accède à une seconde page de menu ( figure N° 2 ). Après l'utilisation d'un programme, on revient automatiquement au menu 1.

II-Procédure: Avant tout traitement, il convient de stocker les données mesurées sur le terrain dans un fichier qui sera accessible à l'ensemble des programmes. Le programme ENTREE OU MODIFICATION permet l'entrée des données au format des données consignées dans le carnet de terrain avec le pitch de la strie ou le plan vertical qui la contient:

DIRECTION- -PENDAGE- -QUADRANT DE PENDAGE- -PITCH- -QUADRANT- -SENS- -LABEL-  
-PLAN VERTICAL- -SENS- -LABEL-

Chaque mesure est désignée par un label qui permet la reconnaissance de la donnée dans les étapes ultérieures. Les données sont stockées dans un fichier de type NOM.DATA.

De nombreuses options permettent la gestion ultérieure de ce fichier:  
-insertion ou ajout en cas d'oublis.  
-retrait pour créer des sous fichiers pour le traitement après tri.  
-modification des paramètres (en cas d'erreur).  
-concaténation à un autre fichier.

Après cette étape on procédera en choisissant à l'aide des deux menus l'un des programmes utilitaires ou de traitement graphique ou numérique. L'organigramme de la figure N° 3 montre les niveaux et l'ordre d'utilisation de chacun des programmes décrits ci-après.

### III-Les programmes.

-TEST DE TENSEUR: Il permet l'application d'un déviateur des contraintes à une population de failles et stocke dans un fichier de type NOM.TEST la valeur du pitch et le sens de la strie calculée (tau, contrainte tangentielle calculée appliquée sur chaque plan). Le déviateur appliqué peut être choisi par l'utilisateur ou bien être le résultat du calcul du tenseur pour l'instant effectué sur un ordinateur N.A.S. au C.I.R.C.E. à Orsay (programme d'E. Carey-Gailhardis). Ce programme sera prochainement transposé sur microordinateur.

-TESTS SYSTEMATIQUES: Il permet de tester sur une population de failles une série de

tenseurs de rapport  $R^*$  constant et comportant deux axes de contraintes déviatoriques horizontaux en faisant varier par une incrémentation choisie les directions de ces axes. Ce programme trace rapidement sur une imprimante matricielle, l'histogramme des écarts (Tau, Strie) et donne la valeur de la fonction  $F^{**}$  pour chacun des tenseurs testés. L'utilisation de ce programme peut être utile afin de trier une population polyphasée, étudier une population mal répartie de failles ou se donner un point de départ pour le calcul du tenseur.

-FICHIERS DE TRACES DE PLANS: Ce programme génère, à partir d'un fichier de données, un fichier de chaînes de caractères (fichier NOM.GR) capable d'être lu et utilisable pour le système traceur grâce au programme TRACE DES PLANS.

-TRACE DES PLANS: Il utilise le fichier créé par le programme précédent (NOM.GR) pour tracer la projection stéréographique -hémisphère inférieur- en représentation Wulff ou Schmidt des plans et des stries mesurées et trace en option l'écart entre stries calculées et mesurées.

-HISTOGRAMMES: Il trace l'histogramme des écarts (Tau, Strie mesurée) en fonction du nombre de données à partir d'un fichier NOM.TEST. Les écarts sont classés par classes de  $5^\circ$ . L'écart correspondant à chaque plan est visible grâce à deux caractères du label entrée par le programme ENTREE OU MODIFICATION. L'histogramme permet généralement de se donner une idée de la qualité du calcul en considérant que les écarts inférieurs à  $20^\circ$  sont représentatifs de la déformation cassante expliquée par le tenseur calculé. Il convient de pondérer ce jugement en fonction de la qualité de la population observée (mauvaise distribution spatiale des plans, conditions limites par rapport au modèle servant au calcul  $^{***}$ ).

-DIEDRES DROITS: Il utilise le principe de la résolution des dièdres droits -détermination des secteurs en extension et en compression pour chaque couple (plan, strie). Une grille de N points en projection stéréographique sert au comptage: pour chaque point de la grille une valeur 1 est ajoutée si le domaine dans lequel il se trouve est en extension pour un couple (plan, strie). L'opération est répétée pour chacun des plans de la population de données. Pour une population homogène, monophasée, le secteur contenant les points de la grille présentant une valeur maximum contient l'axe 0 3 et à l'inverse, la zone où la valeur est nulle contient l'axe 0 1.

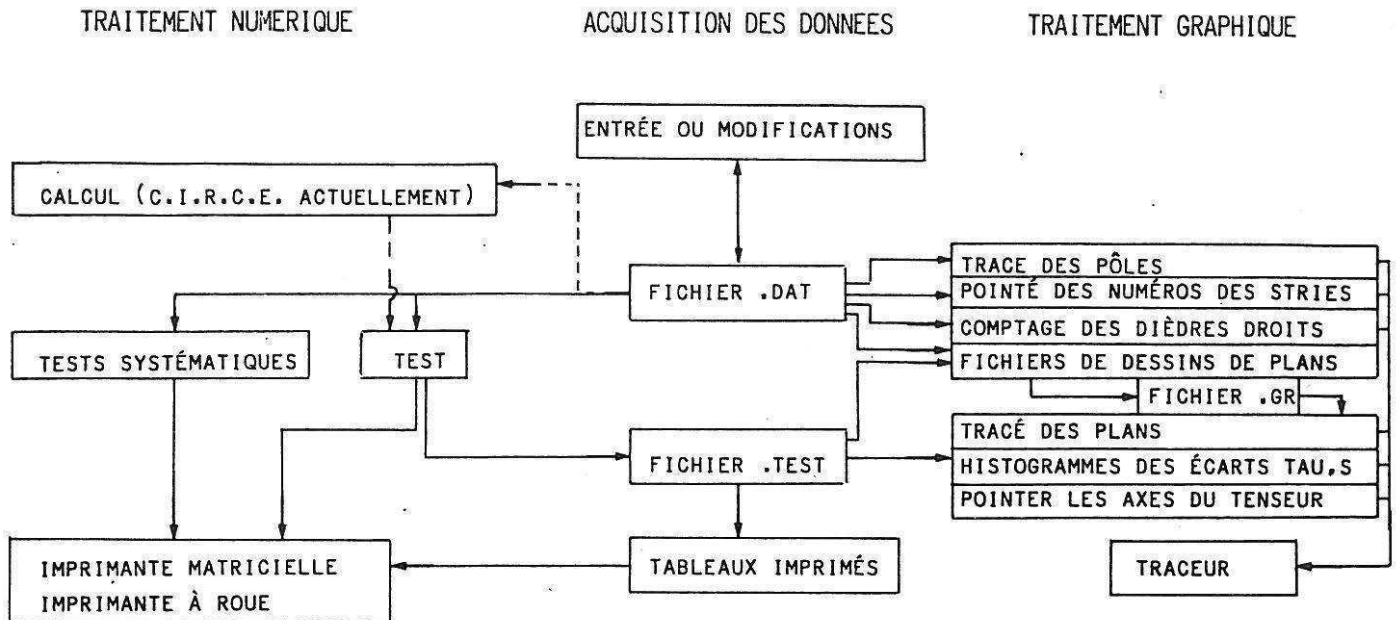
-D'autres utilitaires permettent de tracer les pôles des plans, sortir sur imprimante les données, traiter les fichiers de données (concaténer, suppression, tri), pointer les labels des stries ou des pôles sur une projection stéréographique.

FIGURE N° 1

FIGURE N° 2



FIGURE N° 3: ORGANIGRAMME DE L'UTILISATION DU LOGICIEL.



\* R : Le rapport R est défini comme étant le rapport  $0\ 3-0\ 1 / 0\ 3-0\ 1$ . Il caractérise le régime des contraintes ou encore la forme de l'ellipsoïde des contraintes.

\*\*F : Fonction donnant la somme des cosinus carrés des écarts (Tau,S) (le calcul procède en minimisant la valeur de F par l'applications de tenseurs différents).

\*\*\*MODELE : La bonne application du calcul à une population de failles nécessite n conditions:

- une fracturation bien répartie dans l'espace.
- un milieu homogène et isotrope.
- un minimum théorique de 4 plans mais en fait un assez grand nombre de mesures (entre 10 et 20 au minimum).
- un site de mesure dont l'échelle est d'un ordre de grandeur adapté à celle des microstructures mesurées (site hectométrique pour des failles métriques par exemple).





IV-PLANCHES HORS TEXTE:

- CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LEVKAS (CALQUE).
  - CARTE GEOLOGIQUE DE LEVKAS.
  - LEGENDE DE LA CARTE GEOLOGIQUE.
  - CARTE STRUCTURALE DE LEVKAS.
  - INTERPRETATION ET REMISE A L'ECHELLE DE COUPES DE SISMIQUE REFLECTION REALISEES SUR LA MARGE IONIENNE.
- 
- CARTE STRUCTURALE DE L'EPIRE, AKARNANIE ET ILES IONIENNES.
  - TABLEAUX DE RESULTATS DE CALCULS SUR LES FAILLES NORMALES DE LEVKAS.

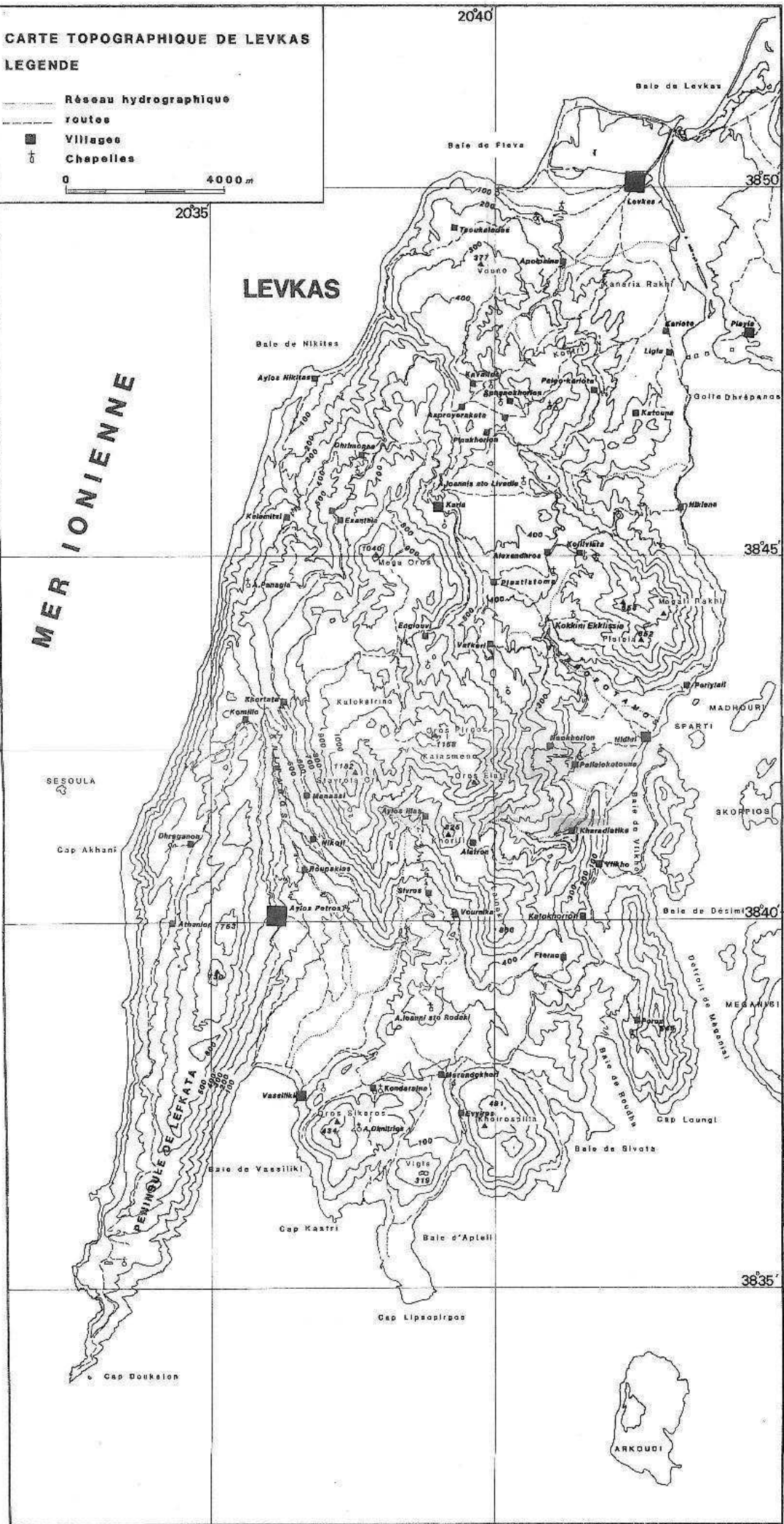


CARTE TOPOGRAPHIQUE DE LEVKAS

LEGENDE

-  Réseau hydrographique
-  routes
-  Villages
-  Chapelles

4000 m



MER IONNIENNE

LEVKAS

SESOULA

Cap Akhani

PENINSULE DE LEFKATA

Cap Kastris

Cap Lipsosirgos

ARKOUDI

20°40

20°35

38°50

38°45

38°40

38°35

Baie de Levkas

Baie de Fleva

Baie de Nikites

Ayios Nikitas

377

400

500

600

700

800

900

1000

1100

1200

1300

1400

1500

1600

1700

1800

1900

2000

2100

2200

2300

2400

2500

2600

2700

2800

2900

3000

3100

3200

3300

3400

3500

3600

3700

3800

3900

4000

4100

4200

4300

4400

4500

4600

4700

4800

4900

5000

5100

5200

5300

5400

5500

5600

5700

5800

5900

6000

6100

6200

6300

6400

6500

6600

6700

6800

6900

7000

7100

7200

7300

7400

7500

7600

7700

7800

7900

8000

8100

8200

8300

8400

8500

8600

8700

8800

8900

9000

9100

9200

9300

9400

9500

9600

9700

9800

9900

10000

10100

10200

10300

10400

10500

10600

10700

10800

10900

11000

11100

11200

11300

11400

11500

11600

11700

11800

11900

12000

12100

12200

12300

12400

12500

12600

12700

12800

12900

13000

13100

13200

13300

13400

13500

13600

13700

13800

13900

14000

14100

14200

14300

14400

14500

14600

14700

14800

14900

15000

15100

15200

15300

15400

15500

15600

15700

15800

15900

16000

16100

16200

16300

16400

16500

16600

16700

16800

16900

17000

17100

17200

17300

17400

17500

17600

17700

17800

17900

18000

18100

18200

18300

18400

18500

18600

18700

18800

18900

19000

19100

19200

19300

19400

19500

19600

19700

19800

19900

20000

20100

20200

20300

20400

20500

20600

20700

20800

20900

21000

21100

21200

21300

21400

21500

21600

21700

21800

21900

22000

22100

22200

22300

22400

22500

22600

22700

22800

22900

23000

23100

23200

23300

23400

23500

23600

23700

23800

23900

24000

24100

24200

24300

24400

24500

24600

24700

24800

24900

25000

25100

25200

25300

25400

25500

25600

25700

25800

25900

26000

26100

26200

26300

26400

26500

26600

26700

26800

26900

27000

27100

27200

27300

27400

27500

27600

27700

27800

CARTE GEOLOGIQUE DE LEVKAS

2

0 4000 m



## CARTE GEOLOGIQUE DE LEVKAS ECHELLE 1/50 000°

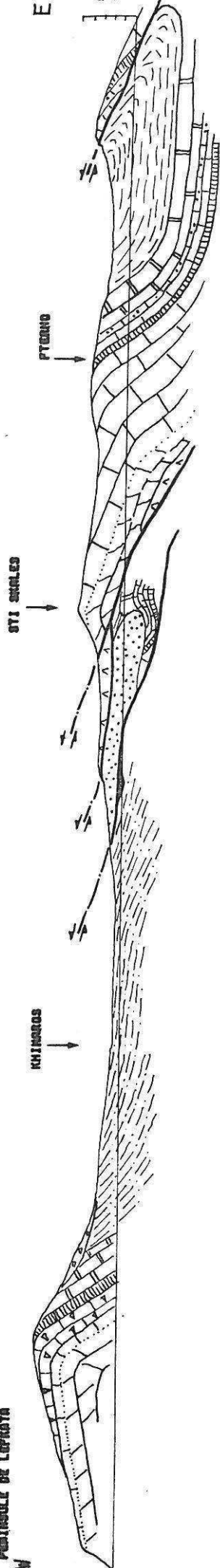
D'APRES BORNOVAS I.G.S.R ET B.P. J.G.S.R.  
LEVE PARTIEL E. H. CUSHING

## ZONE DE PAXOS.

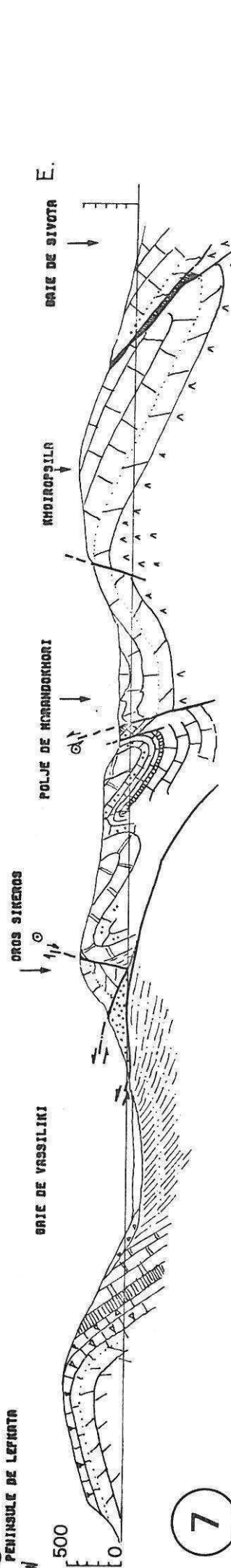
## ZONE IONIENNE.

VALABLE POUR LES DEUX ZONES	
qp	Sable de plage.
qm	plage ancienne (microconglomérat consolidé).
qa	Alluvions récentes.
qr	Terra Rossa.
qe	Ebouilla récents.
qt	Tuf de source.
qg	Grèzes lithifiées
qc	Pliocène supérieur. Cones de déjection
qt	Pliocène moyen à supérieur. Tabliers de brèches lithifiées
cp	Pliocène continental conglomérats
md	Messinien desséché.
m	Miocène (Burdigalien-Messinien marin) : marnes bleues et marnes gréseuses.
e	Eocène-Aquitainien : calcaires fins, lites ou microbréchiques.
pc	Paléocène :
cs	Senonien : calcaires massifs à débris de Rudistes.
ci	Bérriassien-Cénomannien calcaires bréchiques à microbréchiques
js	Tithonique calcaires lites et bitumineux à Aptychus
jd	Jurassique inférieur à moyen dolomies pulvérulentes
mpa	Miocène supérieur Pliocène marin
m	Miocène moyen à supérieur : (sens large)
mps	Miocène moyen à supérieur facies marno gréseux.
mb	Miocène moyen à supérieur facies bréchiques ou conglomératiques.
gb	Miocène moyen : facies des grès bleus d'Alexandros
mo	Miocène moyen : formations contenant des oiletolites.
olm	Oligo-Miocène : Flysch.
e	Eocène moyen à supérieur : calcaires fins ou microbréchiques, lites.
c	Cretace supérieur : Albien : calcaires lites, sublithographiques à lites siliceux.
jc	Cretace inférieur : Bérriassien : calcaires porcelanes à rares nodules siliceux.
jm	Jurassique moyen et (?) supérieur. calcaires lites à bancs de lites.
jar	Lias supérieur : Facies ammonitico Rosso.
jl	Norien à Lias moyen : calcaires massifs et graveleux du Pantokrator.
jd	Dolomies.
tc	Trias : calcaires sombres et dolomitiques à Cardita.
tb	Trias : brèches noires à brunâtres à éléments de calcaire et de dolomie
tg	Trias gypseux toujours lamine tectoniquement.

9) PENINSULE DE LEFKATA

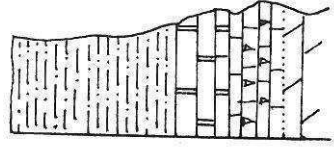


10) PENINSULE DE LEFKATA



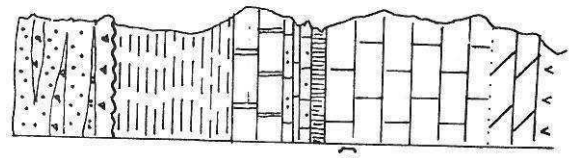
ZONE DE PAXOS

ZONE IONNIE



MIOCENE  
(MARNES ET SABLES)  
EOCENE-OLIGOCENE  
(CALCAIRES ET CALCAIRES MARNEUX)  
PALEOCENE (CALCAIRES)  
CRETACE SUPERIEUR (CALCAIRES MASSIFS A DEBRIS DE RUDISTES)  
CRETACE INFERIEUR (CALCAIRES LITES)  
JURASSIQUE SUPERIEUR (DOLOMIES)

COUPES TECTONIQUES DE LEVKAS



MOLASSE MIOCENE DISCORDANTE  
(MARNES-GRES ET BRECHES)  
FLYSCH OLIGO-MIOCENE  
(MARNES ET GRES)  
EOCENE  
(CALCAIRES BRECHIQUES)  
DOGGER-CRETACE MOYEN  
(CALCAIRES LITES ET SILEX)  
LIAS (PANTOCRATOR)  
(CALCAIRES MASSIFS)  
TRIAS-LIAS (?) (DOLOMIES)  
TRIAS  
(EVAPORITES)

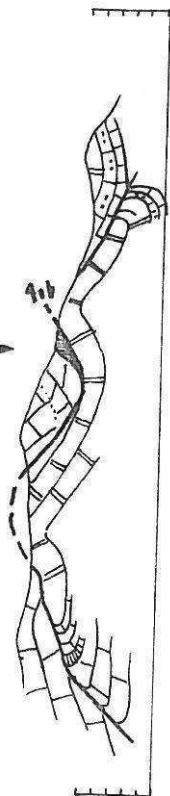
6

W

ENGLOUVI

5

E



KALOKAIRINO

MACTIATA

KOKILJO

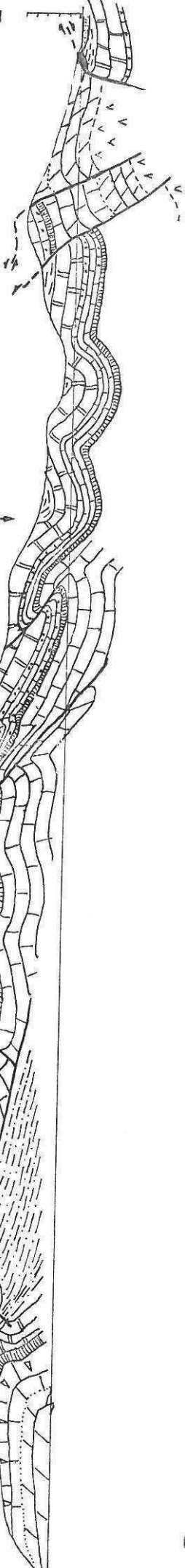
6

W

HEGALI RAKNI

PALTOYTLOS

E



7

W

OROS PIRGOS

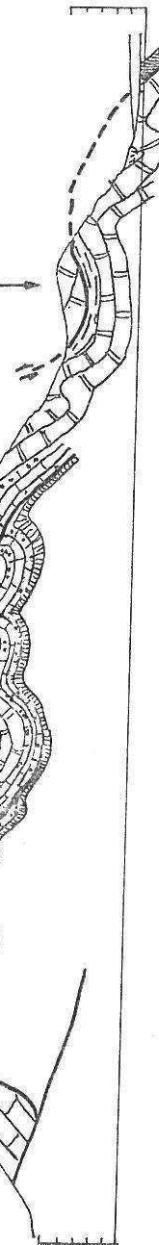
KALOKAIRINO

MANRSI

ELATI

VLASSIOS

E



8

W

DHRABRON

X<sub>11</sub>

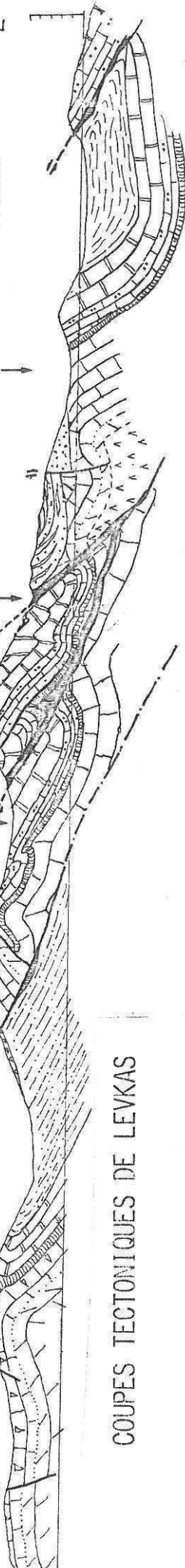
ATIOS ILLIAS

ALATA

KHARADIAIKA

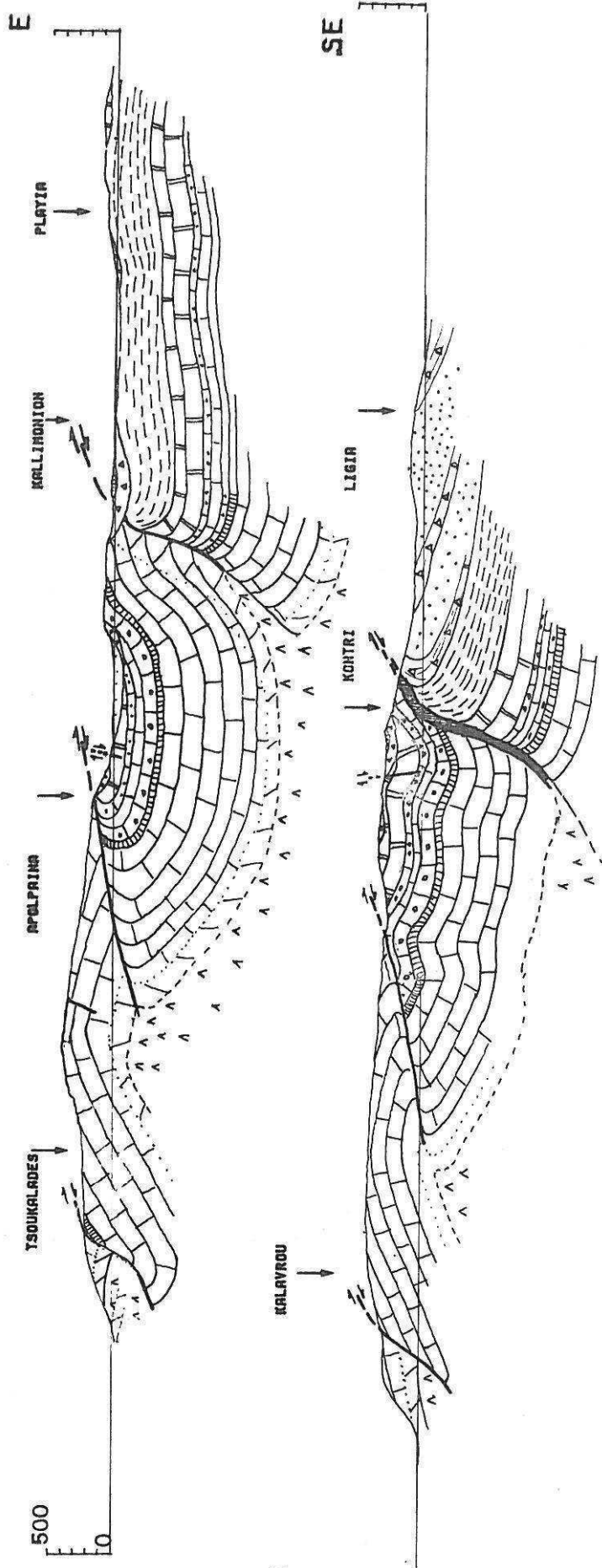
BATE DE VLAKHO

E



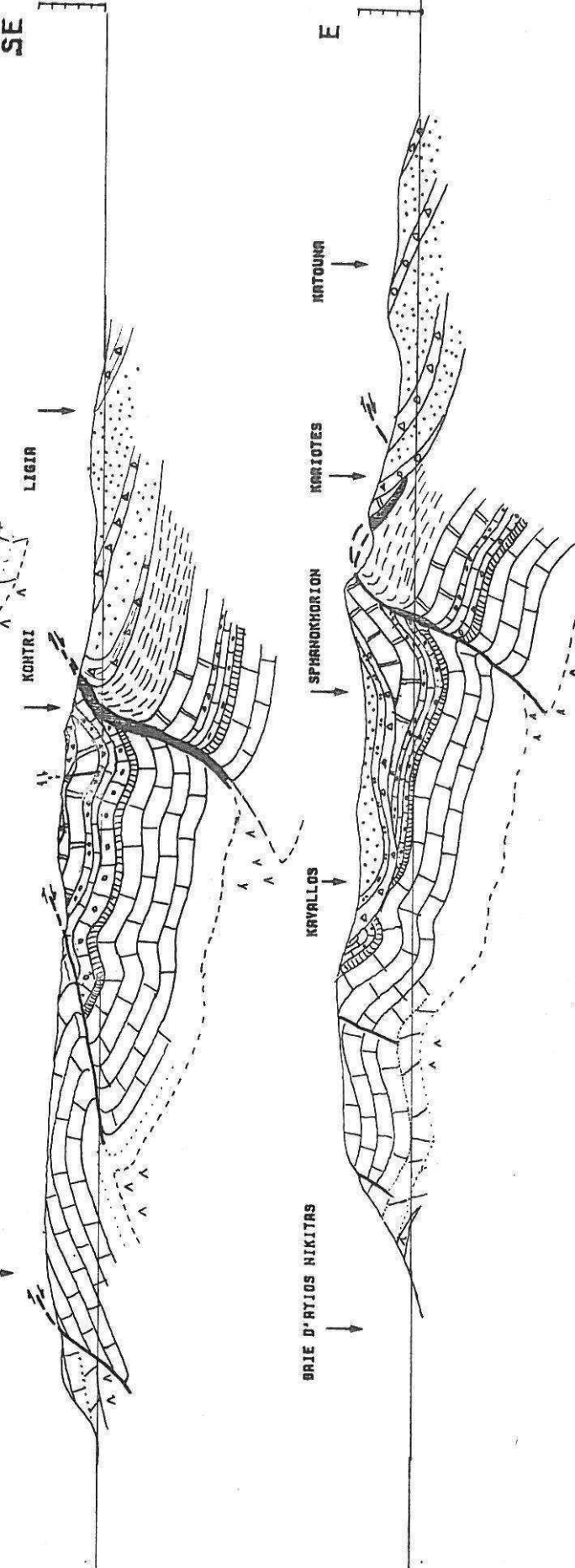
COUPES TECTONQUES DE LEVKAS

① W



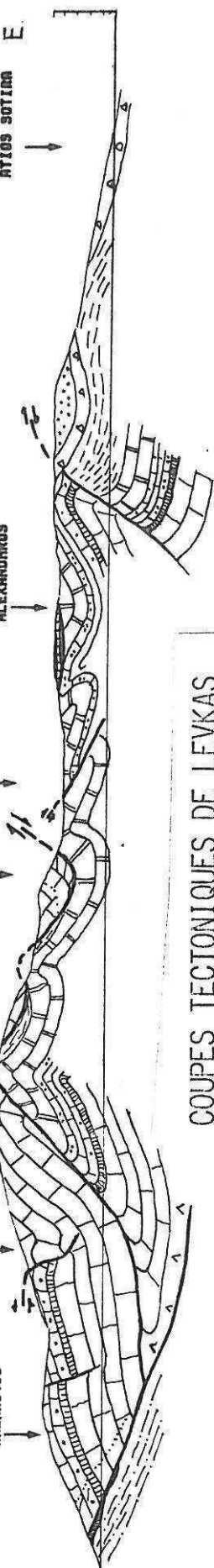
5

② NW



③ W

④ W



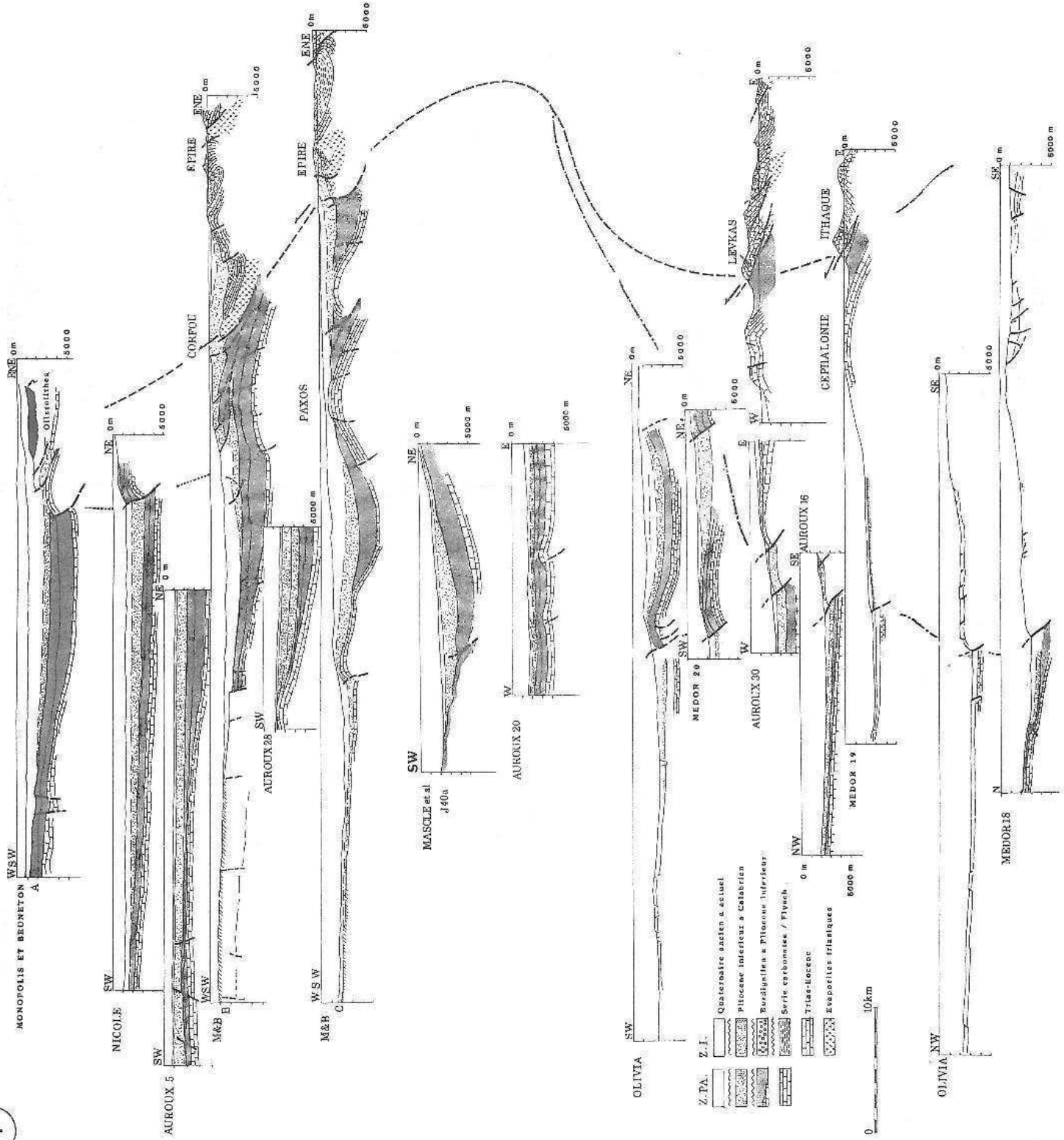
COUPES TECTONQUES DE LEVKAS

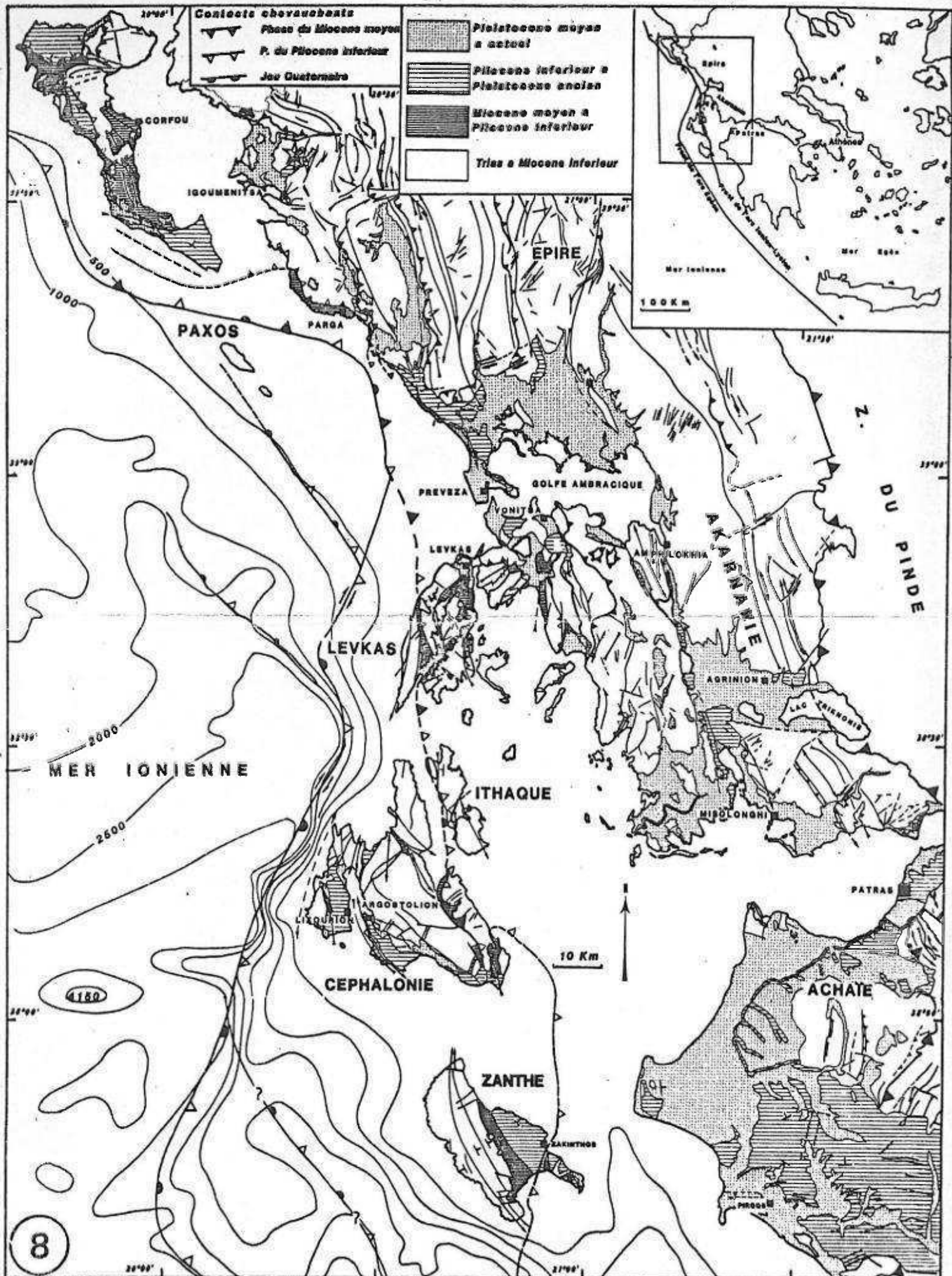
PLATEAU APULIEN

ZONE PREAPULIENNE OU DE PAXOS

ZONE IONNIENNE

4







TABLEAUX DES RESULTATS DE CALCULS EFFECTUES SUR  
LES DONNEES MESUREES SUR LES FAILLES NORMALES DE  
LEVKAS.

TABLEAU A' - CALCUL SUR L'ENSEMBLE DES MESURES.

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	52	49	N	82	81	N	001
2	52	49	N	94	81	N	011
3	72	64	N	69	74	N	002
4	31	49	W	90	87	N	003
5	55	63	N	90	80	N	004
6	28	52	W	115	90	N	005
7	53	46	N	110	80	N	006
8	2	53	E	120	123	N	008
9	158	54	E	153	124	N	009
10	24	47	E	160	110	D	010
11	115	82	S	80	162	N	011
12	75	60	N	95	74	N	012
13	72	60	N	90	75	N	013
14	15	65	W	90	100	N	014
15	10	62	N	85	99	N	015
16	35	34	E	145	102	N	017
17	55	62	N	55	80	N	018
18	50	74	N	130	81	N	019
19	90	45	N	90	78	N	021
20	32	70	E	130	117	D	023
21	15	60	E	165	122	N	024
22	50	55	S	105	90	N	025
23	26	45	W	65	87	N	026
24	20	50	W	80	91	N	027
25	45	45	N	75	82	N	028
26	45	48	N	85	83	N	029
27	38	55	W	90	86	N	031
28	50	35	N	83	79	N	034
29	120	80	N	25	77	N	036
30	60	50	N	37	79	N	037
31	45	80	S	90	92	N	038
32	114	68	N	135	81	N	039
33	85	75	N	50	66	N	044
34	75	62	N	46	74	N	045
35	55	60	N	75	80	N	046
36	60	63	N	68	78	N	047
37	43	60	W	80	85	N	048
38	45	63	N	75	84	D	049
39	170	60	W	115	100	N	050
40	10	60	W	98	98	N	051
41	164	56	W	101	95	N	052
42	25	78	W	100	103	N	053
43	173	76	W	100	121	N	054
44	15	76	W	92	109	N	055
45	45	57	S	90	95	N	056
46	73	65	S	80	56	N	057
47	50	60	S	85	89	N	058
48	34	45	E	128	104	N	059
49	45	50	S	100	95	N	060
50	30	55	E	100	108	N	061
51	52	50	S	75	89	N	062
52	45	50	S	95	95	N	063

APPLICATION DU TENSEUR MESURE IN SITU A PREVEZA (PAQUIN ET AL, 1981) A L'ENSEMBLE DES FAILLES NORMALES DE LEVKAS : PROGRAMME TEST.

CALCUL C							
N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	72	64	N	69	82	N	001
2	53	46	N	110	101	N	011
3	24	47	E	160	147	D	010
4	75	60	N	95	78	N	012
5	72	60	N	90	82	N	013
6	35	34	E	145	134	N	017
7	50	74	N	130	127	N	019
8	15	60	E	165	157	N	024
9	120	80	N	25	28	N	036
10	85	75	N	50	57	N	044
11	73	65	S	80	87	N	057
12	34	45	E	128	138	N	059

CALCUL D							
N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	52	49	N	82	78	N	001
2	52	49	N	94	78	N	011
3	31	49	W	90	83	N	003
4	55	63	N	90	79	N	004
5	28	52	W	115	85	N	008
6	2	53	E	120	121	N	009
7	158	54	E	153	121	N	009
8	15	65	W	90	95	N	014
9	10	62	N	85	95	N	015
10	55	62	N	55	78	N	018
11	90	45	N	90	78	N	021
12	32	70	E	130	116	D	023
13	50	55	S	105	93	N	025
14	26	45	W	65	83	N	026
15	20	50	W	80	86	N	027
16	45	45	N	75	79	N	028
17	45	48	N	85	80	N	029
18	38	55	W	90	83	N	031
19	50	35	N	83	75	N	034
20	60	50	N	37	77	N	037
21	45	80	S	90	89	N	038
22	114	68	N	135	84	N	039
23	75	62	N	46	74	N	045
24	55	60	N	75	79	N	046
25	60	63	N	68	77	N	047
26	43	60	W	80	82	N	048
27	45	63	N	75	82	D	049
28	170	60	W	115	95	N	050
29	10	60	W	98	93	N	051
30	164	56	W	101	91	N	052
31	25	78	W	90	99	N	053
32	173	76	W	100	117	N	054
33	15	76	W	92	104	N	055
34	45	57	S	90	97	N	056
35	50	60	S	85	91	N	058
36	45	50	S	100	97	N	060
37	30	55	E	100	109	N	061
38	52	50	S	75	92	N	062
39	45	50	S	95	97	N	063

TABLEAU E'

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	52	49	N	82	89	N	001
2	52	49	N	94	85	N	011
3	72	64	N	69	71	N	002
4	2	53	E	120	132	N	008
5	158	54	E	153	139	N	009
6	24	47	E	160	110	D	010
7	75	60	N	95	72	N	012
8	72	60	N	90	73	N	013
9	15	65	W	90	115	N	014
10	10	62	N	85	115	N	015
11	35	34	E	145	96	N	017
12	55	62	N	55	85	N	018
13	50	74	N	130	86	N	019
14	90	45	N	90	76	D	021
15	32	70	E	130	125	N	023
16	15	60	E	165	130	N	024
17	50	55	S	105	81	N	025
18	120	80	N	25	39	N	036
19	45	80	S	90	91	N	038

TABLEAU E

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	52	49	N	82	85	N	001
2	52	49	N	94	85	N	011
3	72	64	N	69	82	N	002
4	2	53	E	120	139	N	008
5	158	54	E	153	119	N	009
6	24	47	E	160	137	D	010
7	75	60	N	95	80	N	012
8	72	60	N	90	81	N	013
9	15	65	W	90	105	N	014
10	10	62	N	85	99	N	015
11	35	34	E	145	129	N	017
12	55	62	N	55	90	N	018
13	50	74	N	130	101	N	019
14	90	45	N	90	73	D	021
15	32	70	E	130	154	N	023
16	15	60	E	165	143	N	024
17	50	55	S	105	125	N	025
18	120	80	N	25	61	N	036
19	45	80	S	90	8	N	038

TABLEAU G'

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	52	49	N	82	86	N	001
2	52	49	N	94	86	N	011
3	72	64	N	69	82	N	002
4	2	53	E	120	143	N	008
5	158	54	E	153	127	N	009
6	24	47	E	160	136	D	010
7	75	60	N	95	81	N	012
8	72	60	N	90	82	N	013
9	15	65	W	90	104	N	014
10	10	62	N	85	98	N	015
11	35	34	E	145	126	N	017
12	55	62	N	55	90	N	018
13	50	74	N	130	99	N	019
14	90	45	N	90	76	N	021
15	32	70	E	130	161	N	023
16	15	60	E	165	147	N	024
17	50	55	S	105	123	N	025
18	120	80	N	25	62	N	036

TABLEAU G

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	52	49	N	82	86	N	001
2	52	49	N	94	86	N	011
3	72	64	N	69	82	N	002
4	2	53	E	120	143	N	008
5	158	54	E	153	127	N	009
6	24	47	E	160	136	D	010
7	75	60	N	95	81	N	012
8	72	60	N	90	82	N	013
9	15	65	W	90	104	N	014
10	10	62	N	85	98	N	015
11	35	34	E	145	126	N	017
12	55	62	N	55	90	N	018
13	50	74	N	130	99	N	019
14	90	45	N	90	76	N	021
15	32	70	E	130	160	N	023
16	15	60	E	165	147	N	024
17	50	55	S	105	123	N	025
18	120	80	N	25	62	N	036

TABLEAU H'

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	52	49	N	82	82	N	001
2	52	49	N	94	82	N	011
3	72	64	N	69	82	N	002
4	2	53	E	120	141	N	008
5	158	54	E	153	127	N	009
6	24	47	E	160	135	D	010
7	75	60	N	95	80	N	012
8	72	60	N	90	81	N	013
9	15	65	W	90	96	N	014
10	10	62	N	85	90	N	015
11	35	34	E	145	126	N	017
12	55	62	N	55	87	N	018
13	50	74	N	130	95	N	019
14	90	45	N	90	77	N	021
15	32	70	E	130	160	N	023
16	15	60	E	165	145	N	024
17	50	55	S	105	123	N	025

TABLEAU H

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	52	49	N	82	83	N	001
2	52	49	N	94	83	N	011
3	72	64	N	69	82	N	002
4	31	49	W	90	84	N	003
5	2	53	E	120	141	N	008
6	158	54	E	153	127	D	009
7	24	47	E	160	135	N	010
8	75	60	N	95	81	N	012
9	72	60	N	90	82	N	013
10	15	65	W	90	98	N	014
11	10	62	N	85	92	N	015
12	35	34	E	145	125	N	017
13	55	62	N	55	88	N	018
14	50	74	N	130	95	D	019
15	90	45	N	90	77	N	021
16	32	70	E	130	160	N	023
17	15	60	E	165	145	N	024
18	50	55	S	105	122	N	025

TABLEAU F

N°	DN	P	Q	PS	PT	S	LABEL
1	55	63	N	90	76	N	004
2	28	52	W	115	92	N	005
3	53	46	N	110	77	N	006
4	26	45	W	65	91	N	026
5	20	50	W	80	95	N	027
6	45	45	N	85	81	N	028
7	45	48	N	85	82	N	029
8	38	55	W	90	86	N	031
9	50	35	N	83	78	N	034
10	75	62	N	46	66	N	045
11	55	60	N	75	76	N	046
12	60	63	N	68	73	N	047
13	43	60	W	80	84	N	048
14	45	63	N	75	82	N	049
15	45	57	S	90	95	N	056
16	73	65	S	80	72	N	057
17	50	60	S	85	91	N	058
18	34	45	E	128	102	N	059
19	45	50	S	100	96	N	060
20	30	55	E	100	103	N	061
21	52	50	S	75	92	N	062
22	45	50	S	95	96	N	063

CUSHING

EDWARD MARC

TITRE

Evolution structurale de la marge nord-ouest hellénique dans l'île de Levkas et ses environs (Grèce nord-occidentale).

RESUME

Cette étude régionale traite largement la géologie structurale de l'île de Levkas en Grèce Nord-occidentale. Dans un premier temps il est fait rappel des données stratigraphiques qui concernent les deux domaines isopiques qui constituent l'île (zone de Paxos et zone ionienne), puis les datations de foraminifères planctoniques viennent compléter les attributions stratigraphiques de son Néogène. La stratigraphie des formations continentales pléistocènes à actuelles est aussi traitée. Une étude détaillée essentiellement basée sur la cartographie permet de préciser la nature et l'âge de la formation des structures plissées ou charriées affectant la série sédimentaire ionienne dans le niveau structural supérieur. On y montre notamment l'importance des phases tectoniques du Miocène moyen (Langhien inférieur) et du Pliocène inférieur, et la présence de plis ou chevauchements déversés vers l'Est se surimposant aux structures à vergence Est-Ouest classiquement décrites en Grèce de l'Ouest. Une troisième partie montre l'importance des déformations plio-quaternaires dans la région. A Levkas, un important bombement NNE-SSW décakilométrique se forme au cours de la phase compressive du Pléistocène ancien. Celui-ci est assimilable à une voûture anticlinale sur laquelle se forment des failles extensives parfois kilométriques. Cependant des failles décrochantes plurikilométriques dextres normales (10km) fonctionnent du Pléistocène ancien(?) jusqu'à l'Actuel dans la partie occidentale de l'île, laissant supposer l'existence d'un accident décrochant dextre longeant la côte Ouest.

Une quatrième partie est consacrée à l'analyse géométrique ou numérique des déformations cassantes ou souples afin de déterminer les modalités de l'application des contraintes au cours de l'histoire tectonique de l'île. Les deux derniers chapitres intègrent les données obtenues à Levkas et régionalement (géologie, géophysique, paléomagnétisme) afin de retracer l'évolution géodynamique de la partie NW de l'arc ionien-lycien puis égéen depuis le Miocène inférieur et jusqu'à l'actuel. En annexe, de nombreuses données ont été consignées ainsi que l'architecture d'un programme de traitement des données de tectonique cassante fonctionnant sur micro-ordinateur.

MOTS CLES :

Grèce, Levkas, Analyse structurale, Marge active, Néogène, Quaternaire.

Signatures des membres du Jury:

Mia  
19-10-82  
J. Louis