HAL
open science

Le canal de Sardaigne : les plongées Cyana Données de campagne des plongées Cyana Sarcya-Sartucya et le canal de sardaigne au Néogène: analyse morphologique et structurale

Georges Mascle, Pierre Tricart, Gilles Brocard

To cite this version:

Georges Mascle, Pierre Tricart, Gilles Brocard. Le canal de Sardaigne : les plongées Cyana Données de campagne des plongées Cyana Sarcya-Sartucya et le canal de sardaigne au Néogène: analyse morphologique et structurale. 2001. insu-00723789

HAL Id: insu-00723789

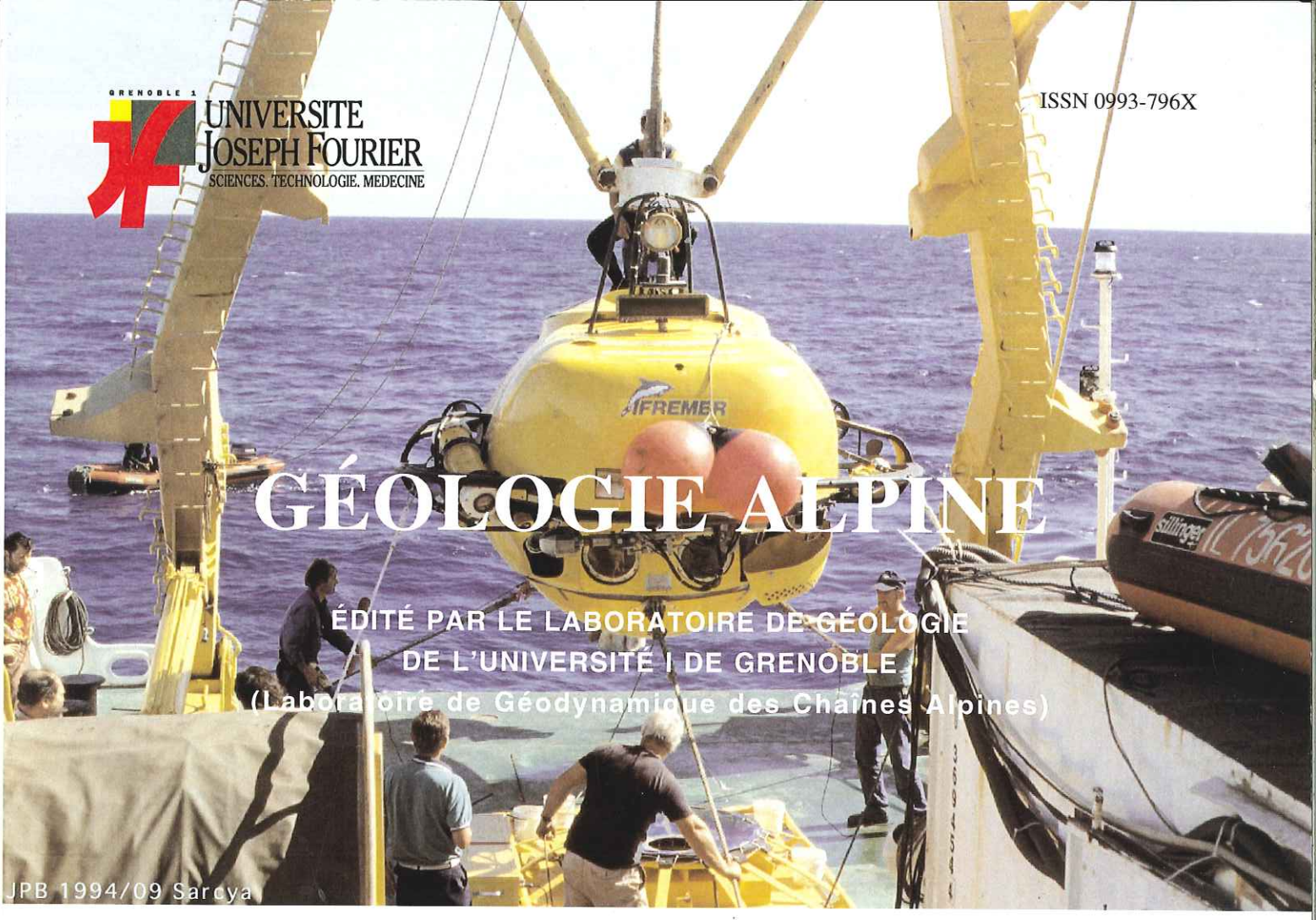
https://insu.hal.science/insu-00723789

Submitted on 14 Aug 2012

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.

ISSN 0993-796X



UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
SCIENCES. TECHNOLOGIE. MEDECINE

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H.S. N° 34

LE CANAL DE SARDAIGNE :

LES PLONGÉES CYANA

Georges Mascle et Pierre Tricart

2001

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉODYNAMIQUE DES CHAÎNES ALPINES
DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER DE GRENOBLE

MÉMOIRE HS N° 34

LE CANAL DE SARDAIGNE :

LES PLONGÉES CYANA

2001

Georges Mascle et Pierre Tricart

SOMMAIRE

1ère Partie

DONNÉES DE CAMPAGNE DES PLONGÉES CYANA SARCYA-SARTUCYA
par l'Équipe Scientifique SARCYA-SARTUCYA ..... p. 7

Résumé, Abstract, Riassunto ..... p. 7

ÉQUIPES SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE ..... p. 10

INTRODUCTION ..... p. 11

MARGE DE SARDAIGNE ..... p. 25

ESCARPEMENT EST SARDAIGNE ..... p. 26
Plongée Sarcya 1 ..... p. 26

ESCARPEMENT D'ICHNUSA ..... p. 34
Plongée Sarcya 4 ..... p. 36
Plongée Sarcya 6 ..... p. 40
Plongée Sartucya 10 ..... p. 44

ESCARPEMENT DE LA RIDE MÉDIANE ..... p. 47
Plongée Sartucya 5 ..... p. 49
Plongée Sartucya 6 ..... p. 53
Plongée Sartucya 12 ..... p. 56

MARGE SUD ..... p. 60

ESCARPEMENT SUD CORNAGLIA ..... p. 63
Plongée Sarcya 2 ..... p. 63
Plongée Sarcya 3 ..... p. 65
Plongée Sartucya 7 ..... p. 74
Plongée Sartucya 8 ..... p. 78
Plongée Sartucya 11 (et 9) ..... p. 80(83)

ESCARPEMENT DE TEULADA ..... p. 88
Plongée Sarcya 5 ..... p. 89
Plongée Sartucya 3 (et 2) ..... p. 93(92)
Plongée Sartucya 4 ..... p. 96

ESCARPEMENT DES SORELLES ..... p. 101
Plongée Sartucya 1 ..... p. 103

CONCLUSIONS ..... p. 107

Liste des figures ..... p. 108

BIBLIOGRAPHIE ..... p. 111

2e Partie

LE CANAL DE SARDAIGNE AU NÉOGÈNE : ANALYSE MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE. Apports de la bathymétrie multifaisceaux et des plongées SARCYA et SARTUCYA par Gilles BROCARD ..... p. 115

Résumé, Abstract ..... p. 115

INTRODUCTION ..... p. 116

I. - ÉTAT DES CONNAISSANCES ..... p. 117

A. DONNÉES ACQUISES ..... p. 117

1. – TRAVAUX ANTÉRIEURS ..... p. 117

1.1. La bathymétrie conventionnelle p.117

1.2. Les dragages et carottages ..... p. 117

1.3. Les profils sismiques ..... p. 117

1.4. Les autres mesures géophysiques ..... p. 117

1.5. Analyses préalables sur les échantillons des plongées ..... p. 117

2.– EXPLOITATION DES DONNÉES SARCYA, SARTUCYA ET BRETANE 3 ..... p. 119

2.1. Les plongées Sarcya et Sartucya ..... p. 119

2.2. Bathymétrie multifaisceaux du trajet valorisé Bretane ..... p. 121

B. STRUCTURE DU CANAL DE SARDAIGNE DANS LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE ..... p. 123

1.– ÉVOLUTION DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE ..... p. 123

1.1. Évolution du domaine Tyrrhénien ..... p. 123

1.2. Évolution du bassin Algéro-Provençal ..... p. 123

1.3. Évolution paléogène des domaines téthysiens et péritéthysiens ..... p. 127

2. – INTERPRÉTATION ACTUELLE DU CANAL ..... p. 128

2.1. Présentation morphologique ..... p. 129

2.2. Zonation tectonique ..... p. 129

2.3. Structure générale ..... p. 129

2.4. Évolution structurale ..... p. 129

II. - APPORTS DES OBSERVATIONS SUR LES PLONGÉES ET LA BATHYMÉTRIE ..... p. 131

A. NATURE ET RÉPARTITION DES ROCHES DANS LE CANAL : INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE ..... p. 131

1. – LA SÉDIMENTATION PLIO-QUATERNAIRE ..... p. 131

1.1. Les vases à ptéropodes ..... p. 131

1.2. Les oxydes ..... p. 131

1.3. Les bioconstructions ..... p. 131

1.4. Les micritisations ..... p. 131

2. – LES DÉPÔTS ANTEPLIOCÈNES ..... p. 134
2.1. Affinités sardes ..... p. 134
2.2. Formations oligocènes et miocènes du domaine CPK ..... p. 134
3. – LES ROCHES PLUTONIQUES ET MÉTAMORPHIQUES ..... p. 138
3.1. Nature des socles à terre ..... p. 138
3.2. Nature du socle dans le Canal ..... p. 138
B. ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE ..... p. 140
1. – LE DOMAINE SARDE ..... p. 140
1.1. Structure et morphologie structurale ..... p. 140
1.2. Morphologique produite par l'érosion ..... p. 143
1.3. Néotectonique ..... p. 145
2. – LE DOMAINE CPK ..... p. 145
2.1. Morphologie générale des escarpements du versant sud ..... p. 145
2.2. Escarpement Sud de Cornaglia ..... p. 147
2.3. Éperon de la Sentinelle ..... p. 152
2.4. Éperon de Teulada ..... p. 155
2.5. Escarpement des Sorelles ..... p. 157
3. – DIRECTIONS TECTONIQUES DU CANAL DE SARDAIGNE ..... p. 158

CONCLUSION ..... p. 160

Liste des figures ..... p. 164

BIBLIOGRAPHIE ..... p. 165

1ère Partie

DONNÉES DE CAMPAGNE DES PLONGÉES CYANA SARCYA-SARTUCYA

par l'Équipe Scientifique SARCYA-SARTUCYA

Georges MASCLE (1), Pierre TRICART (1), Jean Pierre BOUILLIN (1), Roberto COMPAGNONI (5), Stéphane DEPARDON (1), Jean MASCLE (2), Arnaud PECHER (1), Davide PEIS (4), Farhat REKHISS (3), Franco ROLFO (5) et Luigi TORELLI (4).

RÉSUMÉ. — Le Canal de Sardaigne est installé sur un segment actuellement immergé de la branche Apennino-Maghrébide de la Chaîne Alpine. Orienté WSW-ENE il assure une communication profonde entre les bassins océaniques Algéro-Liguro-Provençal et Tyrrhénien. Les structures de ce domaine résultent de la superposition de deux régimes tectoniques successifs en compression puis en extension, se traduisant par un épaississement crustal suivi d'un réamincissement. Ce type d'évolution caractéristique des chaînes de collision peut être étudié dans le Canal de Sardaigne où les signatures morphologiques et structurales sont claires car, d'une part l'extension «postorogénique» y est modérée et d'autre part, le domaine étant immergé a été protégé de l'érosion aérienne.

L'utilisation des submersibles, et en particulier celle du submersible CYANA dont la maniabilité est tout à fait exceptionnelle, permet une observation détaillée des structures *in situ* et d'effectuer des prélèvements très bien localisés, voire parfois de récupérer des échantillons orientés.

Le programme a été réalisé au cours de deux missions. La mission SARCYA (14/09/94, 25/09/94) a représenté le tiers médian d'un programme de 30 jours (CYACHUM) soutenu par le programme européen Capital Humain et Mobilité. Elle a duré 10 jours dont 7 sur site permettant de réaliser 6 plongées. La mission SARTUCYA (17/11/95, 05/12/95) a duré 18 jours dont 12 sur site permettant de réaliser 10 plongées effectives. Un ensemble de 77 h et 53 mn d'observations sur le fond a été réalisé et 103 échantillons, dont 67 roches, ont été récoltés.

Dans la mesure où en Méditerranée existe un assez important recouvrement sédimentaire, les plongées ont été effectuées dans les zones les plus déclives des escarpements étudiés et en contrôlant l'absence de couverture sédimentaire sur les profils sismiques (MATS 87 et CS 89). Pour la campagne SARCYA les sites de plongées ont été déterminés sur la carte bathymétrique de Gennesseaux et Stanley (1983). Pour la campagne SARTUCYA nous avons disposé d'un relevé bathymétrique précis effectué à l'aide du sondeur multifaisceaux EM 12 DUAL du N.O. Atalante (IFREMER) au cours du transit valorisé BRETANE en juillet 1995.

Au Nord, la marge sud-sarde présente une morphologie accidentée suivant plusieurs directions qui sont celles de blocs faillés en extension; le Mont Ichnusa a constitué l'objectif des plongées SAR 1, 4, 6 et STC 10. Cette marge est caractérisée par un socle tout à fait analogue à celui de Sardaigne méridionale; en particulier des granitoïdes peu déformés ont été observés au cours des plongées SAR 4 et STC 10 et prélevés lors de la plongée STC 10; cependant qu'un ensemble détritique remaniant des granitoïdes et des séries métamorphiques a été observé et prélevé lors de la plongée SAR 6. La plongée SAR 1, quant à elle, a permis d'observer et prélever un massif volcanique agé de 12 Ma qui fournit des informations capitales sur les premiers stades d'amincissement crustal aboutissant à l'ouverture du bassin Tyrrhénien. Les données de la fracturation montrent une prédominance de fractures en extension avec des directions majeures N-S et proche d'E-W, correspondant à l'ouverture du bassin Tyrrhénien, ainsi que NE-SW (direction du Canal de Sardaigne) et ENE WSW.

---

(1) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS/Université Joseph Fourier/OSUGrenoble, France

(2) Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine, CNRS/Université de Paris 6, Observatoire Villefranche/Mer, France

(3) Géologie École Normale d'Ingénieurs, Université du Sud Tunisien Sfax, Tunisie

(4) Département de Géologie,Université de Parme, Italie

(5) Département de Pétrologie et Minéralogie, Université de Turin, Italie

La Ride Médiane, qui forme un massif allongé profond situé entre les marge SE-sarde et nord-tunisienne, a été explorée lors des plongées STC 5, 6 et 12. Elle est constituée de deux ensembles. Un premier montre des granitoïdes cataclasés et fracturés, observés lors des plongées STC 5 et 12 et prélevés au cours de la plongée STC 5. Un second est représenté par une puissante séquence détritique, analogue aux séries oligo-miocène kabyles et péloritaines observée et échantillonnée durant la plongée STC 6. La Ride Médiane appartient donc à l'ensemble CPK (Calabro-Péloritano-Kabyle). Les données de la fracturation caractérisent une fracturation en extension avec une nette prédominance des directions N-S et proche d'E-W, correspondant à l'ouverture du bassin Tyrrhénien; la direction NE-SW (Canal de Sardaigne) est également exprimée.

Au Sud, la marge nord-tunisienne montre une pente forte et étroite, bordant le Plateau Nord-Tunisien; les secteurs les plus raides ont été explorés au cours des plongées SAR 2, 3, 5 et STC 1, 3, 4, 7, 8 et 11. Elle comporte un socle cristallin formé de roches métamorphiques et de granitoïdes déformés; il a été étudié au niveau de l'escarpement de Cornaglia (plongées STC 7 et 11) et de l'éperon de Teulada (plongées SAR 5, STC 3 et 4). Il est surmonté directement par une formation turbiditique profonde à matériel gréso-micacé, comparable aux flyschs de l'Oligo-Miocène kabyle et de l'Oligo-Miocène péloritain (série de Stilo-Capo d'Orlando); elle a été étudiée sur l'escarpement de Cornaglia (plongées SAR 2, 3, STC 7, 8 et 11) ainsi que sur celui des Sorelles (plongée STC 1). Au niveau des Sorelles cette série détritique est en contact avec un ensemble volcanique, ce qui correspond à ce qui s'observe dans l'archipel de la Galite, où le flysch oligo-miocène est recoupé par un batholite calco-alcalin daté du Langhien-(?)Tortonien. On confirme ainsi l'appartenance de ces unités au domaine CPK provenant de l'ancienne marge européenne de la Téthys. Les données de la fracturation montrent une prédominance de fractures en extension avec en particulier de nombreuses fractures très plates; les directions majeures varient selon les zones explorées, correspondant tantôt à l'ouverture du bassin Tyrrhénien (au Nord de l'escarpement de Cornaglia et sur l'éperon de Teulada), tantôt aux directions du Canal de Sardaigne (escarpement des Sorelles et secondairement sur l'éperon de Teulada).

Mots clés. — Exploration sous-marine, Canal de Sardaigne, Méditerranée occidentale, Morphologie, Structure, Lithologie.

Abstract — The Sardinia Channel is located on a submerged portion of the Apennino-Maghrebide branch of the Alpine range. Its deepest part, oriented WSW-ENE, is the way of communication between the Algero-Liguro-Provencal oceanic basin and the Tyrrhenian one. The structures of the area result of two successive tectonic regimes characterized by crustal shortening and thickening for the first one and by crustal thinning for the second one. Such an evolution, characteristic of the collision ranges, can be studied in the Sardinia Channel where the morphologic and structural patterns are well conserved, because of both the moderate rate of «postorogenic» extension and the submersion of the area which have been protected of subaerial erosion.

Diving survey using the very maneuverable CYANA submersible allows a careful *in situ* observation of the structures as like as the sampling of very well localised rocks specimens, and sometimes to orientate them.

The program was realised in two sessions. The SARCYA campaign (14/09/94, 25/09/94) was part of the CYACHUM 30 days program sponsored by the European Program Capital Humain and Mobility. Its duration was of 10 days, with 7 days in the area and 6 immersions. The SARTUCYA campaign (17/11/95, 05/12/95) has a duration of 18 days, with 12 days in area and 10 successful immersions. 77 h and 53 mn of observations on the bottom have been registered and 103 samples have been recolted including 67 rock samples.

In the Mediterranean sea, the bottom is often covered by at thick sedimentary blanket. Therefore the divings have been emplaced on steep scarps with a control of the absence of a sedimentary cover on seismic profiles (MATS 87 et CS 89). For the SARCYA campaign the Gennesseaux and Stanley bathymetric map (1983) has been used. For the SARTUCYA one we benefited of a multibeam EM 12 DUAL bathymetric survey (BRETANE) operated by the N.O. Atalante (IFREMER) in july 1995.

The Northern margin (South Sardinian margin) shows a complex morphology which results of the presence of tilted blocks. Divings SAR 1, 4, 6 and STC 10 explored the Ichnusa seamount. A basement of Sardinian type, characterized by poorly deformed granitoïds, have been observed during diving SAR 4 and STC 10, and sampled during diving STC 10. A clastic sequence with granitic and metamorphic reworked pebbles have been observed and sampled during diving SAR 6. Diving SAR 1 visited a thick 12 My old volcanic sequence which give important new insigths on the first stages of opening in the Thyrrhenian basin. Data on fracturation show a predominance of tensional fractures. The main directions are N-S and close to E-W, corresponding to the opening of the Tyrrhenian basin; there are also fractures oriented NE-SW (direction of the Sardinian Channel) and ENE WSW.

The Median Ridge is characterized by a complex deep elongated ridge, located between the SE-Sardinian margin and the N-Tunisian one. It has been explored during divings STC 5, 6 and 12. Two different sequences have been observed. STC 5 and 12 showed cataclastic and faulted granitoïds which have been sampled during diving STC 5. Diving STC 6 explored a thick clastic sequence close to the Kabylian and Peloritan Oligo-Miocene. Thus the Median Ridge is a part of the CPK (Calabrian-Peloritan-Kabylian) domain. Data on fracturation allow to characterize an extensional regime with a predominance of N-S and close to E-W oriented fractures, corresponding to the opening of the Tyrrhenian basin; fracture oriented NE-SW (Sardinian Channel) are also present.

The Southern margin (N-Tunisian) is characterized by a steep slope at the Northern edge of the Tunisian Plateau. The steepest zones have been explored during divings SAR 2, 3, 5 and STC 1, 3, 4, 7, 8 and 11. The crystalline basement is made of metamorphic sequences and cataclastic granitoïds. It has been observed and sampled on the Cornaglia scarp (divings STC 7 and 11) and on the Teulada block (divings SAR 5, STC 3 and 4). The basement is directly covered by a thick clastic turbiditic mica rich sequence, close to the Peloritan and Kabylian Oligo-Miocene (Stilo-Capo d'Orlando sequences) which has been observed and sampled during divings SAR 2, 3, STC 7, 8 and 11 on the Cornaglia scarp and on the Sorelle scarp (diving STC 1). The Sorelle diving

(STC 1) also showed a volcanic sequence which is very similar to the volcano-magmatic sequence of the Galite archipelago where it is dated Langhian to possibly Tortonian. These observations confirm the presence of CPK units (old Tethyan european margin) South of the Sardinia Channel. Data on fracturation show a predominance of extensional fractures with a large amount of low dipping planes; the main directions are variable, corresponding either to the opening of the Tyrrhenian basin (North of Cornaglia scarp and Teulada scarp) or to the direction of the Sardinian Channel (Sorelle scarp and secondarily on the Teulada scarp).

Key words. — Submarine exploration, Sardinia Channel, Western Mediterranean, Morphology, Structure, Lithology.

Riassunto. — Il Canale di Sardegna é localizzato in corrispondenza di un segmento, attualmente sommerso, del ramo Appenninico-Maghrebide della Catena Alpina. La sua orientazione OSO-ENE assicura una comunicazione profonda tra il bacino oceanico Algero-Liguro-Provenzale e quello Tirrenico. Le strutture di questo dominio derivano dalla sovrapposizione di due regimi tettonici, prima compressivi e poi distensivi, che hanno rispettivamente prodotto un ispessimento crostale ed un assottigliamento. Questo tipo di evoluzione, caratteristico delle catene collisionali, può essere studiato nel Canale di Sardegna dove le caratteristiche morfologiche e strutturali sono evidenti, da un lato perché l'estensione postorogenica é modesta e dall'altro lato perché la sommersione del bacino lo ha preservato dall'erosione subaerea.

L'utilizzazione dei batiscafi, in particolare del CYANA, la cui manovrabilità é eccezionale, consente di osservare in dettaglio le strutture in situ e di effettuare dei campionamenti mirati, e, talvolta, di recuperare anche campioni orientati.

Il programma é stato realizzato in due missioni. La missione SARCYA (SAR), svoltasi dal 14 al 25 settembre 1994, ha rappresentato la parte centrale di un programma di 30 giorni (CYACHUM) finanziato nell'ambito del programma europeo Capitale Umano e Mobilità. Nei 10 giorni della missione, di cui 7 nell'area da studiare, sono state effettuate 6 immersioni. La missione SARTUCYA (STC) é durata dal 17 novembre al 5 dicembre 1995. Nei 18 giorni della missione, di cui 12 nell'area dei siti da studiare, sono state effettuate 10 immersioni. La durata totale delle osservazioni sul fondo marino é stata di 77 ore e 53 minuti, con una raccolta di 103 campioni di cui 67 rocce.

Poichè nel Mediterraneo esiste un'importante copertura sedimentaria, le immersioni sono state effettuate nelle zone di scarpata più acclivi, dopo aver verificato sui profili sismici (MATS 87 e CS 89) l'assenza di una copertura sedimentaria. Per la missione SARTCYA, i siti d'immersione sono stati scelti sulla carta batimetrica di Gennesseaux e Stanley (1983), mentre per la missione SARTUCYA é stato utilizzato un rilevamento batimetrico ad alta risoluzione (BRETANE) effettuato nel luglio 1995 dalla N/O Atalante dell'IFREMER con una sonda multifascio (multibeam) EM 12 DUAL.

A Nord, il margine meridionale sardo presenta una morfologia accidentata, prodotta dalle faglie d'estensione, che lo hanno suddiviso in blocchi. Il Monte Ichnusa ha rappresentato l'obiettivo delle immersioni SAR 1, 4, 6, e STC 10. Questo margine é caratterizzato da un basamento del tutto simile a quello della Sardegna meridionale; in particolare, dei granitoidi poco deformati sono stati osservati nelle immersioni SAR 4 e STC 10, e raccolti nell'immersione STC 10, mentre un insieme detritico con ciottoli di granitoidi e metamorfiti e stato osservato e campionato nell'immersione SAR 6. L'immersione SAR 1 ha permesso di osservare e campionare un edificio vulcanico di 12 Ma, che ha fornito informazioni molto importanti per ricostruire i sui primi stadi dell'assottigliamento crostale che hanno portato all'apertura del bacino Tirrenico. I dati strutturali indicano una predominanza di fratture in estensione con direzioni principali N-S e vicine ad E-W, corrispondenti all'apertura del bacino Tirrenico, ma anche direzioni NE-SW (direzioni del Canale di Sardegna) e ENE-WSW.

La Dorsale Mediana, che forma in profondità un massiccio di forma allungata, situato tra i margini sudorientale sardo e tunisino settentrionale, é stato esplorato durante le immersioni STC 5, 6 e 12. Esso é risultato costituito da due insiemi: un primo insieme, osservato nelle immersioni STC 5 e 12, e campionato nell'immersione STC 5, é formato da granitoidi cataclastici e fratturati; un secondo insieme, osservato e campionato nell'immersione STC 6, é costituito da una potente successione detritica, analoga alle sequenze oligo-mioceniche della Kabilia e dei Monti Peloritani. La Dorsale Mediana appartiene, quindi, all'insieme Calabro-Peloritano-Kabilo (CPK). I dati strutturali indicano sistemi di fratture in estensione con una netta prevalenza delle direzioni N-S e prossime ad E-W, corrispondenti all'apertura del bacino Tirrenico, anche se é presente un sistema con direzione NE-SW, corrispondente al Canale di Sardegna.

A Sud, il margine settentrionale tunisino, che borda il Plateau Tunisino, risulta stretto e ripido: i suoi settori più acclivi sono stati esplorati nelle immersioni SAR 2, 3, 5 e STC 1, 3, 4, 7, 8 e 11. Questo margine consiste di un basamento cristallino formato da rocce metamorfiche e granitoidi deformati, che é stato studiato in corrispondenza della scarpata di Cornaglia (immersioni STC 7 e 11) e dello sperone di Teulada (immersioni SAR 5, STC 3 e 4). Il basamento cristallino é ricoperto direttamente da una formazione torbiditica, studiata sia in corrispondenza alla scarpata di Cornaglia (immersioni SAR 2,3, STC 7, 8 e 11) che a quella delle Sorelles (immersione STC 1), che é costituita da materiale arenaceo ricco in miche, confrontabile con i flysch oligo-miocenici della Kabilia e dei Monti Peloritani (Formazione di Stilo-Capo d'Orlando). In corrispondenza alle Sorelles, tale serie detritica é a contatto con un complesso vulcanico analogo a quello che affiora nell'arcipelago di la Galite, dove il flysch oligo-miocenico é tagliato da un batolite calco-alcalino datato al Langhiano e forse anche al Tortoniano. E in tal modo confermata l'appartenenza di queste unità al dominio CPK, che proviene dall'antico margine europeo della Tetide. I dati strutturali mostrano una predominanza di fratture in estensione, con numerose fratture a basso angolo; le direzioni principali, che variano a seconda del settore studiato, corrispondono sia alle direzioni collegate all'apertura del bacino tirrenico (a Nord della scarpata di Cornaglia e sullo sperone di Teulada), sia alle direzioni del Canale di Sardegna (scarpata delle Sorelles e secondariamente sperone di Teulada).

Parole chiave. — Explorazione sottomarina, Canale di Sardegna, Mediterraneo occidentale, morphologia, struttura, lithologia

CAMPAGNES SARCYA SARTUCYA

Équipes scientifiques

SARCYA : Santa Margherita Ligure 14-09-1994 Malaga : 25-09-1994

MASCLE Georges	PR Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines CNRS/UJF Grenoble, France, Co-Chef de mission
TRICART Pierre	PR Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines CNRS/UJF Grenoble, France, Co-Chef de mission
BOUILLIN Jean Pierre	CNRS Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines CNRS/UJF Grenoble, France
DEPARDON Stéphane	Étudiant Géologie UJF Grenoble, France
MASCLE Jean	CNRS Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine CNRS/UParis 6 Observatoire Villefranche/Mer, France
PEIS Davide	Ingénieur Département de Géologie Université de Parme, Italie
ROLFO Franco	Assistant Département de Pétrologie et Minéralogie Université de Turin, Italie
TORELLI Luigi	PR Département de Géologie Université de Parme, Italie

SARTUCYA : Toulon : 19-11-1995 Toulon : 5-12-1995

MASCLE Georges	PR Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines CNRS/UJF Grenoble, France, Co-Chef de mission
TRICART Pierre	PR Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines CNRS/UJF Grenoble, France, Co-Chef de mission
COMPAGNONI Roberto	PR Département de Pétrologie et Minéralogie Université de Turin, Italie
MASCLE Jean	CNRS Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine CNRS/UParis 6 Observatoire Villefranche/Mer, France
PECHER Arnaud	PR Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines CNRS/UJF Grenoble, France
REKHISS Farhat	MA Géologie Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax Université du Sud Tunisien Sfax, Tunisie
TORELLI Luigi	PR Département de Géologie Université de Parme, Italie

*Équipe **CYANA***

LABBE Jean Pierre	Responsable technique (SARCYA)
NORMAND Michel	Responsable technique (SARTUCYA)
KAIOUN Jean Jacques	Pilote/électronicien
POTIER Yves	Pilote/électronicien
DUCCI Jacques	Navigateur/mécanicien
GALLOIS Hervé	Navigateur/mécanicien
HOUARD Yves	Navigateur/électronicien
LUBIN Patrice	Navigateur/mécanicien
RICHARD Serge	Navigateur/électronicien
HENNEBELLE Pierre	Navigation acoustique/électronicien

*Équipage du **N.O. Le Suroit** :* Commandant HOUMARD

INTRODUCTION

LE CANAL DE SARDAIGNE

1. – Situation (fig. 1)

Le Canal de Sardaigne est installé sur un segment important (400 km de long) de la branche Apennino-Maghrébide de la Chaîne Alpine. Bien qu'actuellement immergé ce segment n'a cependant pas été complètement disloqué par l'ouverture océanique qui a mis en place les Bassins Algéro-Provençal et Thyrrénien. Les données disponibles, essentiellement des profils sismiques, montrent que les structures de ce domaine résultent de la superposition de deux types de déformation qui caractérisent un régime de compression et d'épaississement crustal puis un régime d'extension et de réamincissement. Le Canal de Sardaigne présente un intérêt majeur pour l'étude de ce type d'évolution caractéristique des chaînes de collision. En effet, dans la mesure où l'extension « postorogénique » y est demeurée modérée, les signatures morphologiques et structurales y sont claires et le fait que le domaine soit immergé permet une relative bonne préservation des plus récentes (post-messiniennes) qui ont été protégées de l'érosion aérienne. L'utilisation des submersibles, et en particulier celle du submersible CYANA dont la maniabilité est tout à fait exceptionnelle, permet une observation détaillée des structures *in situ* et d'effectuer des prélèvements très bien localisés, voire parfois de récupérer des échantillons orientés.

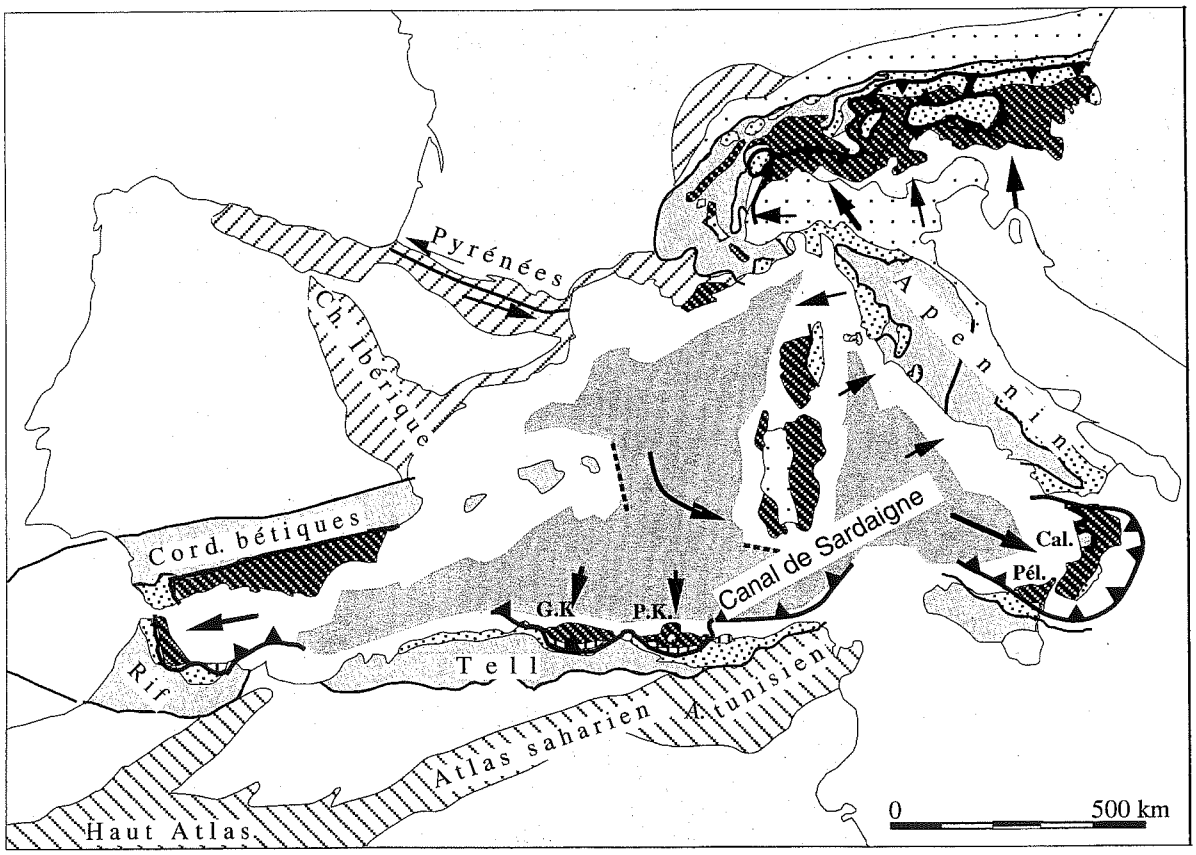


Fig. 1. – Situation du Canal de Sardaigne au sein de l'édifice structural de Méditerranée occidentale [d'après Bouillin, 1986].

2. – Morphologie et structures superficielles (fig. 2 et 3)

Le Canal apparaît dissymétrique de part et d'autre d'un axe Vallée de Teulada - Vallée Sarde, parfois appelé « Bassin Tuniso-Sarde » ou « Canal de Sardaigne profond » ; cet axe WSW-ENE assure une communication profonde (plus de 2000 m) entre la plaine abyssale Nord Algérienne (Bassin Algéro-Provençal ; prof. 2600 m) et la plaine abyssale SW Tyrrhénienne (Bassin Tyrrhénien ; prof. 2800 m).

Au Nord, la marge sud-sarde présente une morphologie accidentée suivant plusieurs directions qui sont celles de blocs faillés en extension ; le plus important est le Mont Ichnusa, qui culmine à moins de 200 m et dont le flanc SE, raide, a constitué un objectif pour les plongées SAR 1-4-6 et STC 10 (fig. 14).

Au Sud, la marge nord-tunisienne montre une pente forte et étroite, bordant un large plateau, à la morphologie relativement douce : le Plateau Nord-Tunisien passant vers le NE au Plateau Central. La pente montre une succession d'escarpements de failles distensives ENE-WSW à NNE-SSW ; les secteurs les plus raides ont été explorés en plongée SAR 2-3-5 et STC 1-3-4-7-8-11 (fig. 14).

Le plateau, dont la profondeur est généralement inférieure à 600 m, présente une morphologie de détail complexe ; de courts alignements de rides (Sorelles, Galite, Sentinelle, Reagui, Skerki...) et de bassins, correspondent à des plis anticlinaux et synclinaux NE-SW plus ou moins tronçonnés par des faille de transfert NW-SE ; le Canyon de Bizerte suit une faille majeure isolée, à la direction originale (NNE-SSW).

À l'extrémité SW du Bassin Tyrrhénien (Bassin ou Terrasse de Cornaglia), une ride à la morphologie complexe ("Ride Médiane") sépare la Vallée Sarde et la Vallée de la Sentinelle, c'est à dire les marges SE-sarde et nord-tunisienne. Cette ride présente une structure très segmentée transversalement ; elle a été explorée lors des plongées STC 5-6-12 (fig. 14).

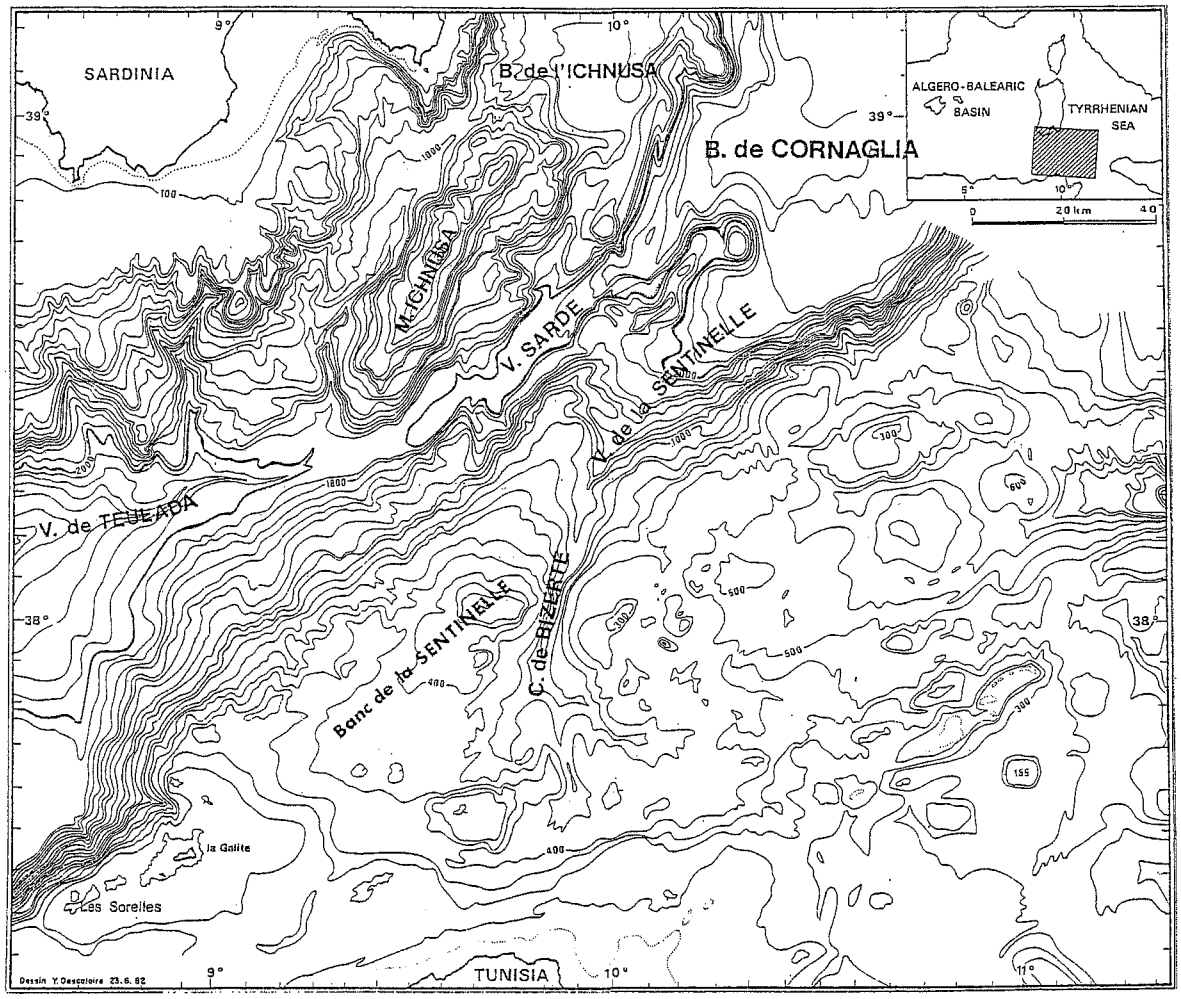


Fig. 2. – Ensembles morphologiques du Canal de Sardaigne. [Carte bathymétrique : Gennesseaux et Stanley, 1983].

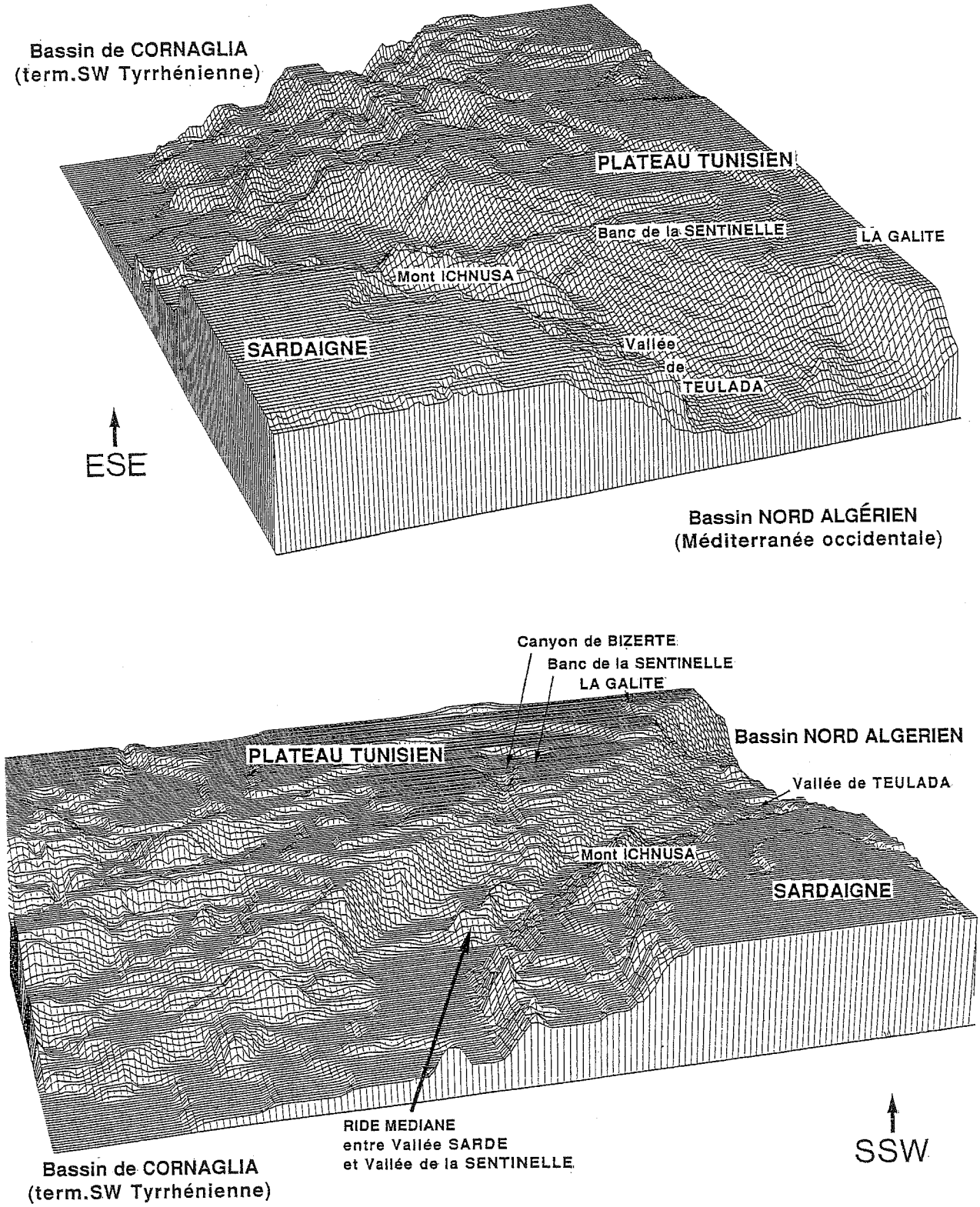


FIG. 3. – Morphologie de la région du Canal de Sardaigne.
(Blocs diagrammes réalisés au Laboratoire de Géologie marine de l'Université de Parme).

3. – Zonation tectonique (fig. 4)

Les grandes zones tectoniques du Canal de Sardaigne sont allongées NE-SW à ENE-WSW, parallèlement à des structures compressives et distensives ; ces structures prolongent en mer celles des confins algéro-tunisiens et de Sicile. Du Nord au Sud, c'est à dire de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne, on distingue :

– la zone Sarde caractérisée par le socle de Sardaigne méridionale (métasédiments paléozoïques, granitoïdes, roches cristallophylliennes) et sa couverture sédimentaire post-paléozoïque ; cette zone constitue la marge Sud-Sarde et (?) une partie de la Ride Médiane.

– la zone CPK (Calabro-Péloritano-Kabyle) qui présente un matériel comparable à celui des massifs internes de la chaîne alpine, en Kabylie (Algérie), dans les Monts Péloritains (Sicile) et en Calabre. Elle comporte un socle cristallin qui constitue les escarpements nord-tunisiens ; il supporte directement une formation turbiditique profonde à matériel gréso-micacé, comparable aux flyschs de l'Oligo-Miocène kabyle et de l'Oligo-Miocène péloritain (série de Stilo-Capo d'Orlando). Dans l'archipel de la Galite, ce flysch est recoupé par un batholite calco-alcalin daté du Langhien-(?)Tortonien. Les unités de cette zone CPK proviennent de l'ancienne marge européenne de la Téthys.

– la zone Africaine présente deux grands ensembles :

- au Nord, la vaste nappe pelliculaire du flysch numidien, d'âge oligocène supérieur à burdigalien, charriée vers le Sud au Langhien ;

- au Sud, une série sédimentaire à dominante calcaréo-marneuse, d'âge mésozoïque à éocène qui représente la couverture de l'ancienne marge africaine de la Téthys, décollée au niveau des évaporites triasiques et très tectonisée en compression.

La suture téthysienne, entre Europe et Afrique, se situe entre unités CPK et unités africaines. Elle ne présente pas ici d'ophiolites.

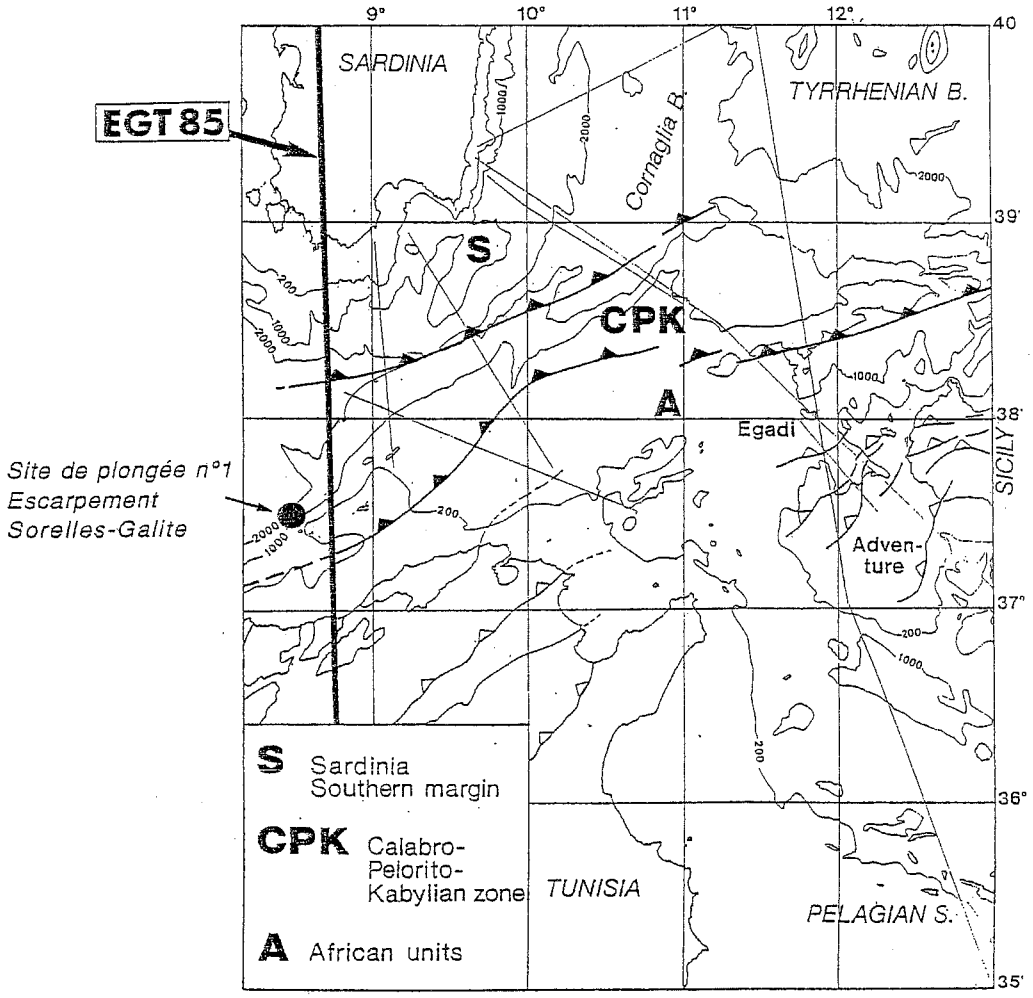


Fig. 4 . – Ensembles structuraux du Canal de Sardaigne et tracé du profil Geotraverse Européenne, branche Sud.

4. – Structure générale (fig. 5 et 6)

Suivant une coupe générale Sardaigne-Tunisie proche du Profil Géotraverse (partie occidentale du Canal), la structure est commandée par l'imbrication de chevauchements à vergence sud, impliquant le socle paléozoïque.

Au Nord, ces chevauchements ont rejoué en extension ; le Canal de Sardaigne profond (Vallée de Teulada) représente un bassin épisutural, lié à l'inversion du charriage des unités Sardes sur les unités CPK.

La croûte présente ici son épaisseur minimale, moins de 20 km d'après les données Géotraverse, ce qui s'accorde avec un flux de chaleur élevé (plus de 120 mW/m²) et avec les données gravimétriques.

Le Canal de Sardaigne profond représente ainsi une ancienne zone de superposition crustale, secondairement réamincie.

Vis à vis de ce réamincissement, la bordure soulevée du plateau nord-tunisien (écueils des Sorelles, archipel et banc de la Galite, banc de la Sentinelle, Plateau Central...) fait figure d'épaule de rift dissymétrique.

Vers l'Est, la même structure d'inversion négative a été reconnue dans la partie centrale du Canal et dans le Bassin de Cornaglia, compliquée là par d'importants décrochements dextres NW-SE.

Tout à l'Est, la même inversion négative des structures internes de la chaîne apparaît suivant un profil bassin Tyrrhénien sud-occidental/Mer Pélagienne passant à l'extrémité ouest de la Sicile ; la marge distensive sud-tyrrhénienne apparaît liée à la reprise en extension des chevauchements à vergence sud, au sein de la zone CPK.

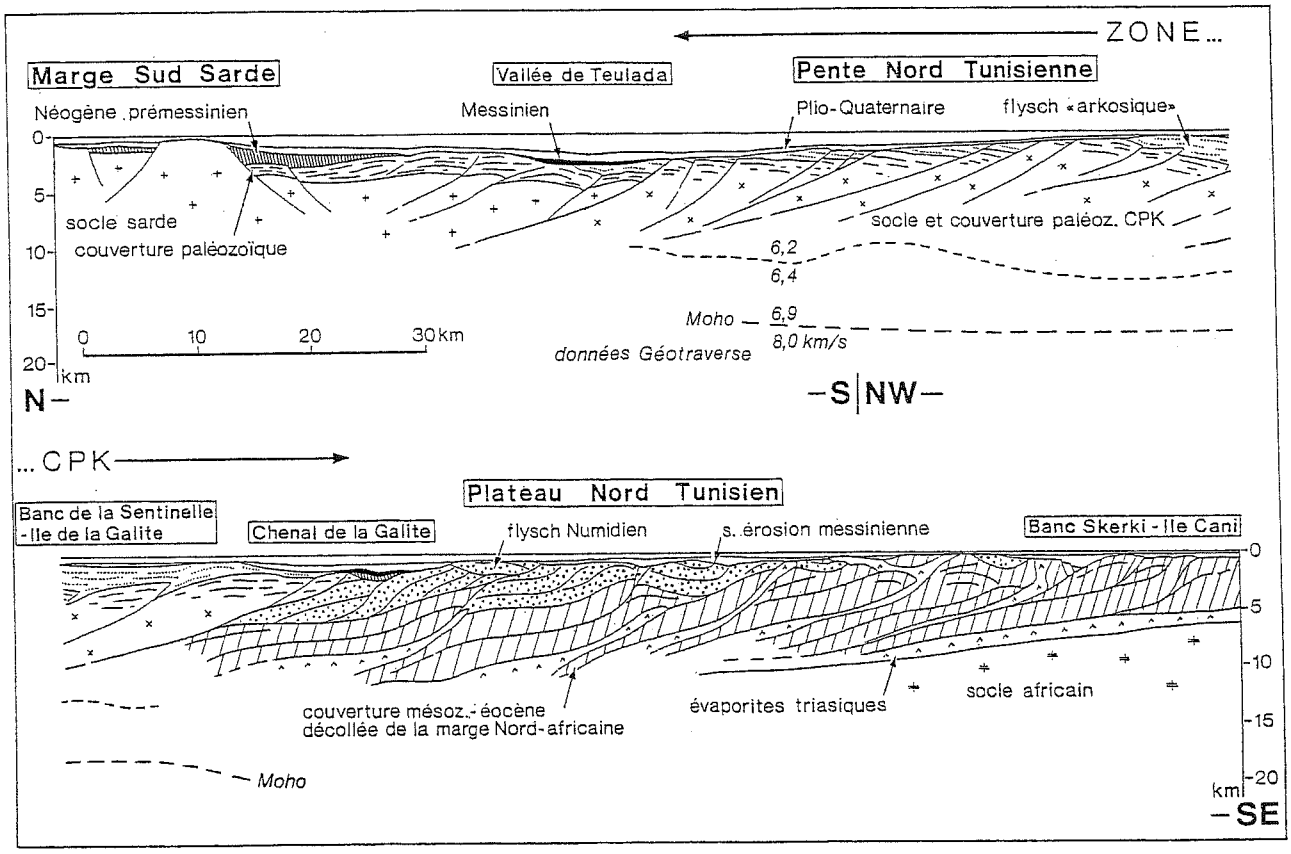


Fig. 5. – Structure du Canal de Sardaigne : section Sardaigne-Tunisie. [d'après Tricart, Torelli *et al*, 1991].

5. – Evolution structurale et cadre cinématique (fig. 7)

Comme dans les parties émergées de la chaîne (Afrique du Nord et Sicile-Apennin), les structures compressives du Canal de Sardaigne sont polyphasées ; leur mise en place est globalement plus récente du Nord vers le Sud, c'est à dire de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne.

Il apparaît que l'inversion négative des structures internes dans le Canal de Sardaigne s'est produite alors que plissements et chevauchements se propageaient vers l'avant-pays, au sein des zones plus externes en Tunisie et Sicile.

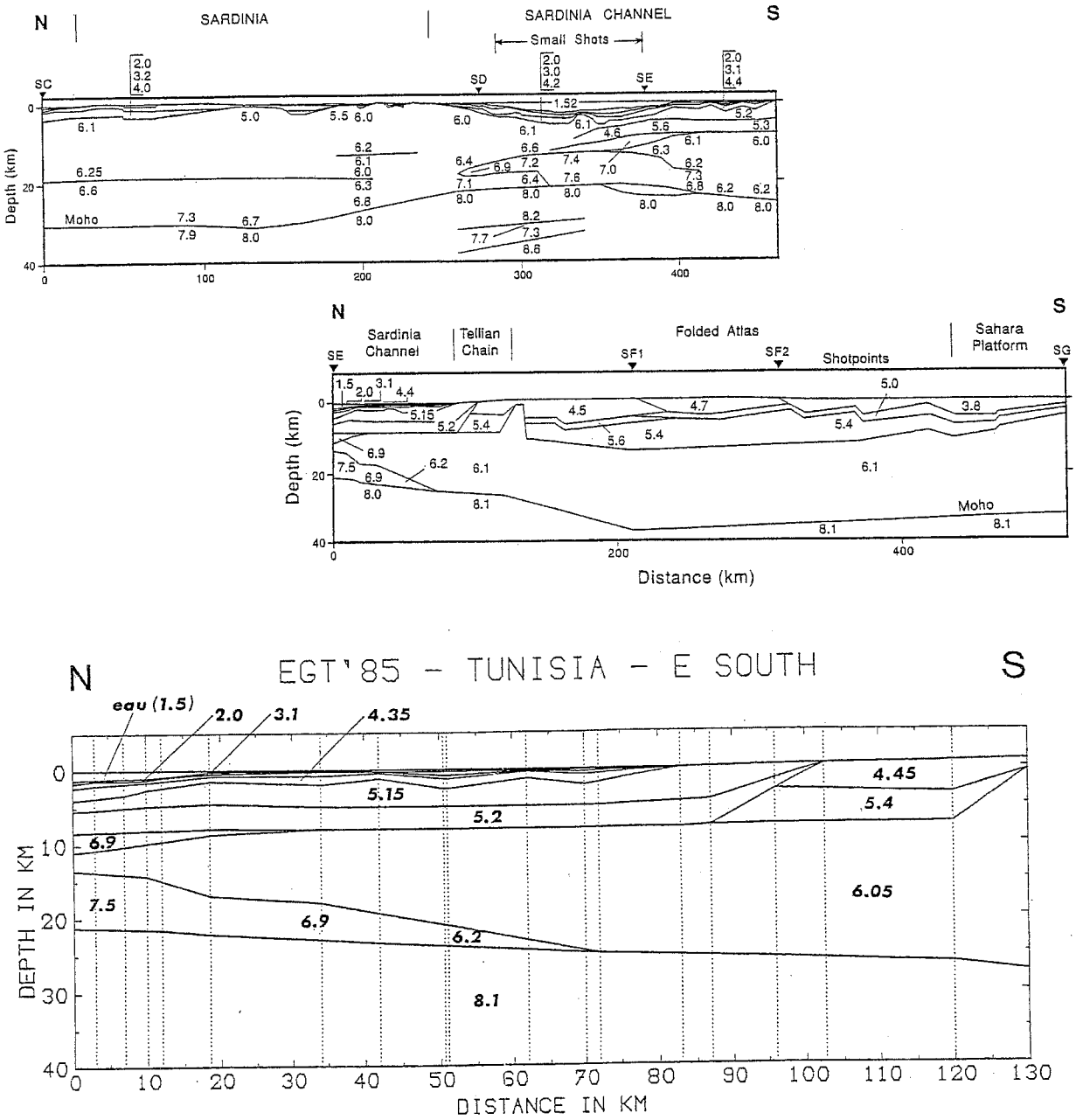


FIG. 6. – Modèle crustal du Canal de Sardaigne [d'après Ansorge *et al*, 1992].

Les structures compressives de la marge Sud-Sarde et du Canal de Sardaigne profond (unités sardes et CPK) sont rapportées au Miocène inférieur ; elles se seraient développées au front du bloc corso-sarde, durant sa rotation vers le SE ; leur extension vers le Sud au sein des unités africaines, reste ici mal connue ; il en est de même des effets des serrages plus anciens (paléogènes) reconnus à terre.

Les structures compressives sous le Plateau Nord-Tunisien (unités CPK et africaines) se sont essentiellement développées au Tortonien, après la mise en place langhienne de la Nappe Numidienne, et avant le développement de la surface d'érosion messinienne.

Plis et chevauchements ont ensuite été accentués à la faveur de deux nouvelles compressions, d'âge fini Messinien et Quaternaire ancien. D'une phase à l'autre la zone tectoniquement active est décalée vers le Sud.

Ces phases correspondent aux principaux serrages "post-nappes" reconnus dans le Tell mais aussi aux phases paroxysmales dans les chaînes atlasiques contigües.

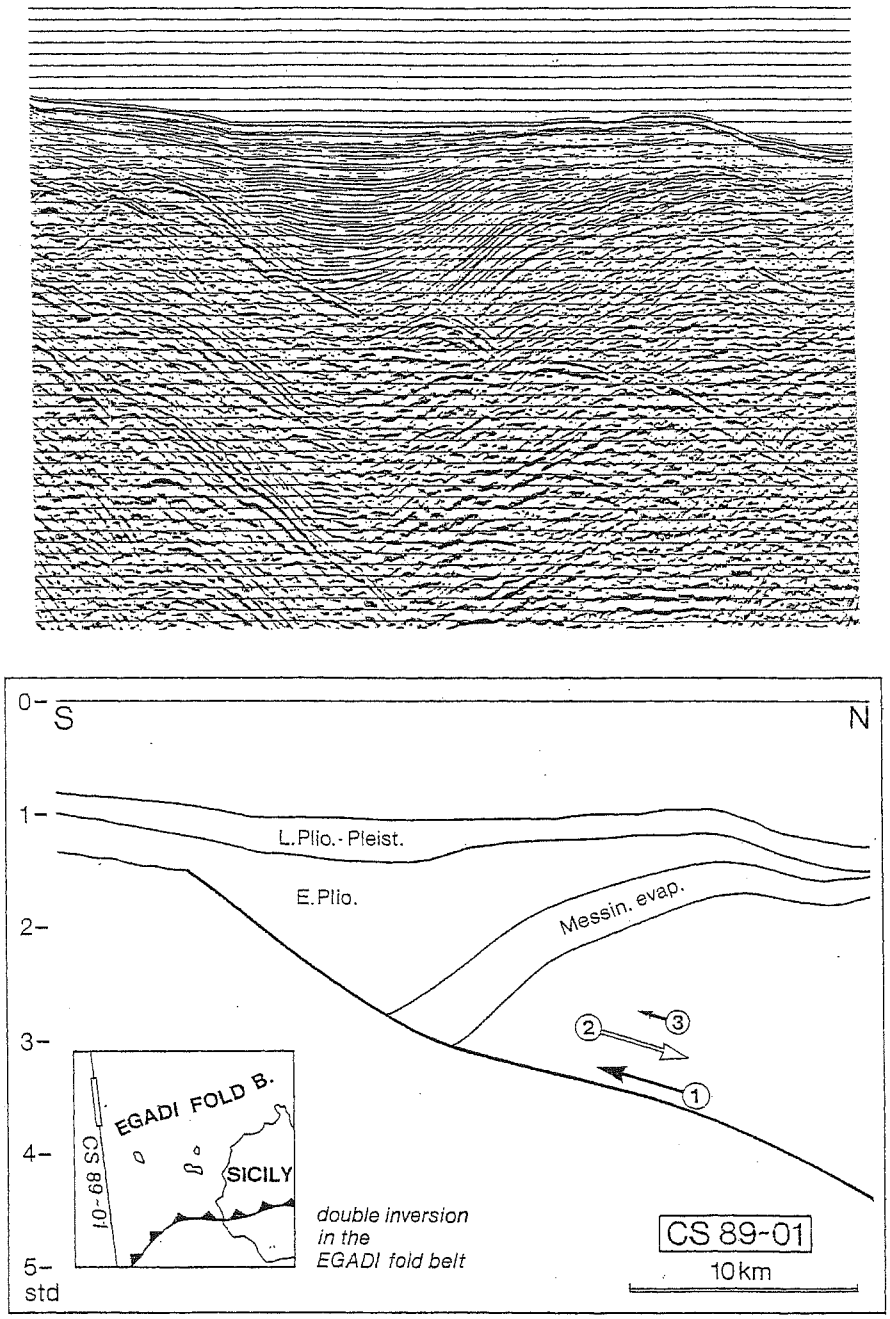


FIG. 7. – Inversions successives dans le bâti de la marge sud.

Détail du profil CS 89-01 (Campagne CS 89, OGS Explora, Observatoire de Géophysique Expérimentale, Trieste et CNR. italien, consacrée à de la Sismique 120 traces longue écoute).

L'extension post-orogénique dans le Canal de Sardaine profond précède la crise évaporitique messinienne. Celle-ci a entrainé une profonde érosion du domaine (façonnement de la vallée de Teulada). Postérieurement la région a été le siège d'une subsidence thermique. Dans le détail, toutefois, la sédimentation plio-quaternaire a enregistré des inversions tectoniques mineures, avec rajeunissement des escarpements de faille.

Vers l'Est, l'extension est contemporaine du rifting du Bassin Tyrrhénien puis de son ouverture proprement dite, encore active actuellement. De ce point de vue, le Canal de Sardaigne profond peut apparaître comme une Tyrrhénienne avortée.

6. – INTERPRÉTATION GÉODYNAMIQUE DU CANAL DE SARDAIGNE (fig. 8)

La structuration au Miocène inférieur des unités internes du Canal de Sardaigne a accompagné la rotation du bloc corso-sarde (arc insulaire) et l'ouverture du bassin d'arrière-arc méditerranéen nord-occidental (Algéro-Provençal).

Au Miocène supérieur, l'effondrement post-orogénique du Canal de Sardaigne profond, et l'orogenèse majeure juste au Sud, accompagnent la dérive, vers le Sud ou le SE, de la zone CPK relativement à la Sardaigne et à l'Afrique. Cette zone de 50 à 100 km de large, représente alors un nouvel arc insulaire, dans le prolongement occidental de l'arc calabro-péloritain.

Cette succession de deux dérives vers l'Afrique, de blocs arrachés à la marge sud de l'Europe, est attribuée au retrait vers le Sud de la zone de subduction de la plaque africaine sous la plaque eurasiatique.

Le magmatisme calco-alcalin langhien (-tortonien ?) d'Afrique du Nord (ici l'Archipel de la Galite et les témoins du NW Tunisien) témoignerait de cette ancienne subduction ; au Miocène moyen-supérieur elle ne devait plus concerner qu'une lithosphère continentale amincie (ancienne marge africaine de la Téthys) ; cela peut expliquer son blocage au Messinien ou juste avant.

Vers l'Est, où subsiste une lithosphère océanique (bassin Ionien profond), la subduction se poursuit.

Les mouvements d'arcs insulaires engendrés par le déplacement de la subduction africaine vers le Sud

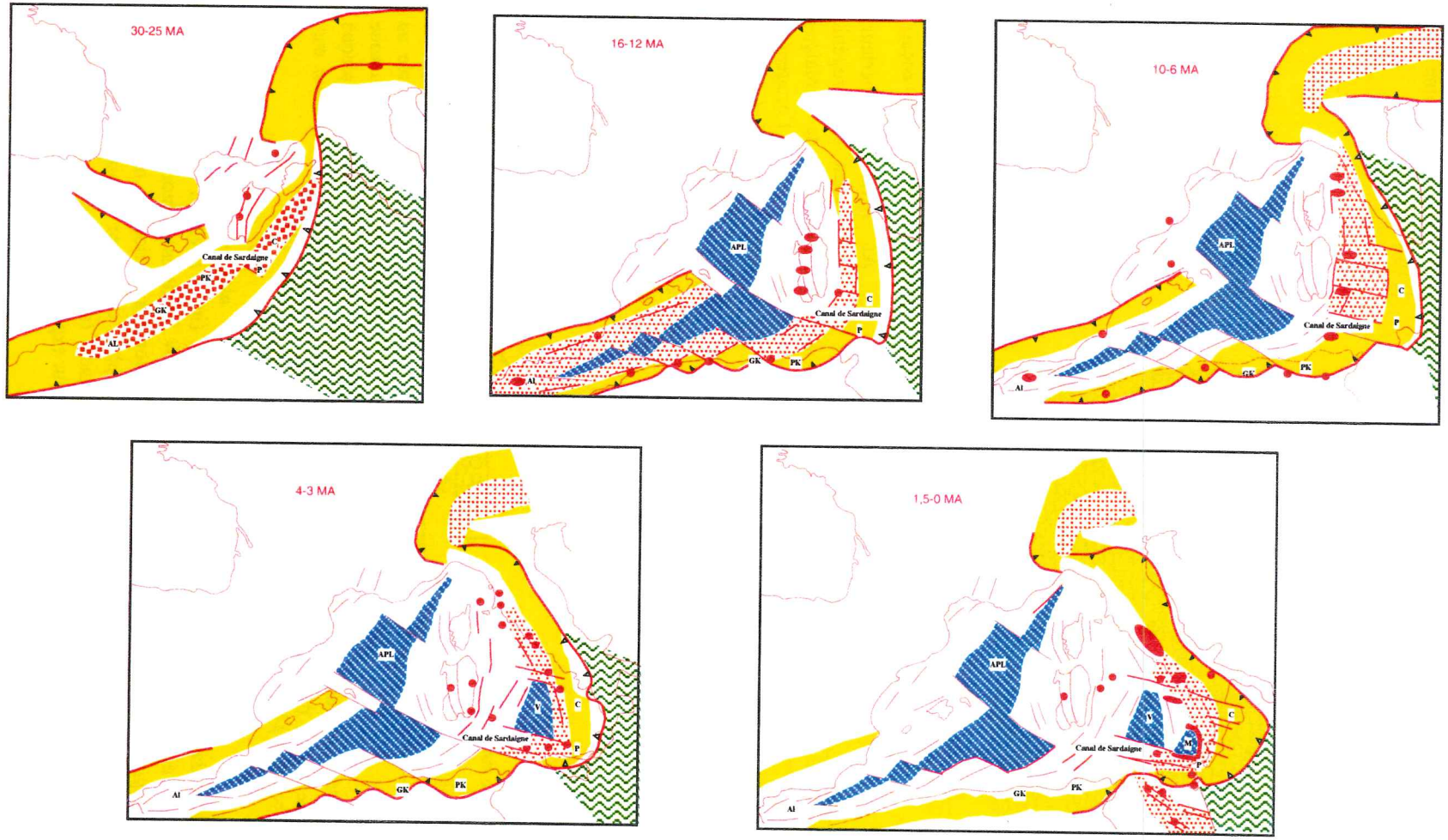


FIG. 8. – Contexte cinématique du Canal de Sardaigne. *(suite de la légende page ci-contre)*

sont supposés avoir été plus rapides que le mouvement de convergence animant les plaques eurasiatique et africaine. Les premiers, locaux, traduisent une dynamique méditerranéenne ; le second caractérise une dynamique générale alpine. Ces deux dynamiques interfèrent de manière complexe dans la région envisagée ici.

7. – Objectifs de la campagne (fig. 9, 10 et 11)

Un premier objectif était d'effectuer des observations *in situ* sur les trois principaux ensembles morphostructuraux qui constituent les escarpements du Canal de Sardaigne profond, déjà reconnus en sismique réflexion et par dragages :

– les escarpements de la marge sud-sarde, où est exposé le socle sarde, initialement chevauchant sur le socle CPK (Mont Ichnusa) ; les deux socles, sarde et CPK se font face, à faible distance, de part et d'autre de l'axe profond du Canal, facilitant leur analyse comparée (structures et microstructures, incidence sur la morphologie sous-marine et sur la sédimentation syn à post-tectonique) (sites 4 sur fig. 9 à 11).

– les escarpements nord-tunisiens correspondant à un ensemble de failles de détachement en extension à faible pendage nord ; ils s'agit d'anciens chevauchements crustaux inversés (charriage vers le Sud de la zone Sarde sur la zone CPK) ; le matériel exposé est le socle CPK ; il se prête à une étude pétrostructurale et thermochronologique ainsi qu'à une comparaison avec les massifs cristallins émergés de Kabylie ou de l'Arc Calabro-péloritain (sites 1, 2 et 3 sur fig. à 11).

– la "ride médiane" qui se développe au niveau de la suture entre zone sarde et zone CPK (sites 5 sur fig. 9 à 11).

Un second objectif était constitué par le magmatisme syn et post-orogénique, antérieurement prélevés par dragage ou échantillonnés dans les rares pointements à terre (archipel de la Galite, montagnes du NW Tunisien) ; les prélèvements *in situ* permettent de compléter l'échantillonage tout en contrôlant le mode de gisement structural ; ils concernent :

– un ensemble calco-alcalin (miocène moyen essentiellement) qui témoige de la dynamique de subduction (sites 1 et 4 sur fig. 9 à 11) ;

– un ensemble alcalin (surtout plio-quaternaire) (sites 2 et 3 sur fig. 9 à 11).

8. – Données marines disponibles pour la préparation de la campagne (fig. 12 et 13)

Antérieurement à la mission SARCYA, on disposait de :

– données de Bathymétrie 3, 5 khz et de Sismique réflexion peu pénétrante (mission AMAZONE, canon à air 1968 ; mission DSDP du Glomar Challenger (Leg 13), canon à air 1970 ; missions POLYMED I et II (Jean Charcot), flexotir 1970 et 1972 ; mission du Kane, Sparker 30 KJ 1975 ;

– d'un profil industriel confidentiel (GECO U.K. 240 traces, 36 canons à air 1984-1985 ;

La cinématique du futur Canal de Sardaigne comporte plusieurs étapes :

– 1 un pemier stade est caractérisé par un régime de raccoucissement et d'épaississement crustal affectant l'ancienne marge européenne de la Tethys ce qui se traduit entre autres par des chevauchements d'unités de socle inversant d'anciennes structures distensives de la marge (imagé ici à une date située entre 30 et 25 Ma).

– 2 un second stade (imagé ici entre 16 et 12 Ma) est marqué par un régime distensif de réamincissement crustal avec effondrement gravitaire de croûte surépaissie. Ce régime est contemporain de l'ouverture du bassin Algéro-Provençalo-Ligure et de la rotation de l'ensemble Corse-Sardaigne (entre 20 et 16 Ma) et se poursuit durant les premiers stades d'amincissement de la marge sarde.

– 3 un troisième stade (imagé ici entre 10 et 6 Ma) correspond au réamincissement généralisé du futur domaine Tyrrhénien. Le Canal de Sardaigne correspond à une zone « transformante » de relais décrochant distensif entre domaine déjà réaminci au Sud et en cours de réamincissement au Nord. La crise messinienne qui survient est responsable du modelé (aplanissement, creusement des canyons, dégagement des escarpements de faille).

– 4 le quatrième stade (imagé entre 6 et 4 Ma) débute par la remise en eau des bassins marins après la crise messinienne et se caractérise par l'ouverture océanique du bassin Tyrrhénien occidental (Vavilov). Le Canal de Sardaigne se situe à l'une des extrémités d'une zone « transformante » de relais décrochant distensif.

– 5 le cinquième stade (imagé entre 1, 5 Ma et l'actuel) est caractérisé par le déplacement de l'ouverture océanique au niveau du bassin Tyrrhénien oriental (Marsili), assez loin du Canal de Sardaigne; celui-ci commence à subir les effets du raccourcissement qui débute au niveau du bassin Méditerranéen occidental (marge Algérienne et marge Ligure).

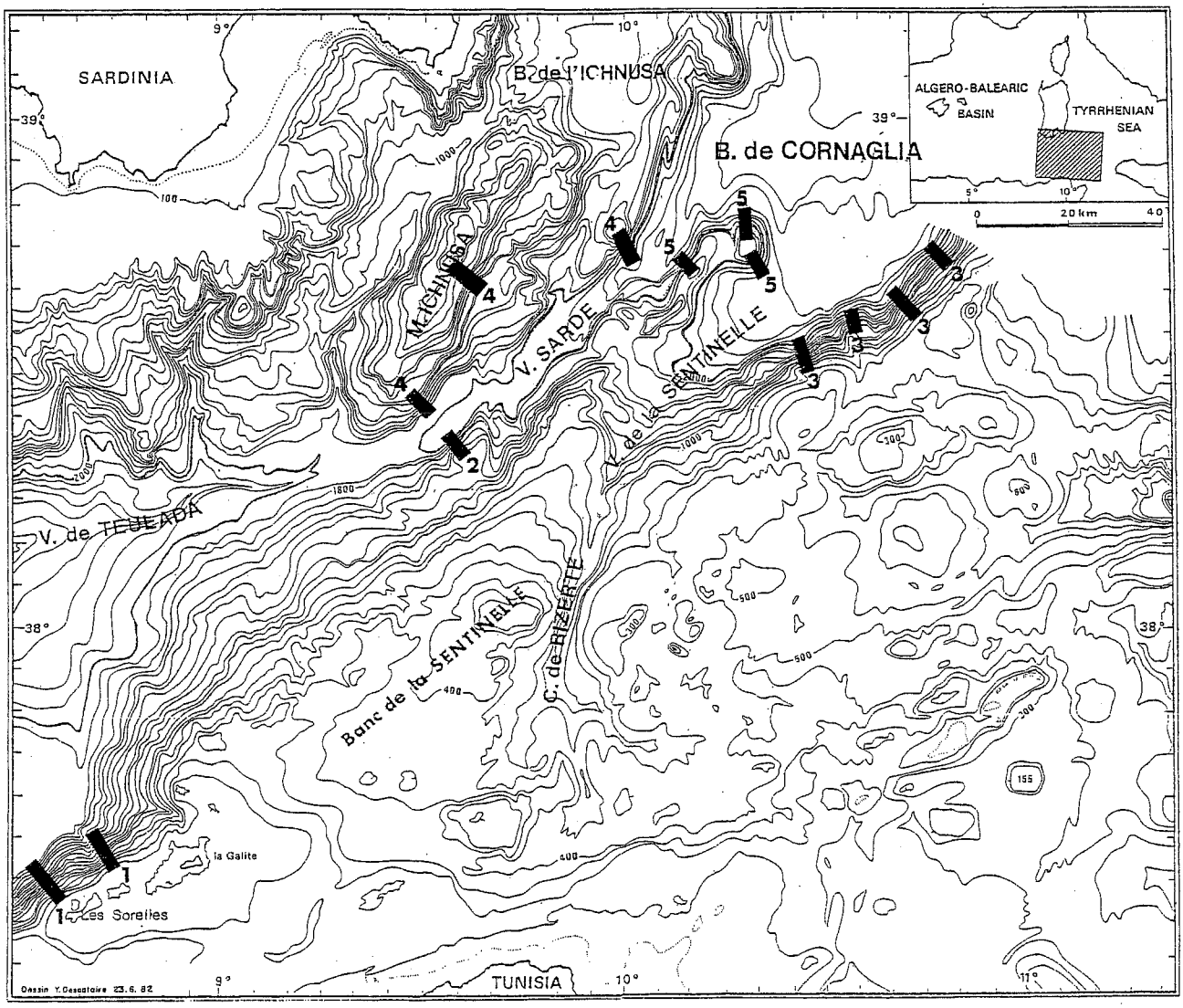


FIG. 9. – Objectifs de plongées sur les escarpements du Canal de Sardaigne.
[Carte bathymétrique : Gennesseaux et Stanley, 1983]

– de la Géotraverse Européenne (EGT) : extension Sud Sardaigne-Tunisie (Profil de sismique réfraction profonde enregistré en 1985) ;

– de 3 profils multitraces enregistrés au début des années 1980 et retraités à l'OGS Trieste : MS 110, 115 et 117 ;

– de nombreux autres profils italiens, de qualités variées ;

– des données de la campagne MATS 87 (Bannock, CNR italien) et qui consistent en 2500 km de profils de bathymétrie classique (3.5 kHz), sismique monotrace (Sparker) et magnétométrie dans la partie NE du Canal de Sardaigne ;

– des données de la campagne MATS 88 (Bannock, CNR italien) qui était consacrée à des prélèvements dans les parties italienne et tunisienne du Canal de Sardaigne : couverture sédimentaire, socle hercynien, roches éruptives récentes.

– des données de la Campagne CS 89 (OGS Explora, Observatoire de Géophysique Expérimentale, Trieste et CNR italien) consacrée à de la Sismique 120 traces longue écoute (source : canons à air, total 80 litres ; enregistrement sur 14 s) et qui a permis d'effectuer plus de 1000 km d'enregistrements suivant de grands profils Mer Pélagienne - SW Tyrrhénienne - SE Sardaigne - W Sicile.

Postérieurement à la mission SARCYA et antérieurement à la mission SARTUCYA des données bathymétriques multifaisceaux (EM 12) ont été acquises au cours d'un transit valorisé de l'Atalante [mission BRETANE, 1995].

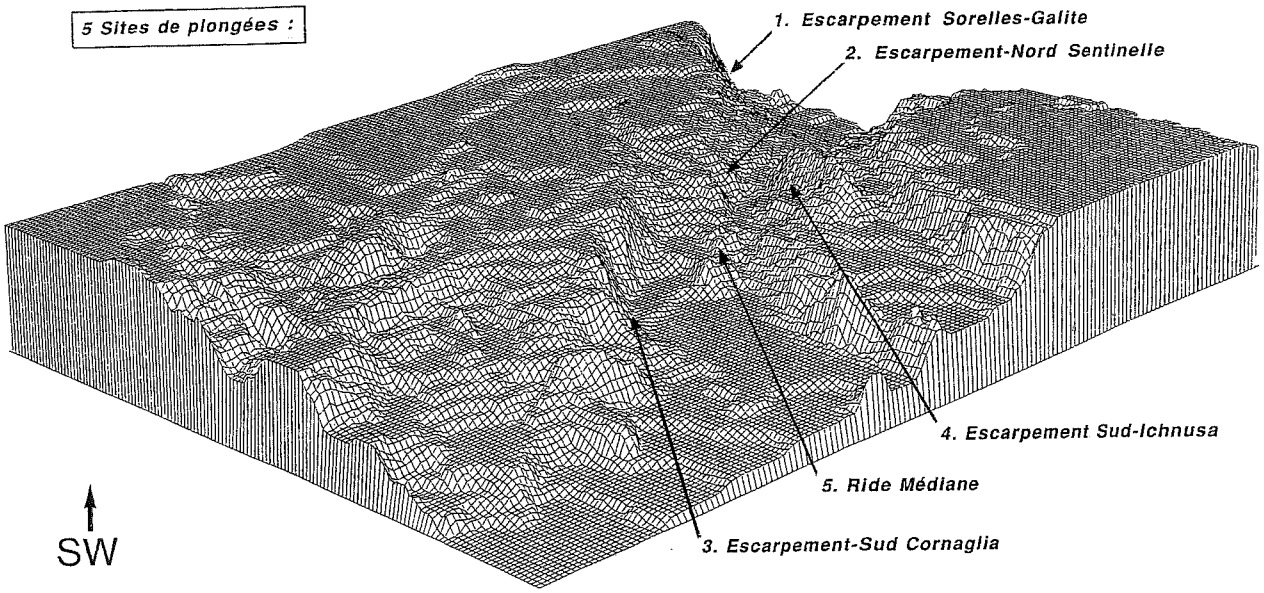


FIG. 10. – Objectifs de plongées sur les escarpements du Canal de Sardaigne.
(Blocs diagrammes réalisés au Laboratoire de Géologie marine de l'Université de Parme).

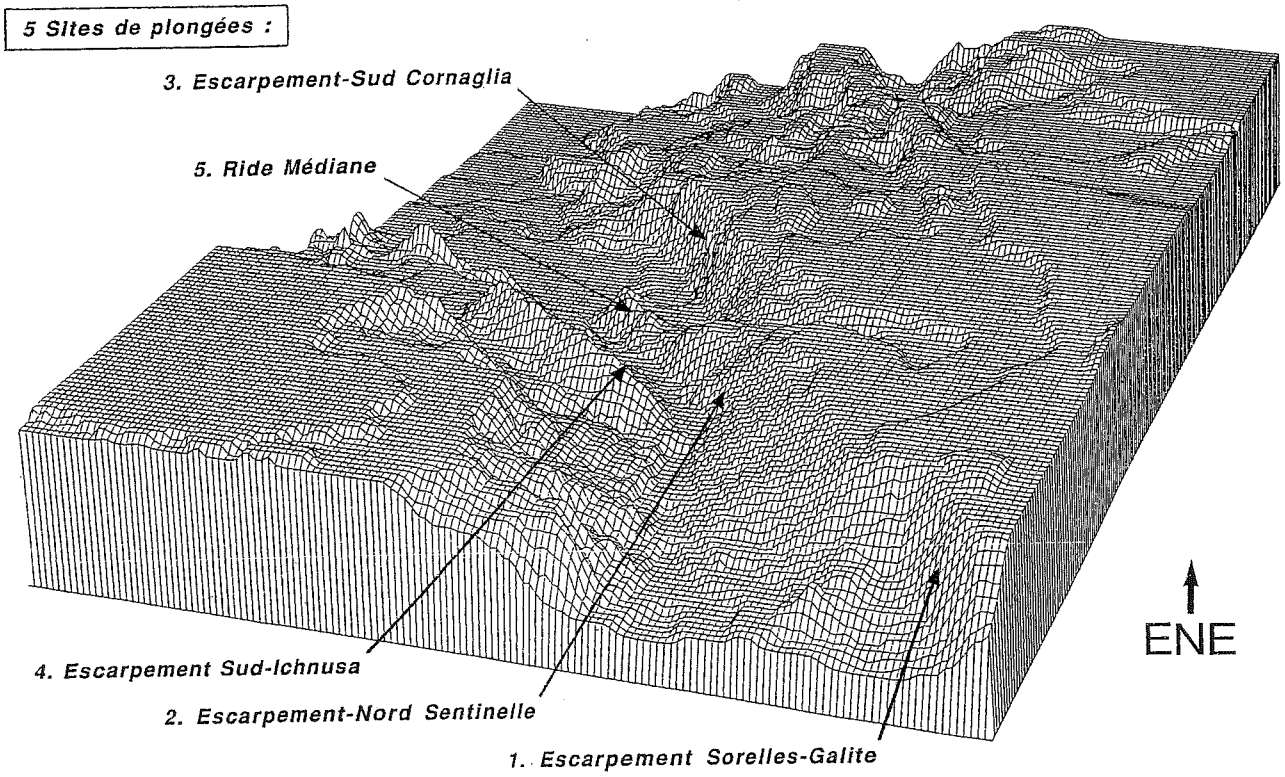
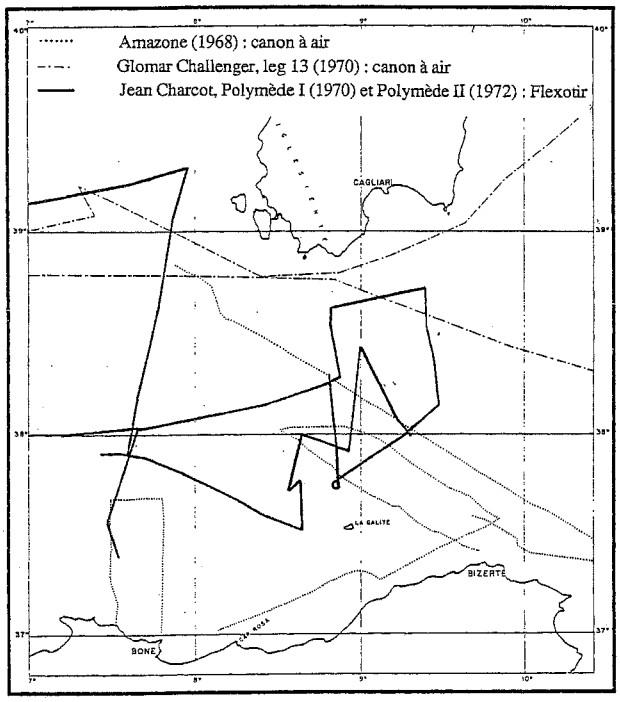
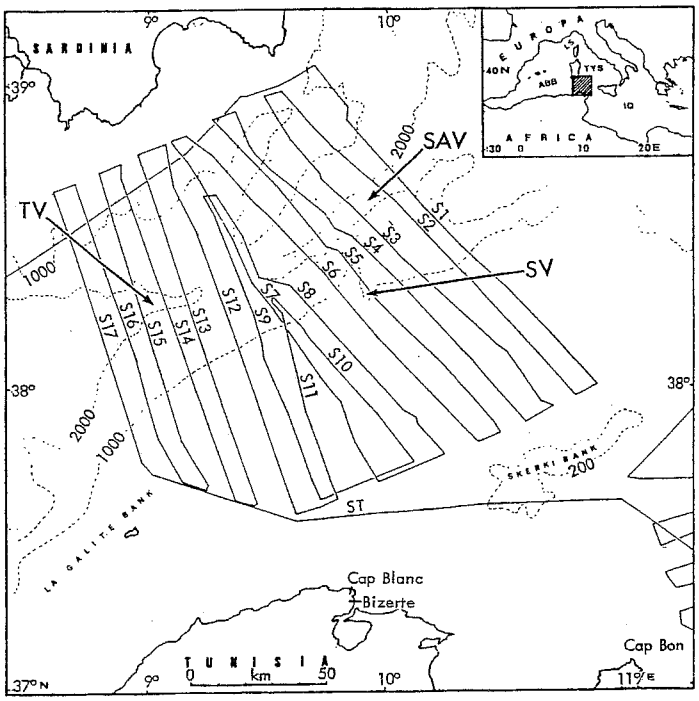


FIG. 11. – Objectifs de plongées sur les escarpements du Canal de Sardaigne.
(Blocs diagrammes réalisés au Laboratoire de Géologie marine de l'Université de Parme).





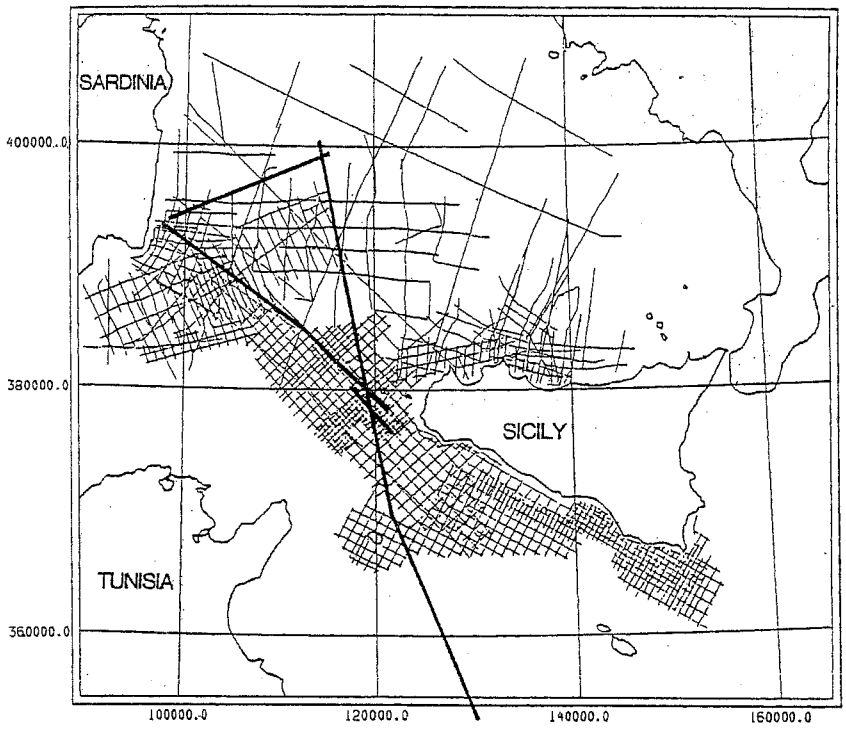


FIG. 12. – Couverture sismique du Canal de Sardaigne.
[d'après Auzende *et al.*, 1973 ; Gennesseaux et Stanley, 1983 ; Torelli *et al.*, 1991].

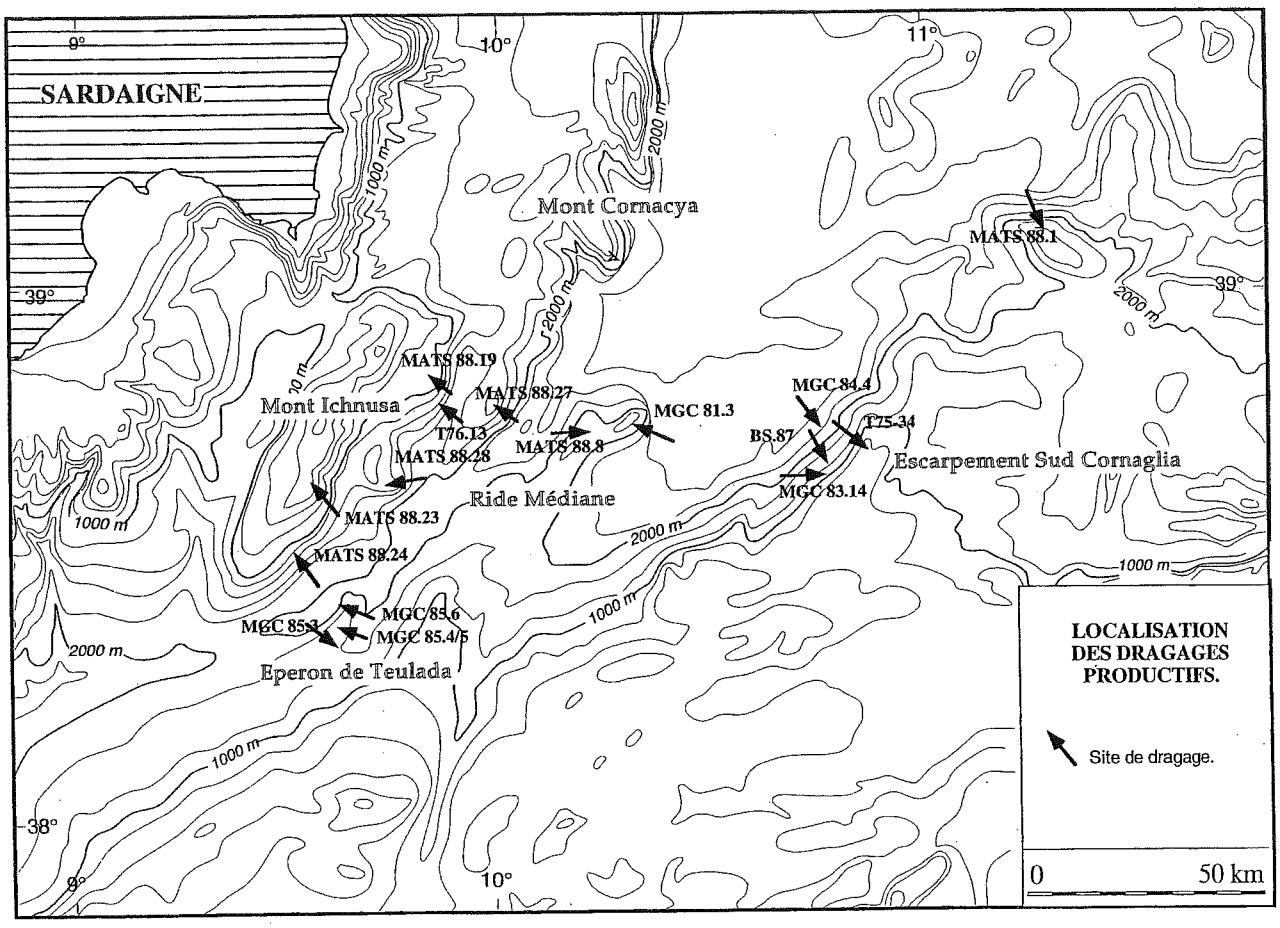


FIG. 13. – Localisation des dragages productifs sur les escarpements du Canal de Sardaigne [d'après Torelli *et al.*, 1992].

9. – RÉALISATION DE LA CAMPAGNE (fig. 14)

Le programme a été réalisé au cours de deux missions. La mission SARCYA (Santa Margherita Ligure 14/09/94, Malaga 25/09/94) a représenté le tiers médian d'un programme de 30 jours (CYACHUM) soutenu par le programme européen Capital Humain et Mobilité. Elle a duré 10 jours dont 7 sur site ; l'état de la mer a permis de réaliser 6 plongées, la journée perdue ayant été consacrée à des relevés bathymétriques précis au sondeur 3, 5 khz sur les objectifs de futures plongées. Elle a permis d'effectuer 27 h et 32 mn d'observations sur le fond et la récolte de 31 échantillons (dont 23 roches). La mission SARTUCYA (Toulon 17/11/95, Toulon 05/12/95) a duré 18 jours dont 12 sur site. 12 plongées ont été réalisées mais 2 ont dû être interrompues, avant de toucher le fond, l'une en raison de l'état de la mer (remplacée par un dragage), l'autre en raison d'un problème médical. Les 10 plongées effectives ont permis d'obtenir 50 h et 21 mn d'observations sur le fond et 72 échantillons (dont 44 roches).

Dans la mesure où en Méditerranée existe un assez important recouvrement sédimentaire, les plongées ont été effectuées dans les zones les plus déclives des escarpements étudiés et en contrôlant l'absence de couverture sédimentaire sur les profils sismiques (MATS 87 et CS 89). Pour la campagne SARCYA les sites de plongées ont été déterminés en choisissant ces zones sur la carte bathymétrique de Gennesseaux et Stanley [1983]. Pour la campagne SARTUCYA nous avons disposé d'un relevé bathymétrique précis effectué à l'aide du sondeur multifaisceaux EM 12 DUAL de l'Atalante au cours du transit valorisé BRETANE en juillet 1995. Il a ensuite été possible de reporter certains des profils SARCYA (2, 3 et 5) sur cette carte bathymétrique précise.

L'exploitation des données a été effectuée dans les différents Laboratoires participants aux campagnes : Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines CNRS/UJF Grenoble, Géosciences Azur CNRS/UPMC Paris (Centre de Villefranche sur Mer), Istituto di Petrografia e Mineralogia Università di Torino, Istituto di Geologia Marina Università di Parma, Département de Géologie Ecole Nationale Supérieure d'Ingénieurs de Sfax Université du Sud-Tunisien à Sfax.

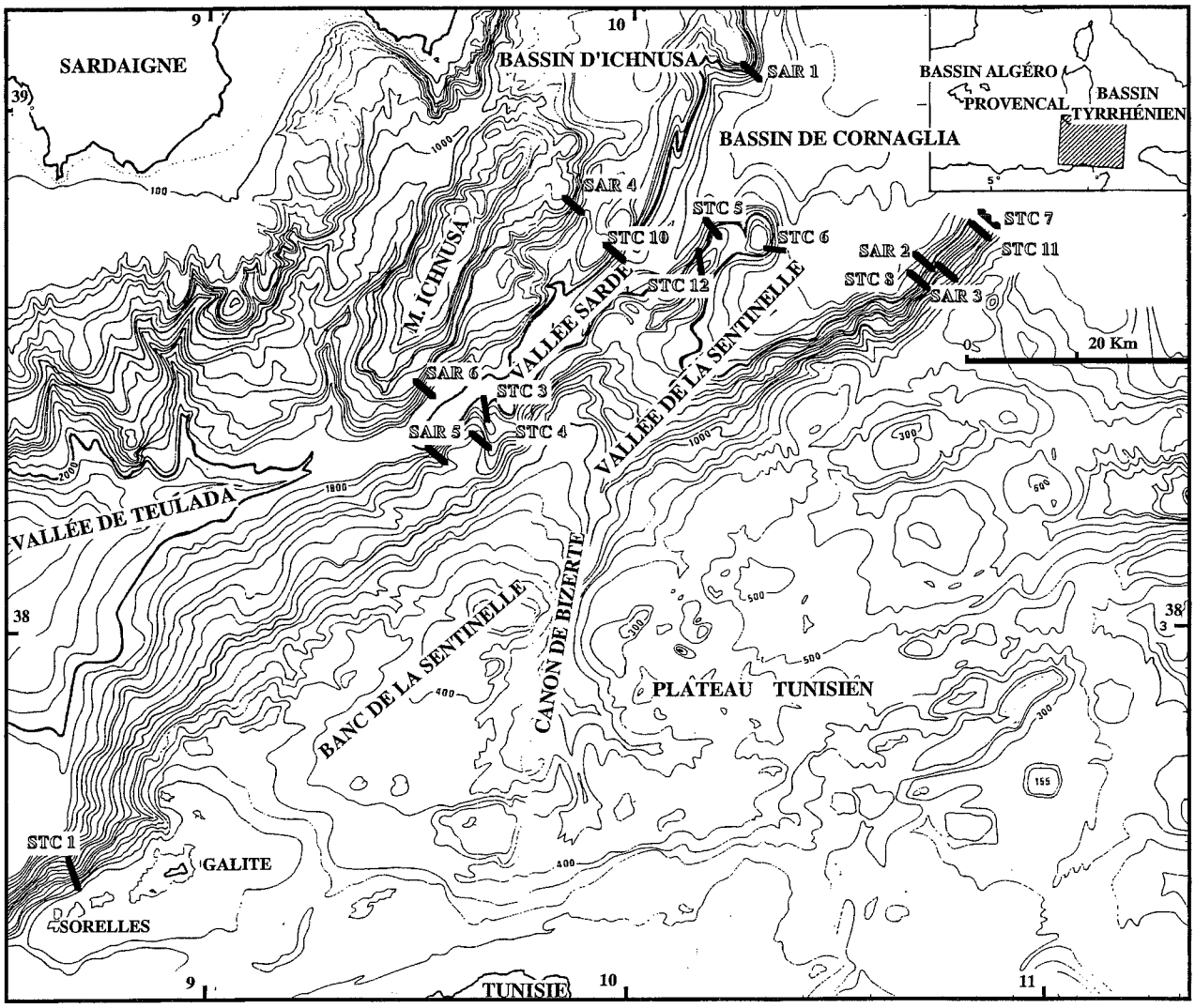


FIG. 14. – Plongées réalisées sur les escarpements du Canal de Sardaigne.
[Carte bathymétrique : Gennesseaux et Stanley, 1983].

MARGE DE SARDAIGNE

La structure en horst, graben et blocs basculés résulte de l'extension qui a donné naissance au Canal de Sardaigne profond et a redécoupé le système compressif engendré par la collision Sardaigne/zone CPK au Miocène inférieur. Les failles distensives (et plus ou moins coulissantes) qui déterminent les escarpements sont raides; elles représentent vraisemblablement des failles antithétiques de surfaces de détachements majeurs. Elles intéressent les séries du socle sarde et de sa couverture sédimentaire et/ou volcanique.

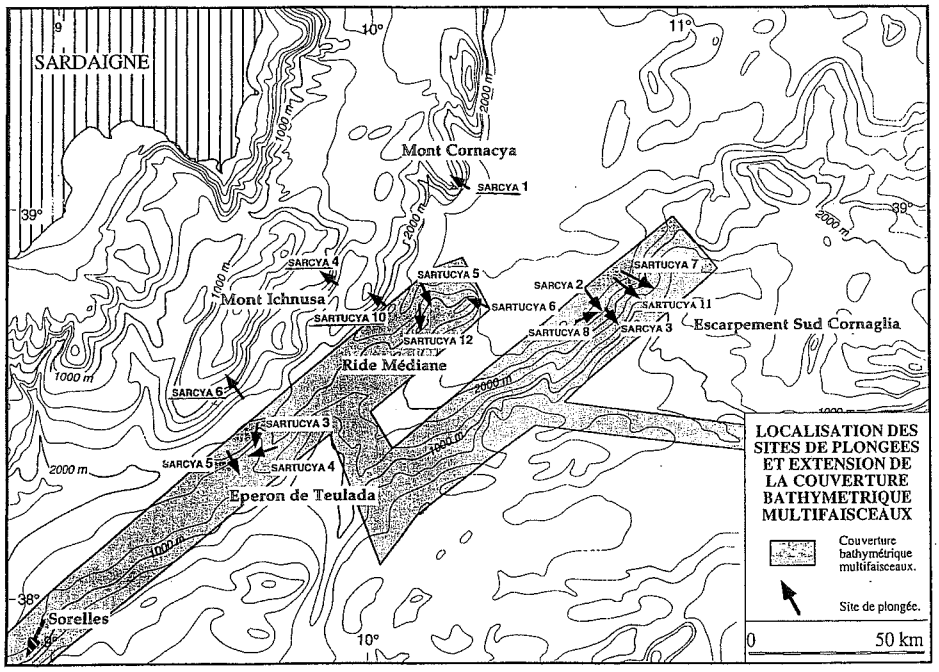


FIG. 15. – Localisation des sites de plongée sur la marge Sarde (Mont Cornacya et Mont Ichnusa).

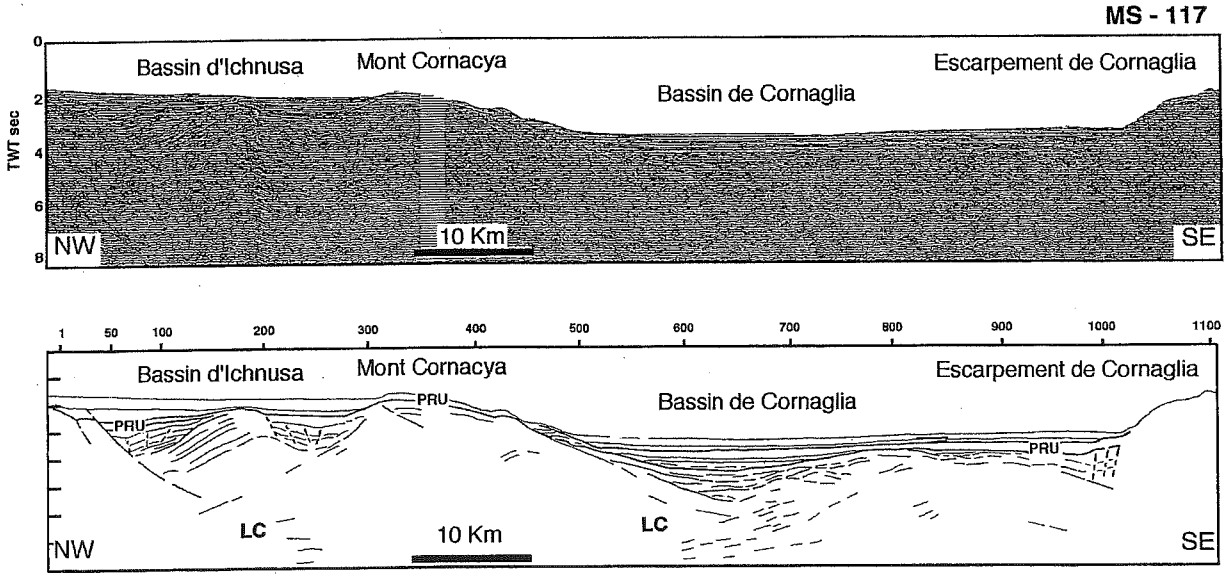


FIG. 16. – Profil sismique au niveau du Mont Cornacya [profil MS117 modifié d'après Argnani *et al.*, 1988].

Escarpement Est Sardaigne (M. Cornacya)

Le site exploré sur cet escarpement (plongée SAR 1) est localisé au niveau de l'escarpement inférieur séparant les bassins d'Ichnusa et de Cornaglia, au point d'interférence entre les directions NE/SW caractéristiques du Canal de Sardaigne et N/S dominantes à l'Est de la Sardaigne, et juste au Sud du volcan sous-marin Quirra corrélé au volcanisme alcalin pliocène de Sardaigne.

Plongée SARCYA 1

16 septembre 1994

Observateur : *Georges MASCLE*
Pilote : *Yves POTIER*
Co-pilote : *Serge RICHARD*

RÉSUMÉ

Situation – Plongée effectuée sur l'escarpement Est-Sardaigne, au large du Capo Carbonara, par 39° 03' 80 N, 10° 18' 50 E entre 2475 et 1697 m, durée 7 h 58 mn, durée sur le fond 5 h 12 mn. Le but était d'étudier la structure de la marge SE sarde dans une zone où l'escarpement de direction moyenne N20 constitue un raccord entre l'escarpement de Cornaglia à l'Est de la Sardaigne, orienté N-S et lié à l'ouverture de la mer Tyrrhénienne et celui d'Ichnusa orienté à N 50 et lié à l'ouverture du canal de Sardaigne.

Morphologie – La plongée a été effectuée entre 2475 et 1697 m ; 3,7 km ont été parcourus sur le fond selon une direction moyenne N 310. Cependant l'envasement a conduit à se diriger vers les affleurements rocheux à l'aide du sonar Strasa et à les suivre selon un parcours sinueux N 310 jusqu'à 2400 m de profondeur, puis N 260 jusqu'à 2320 m, ensuite N-S jusqu'à 2170 m, enfin N 300 en moyenne. Le profil topographique réalisé a été projeté suivant la direction N 310.

A partir de 2385 m des affleurements constituent une série de marches séparées par des talus envasés à forte pente. 4 zones d'affleurements sont visibles, entre 2385 et 2270 m (Ech SAR 1-01), entre 2220 et 2150 m (Ech SAR 1-02 et SAR 1-03), entre 2080 et 2000 m (Ech SAR 1-04) et de 1870 m à la fin de la plongée (Ech SAR 1-05, SAR 1-06, SAR 1-07 et SAR 1-08). Dans le détail, ces zones sont elles-mêmes constituées d'une succession de marches hautes de 1, 50 à 12 m, souvent 3 à 4 m, recouvertes de vase au sommet.

Les parois subverticales bordant les falaises sont souvent recouvertes d'un encroûtement plus ou moins épais, constitué d'un entrelac de tubes de serpuliens et de Polypiers ahermatypiques morts, recouverts d'un enduit ferromanganeux.

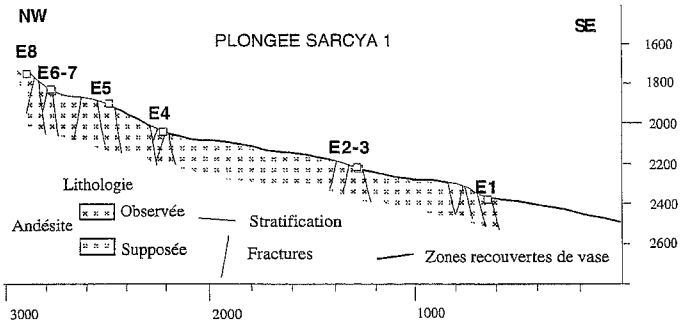


FIG. 17. – Profil de la plongée SAR 1.

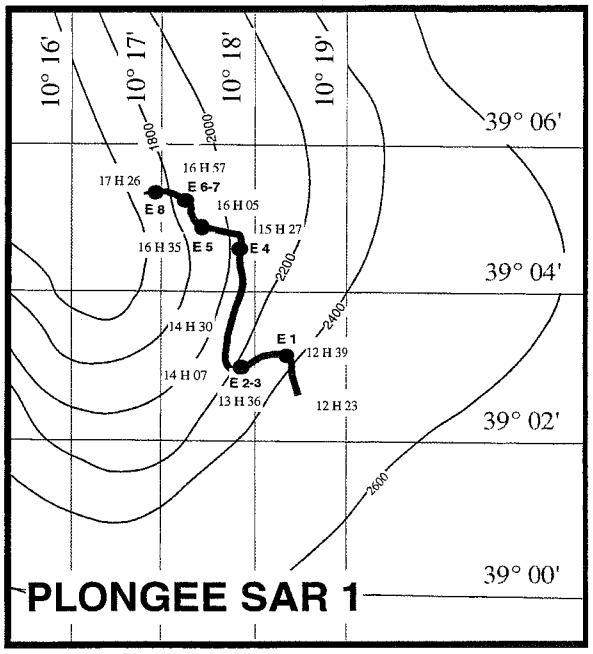


FIG. 18. – Trajet de la plongée SAR 1.

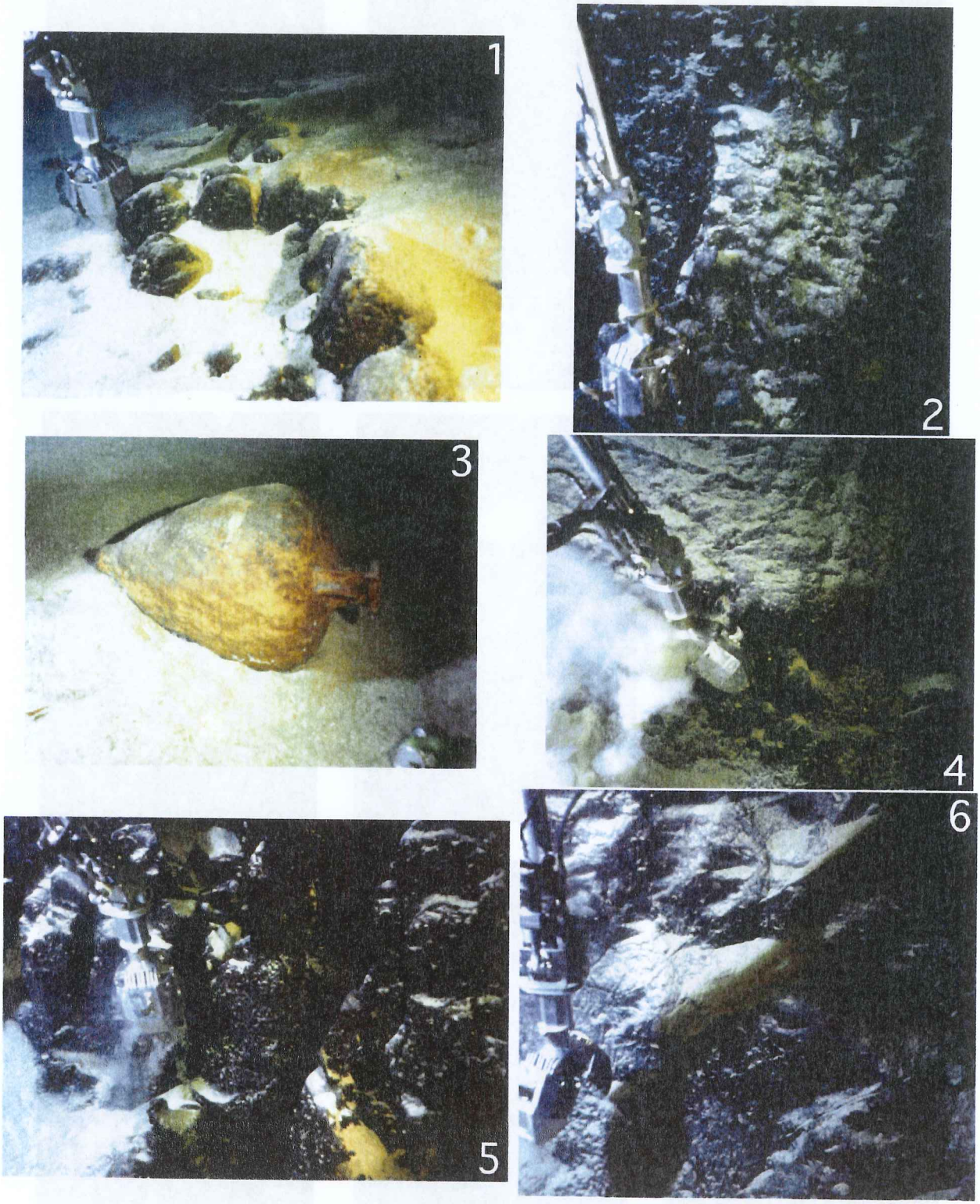


FIG. 19. – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 1.

1 : Volcan de Cornacya, Ech. SAR1/1, 2382 m ; 2: id, Ech. SAR1/2-3, 2209 m ;
3 : Amphore punique, 2157 m ; 4 : Ech. SAR1/5 (andésite à inclusions lamprophyriques), 1887 m ; 5 et 6 : Ech SAR1/6-7, 1924 m.

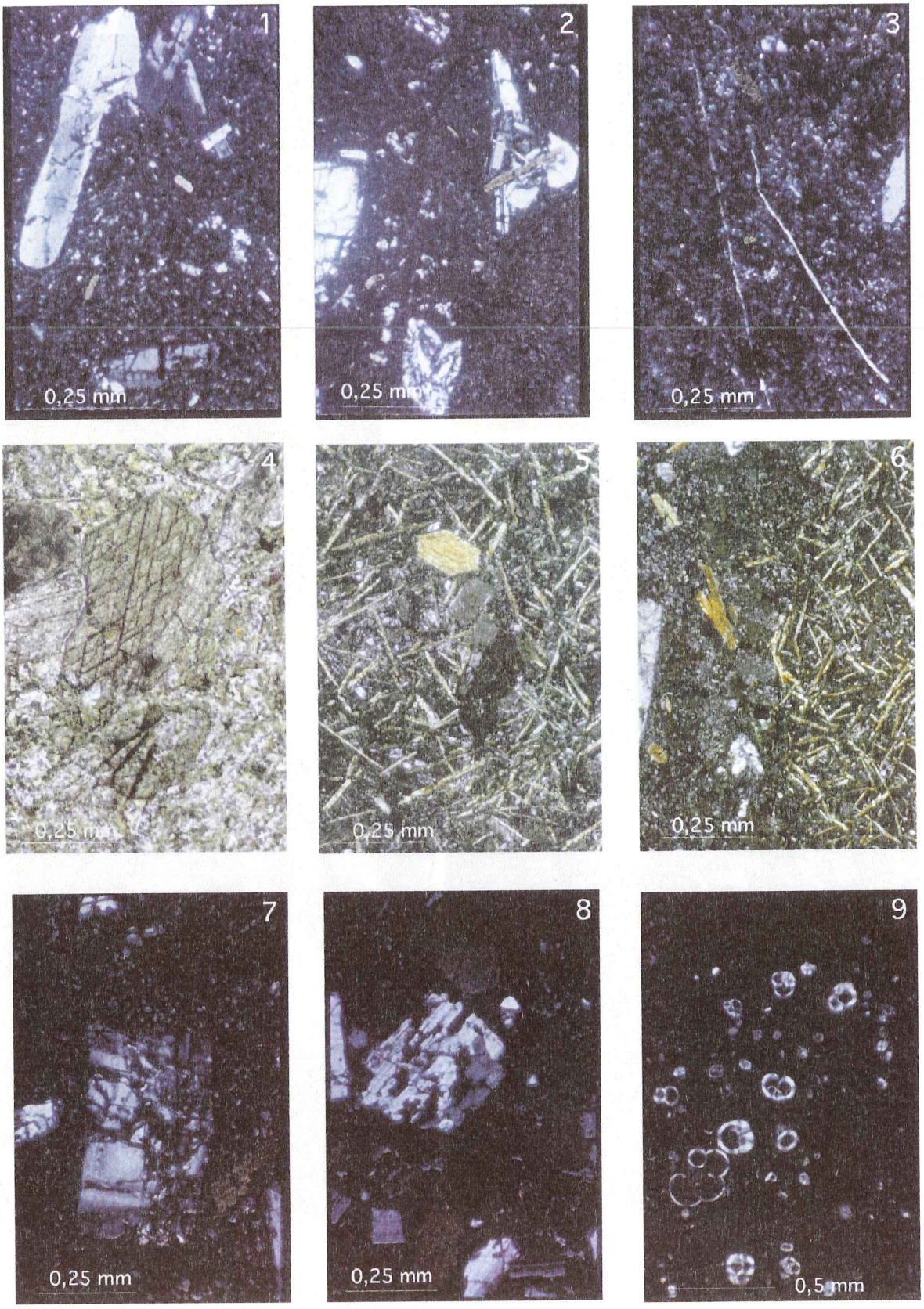


FIG. 20. – Photographies de lames minces des laves de la plongée SAR 1.

1 : Ech SAR 1/1, andésite (LPA) ; 2 : Ech SAR 1/2, andésite (LPA) ; 3 : Ech SAR 1/4, andésite (LPA) ; 4 : Ech SAR 1/5, andésite (LPNA) ; 5 : Ech SAR 1/5, enclave lamproïtique (LPNA) ; 6 : Ech SAR 1/5, contact entre l'andésite et l'enclave lamproïtique (LPNA) ; 7 : Ech SAR 1/6, andésite (LPA) ; 7 : Ech SAR 1/7, andésite (LPA) ; 8 : Ech SAR 1/8, micrite à Globigérines (LPA).

Lithologie – Dans la partie la plus profonde la roche apparaît avec un débit arrondi ou en boule typique des roches éruptives. Dans la partie haute une intense fracturation délimite des arêtes très aigues et effilées. À part les échantillons 3 et 8 qui sont constitués d'encroûtements carbonatés indurés, tout le matériel récupéré, assez difficilement, est constitué de roches éruptives.

SAR 1-01 2381 m Andésite

SAR 1-02 2208 m Andésite

SAR 1-03 2207 m Encroûtement carbonaté

SAR 1-04 2039 m Andésite

SAR 1-05 1839 m Andésite

SAR 1-06 1823 m Andésite

SAR 1-07 1824 m Andésite

SAR 1-08 1707 m Encroûtement carbonaté

SN Vase brun orangé.

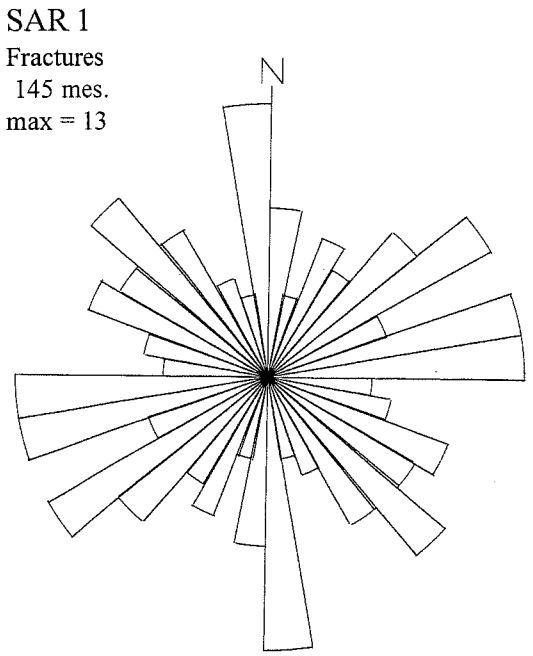


FIG. 21. – Diagramme de la fracturation de la plongée SAR 1.

Structure – La fracturation très intense détermine aussi bien la morphologie générale que celle de détail. 4 groupes de directions sont présents N 170/ N 0, N 20/N 40, N 90/N 120, N 50/N 70. Les trois premiers déterminent le système de falaises avec une dominante N 20/N 40 dans la partie profonde et N 170/N 0 plus haut. La fracturation est très intense dans la partie haute où les deux familles N 50/N 70 et N 90/N 120 forment un système à espacement de 20 à 30 cm à l'origine des arêtes acérées déjà mentionnées.

Les pendages sont généralement forts, vers l'W et plus rarement vers l'E (familles N 170/N 0 et N 20/N 40) ou N et rarement S (familles N 50/N 70 et N 90/N 120). L'abondance des encroûtements n'a pas permis d'observer de stries, sauf peut-être à 1824 m (stries normales). L'ensemble évoque un système de failles normales N-S et/ou N 20/N 40 avec relais E-W à N 120.

Sédimentologie – Outre les marques de courant (cf. ci-dessous) un grand nombre de traces diverses, grattages et bioturbations ont été observées : traces d'un passage de drague, traces rectilignes fines, traces enchevêtrées de pagures, traces de pacage à la sortie de terriers, monticules à profil de volcan, souilles de grandes dimensions (attribuées par le pilote à des poissons s'ébattant sur le fond).

À l'approche des falaises on note une grande abondance de tests de Ptéropodes formant un voile sableux drapant les sédiments et parsemé de nacelles d'Argonautes. Les parois verticales (cf. ci-dessus) sont souvent encroûtées.

Hydrologie – Un courant portant au SSW se manifeste par des rides de courant (ripple marks) de grandes dimensions (2 à 5 cm d'amplitude et 25 à 30 cm de longueur d'onde), l'orientation des poissons sur le fond (*Benthosaurus*), l'évacuation rapide des sédiments soulevés par le submersible (de l'ordre de 10 cm/mn) et des affouillements au pied des falaises. L'eau est très chargée, sa température au fond est très constante à 13, 4 °C.

Biologie – Très peu d'organismes vivants ont été observés : quelques poissons appartenant essentiellement à trois formes (*Benthosaurus*, Macroridé et une forme rappelant les morues), des crevettes (de petite taille et de rares gambas), une petite étoile de mer (*Solaster*), des pagures, des Holothuries nageuses. Les formes fixées sont extrêmement rares : rares Cérianthes sur une amphore, deux éponges pédonculées, quelques polypiers ahermatypiques vivants au dessus de 1750 m.

Archéologie – Deux amphores de type punique à 2211 et 2157 m.

Pollution – Seaux à peinture, fût de 200 l, boîtes de conserves et de boisson (Sprite), vaisselle, sacs poubelles, fragments de charbon, ligne acier avec ses plombs, brique.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
SAR 1-01	2381	39° 03' 67	10° 18' 20	Boule, 10x8x7 cm, jaune vert. Croûte noire mince. Serpules. Andésite à biotite et amphibole, isotrope.
SAR 1-02	2208	39° 03' 67	10° 17' 90	Plaque émoussée, 5x4x2 cm, jaune rougeâtre. croûte mince noire. Polypiers. Andésite à biotite et amphibole, inclusions, isotrope.
SAR 1-03	2207	39° 03' 67	10° 17' 80	Plaque irrégulière, 9x4x3 cm, aspect scoriacé, gris clair, noir en surface. Encroûtement carbonaté.
SAR 1-04	2039	39° 04' 10	10° 17' 90	Plaque, 6x5x4 cm, gris vert, taches claires ; croûte noire un peu scoriacée ; polypier. Andésite à biotite et amphibole.
SAR 1-05	1839	39° 04' 48	10° 17' 40	Boule, 6x5x5 cm, jaune vert ; croûte noire mince. Andésite à biotite et amphibole, isotrope.
SAR 1-06	1823	39° 04' 54	10° 17' 30	Pointe émoussée. 7x5,5x4 cm. Croûte noire mince, jaune verdâtre. Andésite à biotite et amphibole; micas orientés.
SAR 1-07	1824	39° 04' 65	10° 17' 20	Pyramide émoussée ; 11x7x6 cm, jaune verdâtre. Croûte noire mince. Serpules, fracturé. Andésite avec rare sanidine et agrégats de quartz tardif, isotrope.
SAR 1-08	1707	39° 04' 65	10° 17' 00	Plaque scoriacée, gris, croûte noire très perforée, 6x5x3 cm ; encroûtement carbonaté.
SN	1707	39° 04' 65	10° 17' 00	Sédiment vaseux brun orangé.

PÉTROLOGIE

par F. Rolfo, R. Compagnoni et H. Lapierre

SAR 1-01 : Andésite à biotite et amphibole

Texture : faiblement fluidale, définie par l'orientation préférentielle des phénocristaux et le fond microcristallin.

Structure : porphyrique iatale (I.P.≈20)

Phénocristaux :

Plagioclase idiomorphe, zoné de façon normale oscillatoire (coeur ≈ An40, périphérie≈An28), parfois en agrégats glomérophyriques, incluant de la biotite verte, de l'apatite aciculaire et une amphibole verte.

Biotite rouge-brun, fortement pléochroïque, riche en Fe, avec golfes de corrosion et auréole de réaction d'opaques, idiomorphe par rapport au Pl.

Amphibole vert-brun, fortement zonée avec périphérie verte plus colorée, incluant de la biotite.

Accessoires :

Opaques assez gros.

Apatite aciculaire.

Zircons trapus, avec le coeur bourré de micro-inclusions.

Fond : pétrosiliceux microcristallin, avec faible texture de flux, largement altéré en un produit isotrope rougeâtre. Contient de petits plagioclases (An20-30) zonés, avec habitus tabulaire idiomorphe et de fréquentes inclusions fluides. Sont aussi présents : apatite, opaques, rares biotites et amphiboles.

Traitements :

Datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotites —> 12, 6 M.a. (P. Monié)

Géochimie : majeurs, traces, ε Néodyme

SAR 1-02 : Andésite à biotite et amphibole

Vulcanite plutôt altérée, avec substitution progressive du fond et de certains phénocristaux par de la zéolite.

Texture : perlitique, avec fractures soulignées par un produit verdâtre isotrope, pas de texture fluidale.

Structure : porphyrique iatale (I.P.≈10).

Phénocristaux :

Plagioclase idiomorphe, faiblement zoné de façon oscillatoire avec composition d'oligoclase (n < nB, ang. est. T X = 6-7°), remplacé par des zéolites le long des clivages, incluant de la biotite et de l'amphibole. Plagioclases avec bordure d'un autre feldspath : réaction d'orthose, caractère shoshonitique.

Biotite vert-brun, avec habitus lamellaire corrodé, contenant des inclusions de verre non altéré.

Amphibole brun-vert, instable avec habitus fortement corrodé et remplacée progressivement par de la zéolite.

Accessoires :

Apatite

Zircons

Globules amorphes, bruns, à fort relief, parfois inclus dans la Bt et entourés par une couronne plus claire ; ils sont parfois associés à des zircons (produits d'altération ?, allanite?, spinelle ?)

Fond : vitreux (partie corticale de coulée de type SAR1-01?), à structure perlitique, en partie remplacée par des agrégats fibro-radiés de zéolite (extinction directe, s=0.005, 1+ n < < nB : mordenite ? chabasite ?) ; texture soit de trempe soit de dévitrification : petits sphérolites plus ou moins fibreux qui sont des smectites magnésiennes (polarisent dans des teintes vives) + quelques petits microlites : biotite, F, plagioclases maclés albite-carlsbad (oligoclase-andésine), hornblende brune, reliques de clinopyroxènes.

Observations : la zéolite tend progressivement à remplacer aussi les phénocristaux, et en particulier le plagioclase le long des clivages, ainsi que l'amphibole, sur laquelle la substitution est particulièrement poussée. Dans les deux cas la zéolite montre les mêmes caractères optiques.

SAR 1-03 : Micrite à Globigérinidés, Gastéropodes à test mince, Ostracodes.

SAR 1-04 : Andésite à biotite et amphibole

Texture : faiblement fluidale, définie par l'orientation préférentielle des phénocristaux.

Structure : porphyrique iatale (I.P. ≈20-25)

Phénocristaux :

Plagioclase (An 15) idiomorphe, avec habitus tabulaire, parfois fracturé, formant de petits agrégats glomérophyriques. Est faiblement zoné avec zonation en taches, ou de type oscillatoire ; quelques phénocristaux montrent une zonation plus marquée, de type normal, avec le coeur calcique remplacé par une zéolite.

Biotite pléochroïque brun foncé. Habitus lamellaire avec fréquents golfes de corrosion. Lorsqu'elle est incluse dans le plagioclase, elle développe un habitus squelettique.

Amphibole vert-brun, assez rare, en individus squelettiques à cause d'une quasi totale substitution par la zéolite.

Accessoires :

Zircons

Globules analogues à ceux observés dans SAR 1-02, mais moins abondants, parfois inclus dans le plagioclase.

Fond : vitreux à l'origine mais maintenant transformé en un produit brunâtre à basse biréfringence et en agrégats fibro-radiés de zéolite qui croissent aussi dans les vacuoles et aux dépens des phénocristaux (caractères optiques identiques à ceux de la zéolite des autres échantillons)

Observations :

Présence de xénolite (ou d'une portion de cumulat) avec phénocristaux de Pl, Bt et Anf, et fond vitrophyrique zéolitisé avec Pl tabulaire et rare Bt ; ici manque le produit brunâtre présent dans le reste de la roche.

Également présence de fragments lithiques.

L'échantillon est entouré par une croûte de calcite spathique concrétionnée, dont les divers stades de croissance sont séparés par de minces lits d'oxydes de Fe-Mn.

On note enfin des bioturbations avec des cavités remplies en partie par de la vase micritique et en partie par de la calcite spathique.

Enclave :

texture intersertale, très riche (≈ 90%) en lattes de plagioclase ; biotite rare ; rares amphiboles infra millimétriques ; fond avec smectites.

SAR 1-05 : Fenoandésite à biotite et amphibole

Texture : fortement fluidale, tant pour le fond que pour l'orientation des phénocristaux.

Structure : mesoporphyrique seriata (I.P. ≈40), avec légère tendance gloméroporphyrique pour ce qui concerne le plagioclase.

Phénocristaux :

Plagioclase relativement abondant, en cristaux idiomorphes à ipidiomorphes, parfois fracturés. Zonation normale bien marquée (coeur≈An48, périphérie ≈An 28 avec le coeur parfois remplacé par des agrégats fibreux radiés de zéolite), incluant de rares Anf±Bt.

Biotite brun-verdâtre, très colorée, avec fréquents golfes de corrosion, parfois entourée par des produits rougeâtres limoniteux, incluant des opaques arrondis.

Amphibole vert-brun moins colorée au coeur, idiomorphe, parfois corrodée ; incluant de la biotite et formant de petits agrégats de 2-4 individus. Conserve des reliques de pyroxène incolore.

Accessoires : Apatite dans le fond, Zircon

Fond : microcristallin, réduit à un fin agrégat vitrophyrique de couleur brunâtre. Fréquentes petites vacuoles remplies par de la zéolite fibro-radiée.

Observations : la roche est traversée par une série de fractures, le long desquelles le fond de la roche prend une couleur brunâtre plus intense. Est présent un petit xenolite avec structure hyperporphyrique (I.P.≈70) à Pl et Anf verte, immergé dans une masse de fond vitreuse brune.

Enclaves ramonées à faciès lamprophyrique

- phénocristaux d'amphibole fraîches (hornblende), brun-vert, très légèrement pléochroïque, contenant localement des enclaves de plagioclases déstabilisés et des inclusions de mésostase vitreuse (géométrie ou vide au coeur)

Sample N°	SAR1.3		SAR1.5A		SAR1.5B		SAR1.06		SAR1.7	
Rock Type										
SiO2	60.29	63.03*	41.86	49.77*	30.08	39.03*	39.34	49.48*	38.71	47.94*
TiO2	0.31	0.32	0.41	0.48	0.64	0.83	0.3	0.38	0.27	0.33
Al2O3	17.94	18.75	18.57	22.08	17.62	22.86	17.91	22.52	16.83	20.84
Fe2O3	2.17	2.26	6.75	8.02	7.93	10.29	2.31	2.9	2.85	3.52
MgO	1.09	1.13	7.13	8.47	12.43	16.13	10.15	12.77	9.16	11.34
MnO			0.04	0.04	0.06	0.08			0.02	0.02
CaO	2.57	2.68	1.84	2.18	3.07	3.98	0.98	1.23	4.16	5.15
Na2O	5.48	5.72	3.94	4.68	2.38	3.09	4.08	5.13	4.09	5.06
K2O	5.66	5.91	3.35	3.98	2.46	3.19	4.32	5.43	4.5	5.57
P2O5	0.13	0.14	0.27	0.32	0.39	0.51	0.11	0.14	0.15	0.18
LOI	3.47		15.51		22.61		20.24		18.95	
Total	99.12	99.94	99.67	100.02	99.67	99.99	99.74	99.98	99.69	99.96
Cr	nd		12.32		5.34		1.11		0.8	
Ni	12.17		233.11		130.16		66.6		49.67	
V	8.5		57.56		112.5		13.61		14.86	
Sc	20.24		6.35		10.12		2.29		2.48	
Y	7.47		10.14		19.19		11.42		14.92	
Ba	412.44		815.9		825.14		554.24		536.94	
Rb	100.11		63.62		132.09		188.77		204.66	
Sr	155.96		435.07		811.01		155.96		238.94	
Nb	13.36		18.93		10		19.4		17.7	
Ta	1.08		1.73		0.66		1.51		1.42	
Zr	127.4		240.54		149.64		237.57		225.61	
Hf	3.88		7.83		4.6		6.47		6.23	
U	3.48		1.32		1.68		7.79		8.19	
Th	17.98		37.17		21.85		24.8		29.77	
Pb	27.23		51.17		45.61		31.06		27.32	
La	35.19		55.31		54.08		40.9		47.21	
Ce	59.78		122.74		109.08		92.49		96.57	
Pr	6.08		10.67		12.5		7.69		8.81	
Nd	19.73		36.24		46.5		26.07		29.38	
Sm	2.79		5.2		7.48		3.84		4.43	
Eu	0.56		1.4		1.57		0.65		0.81	
Gd	2		3.74		5.69		2.67		3.52	
Tb	0.26		0.44		0.7		0.38		0.53	
Dy	1.56		2.37		3.67		2.36		2.87	
Ho	0.31		0.41		0.7		0.47		0.58	
Er	0.88		1.13		1.96		1.37		1.83	
Tm	0.12		0.15		0.29		0.21		0.29	
Yb	0.76		1.07		1.9		1.36		1.82	
Lu	0.13		0.15		0.31		0.18		0.29	
143Nd/144Nd	0.512080 ± 6		0.512547±6		0.512650 ± 5		0.512514±6		0.512063 ± 6	
(143Nd/144Nd)i	0.51207		0.5124		0.51264		0.51251		0.51206	
eNd(T=12 Ma)	-10.71		-1.60		+0.39		-2.25		-11.05	
87Sr/86Sr					0.704733 ± 18					

FIG. 22. – Résultats d'analyses chimiques des laves de la plongée SAR 1.

- phénocristaux de biotite à structure «quenching» plus petits que les phénocristaux d'amphiboles
- fond : entrelacs de petites lames de biotite et de petites baguettes d'amphiboles, quelques plagioclases frais, un peu de verre avec oxydes xénomorphes, zéolithes.
- localement on peut voir des restes de cristaux qui sont peut-être de l'olivine entièrement transformée en smectite

Traitements :

Géochimie : majeurs, traces, (1.5 A et 1.5 B), ε Néodyme

Microsonde

SAR 1-06 : Andésite à biotite et amphibole

Texture : faiblement fluidale, mise en évidence par l'orientation préférentielle des phénocristaux de mica.

Structure : porphyrique iatale (I.P.≈25), avec petits xénolites à structure glomérophyrique des mêmes phases.

Phénocristaux (constituent 30% de la lame) :

Plagioclase idiomorphe (oligoclase) avec faible zonation oscillatoire ou normale, parfois altéré en zéolite fibro-radiée.

Biotite brune, avec fréquents golfes de corrosion et auréole opaque, contenant des opaques arrondis.

Amphibole vert-brun, squelettique.

Sanidine parallèle-symétrique (un seul individu).

Fond : dévitrifié en un produit brunâtre à faible biréfringence. Contient des opaques oxydés et de l'apatite aciculaire.

Observations :

Xénolites à structure de cumulats, contenant une plus grande quantité de plagioclases que le reste de la roche, avec hornblende verte et biotite, et un fond quasi complètement remplacé par la zéolite.

La roche est recouverte par une mince croûte d'oxydes de Fe-Mn, à son tour recouverte de biomicrite traversée par des bioturbations remplies par de la vase micritique à grain encore plus fin.

Traitements :

Géochimie : traces, Néodyme

SAR 1-07 : Andésite avec rare sanidine et agrégats de quartz tardif

Texture : sans texture fluidale évidente.

Structure : porphyrique iatale (I.P. ≈20), avec fond vitreux.

Phénocristaux (moins de 20%) :

Plagioclase à habitus idiomorphe à rugueux, fortement zoné de façon normale oscillatoire avec coeur oligoclasique et bord albitique. Contient de l'amphibole et, parfois, forme des agrégats avec la rare biotite ou en enclaves dans de grosses biotites.

Biotite brun-vert, avec fréquentes auréoles opaques.

Sanidine (2Va≈0) rare, en petits cristaux idiomorphe qui contiennent de la biotite.

Quartz en petits cristaux avec extrémités idiomorphes qui semblent tapisser des cavités (recristallisation en opale d'altération ?).

Horblende brune, fortement zonée, moins abondante que la biotite, parfois décolorée (non altérée)

Amphibole verte, avec le coeur peu coloré et habitus prismatique quasi aciculaire.

Accessoires :

Apatite

Zircons

Fond : dévitrifié (transformé en produits microcristallins dont smectite), remplacé par des agrégats de zéolite avec structure fibro-radiée, un matériau brun et des opaques.

Observations : la roche est incrustée par une très mince patine d'oxydes de Fe-Mn, et par des serpules remplies par une biomicrite à foraminifères.

Traitements :

Géochimie : majeurs, traces, ε Néodyme

SAR 1-08 : Biomicrite

Biomicrite carbonatée à microforaminifères (Alveolinidés...) remplacés par de la calcite spathique et remplis avec la même micrite que celle de la - matrice.

Bioturbations (galeries) remplies par de la biomicrite et incrustées par des dendrites de Mn. Radioles d'échinodermes ? Phosphates en agrégats arrondis de couleur brunâtre

Petits et rares clastes de : Plagioclase, rugueux et zoné, Biotite, Mica clair en minces lamelles, Feldspath potassique, Quartz rugueux, Amphibole ? contenant du rutile ?

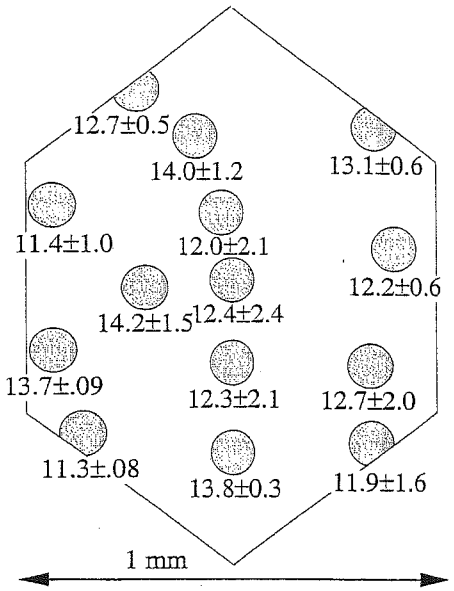
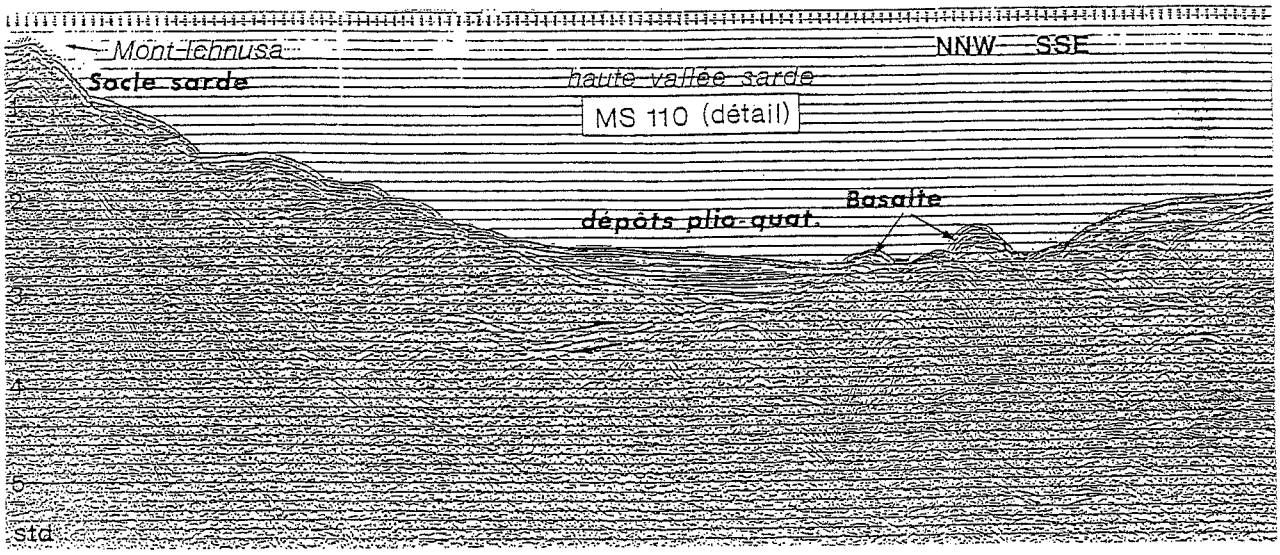


FIG. 23. – Exemple de minéral daté par la méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$. (éch. SAR 1-01).

Escarpement d'Ichnusa

Le massif d'Ichnusa forme un horst situé dans le prolongement sud du Sarrabus. Au Nord il montre 3 escarpements successifs caractérisant une structure en blocs basculés ; au Sud ces 3 escarpements se confondent en un seul. 3 plongées, SAR 4, SAR 6 et STC 10, ont été consacrées à ce domaine qui souffre d'un fort envasement.



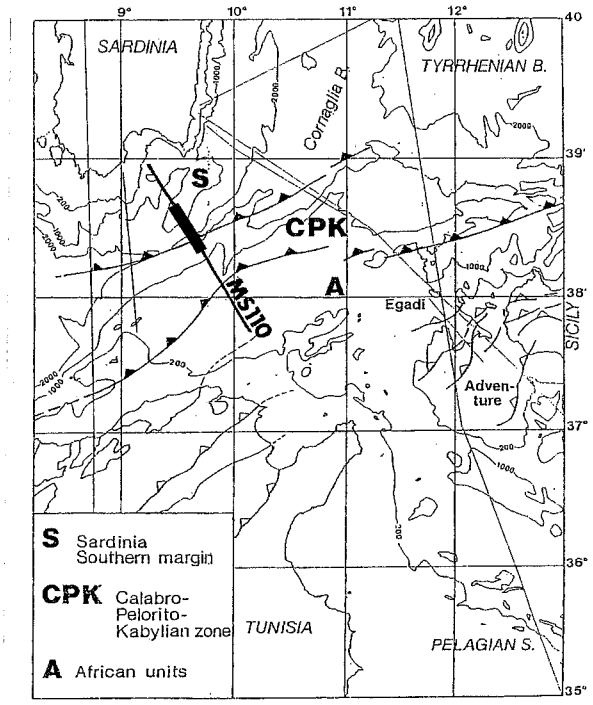
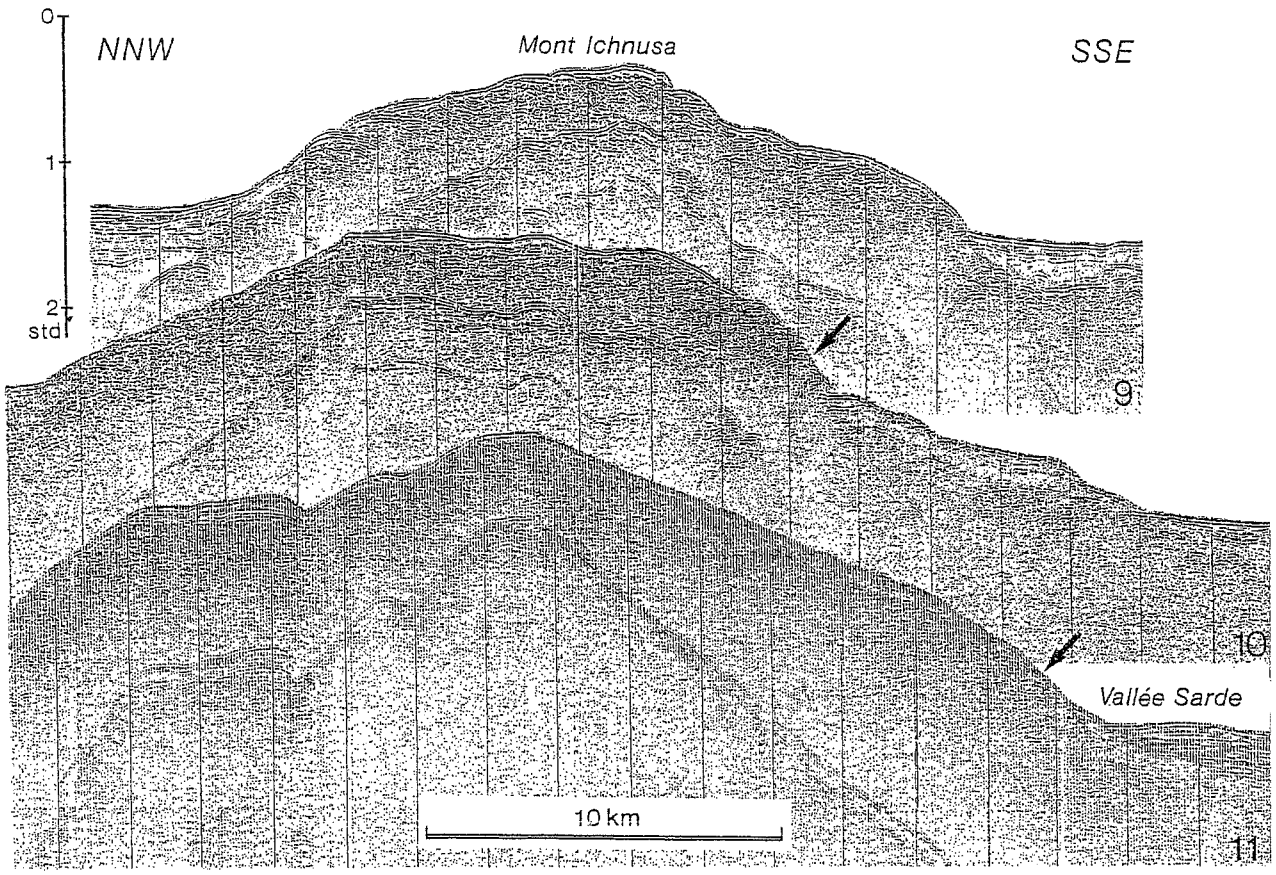


FIG. 24. – Section sismique à travers la vallée Sarde.

(Sismique réflexion multitrace, profil MS 110, profil multitrace enregistré au début des années 1980 et retraité à l'OGS Trieste).
La trace en surface de l'ancien chevauchement des unités sardes sur les unités CPK est masquée par les sédiments et basaltes récents de la vallée Sarde.



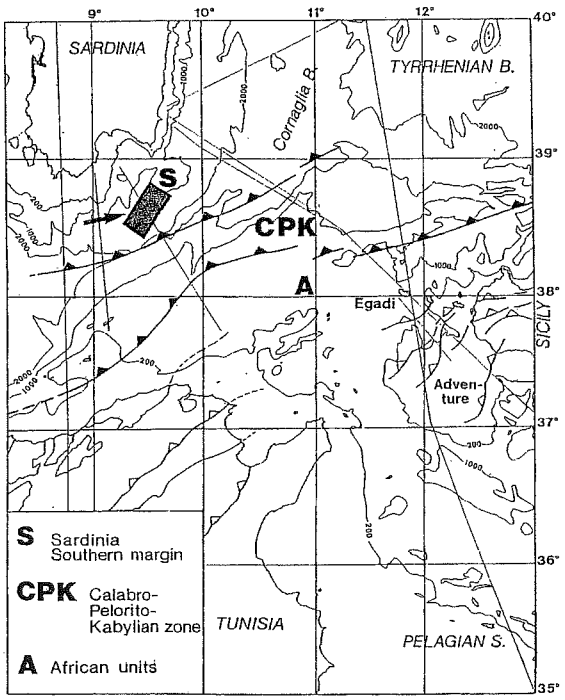


FIG. 25. – Sections sismiques sériées sur le mont Ichnusa.

(Sismique réflexion monotrace, Sparker, campagne MATS 87, Bannock, CNR italien).

Ce horst complexe orienté NE-SW est essentiellement constitué de socle paléozoïque reconnu par dragage. Les flèches indiquent les escarpements sans sédiments récents.

Plongée SARCYA 4

20 septembre 1994

Observateur : *Luigi TORELLI*
Pilote : *Jean Jacques KAIOUN*
Co-pilote : *Yves HOUARD*

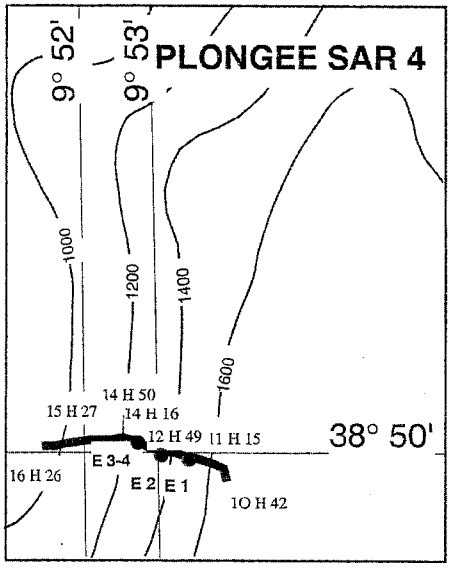


FIG. 27. – Trajet de la plongée SAR 4.

RÉSUMÉ

Situation, Morphologie – La plongée PL04 a été effectuée sur la bordure nord-orientale de la Dorsale d'Ichnusa selon un trajet de 5, 1 km débutant au point 38° 50 N, 9° 52 E à la profondeur de -1626 m et finissant à -956 m ; durée 7 h 50 mn ; durée sur le fond 5 h 40 mn. Le parcours a été effectué en direction ESE-WNW mis à part quelques courtes déviations en direction N-S tant au début qu'au milieu ou à la fin du profil, ceci en raison de la variation des caractères morphologiques principaux de la pente.

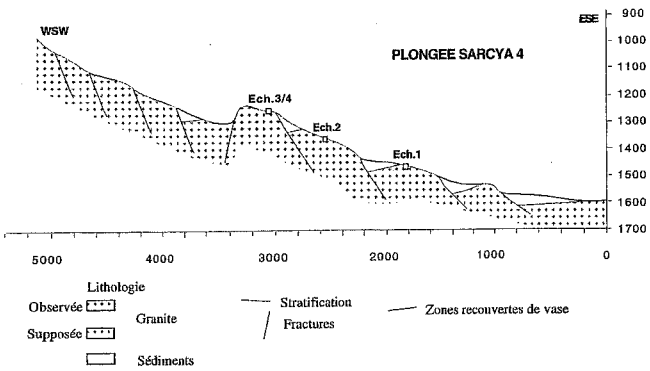


FIG. 26. – Profil de la plongée SAR 4.

La coupe relevée est très généralement recouverte, surtout dans sa partie inférieure, d'une couverture de vase ou de croûtes carbonatées ou encore d'une mince patine manganésifère noirâtre qui ont interdit l'échantillonnage systématique du substratum essentiellement constitué de granitoides. En outre un incident survenu au bras mécanique a empêché de réaliser un échantillonnage régulier à partir de -1252 m, alors que cette partie de la coupe présentait des conditions a priori plus favorables.

Lithologie – La partie inférieure, entre -1601 et 1462 m, montre un faciès sedimentaire essentiellement vaseux, caractérisé par des pélites gris blanchâtre fortement bioturbées par des organismes benthiques. De rares marques de courant (rides) bien continues, de dimension centimétrique, sont visibles a partir de -1500 m.

La zone intermédiaire, entre -1462 et -1300 m, est caractérisée par des affleurements dispersés de granitoides massifs qui émergent de dessous un tapis très irrégulier de sédiments et de croûtes carbonatées. Ils sont recouverts d'une patine manganésifère noirâtre sur laquelle s'est implantée une faune benthique assez peu diversifiée (Coraux ahermatypiques, Hydrozoaires, Serpules).

Les échantillons SAR 4-1 (-1462 m), SAR 4-2 (-1358 m) et SAR 4-3 (-1258 m) sont constitués par des encroûtements carbonatés fossilifères (biomicrite) très compacts, de couleur brun jaunâtre, recouverts par une épaisseur millimétrique de patine manganésifère.

L'échantillon SAR 4-4 (-1258 m) est constitué de pélites laminées, légèrement indurées, de couleur blanc jaunâtre, recouvertes d'un voile de patine manganésifère.

La partie supérieure, entre -1250 e -988 m, est caractérisée par la présence d'affleurements de granitoïdes, formant des parois décamétriques plus ou moins verticales. Les affleurements de granitoïdes se succèdent, séparés par de légères dépressions à contre pente, remplies de sédiments carbonatés fins. Les granitoïdes sont recouverts d'une légère patine manganésifère noirâtre et localement de croûtes carbonatées très irrégulières.

Structures tectoniques – À l'exception de la partie inférieure, caractérisée par un pendage d'environ 7 à 15° en direction N140, l'orientation des structures est très régulière, concentrée autour des directions comprises entre N30 et N50.

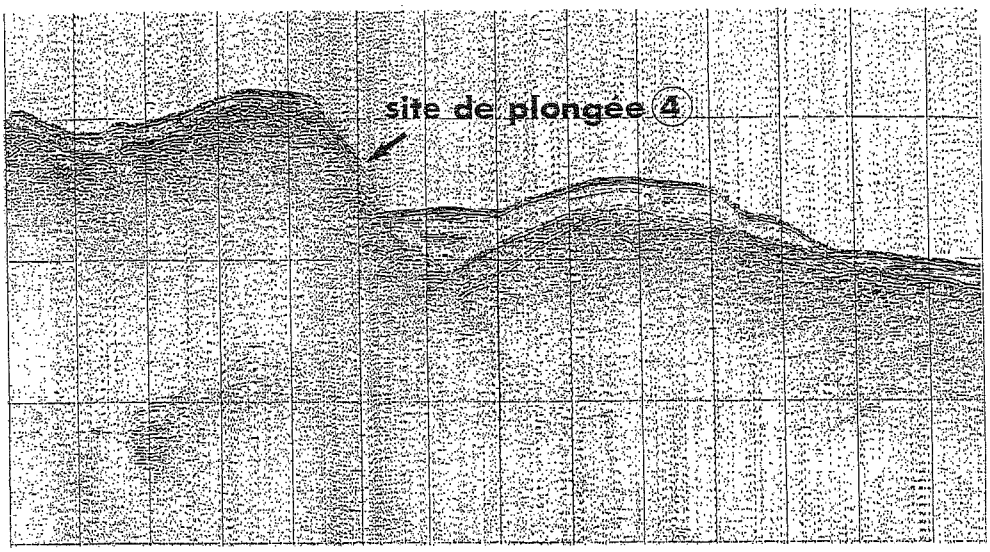


FIG. 28 – Inversion récente au pied du Mont Ichnusa au niveau de la plongée SAR 4.
(Sismique réflexion monotrace, Sparker, campagne MATS 87, Bannock, CNR italien). [d'après Tricart, Torelli *et al.* 1991].

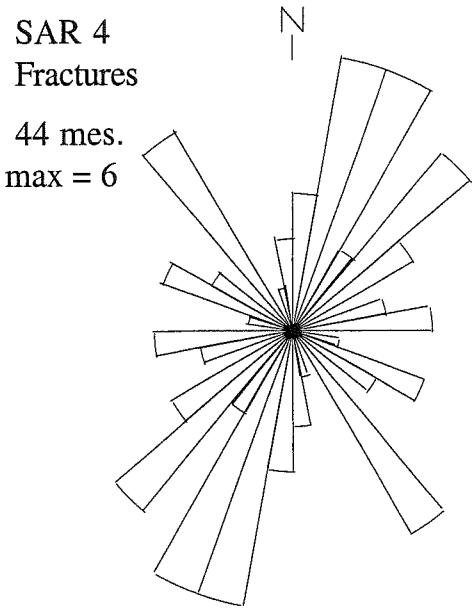


FIG. 29. – Diagrammes de la fracturation de la plongée SAR 4.

Dans la partie médiane on observe principalement des falaises à forte pente (souvent verticales) et des pendages vers le SE, avec une bonne continuité latérale. Cependant il existe aussi des versants en pente douce vers le NW, couverts de sédiments vaseux. Au niveau de certains canyons très prononcés, s'observent des falaises de direction variant entre N 160 et N 180.

Dans la partie supérieure apparaissent des surfaces de failles subverticales très nettes dont la direction varie de N20 à N50 ; on y observe des stries généralement verticales, plus rarement obliques, et des joints conjugués.

En conclusion ce profil paraît intéressé par une importante tectonique en extension, caractérisée par des failles normales dont le pendage augmente de l'ESE vers l' WNW.

Remarques Hydrologiques – La zone paraît être le siège d'un courant de faible vitesse ; en se fondant sur la géométrie des rides, il semble aller du SW vers le NE en direction du bassin Tyrrhénien.

Remarque – Problèmes avec le gyroscope décalé de 30°.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
SAR 4-01	1459	38° 50'	9° 52' 70	Forme d'éponge ; 5x4x3 cm ; aspect scoriacé. Croûte carbonatée très perforée, habitée par des Cirripèdes. Enduit ferromanganésifère fin.
SAR 4-02	1358	38° 50'	9° 52' 64	Cylindre scoriacé ; 7x6x5 cm ; enduit FeMn noir ; très perforé. Croûte carbonatée de couleur beige-clair. Remplissage d'une ancienne éponge ?. Serpuliens.
SAR 4-03	1258	38° 50' 10	9° 52' 49	Cylindre scoriacé ; 11x8x7 cm ; enduit FeMn noir ; très perforé. Croûte carbonatée. Remplissage d'éponge ?
SAR 4-04	1258	38° 50' 10	9° 52' 49	Plaque à bords émoussés ; 7x6x2 cm ; gris-beige à jaunâtre ; tendre ; rempli de Globigérinidés : faciès Trubi.

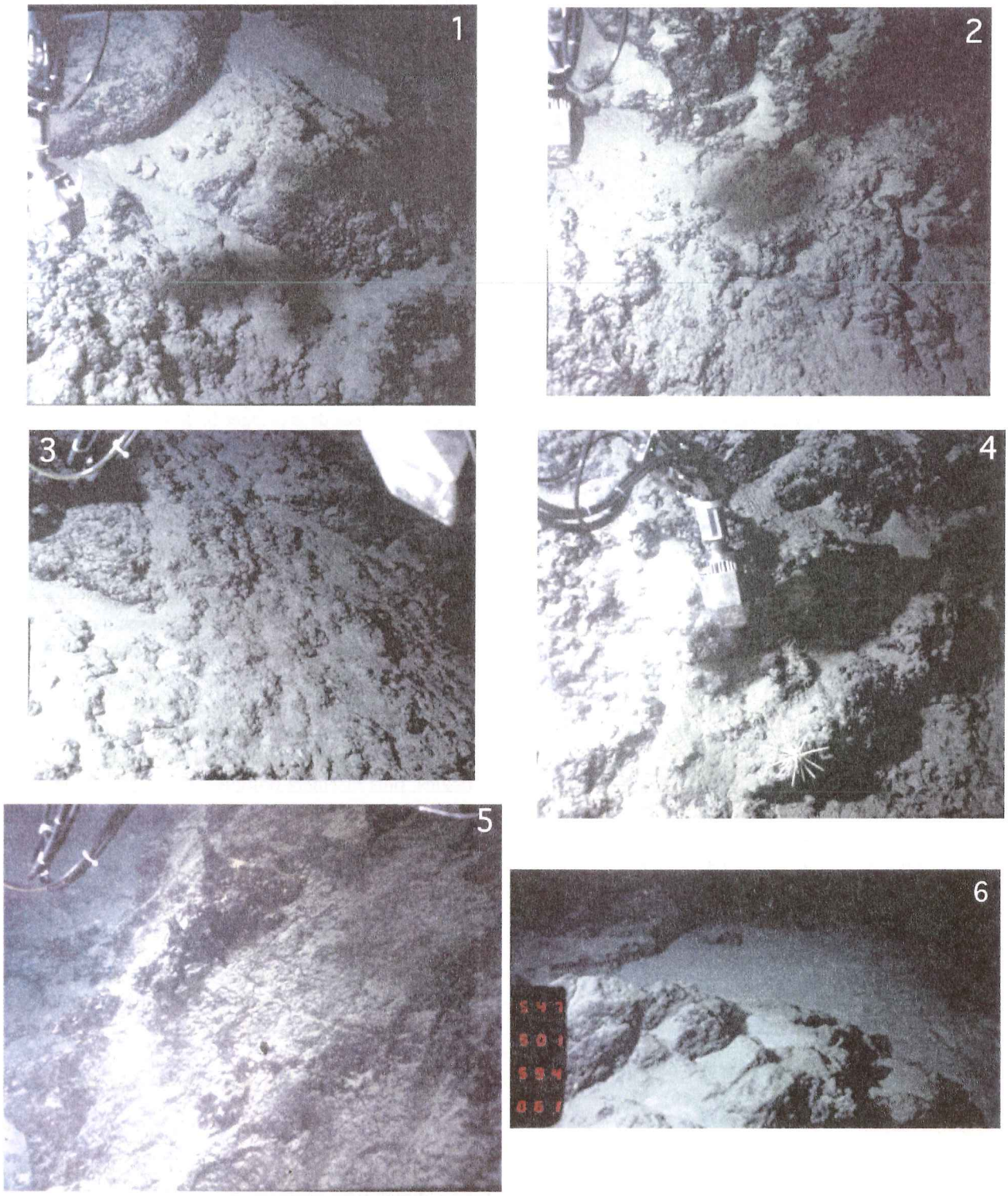
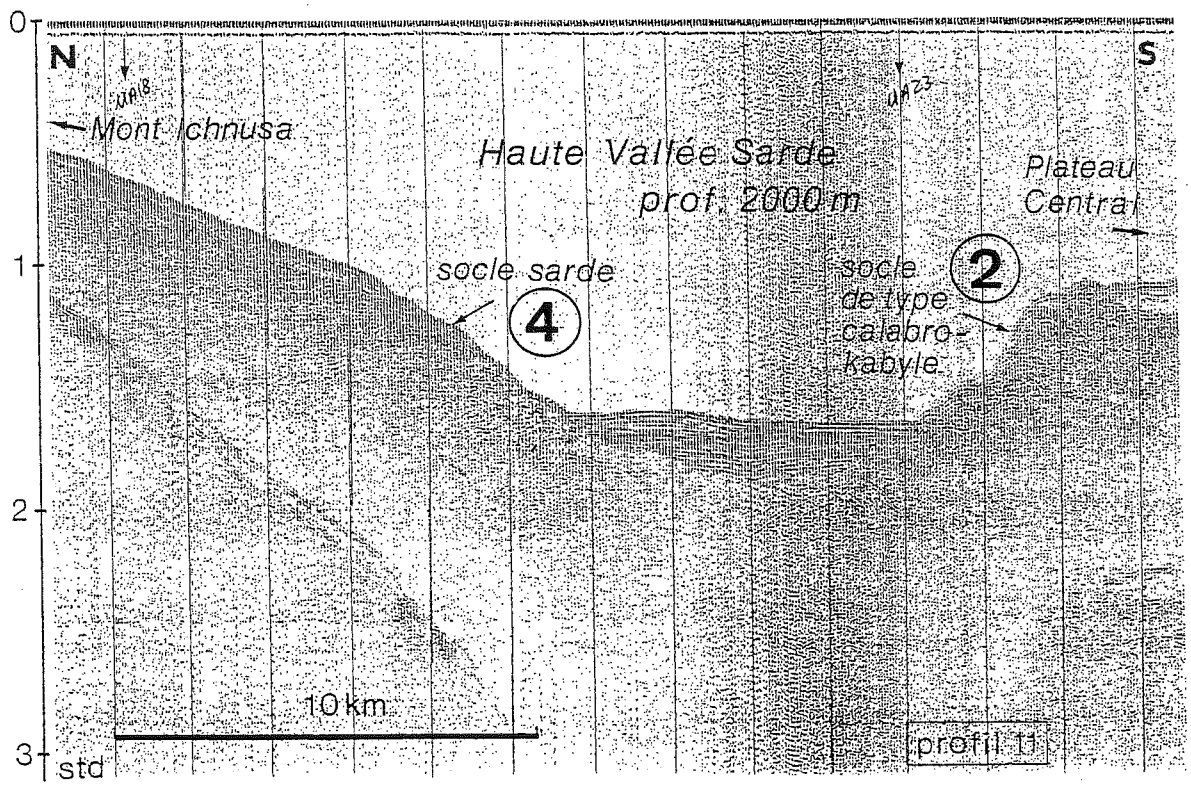


FIG. 30. – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 4.

1 : Granitoïdes massifs encroûtés, 1358 m ; 2 : id. 1357 m ; 3 : id 1297 m ; 4 : id 1294 m ; 5 : Faille normale, 1151 m ; 6 : Granitoïdes massifs fracturés, plateau sommital de l'Ichnusa, 1061 m.



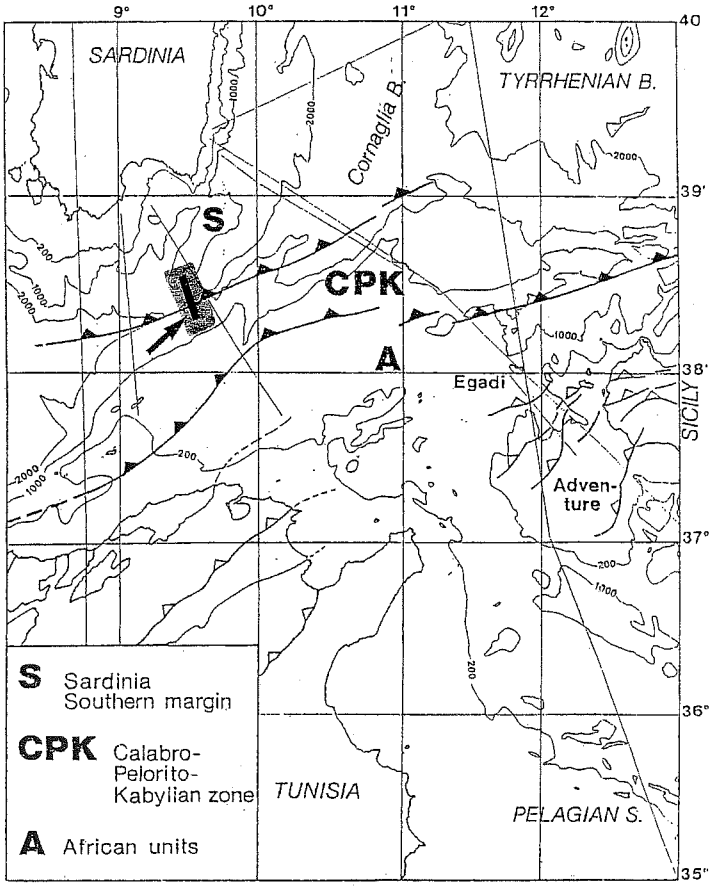


FIG. 31. – La haute vallée Sarde, partie la plus étroite du Canal de Sardaigne.

(Sismique réflexion monotrace, Sparker, campagne MATS 87, Bannock, CNR italien).

Les socles paléozoïques sarde et CPK, reconnus par dragage, se font face. Les flèches indiquent les escarpements sans sédiments récents : 4 : socle sarde du mont Ichnusa (plongée SAR 6), 2 : socle CPK de l'éperon de Teulada (plongée SAR 5).

Plongée SARCYA 6

22 septembre 1994

Observateur : *Jean MASCLE*
Pilote : *Jean Jacques KAIOUN*
Co-pilote : *Yves HOUARD*

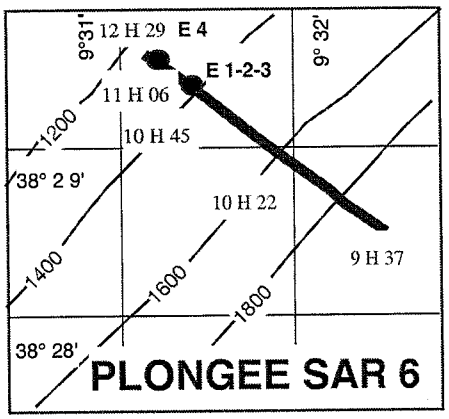


FIG. 33. – Trajet de la plongée SAR 6.

RÉSUMÉ

Situation – La plongée a été effectuée sur la pente sud-orientale du môle dit d'Ichnusa (à environ 50 Nautiques dans le SE de Cagliari) ; ce môle ferme vers le SE le bassin sédimentaire de Carbonara et domine le canal dit de Sardaigne (environ 2000 m de profondeur). La plongée se situe par 38°29 N et 09°31 E en moyenne et s'est effectuée entre 1955 et 1240 m le long d'une pente vraisemblablement d'origine structurale (failles normales) de direction N 20, durée 5 h 54 mn, durée sur le fond 3 h 28 mn.

Morphologie – La pente explorée est très régulière, d'abord de quelques degrés à la base puis de 10° en moyenne, sans palier morphologique notable, sauf vers 1500 m et à nouveau en fin de plongée (pente inférieure à 5°) ; aucune paroi rocheuse n'a été observée ni détectée par sonar durant les 3, 5 km parcourus sur le fond.

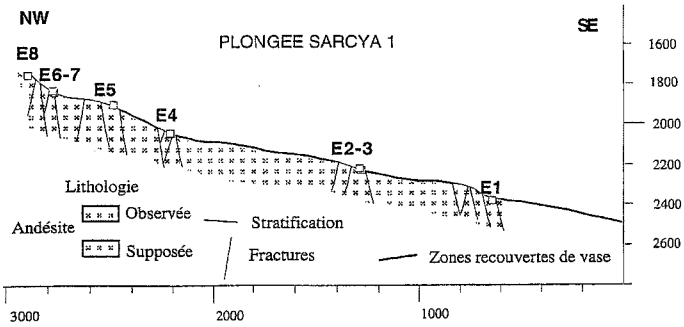


FIG. 32. – Profil de la plongée SAR 6.

Lithologie – Le seul affleurement observé, par 1395 m de profondeur, se présente sous la forme d'un amas de blocs plus ou moins arrondis ; les trois prélèvements effectués indiquent une assez grande variété, en faveur soit d'un éboulis de pente soit plutôt d'un conglomérat à éléments de taille variant de quelques m à quelques cm ; SAR 6-1 correspond à un conglomérat constitué de galets de siltite beige dans une matrice de croûte carbonatée ; SAR 6-2 est une microbrèche calcaire silicifiée ; SAR 6-3 est un grès vert jaunâtre à quartz roulés hétérométriques.

Structure – Aucune structure géologique digne de ce nom n'a été observée ; un pendage possible a été décelé d'après video ; il indiquerait un basculement de 10° vers le NNW ; quelques faces planes orientées au N100 pourraient souligner une fracturation.

Sédimentologie – Ce chapitre constitue l'essentiel des observations possibles ; en base de plongée jusqu'aux environs de 1750 m, s'observe une vase de couleur beige jaunâtre à nombreux Ptéropodes, fortement bioturbée et avec de nombreuses traces biologiques ; à partir de - 1750 m et jusqu'aux environs de 1350 m la même vase, assez compacte, est façonnée par de gros ripple marks et autres traçes de courant profond ; ces ripple marks, surtout visibles sur les flancs de grosses dunes plus ou moins anastomosées, sont de longueur d'onde métrique et ont une élévation de l'ordre de la dizaine de cm, peut être plus. Enfin on notera que les sommets des dunes constituent des lieux d'accummulation préférentielle pour des fragments de croûtes calcaires à patine noire et d'aspect scoriaçé ; des encroûtements en dalles caractérisent plutôt les pentes fortes ; des franges d'encroûtements très découpés se disposent à la périphérie des chaos rocheux de l'affleurement.

Hydrologie – La pente observée est balayée par un courant général vraisemblablement dirigé vers le NNE (flux d'eaux profondes du bassin algéro-provençal vers la mer Tyrrhénienne). La présence de dunes sédimentaires, de ripple marks, celle de poissons du genre *Benthosaurus* posés sur le fond dans le sens du courant, ainsi que le déplaçement des nuages de sédiments lors des manoeuvres de la Cyana, attestent d'une certaine vigueur du courant, peut être plus actif entre 1750 et 1350 m (présence des ripple marks).

Biologie – D'une manière générale très peu d'organismes vivants ont été observés sur le fond ou à sa proximité immédiate par contraste avec l'activité biologique apparement très importante qui semble caractériser la vase. Par ordre d'importance décroissante ont été observés des poissons du genre *Benthosaurus* (quelques dizaines), des poissons évoquant des anguilles et des aiguilles (quelques unités), des petites crevettes roses, deux ou trois assez gros poissons, quelques galathées, une étoile de mer ; la pluie planctonique n'est pas apparue particulièrement abondante ; enfin quelques coraux vivants, de couleur blanche, ont été observés sur certaines des faces des blocs de l'affleurement.

Pollution – Il s'agit là aussi de l'un des points importants des observations ; les débris d'origine humaine observés sont soit métalliques soit plastiques ; une bonne dizaine de bidons de peinture et de boites en fer, vingt cinq à trente boites en aluminium (cans), diverses bouteilles, deux assiettes, constituent les déchets durs avec un gros fût d'huile ; une dizaine de sacs plastiques et un morceau de bande magnétique représentent les débris mous ; un calcul approximatif du nombre de déchets métalliques indique une valeur de 10 à 12 par hectare (en se fondant sur une bande observée d'une largeur voisine de 10 m sur une distance parcourue de 3, 5 km).

Échantillons

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
SAR 6-01	1393	38° 29' 49	9° 31' 28	Bloc : 12x15x25 cm. Patine FeMn seulement locale. Serpulidés vivants. Conglomérat à ciment de calcaire beige (croûte) à coraux ahermatypiques, éponges. Eléments : un galet (10x12x18 cm) à cassure beige de silt à ciment carbonaté, sans laminations ; un galet plat (2x4x7 cm) de calcaire silteux plus fin, beige.
SAR 6-02	1393	38° 29' 49	9° 31' 28	Bloc tétraédrique : 5x7x12 cm. Film FeMn. Un fragment de croûte calcaire perforée par des cliones ; base de polypier mort. Cassure noire. Microbrèche calcaire silicifiée à débris de taille millimétrique. Possible débris de Mélobésiée. Evoque plutôt des faciès du Crétacé-Paléogène.
SAR 6-03	1389	38° 29' 49	9° 31' 28	Bloc arrondi avec une face plane (6x8x15 cm). Léger enduit FeMn. Serpulidés. Grès vert-jaunâtre à quartz roulés hétérométriques, pas très sphériques (0,2 à 1 mm). Ciment jaune, argileux, peut-être carbonaté : aspect de molasse. Peut évoquer les grès d'âge langhien (Floresta - Dellysien).
SAR 6-04	1357	38° 29' 51	9° 31' 15	Vase beige.

Pétrologie

par F. Rolfo, R. Compagnoni et J. P. Bouillin

SAR 06-01 : Microsparite ferrugineuse

Spicules siliceux (ou silicifiés) AF, monaxones ou triaxones. Sphères calcitiques assez grandes : radiolaires calcitisés ou loges de Foraminifères ?

Sont présents, outre de petits fragments de granite et de silex, des cristaux isolés de :

Quartz rugueux.

Biotite verte-brune ou rouge, aussi trapue.

Mica blanc.

Chlorite ferrifère.

Plagioclase.

Zircons.

Les lamelles des phyllosilicates sont orientées et bordées par une couronne de carbonate.

SAR 06-01B : Roche quartzo-ferrugineuse fine

SAR 06-02 : Microbrèche arkosique

Microbrèche assez grossière à éléments anguleux, bien classés. Roche détritique polygénique « clast-supported », à clastes mono- et polymineraux anguleux, immergés dans la matrice carbonatée sparitique. Le ciment paraît azoïque.

Sont présents, dans l'ordre d'abondance :

Quartz peu déformé.

Sanidine (2Va bas) perthitique, avec un début d'altération argileuse ; contient de petits plagioclases arrondis.

Plagioclase sodique, zoné de façon normale continue.

Granitoïdes leucocrates, avec plagioclase fortement altéré au coeur.

Quartzite à grain fin, avec structures en sous-grains.

Biotite rouge, parfois chloritisée, qui forme avec les opaques de petits agrégats déformés.

Granophyres avec rare mica blanc.

Mica blanc en lamelles déformées.

Carbonate en grains isolés de dimensions moyennes.

Micaschistes à Mb + Qtz prédominants, avec foliation crénulée.

Verre volcanique dévitrifié, avec faible texture orientée.

Opaques.

Phyllades.

SAR 06-03 : Quartzarenite : Grès vert-jaunâtre à quartz roulés hétérométriques.

La matrice microcristalline, brunâtre, est quasi absente.

Le constituant principal est de très loin le quartz, rugueux et légèrement déformé ;

on trouve en outre de petites quantité de :

Plagioclase sodique, séricitisé.

Carbonate en cristaux idioblastiques.

Mica blanc détritique.

Graphite en paillettes.

Tourmaline idiomorphe.

Biotite rouge, déformée.

Titanite.

Zircons également en inclusion dans le Quartz ; parfois le coeur détritique est bordé par une couronne de Zircon 2 plus limpide.

Glauconite.

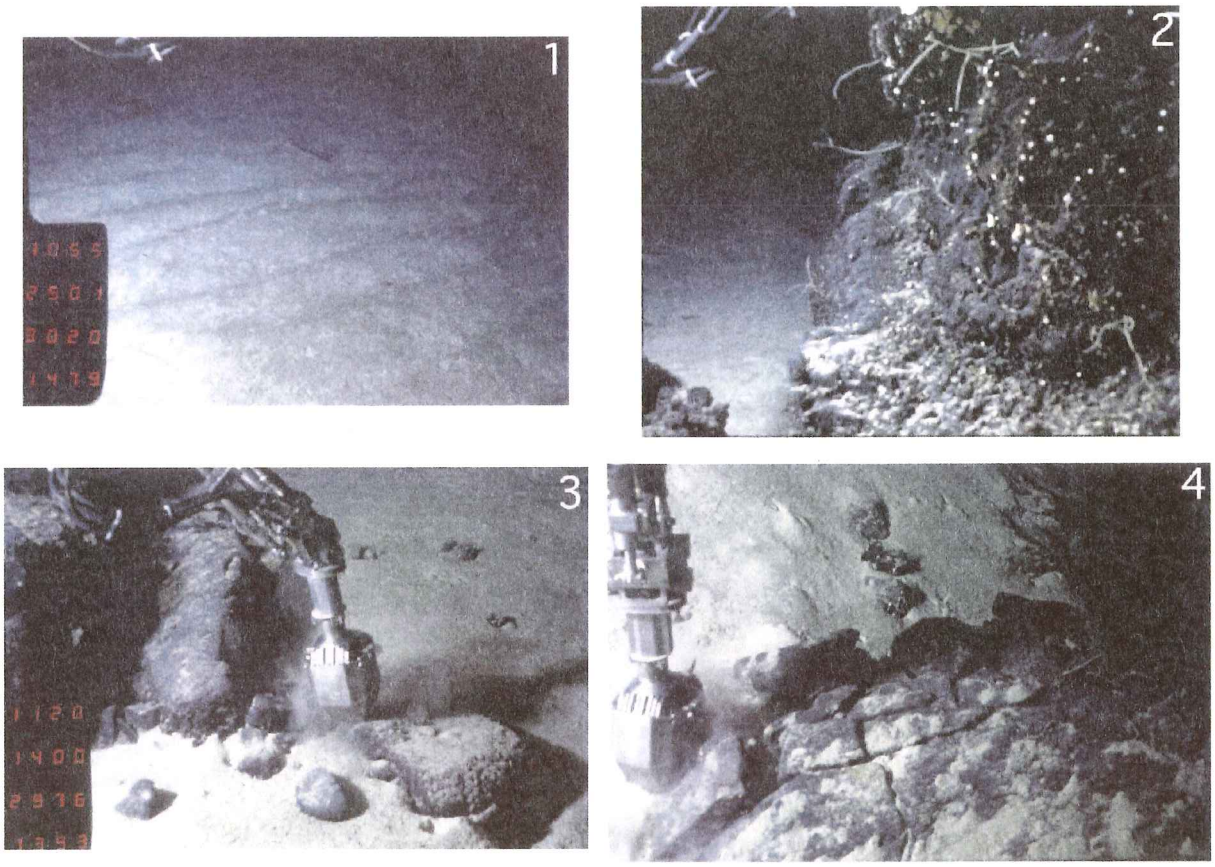


FIG. 34. – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 6.

1 : Grandes ondulations de la surface sédimentaire, 1479 m ; 2 : Affleurement conglomératique très encroûté, 1393 m ; 3 : id., 1393 m, Ech SAR 6/1-2 ; 4 : Grès, 1388 m, Ech SAR 6/3.

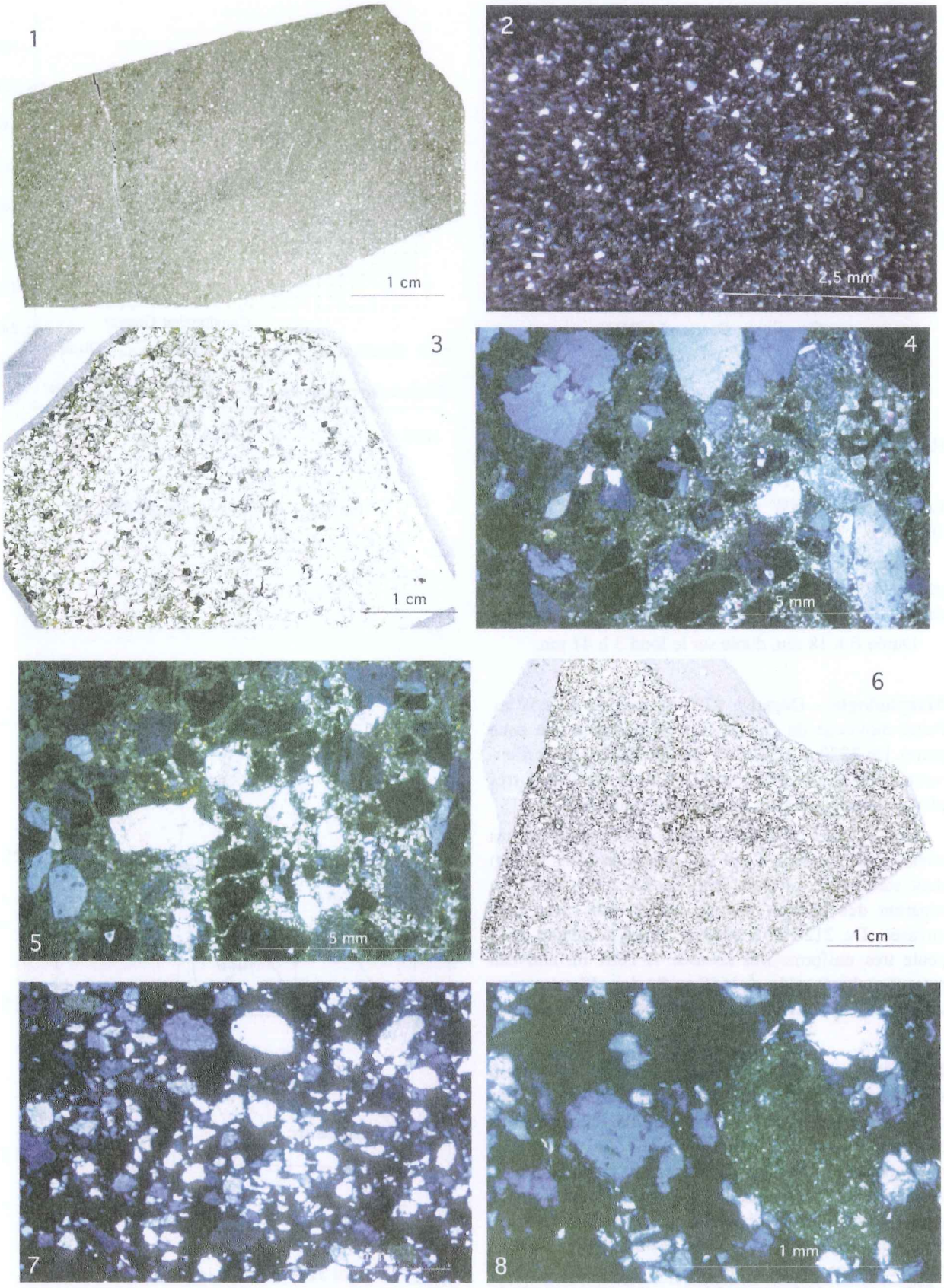


FIG. 35. – Photographies de lames minces des roches de la plongée SAR 6.

1 : Ech SAR6/1, grès fin ; 2 : id., grès fin dolomitique (LPA) ; 3 : Ech SAR 6/2, microbrèche arkhosique à ciment carbonaté ; 4 : id., lithoclastes anguleux de Quartz, feldspaths, Micas, Carbonates (LPA) ; 5 : id., mêmes éléments plus biotite (LPA) ; 6 : Ech SAR 6/3, quartzarénite ; 7 : id., quarzarénite à éléments jointifs à débris de carbonates et glauconie (LPA) ; 8 : id., détail d'un grain glauconieux (LPA).

Plongée SARTUCYA 10

2 décembre 1995

Observateur : *Arnaud PECHER*
Pilote : *Jean Jacques KAIOUN*
Co-pilote : *Patrice LUBIN*

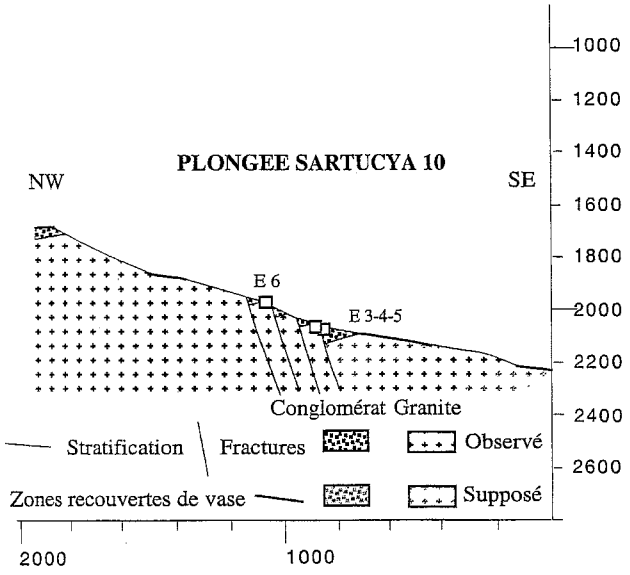


FIG. 36. – Profil de la plongée STC 10.

RÉSUMÉ

Localisation – NW de la vallée Sarde (38° 46 N, 10° 03 E).

Coupe orientée Sud Est - Nord Ouest, entre les points 38°45'650 N, 10°02'300 E, 2230 m de profondeur et 38°46 400 N, 10°00 900,1660 m d'immersion.

Durée 6 h 18 mn, durée sur le fond 3 h 41 mn.

Morphologie – Départ à 2230 m. Arrivée à 1650 m. Pente moyenne de 16° (la fin correspond à une zone plate). De 2220 m à 2217 m (13h26 à 14h08) trajet d'environ 1800 m à N 270 puis N 350 sur fond vaseux très plat, sans ripple-marks, localement bioturbé.

De 2217 m à 2143 m : morphologie de grands cônes envasés (pente jusqu'à env. 30°, traces de blocs roulés) dont sortent des affleurements en dos d'âne mous ou séparant des éperons rocheux raides, puis zone plus envasée. De 2120 m à 1943 m, relief accidenté, puis pente très uniforme très envasée. A 1681 m, nouveau ressaut rocheux raide. À 1668 m, fin des affleurements, au pied d'une nouvelle pente uniformément envasée.

Lithologie – Versant entièrement fait de granite massif, sans fabrique nette, assez diaclasé, recouvert par des conglomérats grossiers mal classés. Ces conglomérats apparaissent vers 2085 m plaqués sur un ressaut formant marche d'escalier (placage sur paléo-faille ?). Affleurement principaux de 2038 m à 1989 m, décalés par de petites failles (répétitions granite/conglomérats). Stratification orientée à environ N 40 ; figures de chenaux en base de banc. Au dessus des conglomérats (abaissés par faille normale), jusqu'au sommet de la coupe (1664 m) la pente est formée de granites. Les conglomérats sont surtout formés d'éléments granitiques (cf. éch. STC 10-3 à STC 10-5) ; à 1975 m, STC 10-6 est un bloc de calcaires à Orbulines (Miocène probable). Il est possible qu'il appartienne au conglomérat.

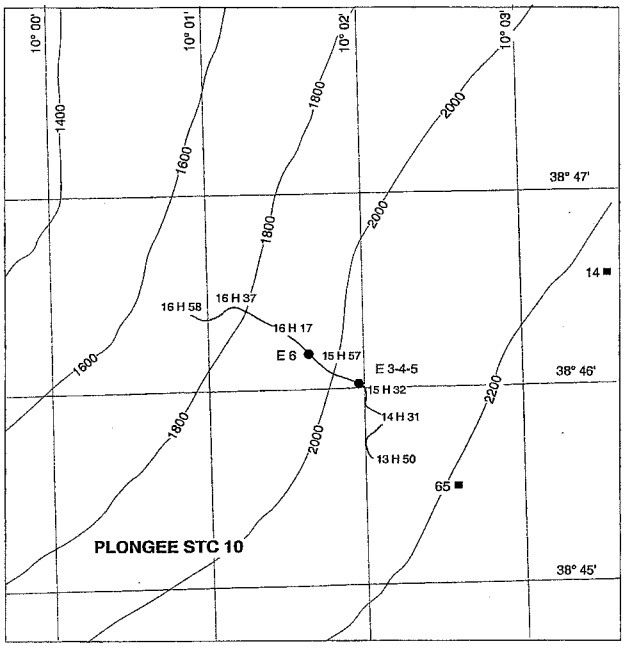


FIG. 37. – Trajet de la plongée STC 10.

Tectonique – Pas de fabrique forte du granite, mais diaclasage partout abondant, découpant le granite en gros blocs anguleux (cf ci-contre : diagramme en rose et histogramme circulaire).

Remarque – L'absence de gyrocompas entraine une incertitude sur l'orientation des structures.

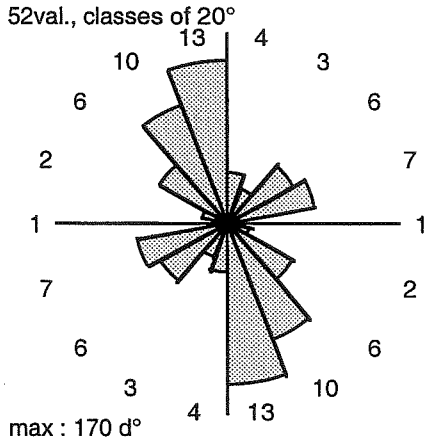


FIG. 38. – Diagramme de la fracturation de la plongée SAR 10.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC 10-01	2206	38° 45' 77	10° 02'	Mâchefer
STC 10-02	2179	38° 45' 85	10° 02' 15	Mâchefer
STC 10-03	2087	38° 46'	10° 02'	Galet de Granite 12x10x8 cm
STC 10-04	2080	38° 46'	10° 02'	Bloc de Granite aplati 12x10x5 cm
STC 10-05	2080	38° 46' 01	10° 01' 95	Galet ovoïde de Granite 12x10x8 cm
STC 10-06	1970	38° 46' 21	10° 01' 63	Plaque Calcaire 30x20 cm

PÉTROLOGIE

par J.P. Bouillin et F. Rolfo , R. Compagnoni et A. Seyni.

STC 10.3 : galet anguleux de granite éboulé au pied d'un petit éperon. Cote 2087

Lame mince : granitoïde à biotite très frais. Quartz non déformé, plagioclase frais ; biotite fraîche.

Age Ar/Ar sur Biotite : Le mica préserve en grande partie un âge hercynien avec un âge intégré de 247 ± 2 Ma, (P. Monié).

Datation par traces de fission tentée mais impossible à cause de nombreuses inclusions. Traces longues.

STC 10-03 B : Granite à microcline, biotite et rare muscovite, très modérément déformé.

Structure : équigranulaire à grain moyen.

Constituants principaux : Feldspath K, microcline perthitique souvent à macle moirée typique et plus rarement Carlsbad, avec une légère tendance porphyrique, incluant des plagioclases idiomorphes entourés d'un fin liséré albitique, myrmékites fréquentes. Quartz xénomorphe, à extinction ondulante et limites interlobées. Plagioclase montrant une faible zonation oscillatoire, avec un nucléus d'oligoclase et une périphérie albitique; le nucléus est souvent partiellement sericitisé. Biotite fraiche, non déformée, montrant de fortes auréoles pléochroïques autour des zircons inclus ; quand elle est incluse dans les Feldspaths K, elle est généralement chloritisée. Muscovite en fines lamelles légèrement déformée ; elle se développe dans les feldspaths, dans la biotite et à l'interface entre les feldspaths.

Accessoires : Apatite prismatique idiomorphe. Ilménite associée à la biotite. Zircon.

Observations : souvent les micas forment des petits amas de cristaux orientés tous parallèlement et à grain plus fin que le reste de la roche, qui évoquent de petits xénolithes complètement recristallisés. En règle générale les cristaux de biotite sont ici plus petits que dans les autres échantillons datés. Ceci pourrait avoir favorisé une rééquilibration isotopique plus facile du système et expliquer les âges radiométriques plus jeunes obtenus.

STC 10.4 – comme STC 10.3 mais altéré.

STC 10.6 – Calcaire très riche en foraminifères. Miocène ?

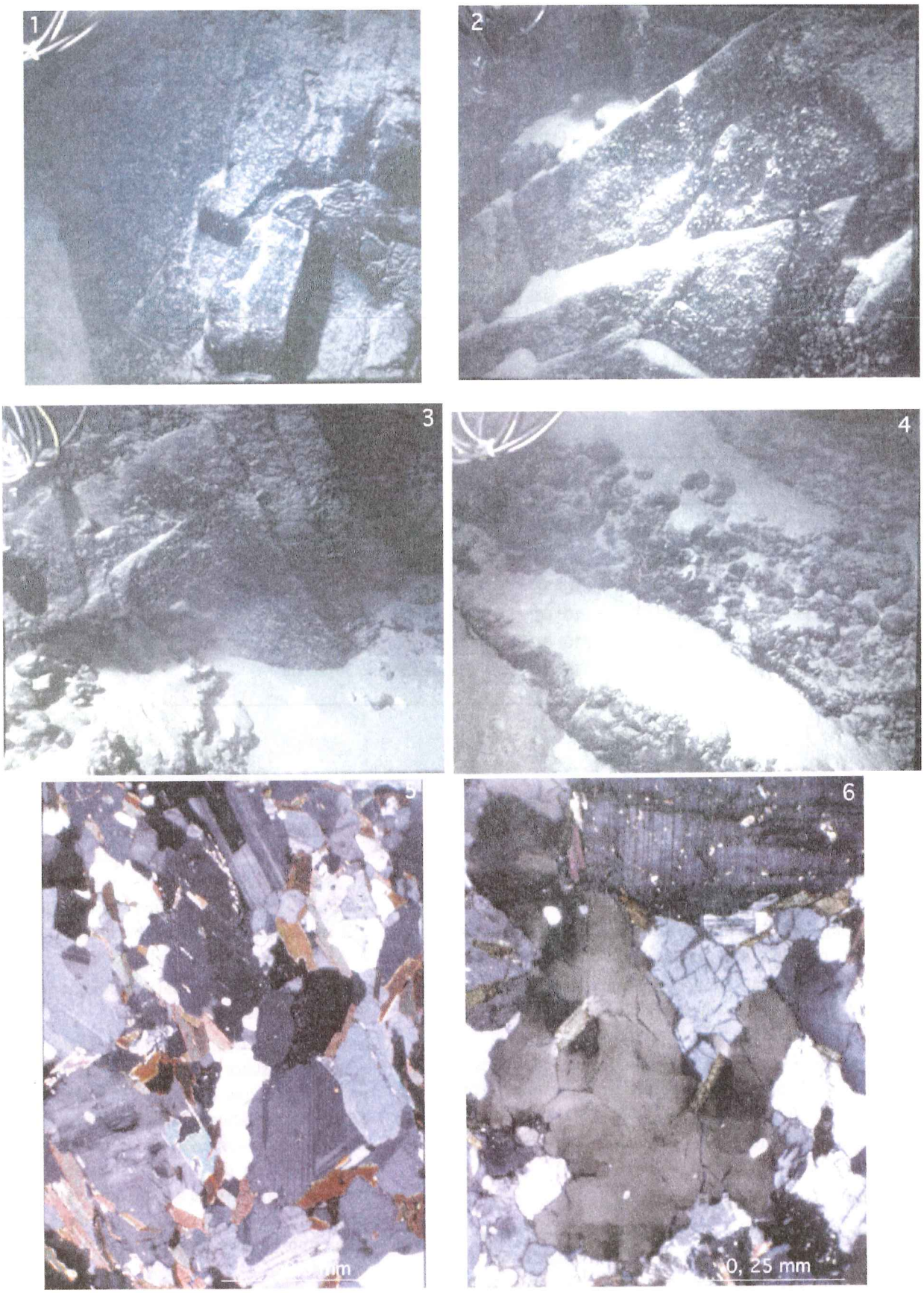


FIG. 39. – Affleurements caractéristiques et photographies de lames minces des roches de la plongée STC 10.
1 : Granites massifs diaclasés, 2182 m ; 2 : id., 2158 m ; 3 : id., 2087 m, Ech STC 10/4-5 ; 4 : Niveau conglomératique, 2037 m ; 5 : Granite, Ech STC 10/4 (LPA) ; 6 : Granite modérément déformé, Ech STC 10/5 (LPA).

Ride Médiane

La ride médiane est une structure profonde, à morphologie complexe, qui résulte de l'imbrication d'éléments de type sarde et CPK à la faveur de chevauchements NE-SW vers le Sud, plus ou moins inversés en extension et tronçonnés suivant des failles de transfert NW-SE. La région a été possiblement affectée par un volcanisme récent. 3 plongées, STC 5, STC 6 et STC 12, ont été consacrées à ce domaine.

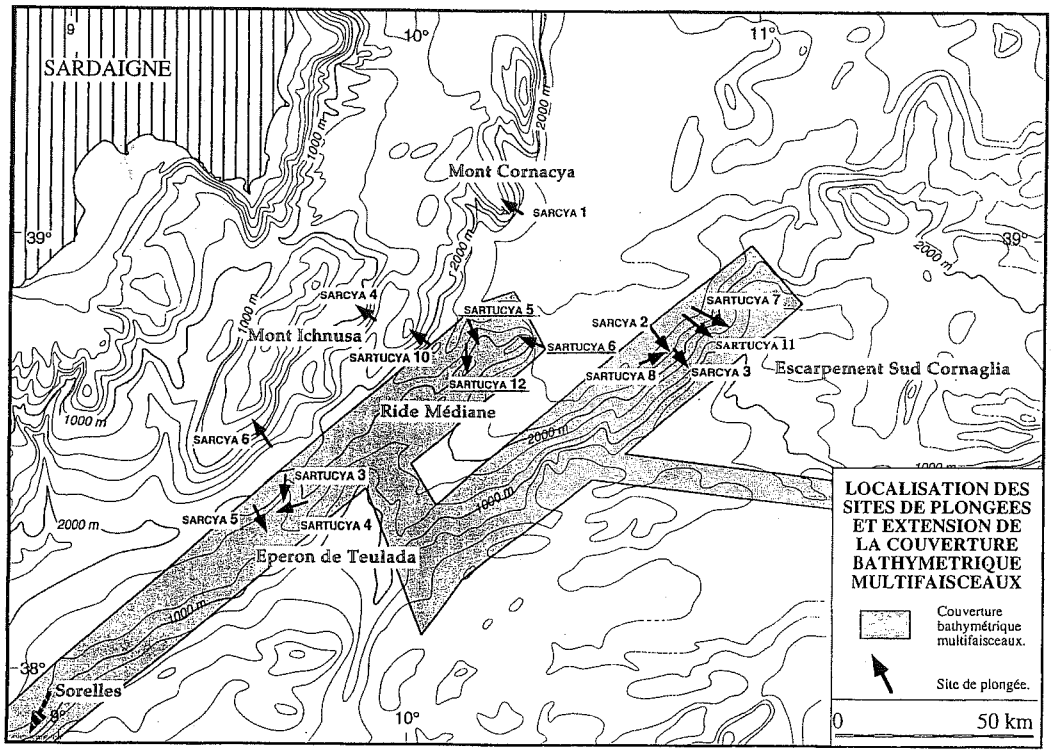


FIG. 40. – Localisation des sites de plongée sur la ride médiane.

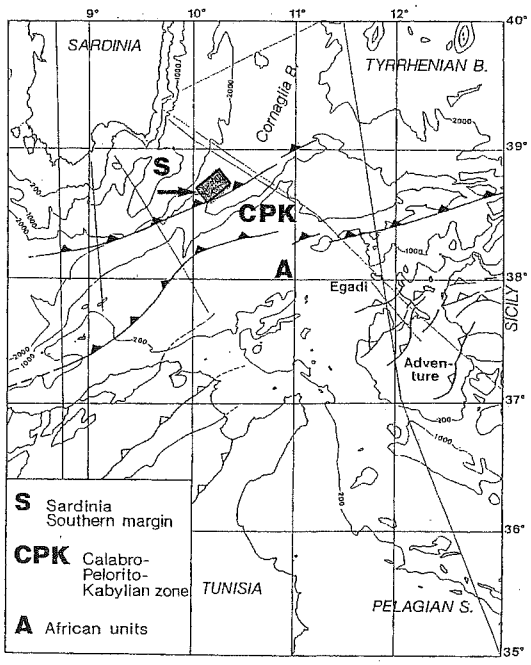


FIG. 41. – voir au-verso

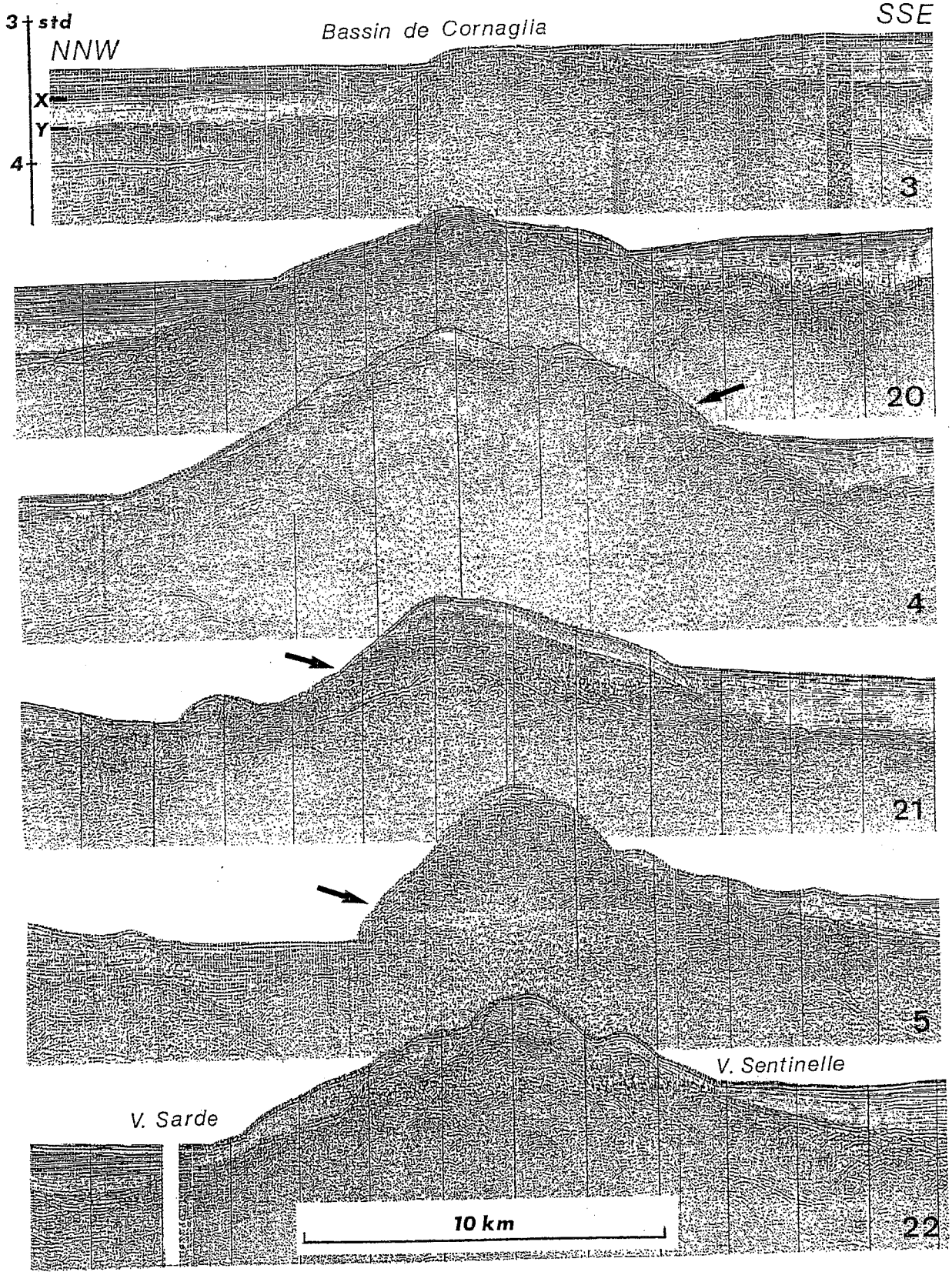


FIG. 41. – Sections sismiques sériées sur la ride médiane.

(Sismique réflexion monotrace, Sparker, campagne MATS 87, Bannock, CNR italien).
Les flèches indiquent les escarpements sans sédiments récents.

Plongée SARTUCYA 5

25 novembre 1995

Observateur : *Roberto COMPAGNONI*
Pilote : *Yves POTIER*
Co-pilote : *Hervé GALLOIS*

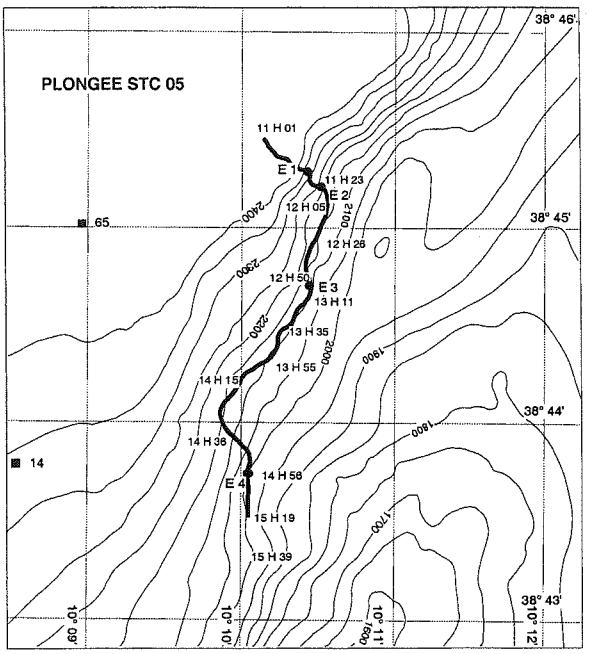


FIG. 43. – Trajet de la plongée STC 5.

RÉSUMÉ

Situation-Morphologie – La plongée STC 05 a été effectué sur la partie septentrionale de la Dorsale Médiane, sur le flanc oriental de la Vallée Sarde en partant du point 38° 40 N, 10° 10 E, profondeur 2423 m et s'est terminée à 2019 m après un parcours d'environ 4, 5 km en direction NW-SE, puis N-S, NNE-SSW, et enfin à nouveau N-S, le long d'un escarpement incliné d'environ 30°-40°, incisé par de petits canyons, puis le long d'une surface un peu moins inclinée et de morphologie régulière avec seulement quelques ruptures de pentes correspondant à des paliers inclinés. Il était prévu d'explorer une autre portion d'escarpement située un peu plus au Sud, le long de la même structure, mais on a dû interrompre la plongée pour des raisons de sécurité (batteries). Durée 7 h 59 mn, durée sur le fond 4 h 50 mn.

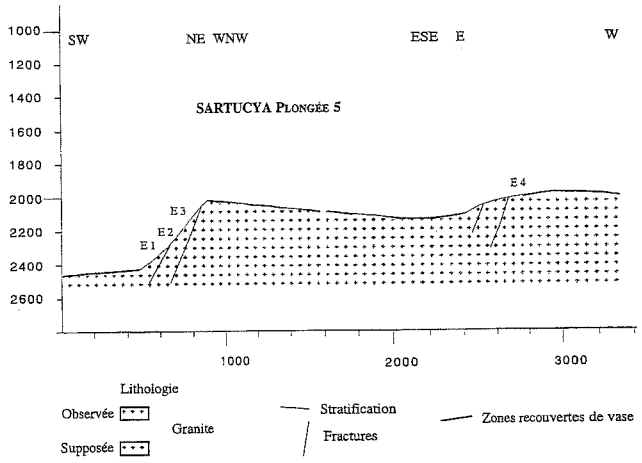


FIG. 42. – Profil de la plongée STC 5.

Lithologie – La zone explorée est surtout caractérisée par la présence de sédiments vaseux d'où émergent des affleurements de roches massives compactes, probablement constituées par des granitoides. Ces roches sont recouvertes par des coraux et enduites d'une patine manganésifère.

À la base de la coupe on note que les vases montrent des marques de courant (ripples et flute casts) et des éléments de croûtes carbonatées manganésifères. Les affleurements de roches cristallines massives apparaissent à partir de 2351 m de profondeur et deviennent moins fréquents vers la fin du parcours où prédominent à nouveau les zones de vase et les encroûtements carbonatés.

L'échantillon STC 5-1, est prélevé en place à -2344 m, c'est un granite microgranulaire à deux micas de couleur gris clair où toutes les phases minéralogiques sont apparemment fraiches, y compris les feldspaths.

L'échantillon STC 5-2, prélevé à - 2208 m, est un morceau de croûte carbonatée recouvert de restes organiques et d'une patine de manganèse.

L'échantillon STC 5-3, prélevé à -2114 m, est constitué par un granite ou une granodiorite à biotite, à grain moyen avec des cristaux atteignant une dimension de 5 mm ; il montre des grains arrondis de feldspaths et de quartz séparés par des zones à biotite abondante. Les phases semblent moins fraiches que dans STC5-1.

L'échantillon STC 5-4, prélevé à -2001 m, est un morceau de croûte carbonatée recouvert d'une patine manganésifère.

Structures tectoniques : – Les affleurements de roches granitiques montrent une intense fracturation avec des directions assez dispersées variant de N 20 à N 110 avec

des inclinaisons vers le Nord variant entre 30° et 60°. Il existe aussi des systèmes de fractures conjuguées verticales de direction proches de N-S et E-W.

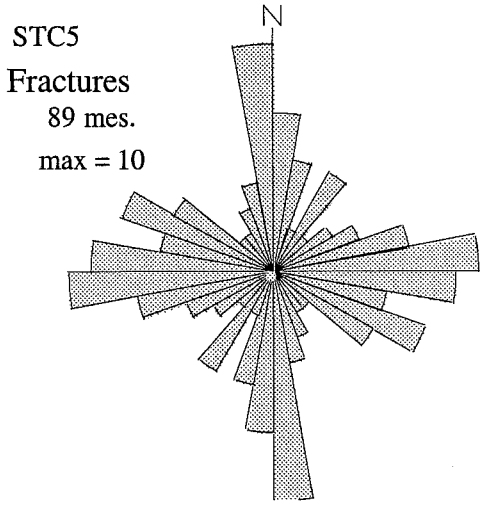


FIG. 44. – Diagramme des microstructures de la plongée STC 5.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC 05-01	2344	38° 45' 21	10° 10' 44	Échantillon granitique de forme grossièrement triangulaire avec le plus grand côté d'environ14 cm, et les autres de 11 et 9 cm. La surface de rupture correspond au plus petit côté. A part sur cette surface de rupture l'échantillon est entièrement recouvert par une patine noire (d'épaisseur submillimétrique) d'oxyde de Mn, qui lui-même recouvre une croûte carbonatée de teinte beige (d'épaisseur variable de 0 à près de 3 mm) sur laquelle sont attachés des tubes de vers et de rares coraux. Le granite, de couleur gris clair avec points noirs de biotite, est à grain moyen à fin avec toutes les phases apparemment fraîche, y compris les feldspaths. Les phases reconnaissable à la loupe binoculaire sont : quartz, feldspath, biotite. L'indice de coloration est d'environ 15. Ce granite est traversé par une veine (d'environ 1 mm d'épaisseur) constitué par un matériel carbonaté blanc-jaunâtre. Granite microgranulaire à deux micas.
STC 05-02	2208	38° 45' 08	10° 10' 50	Échantillon de forme allongée avec une section presque rectangulaire, les dimensions sont: longueur 11 cm, largeur 3 à 4, 5 cm, épaisseur 3 à 5, 5 cm. il est constitué d'une croûte carbonatée de teinte beige intense homogène. A la loupe on observe des débris d'organismes. La masse a un aspect granulaire. Les restes d'organismes fixés sur la suurface recouverte de Mn sont des tubes de vers et des coraux solitaires. Encroûtement carbonaté recouvert d'organismes fixés et à patine manganésifère.
STC 05-03	2114	38° 44' 52	10° 10' 39	Échantillon recouvert d'un patine noire de Mn, en forme de prisme de section triangulaire. Longueur 15 cm, largeur et épaisseur d'environ 7 cm. La roche montre une structure grenue avec des cristaux atteignant 5 mm. Elle est constituée par des grains de felspath et de quartz séparés par une biotite abondante en situation intergranulaire. L'indice de coloration est de l'ordre de 20. Les phases paraissent relativement moins fraîches que dans l'échantillon STC 5-1, en particulier les feldspaths. La roche est recouverte d'un encroûtement carbonaté (d'épaisseur variable entre quelques dizaines de microns et quelques mm), sur lequel s'observent des tubes de vers et des coraux; l'ensemble est enduit par une mince patine d'oxyde de Mn. Au microscope binoculaire on note des relations complexes entre la croûte carbonatée et l'enduit Mn en particulier des alternances entre les deux types de dépôt. Le depôt Mn le plus récent est tapissé de petits tubes de vers probablement actuels, puisque non recouverts de Mn. Granite ou granodiorite biotitique à grain moyen.
STC 05-04	2001	38° 43' 65	10° 10'	Échantillon aplati de forme vaguement rectangulaire; les dimensions sont : 6,5 x 5,5 x 2,5 cm. Il s'agit d'un calcaire de couleur beige homogène, couvert de restes de tubes de vers, encroûté par une patine d'oxyde de Mn. Encroûtement carbonaté à patine manganésifère.

FIG. 45. – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 5.

1 : Bloc de granitoïdes massifs enduits de coraux ahermatypiques, 2407 m ; 2 Granitoïdes foliés, zone de Ech STC 05/1, 2349 m ; 3 : Granitoïdes déformés couverts d'un enduit de coraux ahermatypiques, Ech STC 05/3, 2208 m ; 4 id., 2125 m.

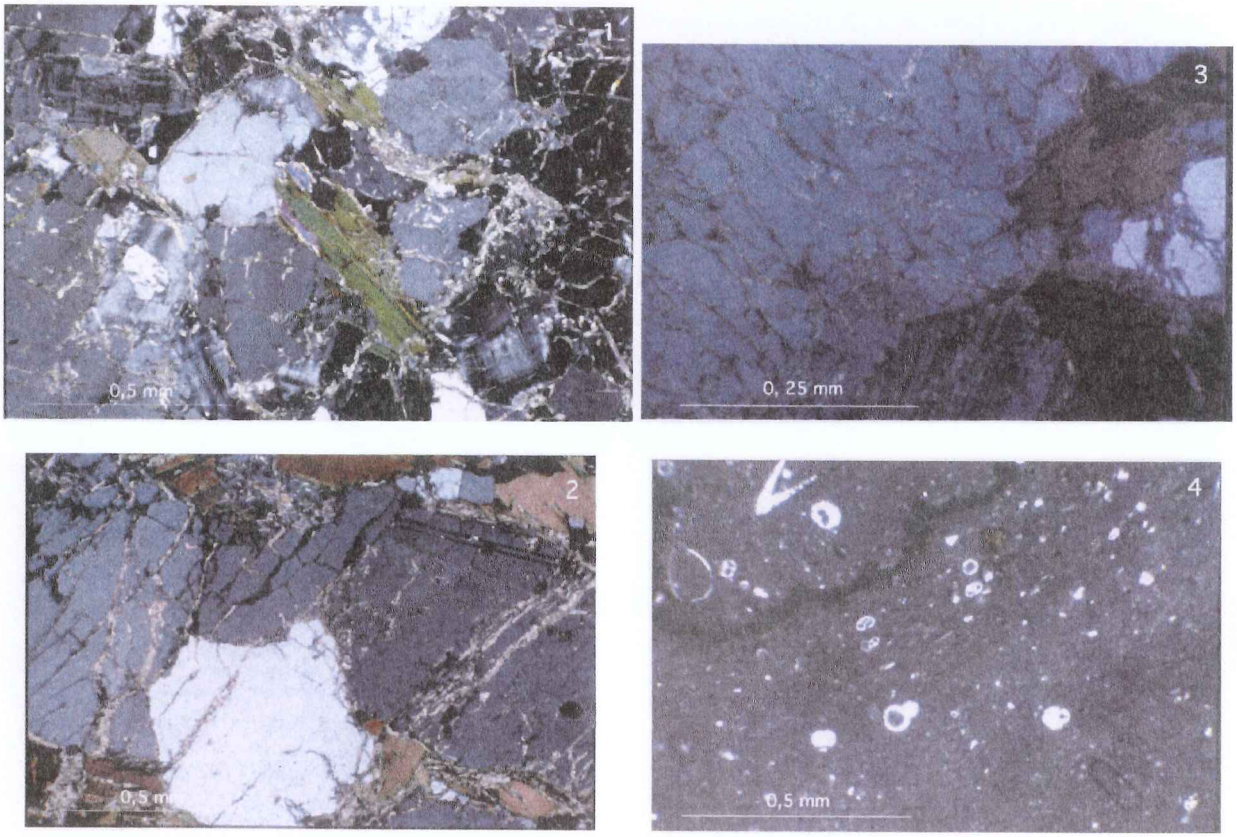


FIG. 46. – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 5.

1 : Granitoïde cataclasé, Ech STC 05/1 (LPA) ; 2 : id., Ech STC 05/3 (LPA) ; 3 : id, détail de cracks dans les feldspaths, Ech STC 05/3 (LPA) ; 4 : Sédiments carbonatés à Globigérines, Ech STC 05/2 (LPA).

PÉTROLOGIE
par J.P. Bouillin et A. Seyni.

STC 05-01 : granite à 2 micas, bien déformé ; en place selon R. Compagnoni, fracturé N 20 à N 110 à pendage de 30 à 60° vers le N ; fractures conjuguées verticales N-S et E-W, filon sédimentaire de micrite.

Lame mince : granite à biotite cataclasé : quartz, microcline, plagioclases, association biotite acajou déchiquetée + mica blanc + grenat. Intense fracturation orientée, injectée de films de calcite. Traversé par un filon de micrite à Globigérinidés, Gastéropodes, Serpules, large de 3 mm. La calcite pénètre localement dans le granite dont le quartz est localement corrodé. Une partie du filon ne contient que de très petits organismes.

Datation par traces de fission sur apatite : 10, 1 ± 0, 9 Ma ; c2 = 96% ;

STC 05-02 : Micrite à Globigérinidés et Gastéropodes + débris d'échinodermes. Gros organisme fixé : serpule ?

STC 05-03 : granodiorite peu déformée, fraîche, avec beaucoup de micas séparant les Feldspaths. Filons sédimentaires de croûte.

Plongée SARTUCYA 6

25 novembre 1995

Observateur : *Luigi TORELLI*
Pilote : *Jean Jacques KAIOUN*
Co-pilote : *Serge RICHARD*

RÉSUMÉ

Situation-Morphologie – La plongée STC 06 a été effectuée dans la partie la plus septentrionale de la Dorsale Médiane, le long du flanc oriental d'une structure morphologique trapézoidale d'allongement NW-SE, au point 38° 45 N, 10° 21 E, 2270 m. Le trajet parcouru est d'environ 5 Km entre 2268 m et 1647 m de profondeur suivant une direction ESE-WNW pour le premier tronçon, S-N pour le tronçon central et presque E-W sur le tronçon terminal. Durée 7 h 32 mn ; durée sur le fond 4 h 41 mn.

En moyenne la pente est supérieure à 35° sur les tronçons initial et final et parfois constituée par un mur vertical. Elle est recouverte par des dépôts vaseux qui ont interdit de réaliser un échantillonnage systématique du substratum constitué par des lithologies variées sédimentaires et cristallines.

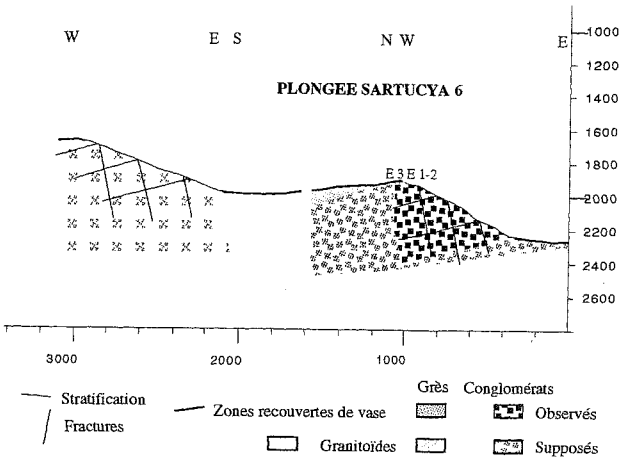


FIG. 47. – Profil de la plongée STC 6.

Lithologie – La partie inférieure, entre -2268 et -1937 m, est pratiquement constituée uniquement par des dépôts de vase pélitique gris blanchâtre fortement bioturbée par des organismes benthiques et par quelques affleurements de croûte carbonatée. Des figures de courant (ripples décimétriques) bien marquées sont présentes surtout dans la partie initiale du trajet.

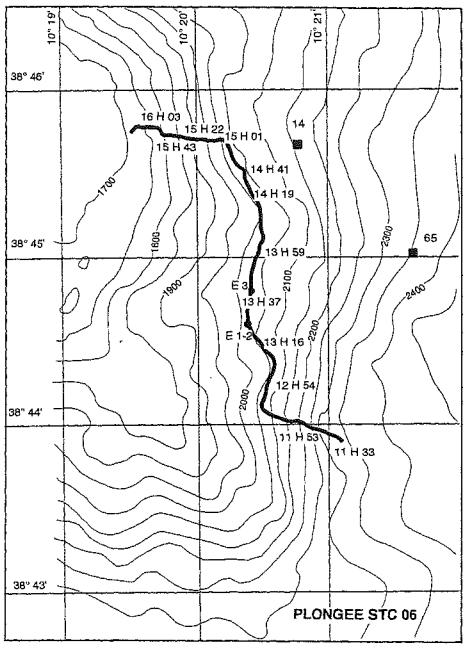


Fig. 48. – Trajet de la plongée STC 6.

La partie intermédiaire, entre -1937 et -1991 m, est caractérisée par des affleurements isolés de niveaux conglomératiques décimétriques qui émergent de la vase. Ils sont recouverts par une croûte carbonatée irrégulière et une patine manganésifère noirâtre. Les éléments du conglomérat, qui sont jointifs, sont bien arrondis et varient en taille depuis quelques centimètres jusqu'au mètre et ne montrent pas de granoclassement apparent. La composition lithologique n'a pas pu être déterminée cependant, en se basant sur la forme des éléments, il doit s'agir de débris cristallins (granitoides).

Les échantillons STC 06-1 et STC 06-2, prélevés dans les affleurements de conglomérats, sont constitués de croûtes carbonatées fossilifères (biomicrite) de couleur brun jaunâtre, recouverte d'une épaisseur millimétrique de patine manganésifère noirâtre et d'une faune benthique (serpule, lumachelle) peu diversifiée.

Vers la fin du trajet intermédiaire affleurent, au milieu de sédiments vaseux, des banquettes isolées épaisses d'environ 30 cm et constituées par des grès recouverts par une croûte carbonatée et une patine manganésifère noirâtre.

L'échantillon STC 06 -3, prélevé sur un de ces affleurements, est constitué par un bloc de grès quartzeux ou quartzo-feldspathique à grain moyen à fin, non recouvert par la patine manganésifère, et qui provient probablement d'un petit affleurement situé un peu au-dessus. On reconnaît très bien dans les grès des lamines convolutées millimétriques (Tc de Bouma) et des structures d'échappement de fluides.

La partie terminale, entre -1991 et -1647 m, est caractérisée par des affleurements isolés de roches massives, bien compactes, qui émergent de la vase ; celle-ci montre des traces de glissement gravitatif (?). Les

roches massives, recouvertes de patine manganésifère noirâtre et d'encroûtements carbonatés, semblent formées de granitoïdes. Aucun échantillon n'a pu être prélevé dans cette partie du trajet.

Structures tectoniques – Le premier tronçon, complètement couvert par la vase, montre une pente dirigée vers l'Est (N 85 à N 10) d'inclinaison variable entre quelque degrés et 35°.

La partie intermédiaire présente des surfaces de faille orientées presque N-S avec une inclinaison variable entre 70° et 80° vers l'E et des fractures parfois conjuguées orientées de N 20 à N-S et jusqu'à N 170. Dans les conglomérats on peut observer des discontinuités, qui représentent probablement la stratification, avec un pendage vers le SW (N 220) et une inclinaison variant entre 35° et 40°. La stratification est aussi visible dans les grès qui plongent aussi en direction du SW (N 210 -220) mais avec un pendage faible voire horizontal.

La partie finale montre, dans les granitoïdes, des plans de faille verticaux de direction proche de N-S ou N 20 - N 30, ainsi que des surfaces de failles inclinées de 60°à 70° vers l' E et de direction essentiellement N-S.

En conclusion la zone de la plongée semble intéressée par une tectonique en extension marquée, caractérisée principalement par des failles normales de direction presque N-S et à pendage Est qui recoupent obliquement un édifice constitué par des roches sédimentaires et cristallines à faible plongement (entre quelques degrés et 35°/40) vers le SW (N 210 à N 220) (Roll-over d'une structure en extension régionale ?).

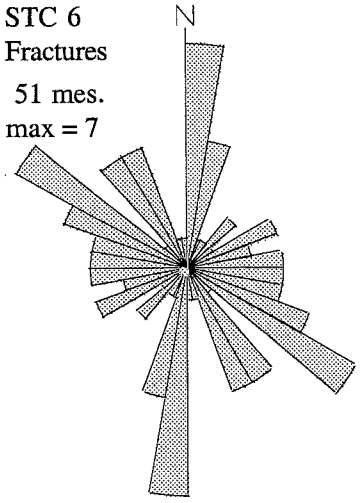


FIG. 49. – Diagramme de la fracturation de la plongée STC 6.

Remarques hydrologiques et biologiques - La présence de ripples très accentués au pied de l'escarpement trahit l'existence de courants de fond ; cependant leur direction est difficile à déterminer. Durant cette plongée on a pu observer et photographier pour la première fois en Méditerranée une forme de Céphalopode Cirroteuthidé (« Poulpe à Oreilles »), fréquente à grande profondeur dans les Océans Atlantique et Pacifique.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC 06-01	1933	38° 44' 06	10° 21' 61	Bloc de dimensions 5x4x1, 5 cm, très irrégulier, de forme à peu près quadrangulaire recouvert par une patine manganésifère noirâtre et par des encroûtements de serpules formant une lumachelle. Des perforations normales à la surface, d'origine probablement biologiques, sont présentes. La fracture correspondant au prélèvement, de forme triangulaire, permet de caractériser la lithologie constituée par une micrite carbonatée de couleur beige avec des taches dendritiques manganésifères et contenant de très rares foraminifères planctoniques.
STC 06-02	1933	38° 44' 16	10° 20' 54	Bloc de dimensions 21x14x4 cm de forme aplatie circulaire, présentant de nombreuses protubérances centimétriques très irrégulières. La surface externe est recouverte presque complètement par une patine noirâtre qui tapisse aussi de nombreuses cavités circulaires (perforations par des organismes?). La surface de rupture est de couleur jaune brun très irrégulière et caractérisée par une lithologie typique d'encroûtement carbonaté à grain grossier. Quelques rares organismes sont présents : on note quelques coquilles de ptéropodes et quelques tubes de serpules.
STC 06-03	1960	38° 45' 44	10° 30' 36	Bloc très aplati de forme arrondie (probablement un morceau de banc) de dimensions 27x22x8 cm, de couleur variant du gris clair au gris brun avec quelques zones plus sombres. On observe des lamines millimétriques parallèles entre elles et normales à l'axe d'allongement parfois déformées par des structures de convolution et d'échappement d'eau (intervalle Tc? de turbidites). Du point de vue de la lithologie il s'agit d'un grès moyen à fin sans évidence particulière de granoclassement et de composition quartzeuse ou quartzofeldspathique riche en micas et tourmalines. Il n'y a pas trace de patine manganésifère ni d'encroûtement d'origine biologique.

PÉTROLOGIE

par J.P. Bouillin et A. Seyni.

STC 06-03 : microbrèche silto-micacée très fine à ciment de sparite, pratiquement azoïque. Faciès connu dans : les grès langhiens, l'Oligo-Miocène péloritano-kabyle, le flysch gréso-micacé, les flyschs en général, sauf le Numidien.

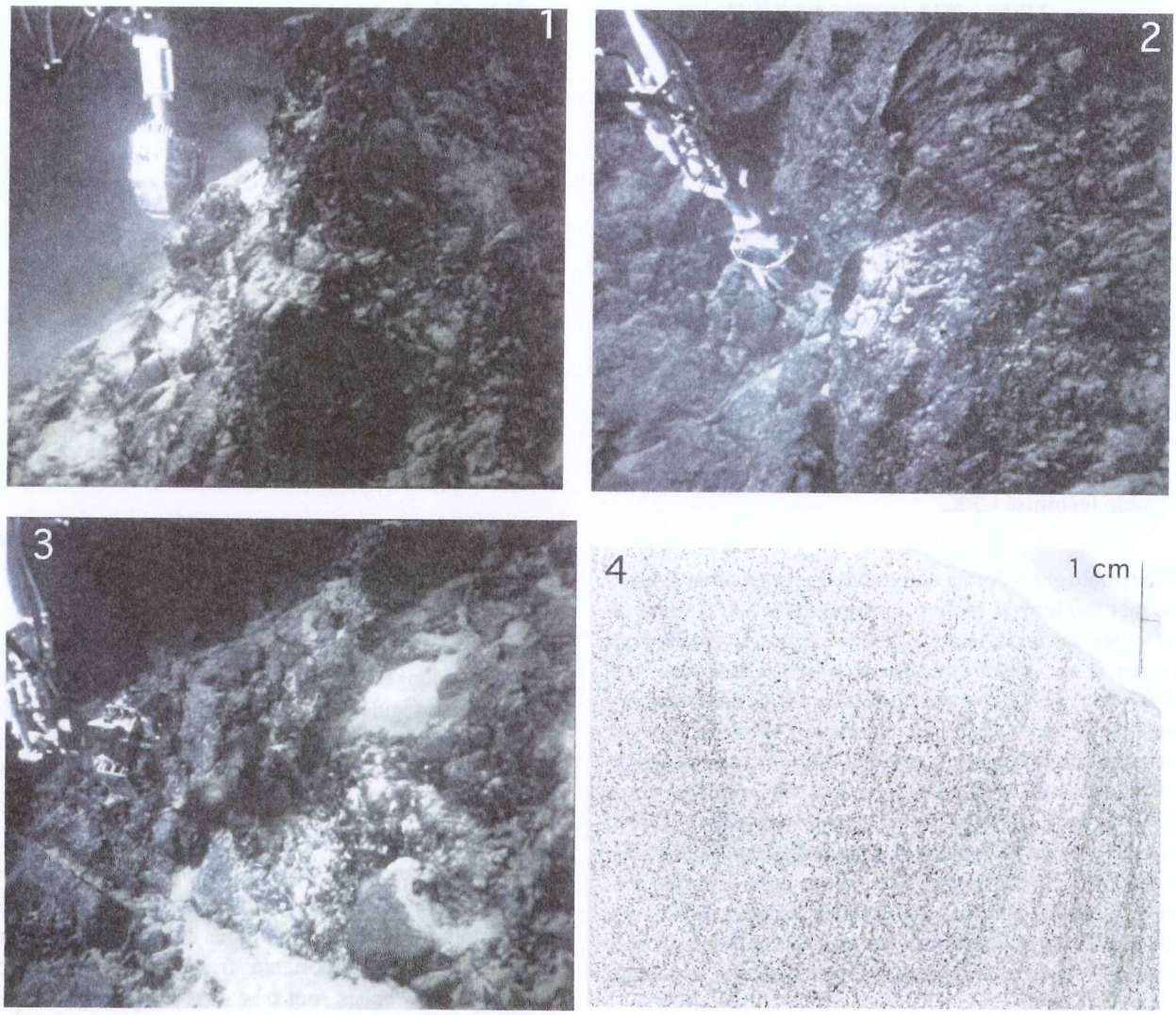


FIG. 50. – Affleurements et roche caractéristiques de la plongée STC 6.
1 : Conglomérats, 1931 m ; 2 : id. 1951 m ; 3 : id. 1956 m ; 4 : Échantillon 6/3 grès micacé fin (lame mince), 1960 m.

Plongée SARTUCYA 12

2 décembre 1995

Observateur : *Jean MASCLE*
Pilote : *Jean Jacques KAIOUN*
Co-pilote : *Patrice LUBIN*

RÉSUMÉ

Situation – La plongée STC-12 a permis l'exploration d'un segment de la pente de la pente nord-occidentale de la Ride Médiane qui longe le rebord méridional du canal de Sardaigne à la base de l'escarpement de Teulada au Sud de la Sardaigne. Elle se situe au point 38° 42 N 10° 10 E par 2090 m de profondeur et se termine à 1675 m, durée 7 h 16 mn, durée au fond 4 h 46 mn. L'un des objectifs de la plongée consistait à déterminer si cette unité appartient à la marge distensive sarde ou à l'ensemble tectonisé CPK.

Morphologie – Après une brève traversée d'un domaine très faiblement incliné correspondant à la bordure de la vallée sarde, la pente s'incline progressivement pour passer à une première zone de reliefs chaotiques vers 2065 m. A partir de cette profondeur la pente est constituée d'une série d'étroites marches d'escaliers limitées par des microfalaises (quelques mètres) constituées de blocs massifs et anguleux parfois en corniche ; ces falaises sont coiffées de terrasses inclinées à 25/30° recouvertes de vase beige et d'encroûtements à morphologie en « choux-fleurs ». Le même type de relief prévaut jusqu'au sommet du premier transect (1778 m), mais avec un modelé souvent plus arrondi des grosses masses rocheuses ; le parcours transverse et le second transect exploré révèlent le même type de morphologie, mais avec un envasement légèrement plus fort.

Lithologie - Trois types principaux de formations caractérisent la plongée : 1- des affleurements massifs à débit souvent très anguleux, 2- des encroûtements particulièrement développés, 3- une vase assez homogène drapant des zones de terrasses et même parfois des pentes très fortes (45°)

Les roches massives correspondent elles-mêmes à deux occurences dont l'une est largement dominante ; il s'agit surtout de blocs massifs limités par des faces planes délimitant des arêtes aigues et résultant vraisemblablement d'une importante fracturation multidirectionnelle ; ces roches sont très souvent parcourues par un réseau de fractures régulières ou sinueuses pouvant alors correspondre à des filons ; localement ces blocs, dont l'alignement peut constituer de véritables minifalaises, montrent une vague stratification soulignée par la superposition de bancs épais (de l'ordre du mètre) séparés par de minces niveaux finement lités de roches qui semblent feuilletées ; nous estimons que ces roches massives correspondent vraisemblablement à des granites très tectonisés mais qui n'ont pu être prélevés du fait de la dureté de leur encroûtement et de l'absence d'éboulis (probablement entièrement pris dans les encroûtements de pied de falaise) ; une tentative de prélèvement en fin de plongée a cependant permis de briser, mais pas de récupérer, une petite arête rocheuse dont la couleur grise et la présence de minéraux brillants (micas probables)

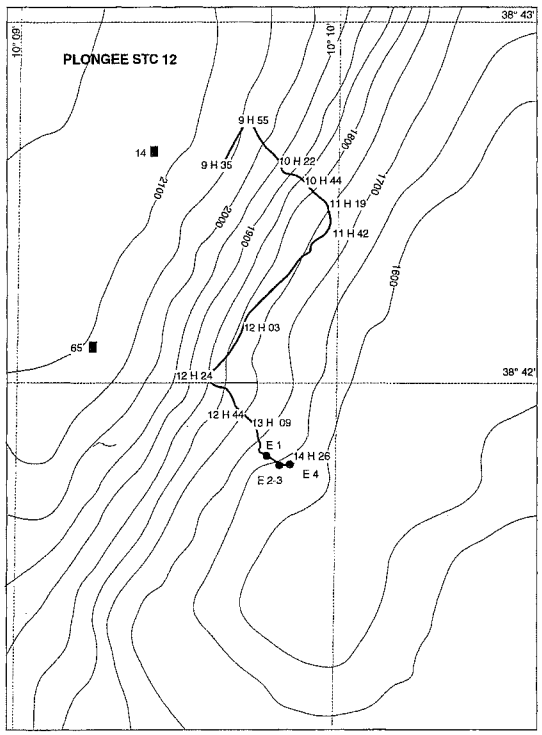


FIG. 52. – Trajet de la plongée STC 12.

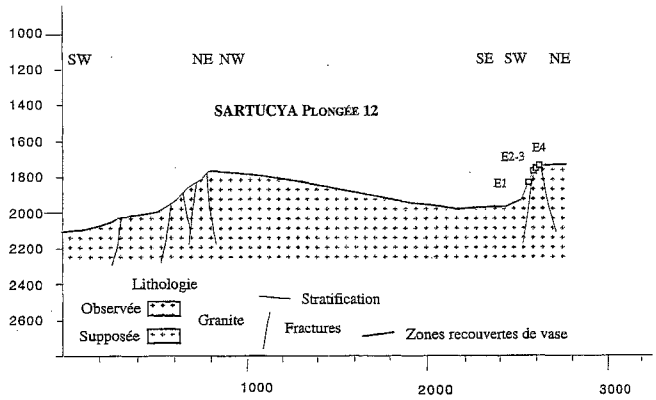


FIG. 51. – Profil de la plongée STC 12.

attestent d'une nature granitique presque certaine. On observe également, et disposées conformément à la pente, de grandes dalles planes (quelques m² de superficie), épaisses d'environ un mètre ; ces dalles et leur disposition sur la pente évoquent un dépôt sédimentaire massif ayant glissé le long de la pente ; le prélèvement STC 12-1, effectué dans des éboulis à proximité de l'une de ces dalles, a fourni un calcaire micritique très consolidé d' âge miocène. Enfin à deux reprises on a pu observer de petits blocs métriques qui pouraient correspondre à un conglomérat assez hétérométrique ; le mimétisme avec certains encroûtements rend toutefois cette hypothèse hasardeuse.

Les encroûtements montrent un énorme développement et offrent une infinie variété de micromorphologies avec cependant, peut être, une certaine zonation bathymétrique ; pendant la première centaine de mètres les croûtes, d'abord éparses dans la vase, offrent un aspect en « choux fleurs » caractéristique et se disposent parfois en minicorniches avec ça et là quelques grandes plaques planes le long des pentes ; à partir de 1950 m et jusqu'au sommet de la pente les croûtes sont d'aspect très scoriacé, évoquant presque des dépôts de scories volcaniques, au long des terrasses sédimentées et offrent sur les affleurements rocheux des formes quasi-biologiques (tubes, boudins, auges, calices, etc..) qui pourraient peut-être s'expliquer par un thanatocénose complètement enduite et encroûtée ; de nombreuses serpules et petits coraux morts sont d'ailleurs visibles sur ces parois.

La vase est ici assez peu bioturbée et localement affectée de ripple-marks approximativement perpendiculaires à la direction générale de la pente ; parsemée de fragments de croûtes plus ou moins denses et de scories, elle montre parfois une granulométrie relativement grossière due à la présence de nombreux fragments coquilliers déposés dans des réseaux d'écoulements hydrodynamiques, souvent à la base de gros blocs.

Structures – En l'absence de gyrocompas, les mesures de directions sont certainement à considérer avec réserve ; d'une manière générale les affleurements sont limités par des faces planes et souvent découpés par des fractures ouvertes ; cette intense fracturation confère aux roches un débit spectaculaire suivant trois directions principales limitant des plans souvent très pentés ; par ordre d'importance les principales directions relevées sont N 180 à N 10, N 80/90, N 30/40 ; les pendages de ces surfaces, souvent très forts voire verticaux, sont principalement dirigés à l'E/NE et au N/NW ; on note plusieurs autres directions mais elles ne constituent que rarement de grands panneaux plans ; ce dispositif apparaît relativement cohérent du bas au haut de la pente ce qui semble a priori exclure l'hypothèse d'un chaos d'éboulis et a fortiori bien renforcer celle d'un massif en place découpé par un réseau dense de fracture et en partie ennoyé sous la vase récente ; les parois planes de ces blocs sont parcourues par un réseau régulier assez dense

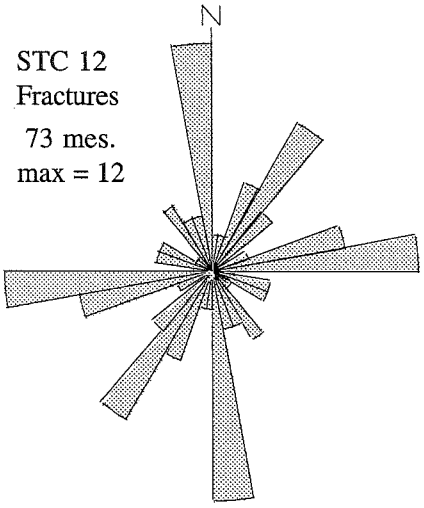


FIG. 53. – Diagramme de la fracturation de la plongée STC 12.

de fractures et un autre plus irrégulier qui représente probablement des filons ; une pseudo-stratification, souvent à pendage faible vers le Sud (20/25°), soulignée par une alternance de gros bancs massifs et de minces bandeaux finement laminés se distingue par endroit ; il pourrait s'agir d'une foliation (cisaillements plans?). Les quelques grandes dalles conformes à la pente sont elles-mêmes limitées par des faces planes ménageant des arêtes anguleuses.

Biologie-Hydrologie – Seule une faible activité biologique a été observée durant cette plongée ; deux *Benthosaurus* et une roussette sur le fond vaseux au départ de la plongée, quelques galathées en cours de parcours ; la faune fixée est un peu plus abondante avec quelques pennatules, de grosses éponges siliceuses, de petits coralliaires ahermatypiques et des tubes de serpules. Les encroûtements laissent également l'impression d'une abondante faune morte ; à titre d'hypothèse on peut penser qu'une faune importante vivait sur ces pentes pendant les périodes glaciaires et que ses squelettes (éponges, coraux) et ses traces (terriers, chenaux) ont constitué des zones de développement préférentiel pour les encroûtements.

Durant toute la plongée, un courant général portant vers le NE a été attesté par la dérive de la Cyana et la présence de ripple marks.

Conclusion – Les parois explorées au cours de cette plongée sont fort vraisemblablement découpées au sein d'un massif granitique intensément fracturé par les effets d'une tectonique essentiellement distensive ; cette tectonique est responsable du modelé de l'ensemble de la pente constituée d'une série de marche d'escaliers étroites et raides ; les granites observés contiennent également des indices d'une tectonique antérieure à leur découpage extensif et qui est également probablement

responsable d'une partie de l'aspect très fracturé de ces roches. L'observation de grandes dalles ayant pu glisser le long de la pente ainsi que la récupération d'une micrite consolidée offrant des clivages, laissent penser à la présence d'une couverture sédimentaire déstabilisée voire fracturée. Outre ces observations, le phénomène d'encroûtement constitue une particularité spectaculaire de ce segment de pente.

Remarque – L'absence de gyrocompas entraine une incertitude sur l'orientation des structures.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC 12-01	1901	38° 42' 00	10° 09' 52	Bloc quadrangulaire de13x9x6 cm dont toutes les faces sont enduites d'une patine noirâtre à l'exception d'un coin de couleur beige-rouille provenant de l'arrachement d'avec le sédiment encaissant ; en section le bloc correspond à un calcaire pélagique (micrite) montrant deux légers clivages de fracture à 120° à mailles de quelques mm bien soulignés par des oxydes de fer ; on note une amorce de joints stylolithiques sub-parallèles à S0 ; une fracture sub-parallèle à l'un des clivages est emplie d'un sédiment plus récent ; les foraminifères (dont des orbulines et des globigérines) sont abondants avec d'autres débris d'organismes. Diagnostic : micrite d'âge miocène moyen à supérieur. Echantillons coupés en : STC12/1A, 1B, 1C, 1D, 1E.
STC 12-02	1819	38° 41' 90	10° 09' 67	Petit fragment arrondi de 4x3x2 cm, avec patine gris-noir externe ; en section il présente une texture à micro-cavités (micro-bulles) et une certaine zonation de couleur ; possibilité de quartz et de feldspaths. Diagnostic : ponce pobable. Echantillons : STC-12/3a et 3B Echantillons : STC-12/2A et 2/C. Echantillons coupés en : STC12/1A, 1B, 1C, 1D, 1E.
STC 12-03	1803	38° 41' 90	10° 09' 67	Petit fragment arrondi de 4x3x2 cm, avec patine gris-noir externe ; en section il présente une texture à micro-cavités (micro-bulles) et une certaine zonation de couleur ; possibilité de quartz et de feldspaths. Diagnostic : ponce pobable. Echantillons : STC-12/3a et 3B
STC 12-04	1729	38° 41' 90	10° 09' 70	Perdu

PÉTROLOGIE

par J.P. Bouillin et A. Seyni.

STC 12-01 : Micrite brun foncé à fréquents Globigérinidés. Un assez gros foraminifère à test de calcite ambrée. Perforations ± circulaires : anciens terriers ?

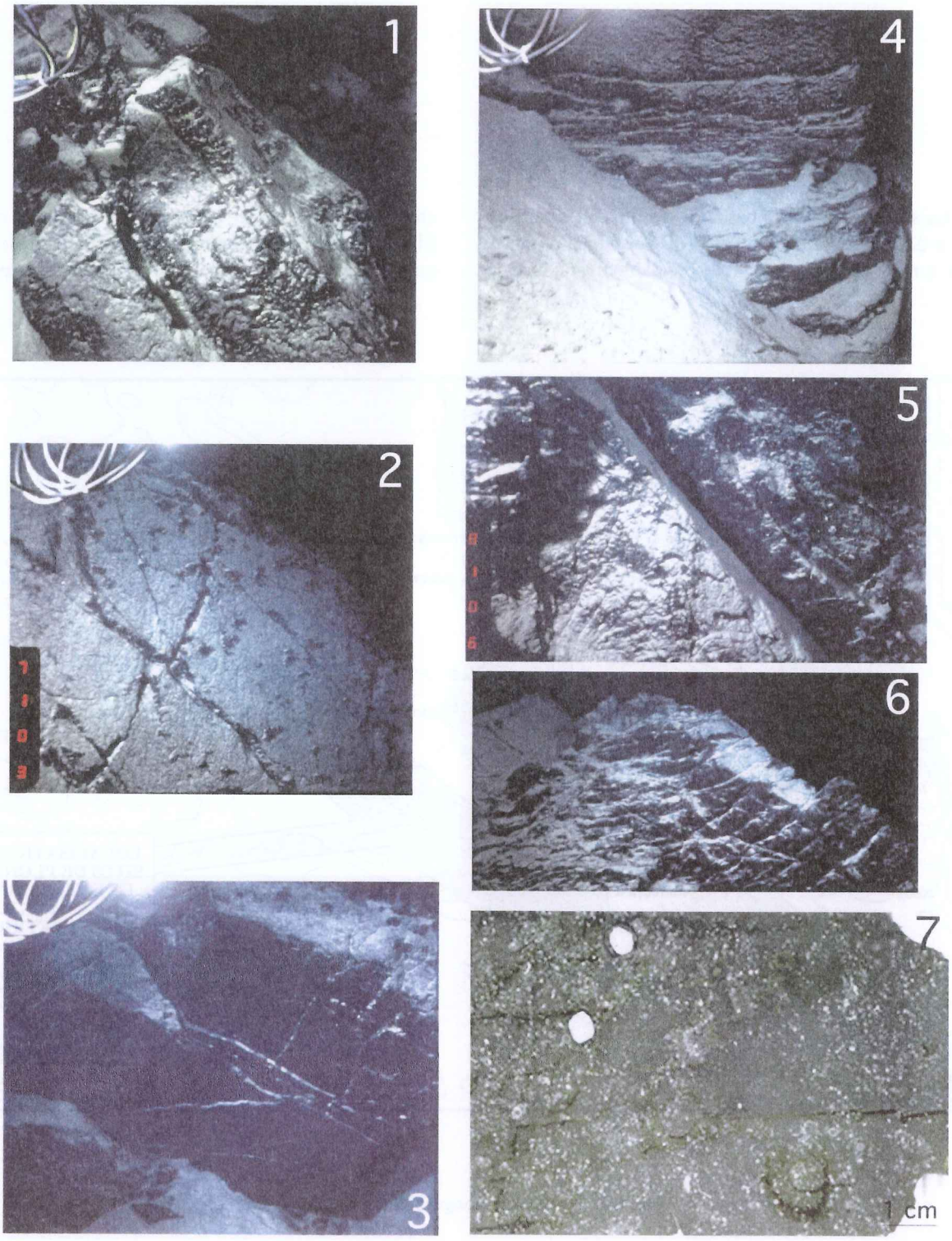


FIG. 54. – Affleurements et roche caractéristiques de la plongée STC 12.

1 : Granitoïdes massifs, 2023 m ; 2 : id. fracturés, 1903 m ; 3 : id. fracturés et cisaillés, 1867 m ; 4 : Zone cisaillée, 1789 m ; 5 : Fracture, 1827 m ; 6 : Zone cisaillée, 1724 m ; 7 : Echantillon 12/1 calcaire micritique miocène (lame mince), 1901 m.

MARGE SUD

La structure en blocs basculés résulte de l'extension qui a donné naissance au Canal de Sardaigne profond. Elle a redécoupé un ensemble préalablement structuré en compression. Une inversion compressive récente (fig. 7, 17) est documentée localement dans ce domaine, qui a par ailleurs été modelé par l'érosion messinienne.

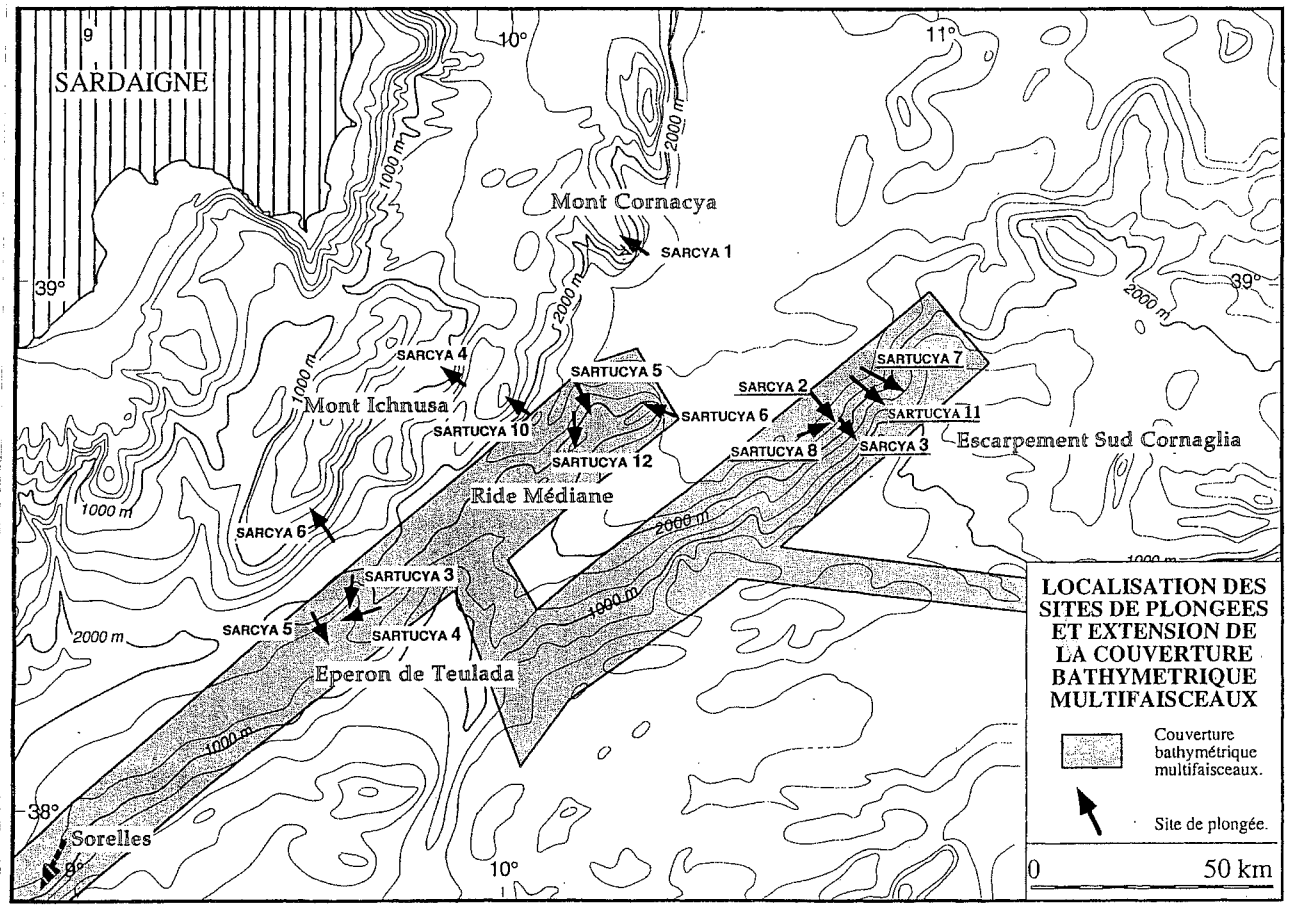
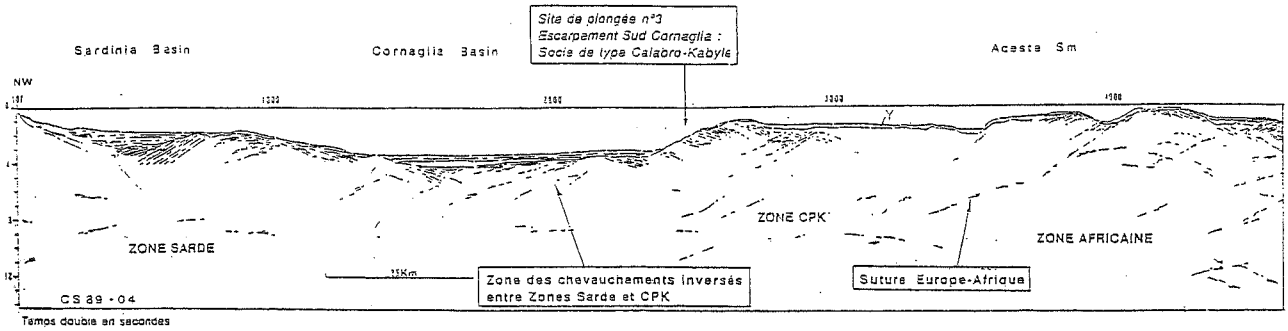


FIG. 55. – Localisation des sites de plongées sur l'escarpement Sud Cornaglia.



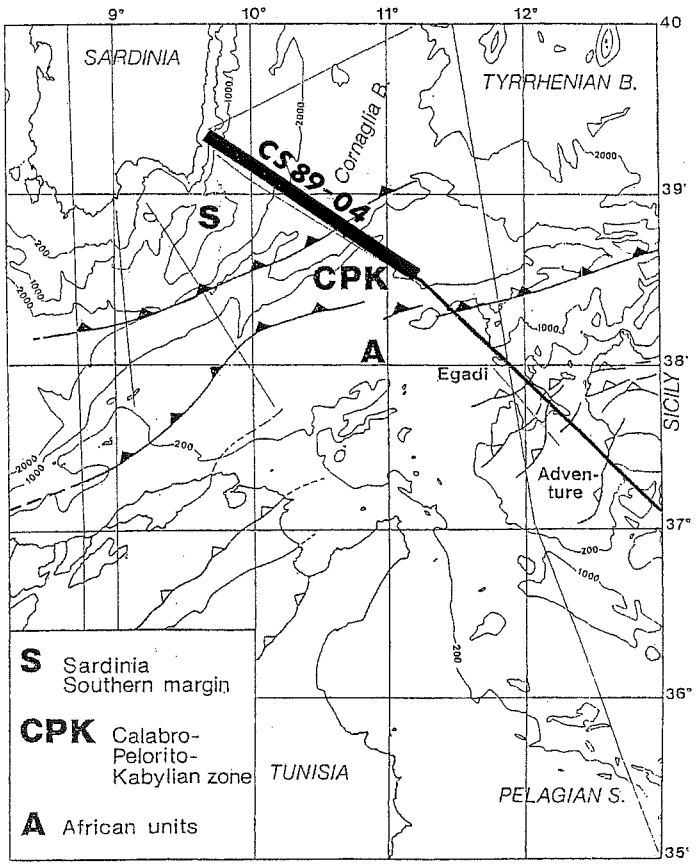
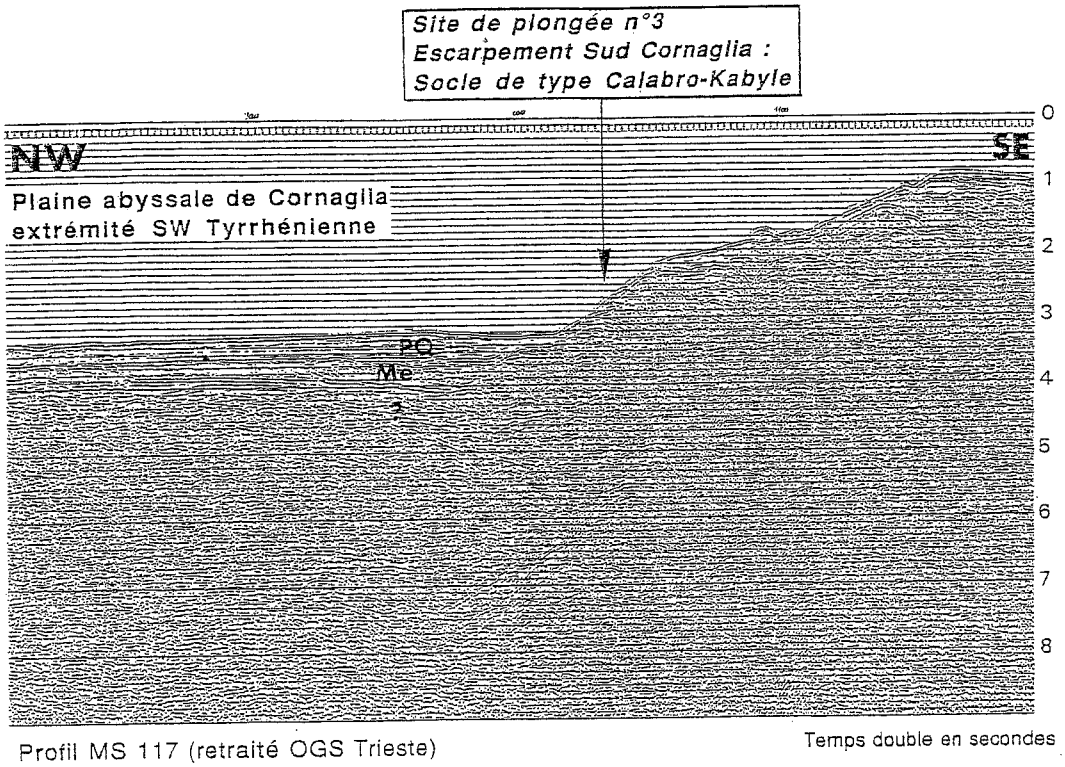


FIG. 56. – Structure du bassin de Cornaglia.

Sismique réflexion multitrace, profil CS 89-04, Campagne CS 89, OGS Explora, Observatoire de Géophysique Expérimentale, Trieste et CNR italien, consacrée à de la Sismique 120 traces longue écoute.



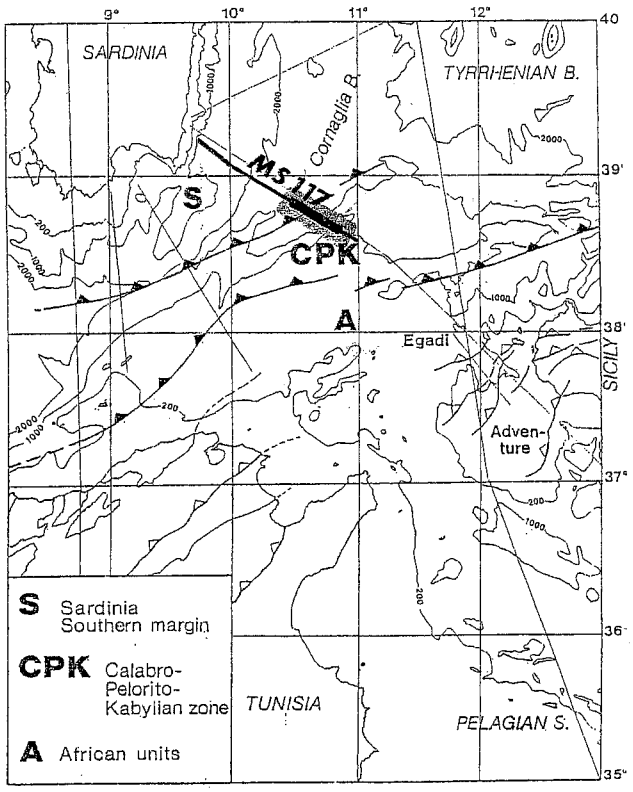


FIG. 57. – Section sismique à travers l'escarpement Sud Cornaglia.

Sismique réflexion multitrace, profil MS 117, profil multitrace enregistré au début des années 1980 et retraité à l'OGS Trieste.

Escarpement Sud Cornaglia

Cet escarpement domine le bassin de Cornaglia qu'il limite au Sud. Il correspond à des failles de détachement en extension inversant d'anciens chevauchements ; les lithologies attendues, en fonction des dragages déjà effectués sur ce domaine, sont constituées par le socle CPK mylonitisé et sa couverture de flysch gréso-micacé du Miocène inférieur, de type Oligo-Miocène Kabyle (CPK). 5 plongées, SAR 2, SAR 3, STC 7, STC 8 et STC 11, ont été consacrées à ce domaine.

Plongée SARCYA 2

17 septembre 1994

Observateur : *Jean Pierre BOUILLIN*
Pilote : *Jean Jacques KAIOUN*
Co-pilote : *Yves HOUARD*

RÉSUMÉ

Situation – Plongée effectuée au pied et sur la pente Sud de Cornaglia, du point 38°44'80 N, 10°42'40 E (profondeur 2 505 m) au point 38°43'50 N, 10°43'90 E (profondeur 2 060 m) le long d'un tracé rectiligne orienté N 140, long d'environ 3 000 m, durée 6 h 45 mn, durée sur le fond 3 h 57 mn.

Cette pente est considérée (sismique, échantillons dragués) comme appartenant aux unités maghrébides. Il a été envisagé, d'après les données sismiques, qu'elle corresponde sensiblement à une importante faille normale. L'objectif de la plongée était d'observer les structures le long de la pente et de prélever des échantillons permettant de préciser la lithologie.

La plongée a été interrompue prématurément pour des raisons météorologiques. Elle est complétée par la plongée SARCYA 3.

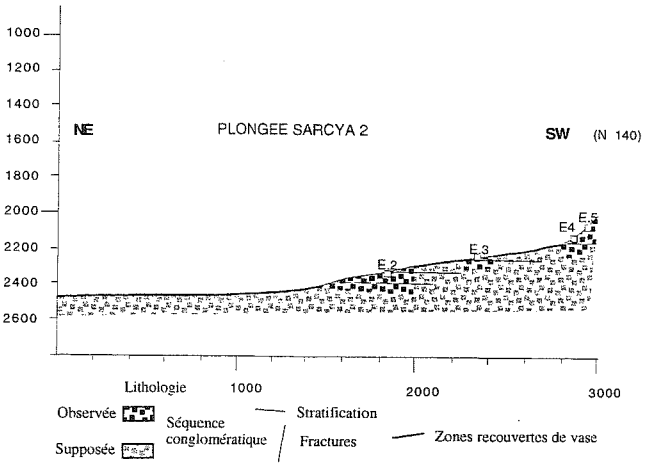


FIG. 58. – Profil de la plongée SAR 2.

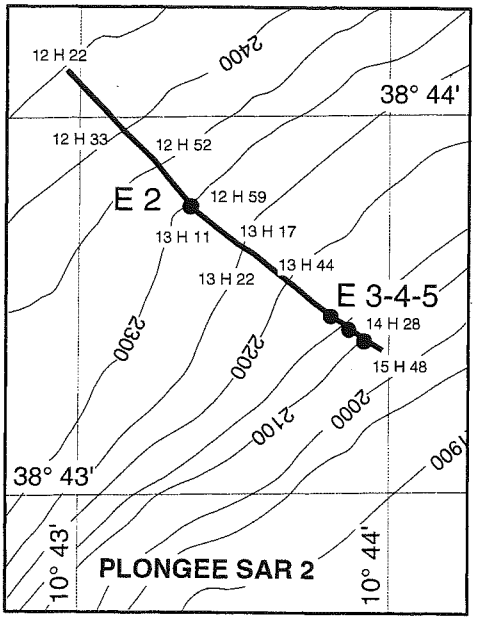


FIG. 59. – Trajet de la plongée SAR 2.

Morphologie – a) - Les mille premiers mètres de la coupe correspondent à un fond presque plat, à la profondeur de 2 500 m environ, constitué de vase à Ptéropodes avec localement des blocs de croûte calcaire. b) - De 2 500 à 2 300 m : pente modérée (10 à 15°) de vase à Ptéropodes avec des encroûtements, parfois importants, formant des plaques souvent désorganisées et glissées ou démantelées sous forme de blocs. c) - aux alentours de 2 340 : petit talus encroûté suivi d'un replat encroûté jusqu'à la cote 2 250. d) - de 2 250 à 2 060 : pente assez forte (20 à 30°). Le fond, rocheux mais localement envasé, est constitué d'une blocaille (éboulis

probable) à éléments décimétriques plutôt anguleux, cimentée et recouverte sur plusieurs décimètres par de la croûte calcaire.

Lithologie – N'ont pu être prélevés que des échantillons de croûte. Il s'agit d'un calcaire beige-rosé, à Foraminifères, enduit d'un film noir ferromanganeux. Cette croûte supporte fréquemment les bases d'organismes fixés (coraux, éponges ?) localement abondants mais morts et recouverts par l'enduit noir.

Structure – La structure du soubassement, visible dans la partie SE de la plongée, est celle d'un éboulis à éléments plutôt anguleux. Aucune trace de fracturation n'y a été observée.

Sédimentologie – Outre les marques de courant (cf. ci-dessous) un grand nombre de traces diverses, grattages et bioturbations ont été observées : traces rectilignes fines, traces enchevêtrées (pagures ?), traces de pacage à la sortie de terriers, monticules hauts de quelques décimètres, traces de traînage de grandes dimensions (provoquées par des poissons ?).

Hydrologie – Les fonds envasés montrent des rides orientées sensiblement N-S (N 160 à N 20) et, plus localement, des dunes orientées N 50, atteignant, 50 cm de haut, qui se forment à l'abri NE de rochers ou de gros blocs. Ces dunes, ainsi d'ailleurs que l'attitude des *Benthosaurus*, indiquent un courant portant vers le NE, en direction de la Mer Tyrrhénienne.

Biologie – Peu d'organismes vivants fixés ont été repérés malgré l'abondance des supports possibles. Les crevettes et gambas sont assez fréquentes. Les poissons observés sont principalement des *Benthosaurus* (une douzaine), des chimères (2 ou 3). Quelques autres formes ont été rencontrées dont, probablement un sélacien.

Pollution – Objets rapidement dégradables (pastèque) ou beaucoup moins : sacs et bidons en plastique de grandes taille, boîte de conserve, poterie moderne, barre métallique, filin allongé sur plus de 10 m.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
SAR 2-01				Perdu
SAR 2-02	2326	38° 43' 86	10° 43' 34	Allongée scoriacée, 8x5x4 cm, brun clair ; croûte noire ; perforations ; hydrozoaires. Encroûtement carbonaté.
SAR 2-03	2132	38° 43' 52	10° 43' 87	Irrégulière scoriacée, 6x5x4 cm, gris brun ; croûte noire ; perforations ; hydrozoaires. Encroûtement carbonaté.
SAR 2-04	2135	38° 43' 52	10° 43' 87	Dalle irrégulière, 7,5x4x3 cm, gris beige à rougeâtre, aspect bréchique. Croûte noire mince. Encroûtement carbonaté polygénique.
SAR 2-05	2063	38° 43' 55	10° 43' 90	Allongée, irrégulière, scoriacée, 16x7x1à4 cm, beige ; croûte noire ; serpules ; hydrozoaires ; perforations. Encroûtement carbonaté.

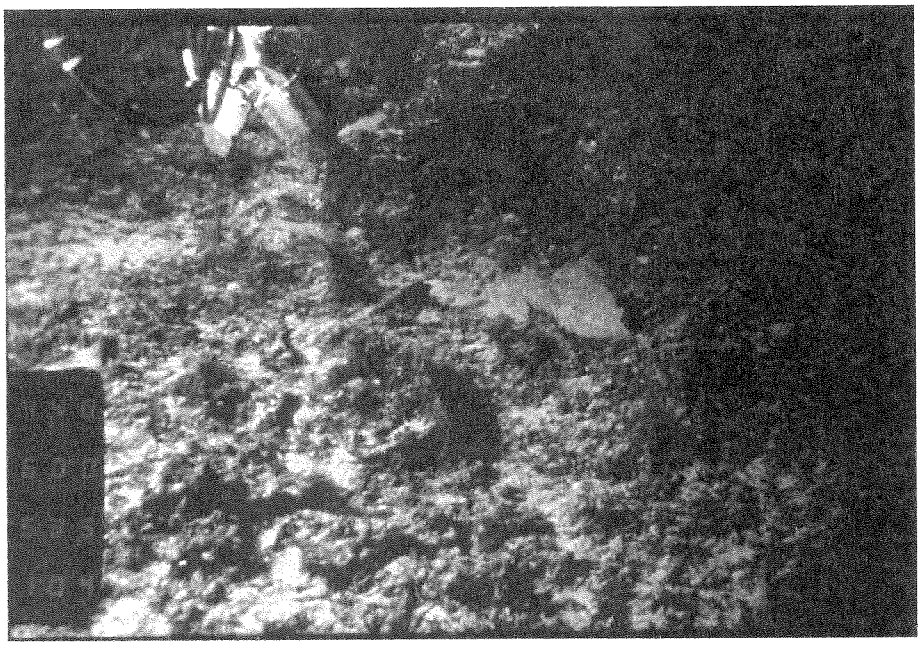


FIG. 60. – Affleurement caractéristique de la plongée SAR 2.
Blocs pris dans l'encroûtement, 2104 m.

Plongée SARCYA 3

18 septembre 1994

Observateur : *Franco ROLFO*
Pilote : *Yves POTIER*
Co-pilote : *Serge RICHARD*

RÉSUMÉ

Situation – La plongée a été effectuée entre les points de latitude 38°44'280N, longitude 10°44'635E à 2171 m, et 38°42'706N, 10°46'722E à 1640 m ; durée 7 h 21 mn, durée sur le fond 4 h 55 mn. Le but était d'étudier et d'échantillonner l'escarpement sud du bassin de Cornaglia, situé à environ 100 km à l' ESE de la Sardaigne méridionale.

Morphologie – La profondeur du fond à l'arrivée était de 2171m. Le parcours, bien que non linéaire s'est effectué en maintenant un cap moyen de 130° (SE), jusqu'à la profondeur de 1478m. Le parcours représente environ 3, 5 km, caractérisé par de nombreux arrêts et tentatives d'échantillonnage. Entre 2170 m et 1790 m, le secteur étudié est caractérisé par une pente monotone assez douce, entre 5 et 20°, interrompue dans trois secteurs par des zones plus raides qui forment des escarpements hauts de quelques mètres jusqu'à 10 m. Ces escarpements qui représentent les seules zones d'affleurement du substratum, sont l'expression superficielle des structures et discontinuités tectoniques caractéristiques du secteur étudié. Les très nombreuses zones sans affleurement sont recouvertes par un manteau d'épaisseur inconnue de vases pélagiques argilo-silteuses et rare fraction sableuse. Souvent la base des escarpements montre des accumulations de débris hétérométriques (dimension variant du cm au m), de forme moyennement arrondie, souvent constituées de blocs irréguliers de conglomérats. Sur la pente, et en particulier quand elle regarde au Sud, existent des chenaux qui suivent les discontinuités tectoniques principales et qui montrent des conditions d'affleurement particulièrement favorables. Les pentes envasées montrent souvent que la vase recouvre des barres d'encroûtements carbonatés sub-affleurants, épais en moyenne d'une dizaine de cm. Les encroûtements et les roches sont presque toujours recouverts d'une patine noirâtre extrêmement fine, constituée d'oxyde de Fer et Manganèse, qui interdit une bonne vision des caractères superficiels de l'affleurement. A partir de 1790 m de profondeur, la pente devient extrêmement monotone inférieure à 5°, et la couverture vaseuse continue ne permet plus d'observations lithologiques.

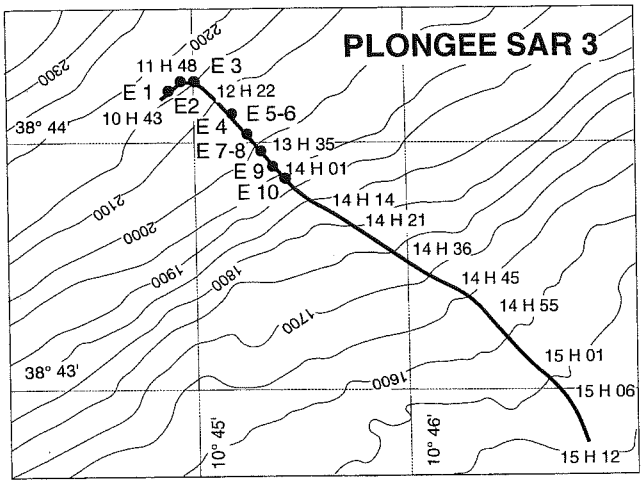


FIG. 62. – Trajet de la plongée SAR 3.

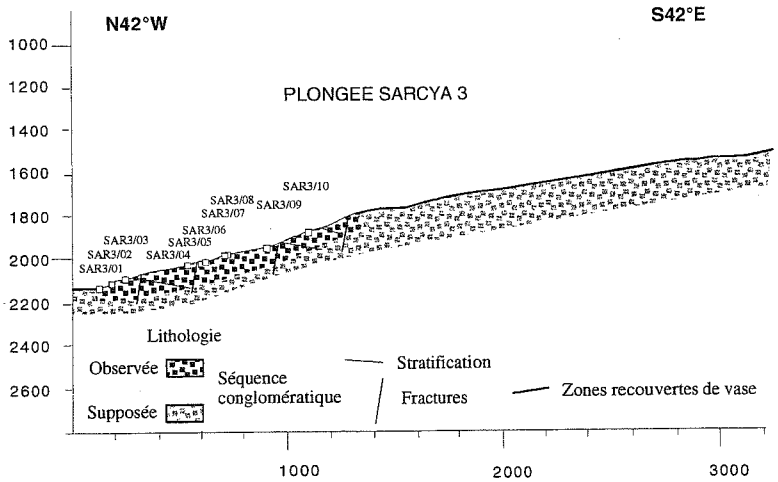


FIG. 61. – Profil de la plongée SAR 3.

Lithologie – Lorsque cela était possible, les affleurements ont fait l'objet de prélèvements d'échantillons en place. Dans le cas de certains échantillons (SAR 1-2-10) leur situation par rapport à l'affleurement permet de considérer qu'ils sont bien représentatifs, même s'ils n'ont pas été récoltés en place. La série affleurante est entièrement constituée de conglomérats hétérométriques, polygéniques à structure *clast-supported*, en bancs assez épais, parfois bien stratifiés, parfois massifs et isotropes. Le caractère de la stratification est déterminé par la dimension des éléments qui varie entre des lits centimétriques à petits galets, et des lits atteignant le mètre à éléments plus gros. Parfois des horizons jaunâtres à grain très fin, d'épaisseur décimétrique, soulignent la stratification. Les roches échantillonnées correspondent, eu égard à la description ci-dessus, à des galets de dimensions décimétriques ou à des blocs de conglomérat là où les galets étaient plus petits.

SAR 3/01 : galet de granitoïde à grain grossier, cataclastique ;

SAR 3/02 : conglomérat à petits galets de grès quartzeux verdâtre et de granitoïde, hétérométrique ;

SAR 3/03 : grès quartzeux gris vert, hétérométrique ;

SAR 3/04 : conglomérat à petits galets de granitoïde et de grès ;

SAR 3/05 : granite tonalitique à biotite, cataclastique ;

SAR 3/06 : gneiss à grain fin finement folié ;

SAR 3/07 : calcaire micritique fossilifère ;

SAR 3/08 : granite à biotite isotrope, frais, à grain grossier ;

SAR 3/09 : conglomérat polygénique à petits galets de granitoïde, gneiss à grain fin, schistes quartziteux, calcaires.

SAR 3/10 : calcarénite finement laminée.

Structure – La zone où existent des affleurements peut être subdivisée en trois sous-zones grâce à l'analyse structurale des discontinuités et de la stratification. La première zone, commence à 2170 m de profondeur et va jusqu'à environ 2070 m ; les affleurements y sont rares et montrent une stratification faiblement inclinée vers le SE ou l' ESE. Les rares discontinuités tectoniques observables sont subverticales et orientées autour de N 150. Des plis très ouverts ont été observés en un point ; les axes plongent faiblement (5°-10°) vers l'Est. La seconde zone est la plus complexe et celle où existe le plus grand nombre de marches. Elle montre diverses familles de failles et discontinuités mineures dont la principale est subverticale et orientée entre N 150 et N-S ; la série conglomératique apparaît disloquée et déformée, et montre des pendages dispersés entre S et SSW avec des inclinaisons modestes (20°-30°). Une seconde famille de failles verticales mineures orientées aux environs de N 70 à N90, paraît recouper les autres discontinuités. La troisième zone est caractérisée par une moindre fréquence de failles verticales orientée de N-S à N 20 et par des pendages faibles (20°) des strates vers le Sud.

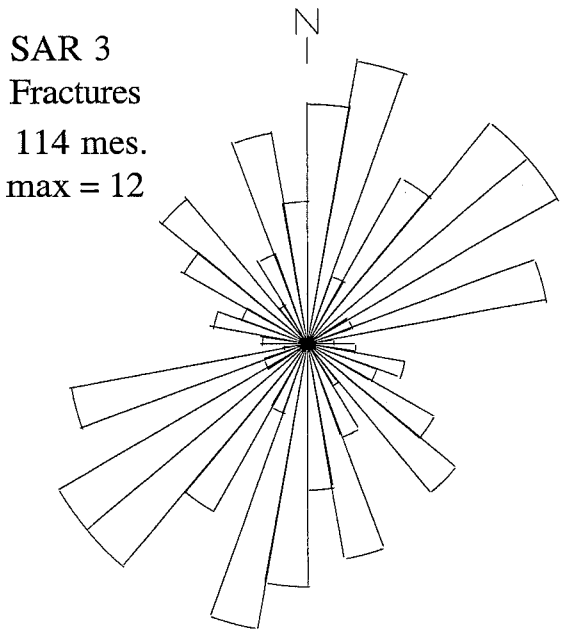


FIG. 63. – Diagramme des microstructures de la plongée SAR 3.

Il convient de remarquer que les caractères lithologiques des affleurements se prêtent mal à une analyse structurale fine et que la faible quantité de mesures récoltée ne permet pas d'en donner une analyse statistique bien représentative.

Sédimentologie – Les zones hors escarpement et non recouvertes d'éboulis montrent une surface vaseuse extrêmement monotone. Au dessus de 1790 m, le fond montre de brefs passages présentant des rides assez peu marquées (quelques cm de hauteur) qui donnent une direction de courant N-S (le flanc raide paraissant plutôt au Sud). En général on n'observe pas de traces mécaniques sur le fond. En revanche les bioturbations sont fréquentes, en forme de petits monticules vaseux hauts d'une dizaine de centimètres, de traces et pistes méandriformes également déca-centimétriques, de traces dendritiques de largeur supérieure au mètre, de niches d'excavation sur le fond dues à des poissons de grande dimension. A partir de 1620 m de profondeur et jusqu'à 1556 m, on suit une trace très nette de dragage, vraisemblablement le trait BS82-28. L'eau est toujours relativement limpide et exempte de matériel en suspension.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
SAR 3-01	2165	38° 44' 19	10° 44' 86	Gros galet mal arrondi, 12x11x9 cm, gris clair à rouge orangé. Croûte noire ; petites serpules vivantes ; polypiers. Cataclastique : quartz, Fk altérés, grenats ? Granite à gros grain cataclasé et silicifié.
SAR 3-02	2138	38° 44' 26	10° 45' 04	Champignon, plaque 13x14x2 cm d'encroûtement carbonaté beige jaunâtre. Faciès fin avec perforation, croûte noire avec petites serpules vivantes. Pied conglomérat 5x10x8 cm, gris rouge. Croûte noire très fine, galets de 4 à 5 cm de grès gris vert et de quartzique feldspathique cataclastique ou granite. Grès fin très peu feldspathique à quartz arrondis, hétérométriques ; rappelle certains faciès du Numidien.
SAR 3-03	2124	38° 44' 26	10° 45' 10	Galet aplati mal arrondi, 15x11x5 cm. Gris verdâtre à jaunâtre, croûte noire mince, très mince sur la face inférieure. Grès grossier mal classé avec quelques laminations. Grès jaune-verdâtre, de granulométrie moyenne, à grains de quartz arrondis, probablement éolisés, hétérométriques. Un petit peu de feldspath. Faciès connu dans le Numidien, (attribution la plus probable) mais aussi, plus rarement, en passées « numidoïdes » dans les séries de type Oligo-Miocène kabyle.
SAR 3-04	2062	38° 44' 17	10° 45' 26	Boule 8x7x4 cm, de couleurs variées (rouge, jaune, brun, noir, gris). Brèche cataclastique avec quelques éléments arrondis : quartz, Feldspaths K altérés, éléments de grès? Éléments remaniés : granites de type SAR 3-01 ; grès fins de type SAR 3-02.
SAR 3-05	2039	38° 44' 15	10° 45' 30	Bloc anguleux, 22x17x12 cm, rougeâtre à verdâtre, passées orangées ou grises. Très peu d'encroûtement. Quartz, Feldspaths K altérés, cataclastique. Granite à gros grain silicifié et cataclasé, à biotite.
SAR 3-06	2032	38° 44' 15	10° 45' 30	Bloc anguleux,12x9x7 cm, jaune rougeâtre. Croûte noire sauf sur l'arrachement. Très cataclastique. Gneiss fin très altéré, cisaillé (recristallisation des quartz).
SAR 3-07	2028	38° 44' 14	10° 45' 30	Plaque, croûte carbonatée scoriacée de couleur beige,14x9x13 cm. Croûte noire avec des serpules et des perforations. Une inclusion grise très altérée.
SAR 3-08	2013	38° 44' 14	10° 45' 30	Bloc anguleux, 10x8x9 cm, gris. Croûte noire très mince avec des serpules. Biotite, quartz, Fedspaths K et plagioclases. Granite à biotite, ni silicifié ni bréchifié mais peut-être de même origine que SAR 3-01. Rappelle certains granites des environs de Skikda.
SAR 3-09	1976	38° 44' 09	10° 45' 45	Gros bloc irrégulier de conglomérat, 24x17x18 cm. Hydrozoaires, polypiers, ascidies, balanes, perforations dans certains galets. Couleur variable : gris jaunâtre, brun rougeâtre... Galets arrondis de taille variable : 1 à 7 cm (calcaires, quartzites, schistes, cataclasites). Ciment arkosique? Encroûtement calcaire. Un galet de gneiss fin ; un galet de granite de type SAR 3-01.
SAR 3-10	1905	38° 43' 98	10° 45' 56	Plaque triangulaire émoussée de siltite, 14x9x6 cm, gris verdâtre. Croûte noire mince avec des serpules et des hydrozoaires. Laminations fines parallèles, grains très fins. Calcaire très gréseux (silts), à laminations, probablement turbiditique. Rappelle certains niveaux des flyschs crétacés-paléogènes (plutôt paléocène ?)

PÉTROLOGIE

par F. Rolfo, R. Compagnoni et J. P. Bouillin

SAR 03-01 : Granite à microcline et deux micas, faiblement cataclastique

Structure : à grain moyen-grossier, légèrement cataclastique.

Constituants essentiels :

Microcline-perthite, macle tartan, plutôt déformé. Incluant parfois du Pl idiomorphe, des Qtz arrondis, plus ou moins de Bt.

Quartz xénomorphe, avec extinction onduleuse et tendance à former des structures en sous-grains dans les zones plus déformées.

Plagioclase (oligoclase) relativement rare, idiomorphe par rapport au feldspath potassique, avec début d'altération en un produit argileux. Inclut du quartz de haute température et de la sillimanite prismatique partiellement séricitisée.

Mica blanc, tardif par rapport à la biotite, en lames plutôt grosses, concentré en agrégats intensément déformés (fragments de schistes ?).

Biotite brun-rouge, largement altérée en chlorite ferrifère et chaînettes de Rutile.

Accessoires :

Apatite trapue, bourrée d'aiguilles de probable amphibole (incolore, angle $c\gamma \approx 10°$).

Zircons idiomorphe, quasi aciculaires, parfois fracturés.

Observations :

Parfois la cataclase est plus évidente dans les domaines où le mica blanc est concentré.

La roche est traversée par une série de fractures remplies par un produit limonitique rougeâtre.

Dans le feldspath potassique ont été observés de petits prismes incolores (angle $c\gamma \approx 45°$, $\sigma > 0.03$, fort relief), probablement du clinopyroxène.

Traitements :

- Géochimie : majeurs

SAR 03-02 A : (Galet) Granite à microcline et deux micas, nettement cataclastique

Roche très semblable à l'échantillon SAR 3-01, mais avec une structure plus fortement cataclastique.

Le microcline est plus frais.

Le quartz, avec extinction fortement onduleuse, montre parfois des structures de type « mortier ».

La biotite, qui occupait une postition interstitielle, est complètement remplacée par de la chlorite ferrifère et de l'ilmenite.

Le mica blanc forme parfois des concrétions avec le quartz, ce qui suggère qu'il dérive de Kfeld.

La sillimanite, rare, est incluse dans le Pl et dans le Kfeld.

SAR 03-02 B : Conglomérat polygénique

La roche est constituée par des galets arrondis « clast-supported » , immergés dans un ciment biomicritique contenant de rares cristaux de : Quartz rugueux, Biotite décolorée déformée, Mica blanc, Plagioclase, Pyroxène vert-jaune ($2V\gamma$ moyen-bas)

Les clastes lithiques sont constitués par : Granodiorite légèrement déformée (Quartz, Oligoclase séricitisé, Feldspath potassique subordonné interstitiel, Biotite rouge-brun altérée en Ilménite, Mica blanc qui croît sur la biotite, Sillimanite prismatique et fibrolitique déformée dans la biotite elle-même déformée, Opaques rougeâtres plutôt diffus) ; Quartzarénite (semblable à l'échantillon SAR 3-03) « clast-supported », avec rare matrice limonitique, contenant du Quartz en gros cristaux arrondis non déformés, du Plagioclase rare et faiblement zoné, du Mica blanc déformé, de la Biotite, du Rutile en petits agrégats grumeleux, des Zircons assez gros fracturés.

SAR 03-03 : Quartzarénite

Roche sédimentaire clastique, « clast-supported », avec très rare ciment de carbonate ferrifère ; est constituée principalement par :

Quartz, constituant fondamental, en grains non déformés de dimensions assez homogènes, contenant de l'Amphibole ? prismatique incolore, du Rutile aciculaire et de l'Apatite, et en outre de fréquentes inclusions fluides secondaires alignées.

Plagioclase (oligoclase) rare, légèrement déformé.

Opaques en agrégats rougeâtres.

Feldspath potassique, perthitique.

Mica blanc, rare et interstitiel.

Biotite brune, entourée de rutile ; biotite verte incluse dans le quartz.

Tourmaline détritique ou non, aussi incluse dans le quartz.

Amphibole.

Glauconite en petites plages interstitielles.

Zircons.

Fragments d'une vulcanite, avec fond microcristallin à quartz et plagioclase.

SAR 03-04 : Granite à microcline hyperalumineux

Structure : faiblement cataclastique, à grain moyen avec tendance équigranulaire.

Constituants essentiels :

Quartz qui tend à recristalliser, en développant des contours lobés.

Plagioclase oligoclasique avec bordure plus albitique ; parfois le coeur plus calcique est fortement séricitisé. Contient de petits grains arrondis de Quartz et des aiguilles d'Apatite.

Microcline en position interstitielle ; contient de petits Quartz arrondis.

Mica blanc relativement abondant, en agrégats de lamelles légèrement déformées et en grosses lamelles à coeur de Plagioclase.

Biotite subordonnée, avec distribution hétérogène en domaines, altérée et déformée, avec micro-inclusions d'aspect pulvérulent. La rare Biotite verte est incluse dans le Plagioclase.

Accessoires :

Apatite soit trapue soit en aiguilles

Zircons très petits, prismatiques allongés

Abondantes aiguilles à fort relief et haute biréfringence, non identifiées.

Observations :

La roche est traversée par une série de fractures où se concentrent des oxydes de Fe-Mn et des carbonates.

Une portion de la roche montre une structure fortement cataclastique avec des clastes des phases constituantes cimentés par une matrice brunâtre de carbonate.

Il est intéressant de noter que, dans la partie cataclastique cimentée par le carbonate, la biotite n'est pas altérée.

SAR 03-05 : Pegmatite tonalitique à biotite

Structure : isotrope, à grain grossier, avec les cristaux légèrement déformés.

Constituants essentiels :

Quartz en grands cristaux xénomorphes à contours lobés.

Plagioclase en agrégats de cristaux idiomorphes à tendance porphyriques, intéressés par une faible altération en produits argileux.

Biotite décolorée, en rares lamelles déformées partiellement remplacées par de la Chlorite ferrifère et du Rutile très fin.

Mica blanc rare, en petites lamelles tardive.

Accessoires :

Zircons.

Carbonate rare, interstitiel.

Monazite ? prismatique trapue (n fort, angle cg ≈ 45°, biréfringence moyen-haute).

Observations : la roche est traversée par une série de fractures remplies par des oxydes de Fe-Mn et par des carbonates, et en outre par de la Chlorite.

SAR 03-06 : Gneiss granitique à biotite et grenat

Structure : gneissique, définie par l'orientation dimensionnelle préférentielle des constituants.

Constituants essentiels :

Plagioclase oligoclasique, antiperthitique, avec une faible zonation normale de type continu contenant des Quartz arrondis, de l'Apatite et de rares Grenats.

Quartz.

Feldspath potassique (angle 2Vα moyen-fort).

Biotite rouge, déformée et partiellement chloritisée.

Grenat, petit, en quantités accessoires.

Accessoires :

Apatite idiomorphe

Zircons assez gros et relativement fréquents

Observations :

Les bords des grains et les fréquentes micro-fractures sont remplis par des produits limoniteux.

On observe une veine avec carbonate ferrifère oxydé aux épontes et une phase microcristalline parfois avec structure fibro-radiée (Calcédoine ?).

SAR 03-07 : croûte carbonatée scoriacée de couleur beige.

SAR 03-08 : Granite à microcline et deux micas.

Structure : faiblement orientée et cataclastique, à grain grossier avec tendance porphyrique.

Constituants essentiels :

Microcline-perthite (2Va fort) en cristaux très gros, entourés d'un bord limpide de Feldspath potassique non perthitique, contenant du Quartz arrondi et de la Sillimanite aciculaire et prismatique non orientée.

Quartz xénomorphe avec extinction onduleuse et structure à sous-grains vers la périphérie.

Plagioclase oligoclasique.

Biotite déformée et en partie chloritisée, contenant de fines chaînettes de Rutile et de Zircons.

Mica blanc relativement tardif, qui croît sur la Biotite dans toute la roche, en particulier dans les parties cataclastiques.

Myrmékites au contact avec le Feldspath potassique.

Accessoires :

Sillimanite.

Rutile.

Zircons.

Apatite xénomorphe, rugueuse.

Traitement :

- Étude 40Ar/39AR par P. Monié —> biotite : de 65 à 129 m.a. ; muscovite : 95 -> 37 m.a.
- Géochimie : majeurs.

SAR 03-09 : Conglomérat polygénique à ciment de calcaire fin et éléments cristallins anguleux.

Constitué par des éléments mono-et polyminéraux arrondis, plus rarement anguleux, faiblement orientés, immergés dans une matrice micritique ou microspatique brunâtre. Dans le ciment on note un Rotalidé, quelques débris de Globigérinidés dont certains à test épais.

Les galets, dans l'ordre d'abondance, sont constitués par :

Leucotonalite cataclastique, constituée par : Quartz déformé, Plagioclase oligoclasique en gros individus non zonés cassés altérés en séricite et produits argileux, Opaques arrondis, idiomorphes, Mica blanc tardif, interstitiel, Phase d'aspect relique brune (n fort, système de clivages irrégulier, s haute, 2Vg=0 ?, angle cg ≈ 10°), Zircons.

Ce galet est traversé par des fractures remplies par des oxydes de Fe-Mn et par de la calcite spathique.

Quartzite déformée, avec clastes à structure en sous-grains.

Granite à microcline leucocrate.

Marbre dolomitique pur en cristaux à grain moyen avec orientation dimensionnelle préférentielle (texture mylonitique).

Gneiss tonalitique à Bt et Pl.

Micaschiste crénulé, à mica blanc très fin et sillimanite séricitisée, avec opaques aciculaires.

Phyllades à mica blanc.

Biocalcarénite avec matrice sparitique.

Quartzarénite arkosique à grain fin, avec texture légèrement orientée constituée de fragments mono-minéraux de quartz, plagioclase, mica blanc, biotite et carbonates ;

Fragments mono-minéraux de :

Quartz dont Quartz rhyolitique.

Feldspath potassique, non déformé, avec fréquentes perthites en filets.

Plagioclase.

Biotite légèrement chloritisée le long des clivages, avec ségrégations fines d'ilménite.

Mica blanc, en minces lamelles déformées isolées.

Grenat rare, cassé, avec inclusions arrondies de quartz et altération en chlorite.

Sillimanite fibreuse (fibrolite).

Carbonate idioblastique.

Phosphates en petits agrégats arrondis ou irréguliers.

Glauconite en petits nodules arrondis.

Débris d'origine sédimentaire :

calcaire bioclastique à Globigérinidés à test épais ;

quelques débris de micrite ; un fragment de dolomie fine ;

un débris de microbrèche très fine à ciment pélitique et à très petits Globigérinidés d'aspect crétacé ;

un débris de grès fin à ciment pélitique, à laminations.

Traitements :

- Photographies au MEB dans un galet calcaire:
- JPB SAR 03-09 grossissement 3500 : plusieurs coccolites.

JPB SAR 03-09 x 2000 : plusieurs coccolites dont une forme en champignon.

JPB SAR 03-09 x 3500 : plusieurs coccolites.

SAR 3-09 A : Galet de Leucotonalite

Galet isolé appartenant à un conglomérat de type SAR 03-09, à grain grossier.

Le plagioclase est albitique, avec une légère zonation en taches ; il contient quartz et biotite, et il est traversé par une réseau de fractures irrégulières soulignées par de la calcite spathique.

Le quartz, légèrement déformé, quand il est inclus dans le plagioclase, a un aspect corrodé.

La biotite, brun-rouge, est concentrée en agrégats plutôt déformés. Elle inclut des zircons et s'altère en Titanite.

Le mica blanc se trouve soit en petites lamelles non déformées dans le plagioclase, soit en lames plus grandes déformées dans la biotite.

La sillimanite fibrolitique se trouve soit dans le mica blanc (niveau métamorphique ?) soit dans le plagioclase, où elle est aussi présente en petits prismes orientés.

On trouve aussi un petit galet de gneiss, avec horizons mylonitiques à fréquente sillimanite prismatique.

SAR 03-09 B : Conglomérat

Semblable à l' échantillon SAR 03-09, contient aussi des galets de :

Schiste à sillimanite fibrolitique, constituant fondamental avec de très petits opaques et de la titanite.

Gneiss à biotite, plagioclase et sillimanite prismatique ; la sillimanite dans quelques cas est repliée et crénulée.

Arénite arkosique à Qtz, Pl et plus ou moins Kfeld, avec rare Mb et Bt rouge, nids de carbonate ferrifère interstitiel, Mt, Rt, Tour, Zrn, Ap ; on note une légère stratification soulignée par l'alignement des opaques.

Granite leucocrate à microcline, avec fréquentes structures myrmékitiques.

Radiolarite (maintenant silex) avec les fantômes arrondis des radiolaires encore reconnaissables. Des cristaux isolés de carbonate ferrifère idioblastique croissent d'une manière éparse.

SAR 03-09 C : Conglomérat

Semblable à l'échantillon SAR 3-09 ; contient des galets de :

Arénite micritique avec une faible anisotropie planaire, constituée par plus de 50% d'une phase semi-opaque, probablement un carbonate ferrifère oxydé en un produit brunâtre, et pour le reste par Qtz-Pl-Carb-Mb et Chl orientés.

Les galets sont traversés d'une série de fractures remplies de calcite microspathique qui se développe également en couronne autour des galets.

Quartz avec habitus de haute température, bourré de minuscules aiguilles de rutile.

Gneiss de type SAR 3-06, en fragments anguleux.

Bioclastite à Lithothamniées.

SAR 03-09 D : Conglomérat

Semblable à l'échantillon SAR 3-09 ; contient aussi des galets de :

quartzarénite « clast-supported » à ciment brunâtre, plutôt rare, constituée de :

quartz faiblement déformé, plagioclase rare bordé de mica blanc, mica blanc en rares et minces lamelles, biotite brune très petite incluse dans le quartz, Tourmaline, Zircons brisés, fragments microcristallins de silex probable, Titanite fracturée, calcite interstitielle.

On observe des fractures à calcite spathique et des veines contenant une phase à habitus prismatique (σ faible, angle $2V\alpha$ bas), remplacée progressivement par du carbonate.

SAR 03-09 E : Conglomérat

Sembable à l'échantillon SAR 03-09 ; contient aussi des galets de :

Siltite à clastes de quartz, mica blanc et opaques, dans un ciment verdâtre à granulométrie argileuse.

SAR 03-10 : Calcarénite quartztique microbréchique fine, très sableuse, à ciment pélitique et à petits débris calcaires. Quartz très fins, généralement en échardes. Petites Gümbelines AF ; petits Globigérinidés F. Ticinelles ? allure de Crétacé moyen ; faciès assez typique dans certains flyschs maurétaniens distaux.

Roche composée principalement par de la calcite spathique et accessoirement par du quartz rugueux, en fragments légèrement déformés et alignés selon la stratification. La roche est organisée en horizons à carbonate alternativement plus spathiques ou plus micritiques.

Le carbonate est en partie ferrifère et altéré en produits limoniteux.

Le plagioclase est rare.

La biotite, rouge et rarement verte, est présente sous forme de rare lamelles détritiques orientées.

Le mica blanc est aussi présent sous forme de lamelles orientées et déformées.

Sont également présents : rare chlorite, tourmaline cassée, zircons et microfossiles (Globigérine ?) dont les loges sont remplies par de la glauconite probable.

Quelques veines d'épaisseur millimétrique de calcite spathique traversent la roche.

Traitement :

- Étudié au MEB 1 photo avec un seul coccolite.

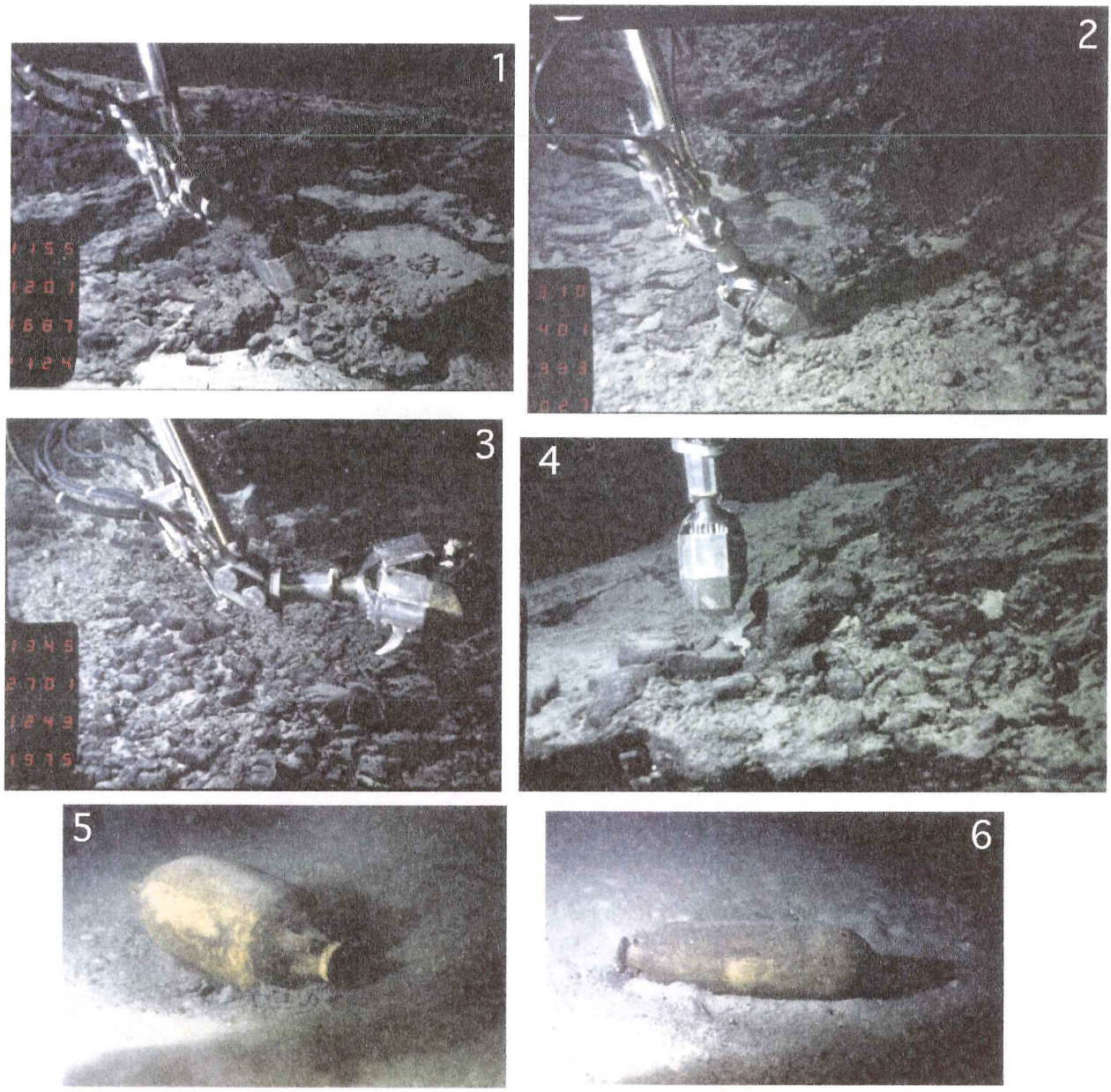


FIG. 64. – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 3.

1 : Conglomérats, 2124 m, Ech SAR 3/3 ; 2 : Conglomérats, 2027 m ; 4 : Conglomérats, Ech SAR 3/9, 1975 m ; 4 : Grès fin laminé, Ech SAR 3/10, 1905 m ; 5 : Amphore romaine, 2164 m ; 6 : Amphore romaine, 2096 m.

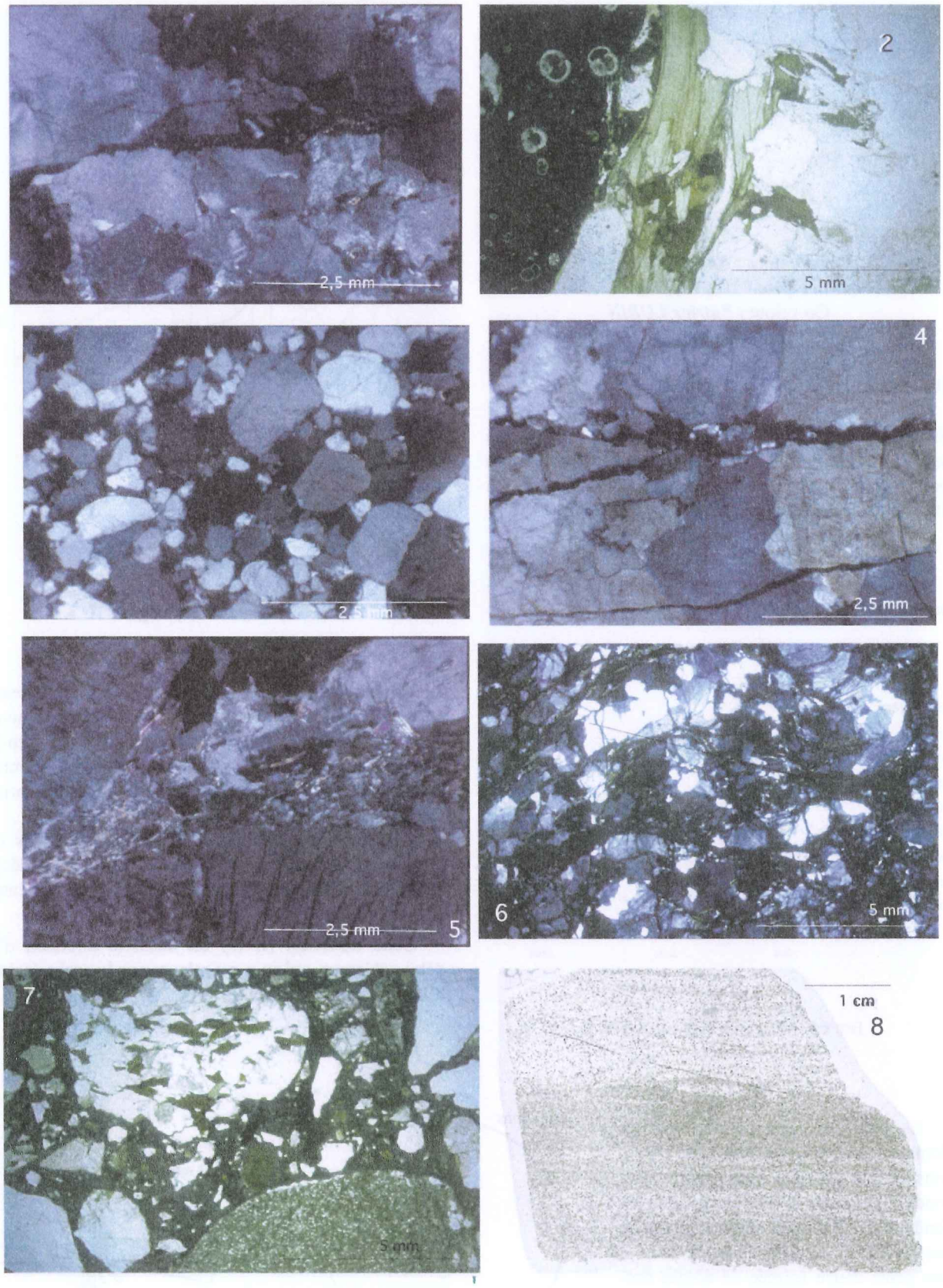


FIG. 65. – Photographies de lames minces des roches de la plongée SAR 3.

1 : Ech SAR3/1, granite cataclasé et fracturé (LPA) ; 2 : Ech SAR 3/2, conglomérat contact entre un galet de granite peralumineux et une biomicrite à Globigérines (LP) ; 3 : Ech SAR 3/3, grès grossier déformé (LPA) ; 4 : Ech SAR 3/4, granite cataclasé (LPA) ; 5 : Ech SAR 3/5, garnite cataclasé (LPA) ; 6 : Ech SAR3/6, gneiss granitique à rares petits grenats (LPA) ; 7 : Ech SAR 3/9, brèche à clastes de granites, quartzarénites, glauconie et carbonates, ciment micritique (LP) ; 8 : Ech SAR 3/10, grès fin.

Plongée SARTUCYA 7

27 novembre 1995

Observateur : *Farhat REKHISS*
Pilote : *Yves POTIER*
Co-pilote : *Patrice LUBIN*

RÉSUMÉ

Situation-Morphologie – La plongée STC 07 a eu lieu le 27/11/1995 au Sud de l'escarpement de Cornaglia au point 38° 48 N, 10° 53 E profondeur 2250 m. Durée 8 h 10 mn, durée au fond 5 h 35 mn.

Ce profil comporte deux parties :

- un premier profil compris entre 2250 m et 1950 m
- un deuxième profil situé un peu plus au SW compris entre 2050 m et 1600 m.

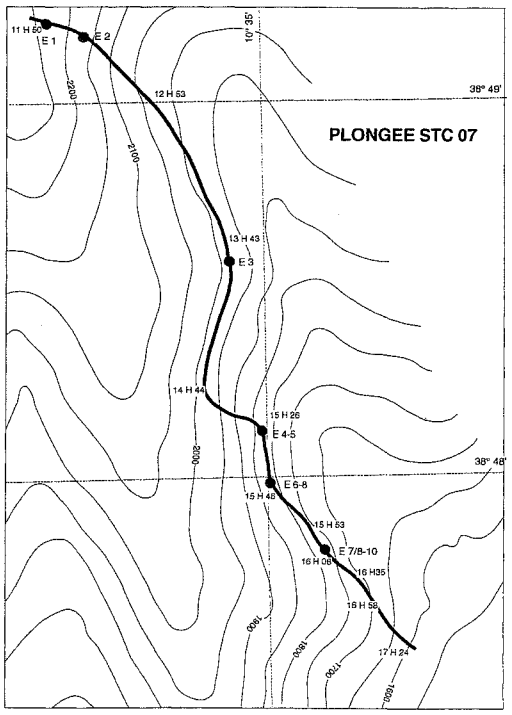


FIG. 67. – Trajet de la plongée STC 7.

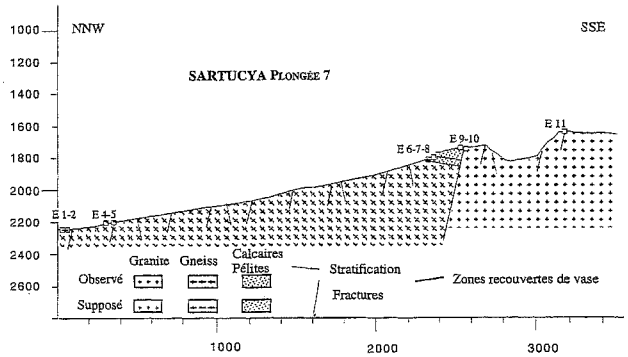


FIG. 66. – Profil de la plongée STC 7.

Lithologie-Structure – Les éperons correspondent à des roches noires et massives délimitées le plus souvent par des failles, qui forment aussi les limites Eperon/Canyon. Elles sont le plus souvent orientées E-W et N-S, mais on a pu relever aussi des limites orientées à N 150 - N160 ainsi que N 120 et N 60 .

Les surfaces orientées E-W montrent parfois des cannelures horizontales qui témoignent d'un jeu décrochant. Elles délimitent aussi des paliers qui représentent des blocs basculés vers le Sud.

Cette direction (E-W) est aussi la direction d'un débit schisteux qu'on a pu relever sur la roche (échantillon N° STC 7-4 orienté).

Le parcours s'est effectué sur un domaine caractérisé par une série d'éperons séparés par des canyons très profonds et ce depuis le fond jusqu'à la profondeur de 1700 m. La partie comprise entre 2150 m et 2000 m correspond à une pente douce formée de dômes successifs à grand rayon de courbure tout recouverts de vase.

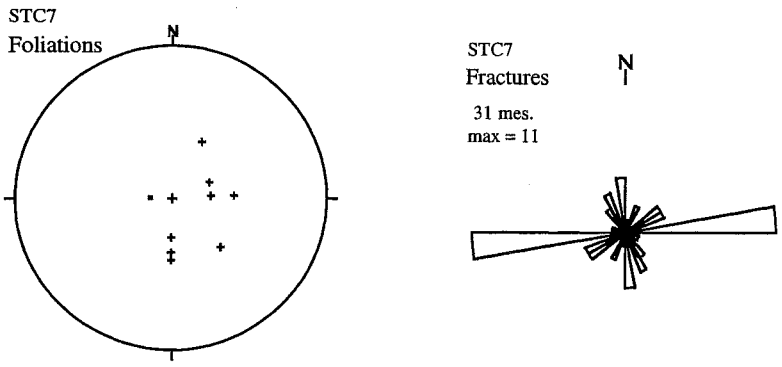


FIG. 68. – Diagrammes des microstructures de la plongée STC 7.

Le débit E-W devient, par endroit, un peu plus espacé (écartement métrique) ; il donne avec le N-S un débit en pavé très bien marqué sur tout le parcours.

Cette première série correspond à des roches foliées.

Une deuxième zone est constituée par des roches sédimentaires (calcaires lithographiques) bien stratifiées et de couleur ocre. Cette série se situe entre 1800 m et 1788 m de profondeur et s'étend sur une distance latérale assez importante ; elle est orientée N-S avec un léger pendage vers l'Est (15 à 20°).

Cette série montre, comme celle de la première partie du profil, un débit dû à des fractures E-W, N-S, N 160 et N 70.

Une troisième et dernière partie montre de nouveau des séries d'éperons formés de roches noires et massives ressemblant aux précédentes, avec de place en place de grosses boules, probablement des granites altérés. Cet ensemble se situe entre 1773 m et 1759 m de profondeur et est séparé du niveau sédimentaire précédent par un système de failles probablement E-W.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC 7-01	2244	38° 49' 20	10° 52' 40	Plaque triangulaire (8x8x5 cm)
STC 7-02	2244	38° 49' 20	10° 52' 40	Bloc elliptique (20x10x5 cm)
STC 7-03	2162	38° 49' 18	10° 52' 47	Plaque triangulaire (15x7x4 cm)
STC 7-04	1975	38° 48' 46	10° 52' 84	Bloc conique (10x8x6 cm)
STC 7-05	1988	38° 48' 46	10° 52' 84	Bloc losangique encroûté (20x20x5 cm)
STC 7-06	1811	38° 47' 83	10° 53' 19	Bloc clair (10x5x5 cm)
STC 7-08	1801	38° 47' 77	10° 53' 24	3 blocs triangulaires (10x10x8 cm)
STC 7-07/8	1769	38° 47' 67	10° 53' 30	Bloc pyramidal (8x6x5 cm) très noir
STC 7-10	1769	38° 47' 67	10° 53' 30	Bloc pyramidal émoussé (20x20x10 cm)
STC 7-11	1626	38° 47' 58	10° 53' 47	Gros bloc encroûté (30x30 cm)

PÉTROLOGIE

par J.P. Bouillin et A. Seyni.

STC 07-01 : granite ou pegmatite écrasée.

STC 07-02 : gneiss très fin ; profondeur 2244 m.

Datation par traces de fission sur apatite : 8, 3 ± 0, 7 Ma ; $\chi^2 = 98\%$; traces longues.

STC 07-05 : gneiss très fin.

STC 07-06 : brèche de calcaire broyé à ciment de calcaire à foraminifères ± injectée comme dans les filons. Bréchification *in situ*, d'origine probablement tectonique.

STC 07-08 : comme 07-06 : roche calcaire ou pélitique beige à fractures remplies par du calcaire à Globigérinidés. 2 faces striées : l'une finement l'autre grossièrement.

STC 07-07/8 : lame de pélite siltique brune, plus ou moins silicifiée, traversée par un filon de micrite à Globigérines long de 1, 5 cm. Fond de pélite finement laminée. Un peu de quartz détritique en éléments très anguleux, parfois en forme de coins ou de lames ; petites paillettes de mica blanc ; TF grains ferrugineux. Structure légèrement microplissée (origine sédimentaire) - 1 radiolaire ? Ce faciès rappelle celui des pélites associées aux silexites du Burdigalien inférieur dans les séries OMK et numidiennes. Bordures du filon nettes, rectilignes. Micrite riche en grands Globigérinidés souvent à une seule loge (Orbulines ?) ; Miliolidés à test ambré ; sections de Gastéropodes lisses ou striés. Présence de cavités à remplissage de micrite plus gris + sparite ainsi que dans certaines loges rondes.

STC 07.10 : gneiss granitique très clair.

STC 07.11 : micrite blanche, encroûtée de vase à Ptéropodes et Brachiopodes.

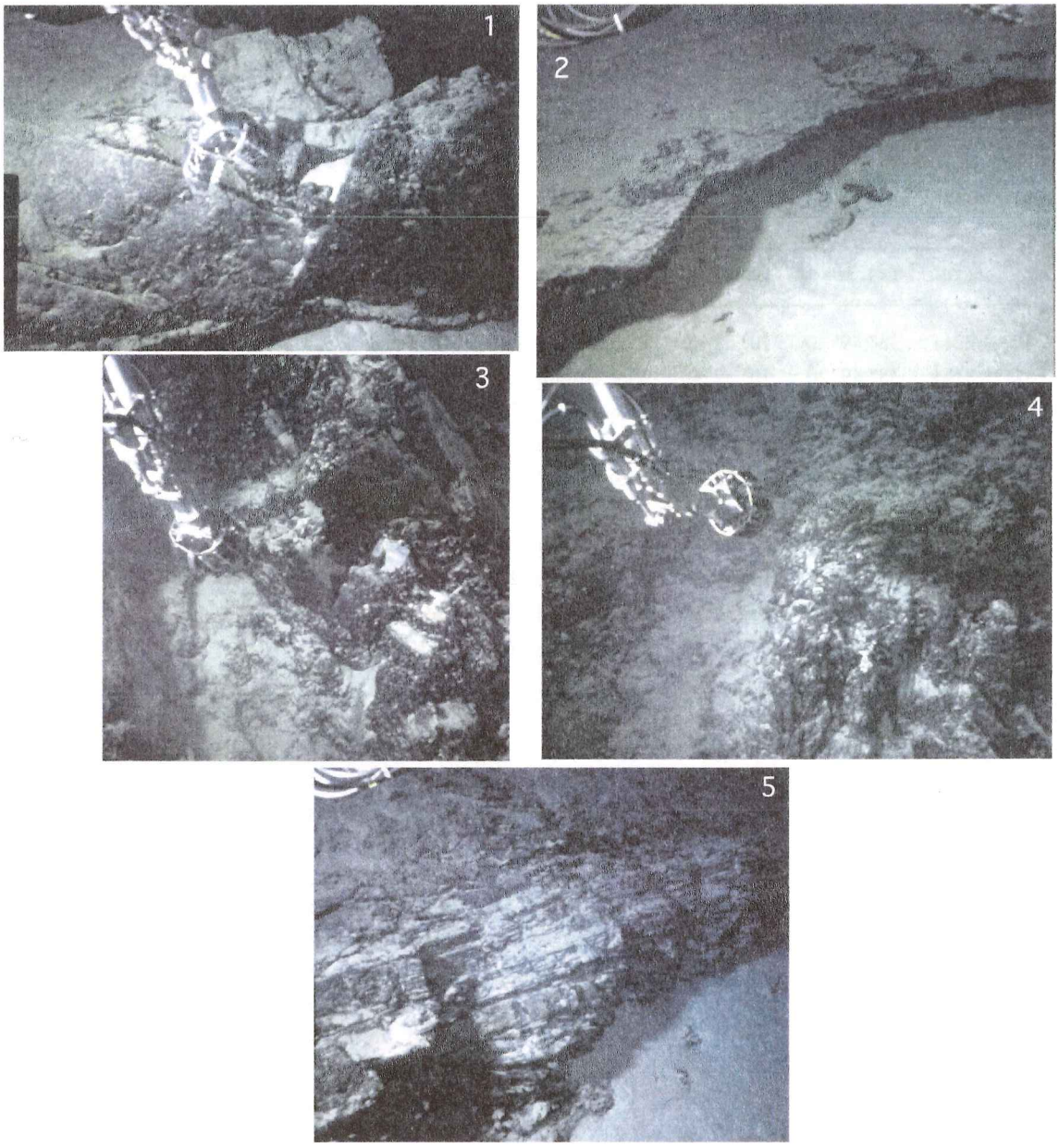


FIG. 69. – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 7.

1 : Gneiss, 2241 m, proche Ech STC07/1 ; 2 : Barre de micaschistes, 2184 m ; 3 : Micaschistes, 2988 m, Ech STC 07/5 ; 4 : Micaschistes, 1975 m, Ech STC07/4 ; 5 : Brèche, 1802 m, Ech STC 07/7-8.

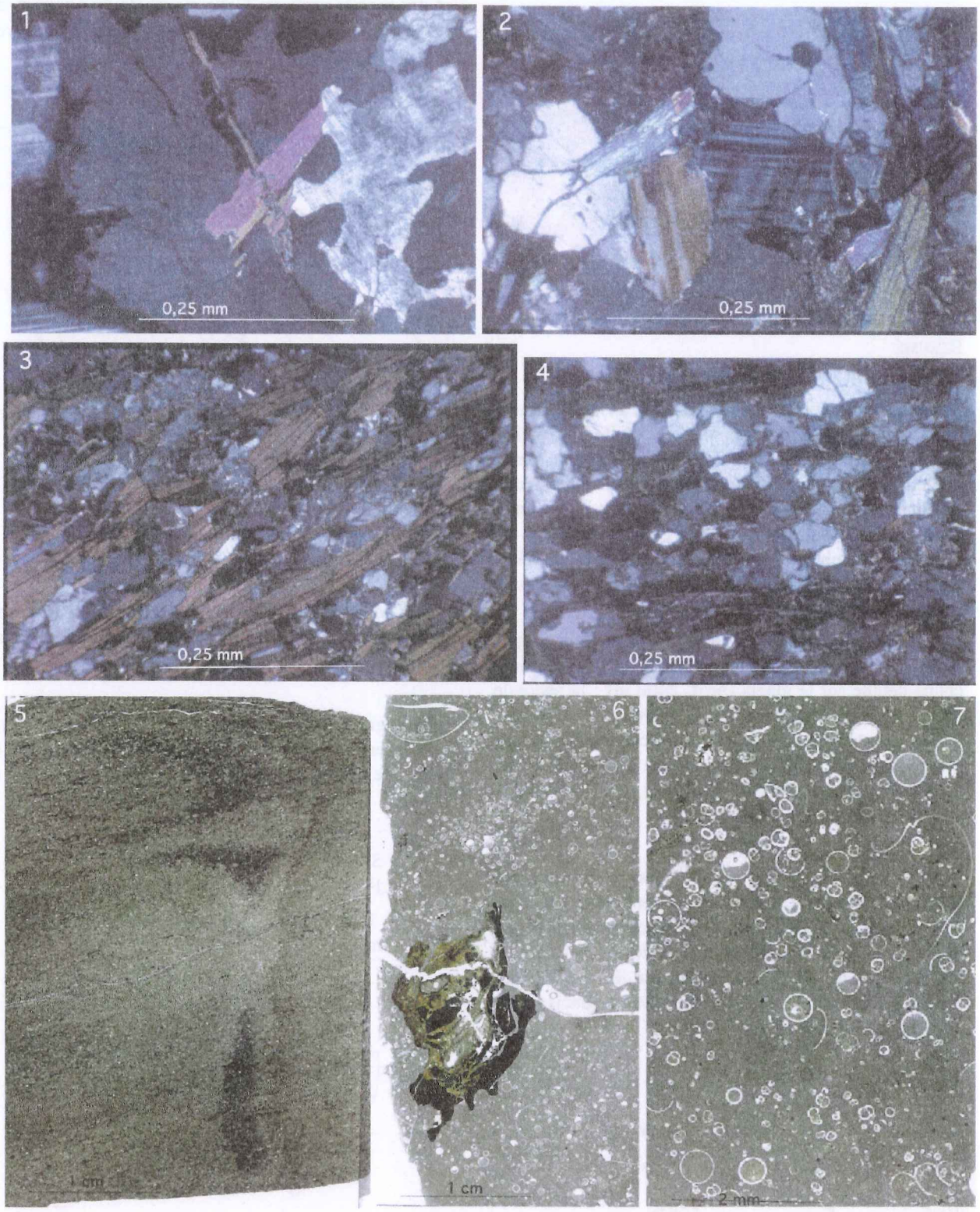


FIG. 70. – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 7.

1 : Granitoïde fracturé, Ech STC 07/10 (LPA) ; 2 : Id., Ech STC 07/9 (LPA) ; 3 : Micaschiste, Ech STC 07/4 (LPA) ; 4 : id., Ech STC 07/5 (LPA) ; 5 : Grès fin laminé, Ech STC 07/7b (LPNA) ; 6 : Sédiment récent induré et perforé, Ech STC 07/7a (LPNA) ; 7 : id., détail montrant le remplissage des microfossiles par la micrite fine.

SARTUCYA 8

28 novembre 1995

Observateur : *Pierre TRICART*
Pilote : *Jean Jacques KAIOUN*
Co-pilote : *Hervé GALLOIS*

RÉSUMÉ

Situation – La plongée a été consacrée à l'escarpement Sud-Cornaglia dans sa partie basse, là où la carte bathymétrique levée à l'EM12 fait apparaître une pente particulièrement raide et régulière. Ce pied de pente, dominant immédiatement le glacis, se développe entre 2200 m et 2000 m de profondeur ; son orientation est celle de l'ensemble de la pente sud-Cornaglia (NE-SW). Coordonnées 38° 42 N, 10° 42 E, durée 8 h 34 mn, durée sur le fond 5 h 22 mn.

L'escarpement a été visité à la faveur de deux coupes montantes obliques, grossièrement E-W. La première coupe débute sur le glacis (prof. 2400 m) ; la seconde débute dans la partie basse de la pente (prof. 2300 m). Retour en pleine eau entre les deux coupes (pas d'observations) ; à l'issue de la deuxième coupe, retour au pied de la pente, en survolant le fond avec une immersion de 10-20 m (peu d'observations).

Morphologie – La pente visitée constitue un escarpement très raide (45°), entre le glacis envasé et une rupture de pente marquée, vers 2000 m de profondeur, au dessus de laquelle la pente, encore raide, est entièrement envasée. La base de l'escarpement est difficile à situer car elle présente un raccord concave avec le glacis, entre 2400 m et 2300 m de profondeur.

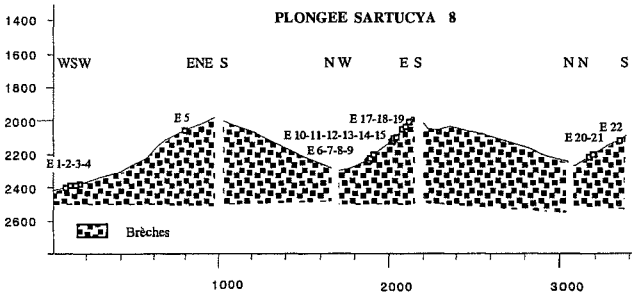


FIG. 71. – Profil de la plongée STC 8.

Dans le détail, une succession de marches d'escalier déterminent des tombants de quelques mètres de hauteur et des replats envasés. Cette morphologie pourrait être liée à des failles normales à regard NW, de même direction que la pente.

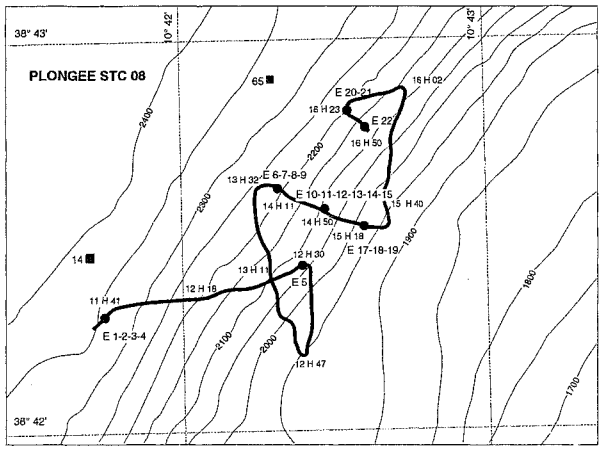


FIG. 72. – Trajet de la plongée STC 8.

La coupe effectuée plus au Nord (deuxième coupe) montre de nombreux petits canyons (profondeur et largeur de quelques dizaines de mètres).

Lithologie-Structure – Les deux coupes montrent que l'escarpement raide visité correspond à une nappe de blocs de roche, pentée de 45° environ. Cette nappe de

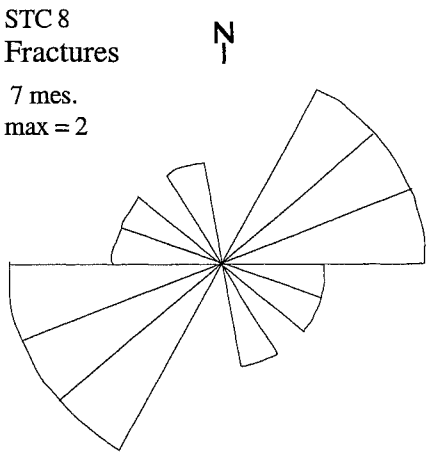


FIG. 73. – Diagramme de la fracturation de la plongée STC 8.

blocs est épaisse de plusieurs mètres au moins ; son substratum n'a pu être observé. Les blocs sont hétérométriques, avec une dominante de blocs décimétriques, quelques blocs métriques, guère de graviers. Les blocs

sont grossièrement isodiamétriques (pas de plaques ou de crayons). Ils y présentent un émoussé très variable, du bloc parfaitement anguleux au galet très arrondi ; les blocs anguleux peu émoussés dominent. La nappe de blocs présente au moins localement une stratification grossière. On peut conclure à un ancien éboulis aérien (messinien ?).

Cet éboulis a été encroûté sur toute son épaisseur visible, soit plusieurs mètres. Il est possible qu'il ait été découpé par de petites failles normales de même direction ; mais seuls les ressauts morphologiques peuvent en témoigner (pas de miroirs visibles). La rupture de pente marquée, limitant vers le haut la nappe d'éboulis (prof. 2000 m) pourrait correspondre à une ligne de failles plus importante.

L'éboulis encroûté, et partiellement envasé, est actuellement instable et tend à glisser par panneaux métriques-décamétriques vers le bas de la pente. Il en résulte en de nombreux endroits un chaos de blocs de roche et de blocs (plaques) de croûte, plus ou moins recimenté, plus ou moins envasé.

La relative simplicité structurale de cette pente et l'absence d'affleurements de roches en place ont conduit à faire porter l'effort sur l'échantillonnage des blocs éboulés (22 prélèvements réussis). Une majorité de blocs semble de nature gréseuse. Les autres sont surtout constitués d'un même granite qui présente l'intérêt de montrer différents stades de déformation ductile et cassante. Les blocs d'une nature différente semblent plus rares (silt, micrite...). Il n'a pas été observé de zonation longitudinale ou verticale dans la nature des blocs au sein de l'éboulis.

Conclusion – Une portion raide et régulière de l'escarpement de Cornaglia, dans sa partie inférieure, entre 2200 m (plus ?) et 2000 m de profondeur, correspond à un ancien éboulis de pente aérien, remaniant un socle granitique plus ou moins tectonisé et sa couverture, essentiellement gréseuse. Le matériel remanié est proximal (blocs anguleux) ou relativement distal (galets pouvant dériver de surfaces émergées). Cet éboulis qui a ensuite été encroûté et envasé, est actuellement en cours de démantèlement. Cet éboulis fossile pourrait être préservé dans un panneau faillé.

Remarque – A cause d'une panne de gyro-compas il n'a pas été possible de réaliser une étude fine des directions de fracturation ; les directions morpho-tectoniques relevées sont surtout N 50-60.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC08-01	2400	38° 42' 33	10° 41' 83	galet arrondi, grossièrement isodiamétrique (10 cm) = grès rouge, très quartzeux, grain peu roulés, plus grossier que 22
STC08-02	2400	38° 42' 33	10° 41' 83	bloc anguleux (12 cm), légèrement émoussé, strié = mylonite (de granite ?) plutôt froide
STC08-03	2400	38° 42' 33	10° 41' 83	2 galets ovoïdes (20 et 10 cm), grossièrement isodiamétrique, strié, micro-faillé (rejets de quelques mm) = granite
STC08-04	2400	38° 42' 33	10° 41' 83	anguleux (20 cm), légèrement émoussé, strié ? = granite à biotite (peu), légèrement orienté
STC08-05	2264	38° 42' 35	10° 42' 42	anguleux (9 cm) = granite à biotite, très quartzeux, pauvre en f.m., grain grossier, légèrement cataclasé
STC08-06	2260	38° 42' 62	10° 42' 31	anguleux (5 cm) = granite vert (relativement riche en f.m.)
STC08-07	2259	38° 42' 62	10° 42' 31	bloc aplati et allongé (15x12 cm), très strié = granite schistosé/cataclasé, structure amygdalaire (L+S)
STC08-08	2259	38° 42' 62	10° 42' 31	anguleux (4 cm), bien émoussé = silt, très quartzeux, rares f.m., grain plus fin que 13 et 14
STC08-09	2246	38° 42' 62	10° 42' 31	anguleux (25 cm), strié = granite
STC08-10	2193	38° 42' 55	10° 42' 38	aplati et allongé (10 cm), moyennement émoussé = micrite rosée, foram. benthiques
STC08-11	2193	38° 42' 55	10° 42' 38	anguleux (10 cm), légèrement émoussé = granite idem que 17, surfaces de dissolution parallèles
STC08-12	2194	38° 42' 55	10° 42' 38	fragment anguleux (2 cm) = oxyde de fer et de manganèse
STC08-13	2194	38° 42' 55	10° 42' 38	anguleux (4 cm) = grès, fracturé, légèrement orienté (évoque 14 en moins déformé et moins riche en f.m.)
STC08-14	2195	38° 42' 52	10° 42' 40	anguleux (5cm) = grès rouge, fracturé avec nombreuses fentes de tension à Quartz, légèrement orienté, riche en minéraux lourds (amphiboles, grenats...)
STC08-15	2195	38° 42' 52	10° 42' 40	anguleux (5 cm) = granite idem que 05

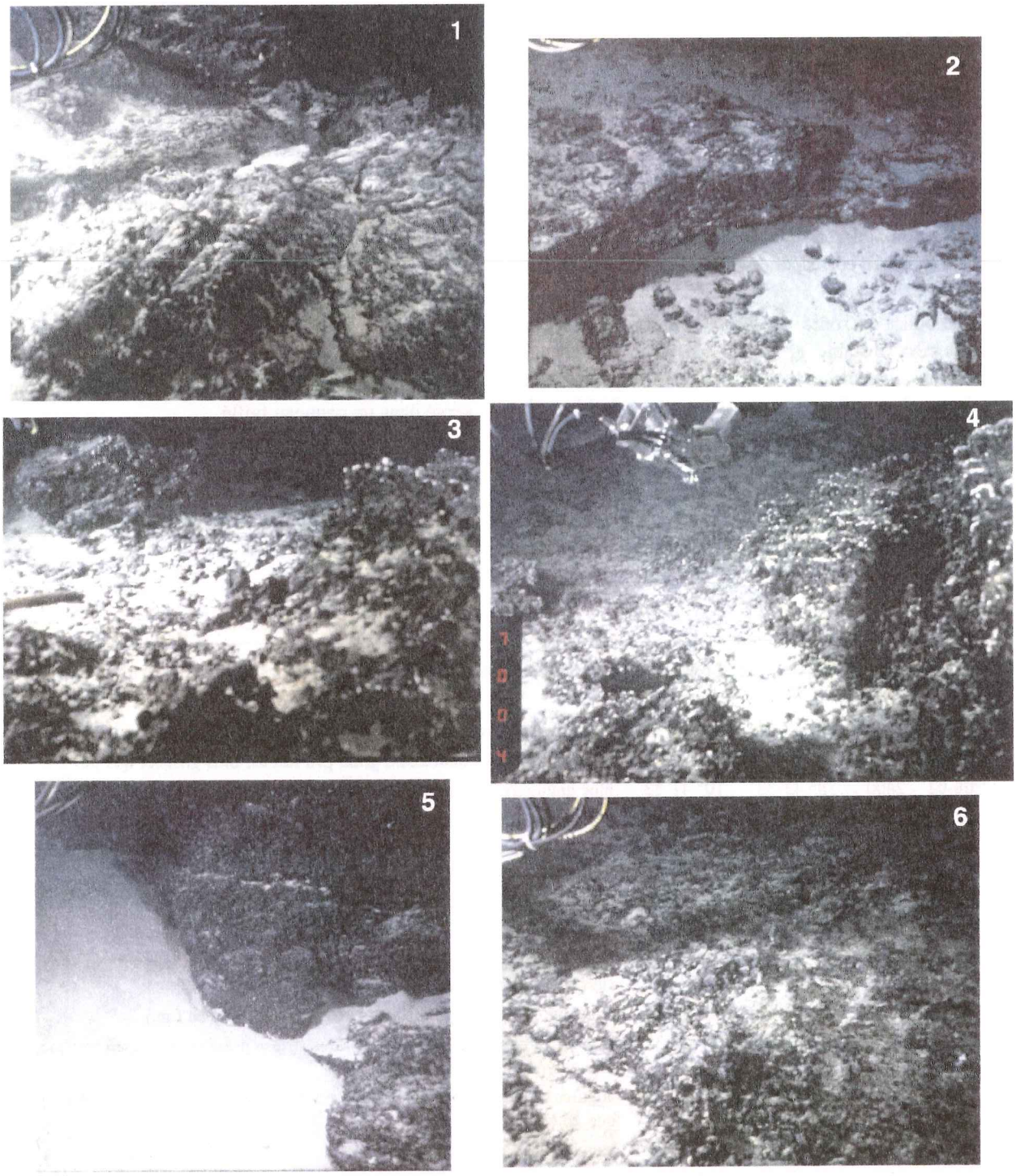


FIG. 74 – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 8.

1 : Gros bloc encroûté, 2248 m, proche Ech STC 08/9 ; 2 : Panneau encroûté, 2236 m ; 3 : Bloc conglomératique, 2195 m ; 4 : id., 2194 , proche Ech STC 08/10-15 ; 5 : id., 2174 m, proche Ech STC 08/17-18 ; 6 : id., 2168 m, Ech STC 08/22.

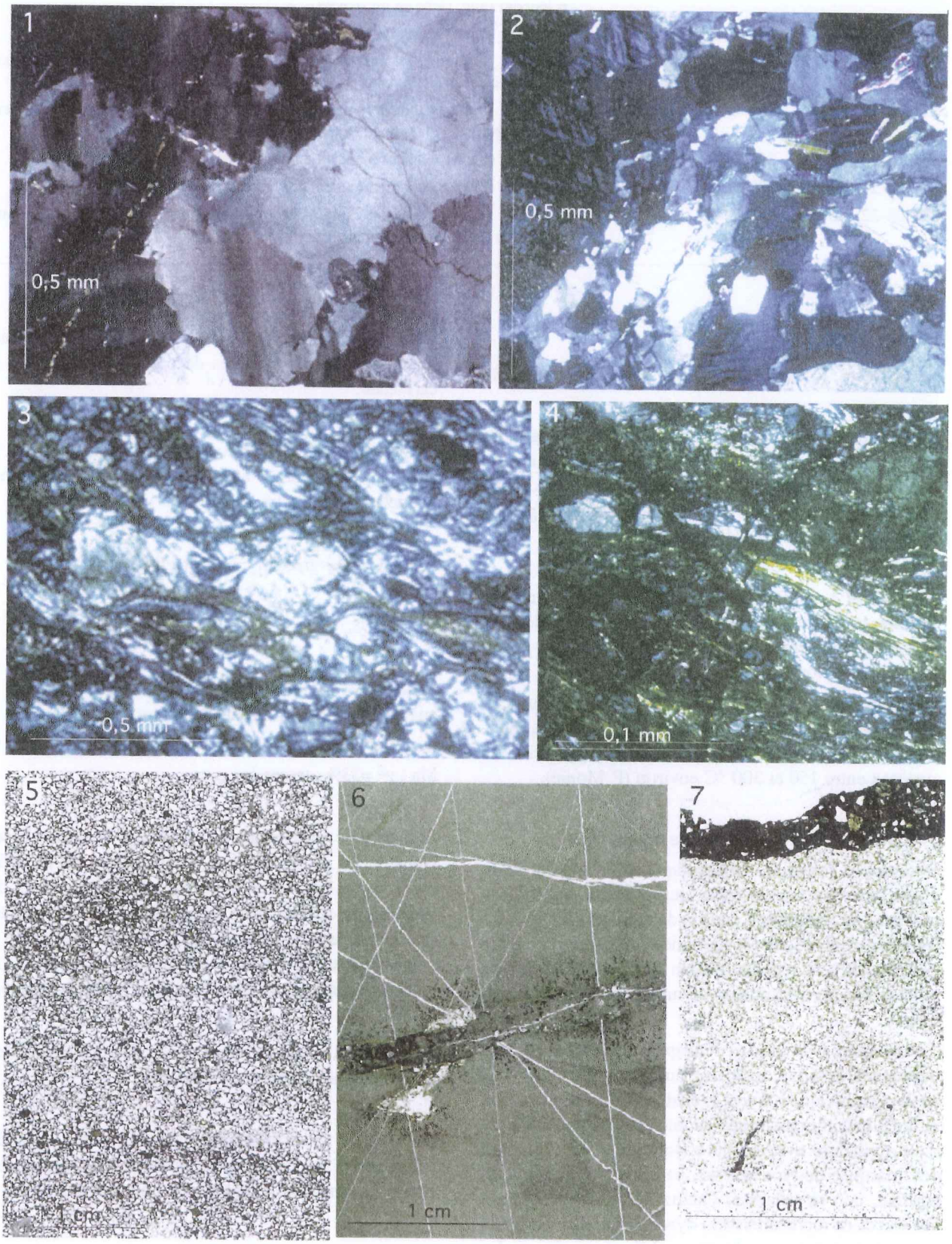


FIG. 75. – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 8.

1 : Granite cataclasé, migration des joints de grain, Ech STC 08/18 (LPNA) ; 2 : Leucogranite à microcline déformé, Ech STC 08/16b (LPA) ; 3 : Granite blastomylonitique, Ech STC 08/2b (LPA) ; 4 : id. détail, porphyroclastes de feldspath et quartz rubanés (LPA) ; 5 : Grès fin, Ech STC 08/1 (LPNA) ; 6 : Pélite fine parcourue par plusieurs générations de filons calcitiques (faciès caractéristique des « Argille Scagliose ») et traversée par un filon de sédiments récents à Globigérines, Ech STC 08/10 (LPNA) ; 7 : Grès fin laminé et filons récent à Globigérines, Ech STC 08/8 (LPNA).

STC08-16	2177	38° 42' 51	10° 42' 44	anguleux, légèrement émoussé (12 cm), strié = leucogranite, riche en muscovite.
STC08-17	2177	38° 42' 51	10° 42' 44	anguleux (5 cm) = granite cataclasé et altéré, légèrement orienté.
STC08-18	2172	38° 42' 50	10° 42' 45	anguleux, allongé (10x5 cm) en forme de hache préhistorique = granite tectonite L, cataclasé, silicifié, altéré.
STC08-19	2172	38° 42' 50	10° 42' 45	anguleux (5 cm) = brèche polygénique ; ciment micrite à foram. benthiques, clasts anguleux : grès rouge et arkose.
STC08-20	2246	38° 42' 83	10° 42' 56	anguleux (8 cm) = quartz blanc type quartz filonien (cf. dragage 1982 n°28).
STC08-21	2246	38° 42' 83	10° 42' 56	anguleux (12x8 cm) = granite idem que 05 et 15 mais cataclasé et altéré.
STC08-22	2168	38° 42' 75	10° 42' 62	anguleux (30x20 cm), non encroûté = grès rouge, grain fin, homogène (sans structures sédimentaires visibles).

PÉTROLOGIE

par F. Rolfo, R. Compagnoni, J.P. Bouillin et A. Seyni.

STC 08-01 : grès moyen, poreux, à grains de quartz les uns anguleux, d'autres très arrondis (remaniés du Numidien ?) et ciment ferrugineux avec quelques débris de foraminifères, ayant probablement subi des phénomènes hydrothermaux. Miocène probable.

STC 08-02 : mylonite cataclasée. Rubans de quartz + séricite très fine avec yeux très arrondis de feldspath altéré —> ancienne pegmatite. Forte cataclase postérieure à la mylonitisation.

Datation Ar/Ar sur feldspath potassique : Le minéral fournit des âges apparents entre 28 Ma et 120 Ma, interprétés comme traduisant une fermeture progressive du système entre 150 et 300 °C environ (P. Monié).

STC 8-02 B : Granite à structure mylonitique.

Structure : foliation mylonitique avec superposition d'une structure cataclastique, qui intéresse les porphyroclastes de feldspath K frais et de plagioclase altéré. La foliation mylonitique est soulignée par du quartz à grain très fin dû à la recristallisation dynamique, et par de minces bandes constituées de muscovites toutes parallèles.

Constituants principaux : Feldspath K plutôt frais, partiellement déformé, avec un nucléus préservé et une zone périphérique souvent recristallisée à grain plus fin, ou localement transformée en mica clair. Plagioclase de type oligoclase avec bordure albitique et une zonation peu marquée de type normal, partiellement déformé et argilisé, non recristallisé. Quartz déformé et montrant des traces de recristallisation dynamique ; il constitue la trame de la foliation mylonitique. Micas constituant des feuillets à grain très fin, qui définissent la foliation mylonitique.

Accessoires : Rares opaques dispersés suivant la foliation. Apatite en petits aggrégats granulaires allongés suivant la foliation. Zircon idiomorphe, d'habitus aciculaire.

Observations : La roche est traversée par un réseau dense de fractures remplies de produits limonitique ± carbonaté.

STC 08-07 A et 7 B : orthogneiss : roche hétérogène, à amas de plagioclases avec exsolutions de quartz en gouttelettes, biotite très altérée.

STC 08-08 A : grès fin compact : flysch ?

STC 08-08 : grès fin.

STC 08-09 : galet dans conglomérat : Bloc de granite anguleux, strié ; profondeur : 2246 m.

Datation par traces de fission sur apatite : 9, 6 ± 0, 9 Ma ; χ^2 =33% ; traces longues.

STC 08-10 : micrite un peu argileuse finement litée. Nombreuses petites sphères ou ellipsoïdes de la taille d'une petite Pithonelle. Traversé par 2 générations de filonnets de calcite, l'une un peu floue et microplissée (par aplatissement de la roche). Recoupe une poche à grands cristaux de calcite + autre minéral (Gypse ?). Le tout est recoupé par un filon de micrite à Globigérinidés.

STC 08-10 A : calcaire "arlequin" : faciès typique des séries de flyschs crétacés-paléocènes.

STC 08-11 : orthogneiss à muscovite. Grands Feldspaths K maclés orthose ; microcline ; plagioclases altérés ; quartz étiré à sous-grains ; muscovites pliées.

STC 08-13 : grès ± carbonaté.

STC 08-13 B : orthogneiss à biotite, très altéré, traversé par des filonnets de calcite et ankérite.

STC 08-14 : roche ferrugineuse fine ..?

STC 08-16 : granitoïde à muscovite. Quartz très riche en traînées d'inclusions ; muscovite en grandes lames souvent corrodées à la périphérie. Feldspath K ; plagioclase altéré. Traversé par des filons de micrite.

Datation Ar/Ar sur Muscovite: L'âge total est de 217 Ma, les âges évoluant entre 70 et 230 Ma (P. Monié).

STC 08-16 B : Granite à microcline et deux micas, légèrement déformé.

Structure : granulaire à grain moyen, avec superposition d'une légère déformation cataclastique. Les rapports originels entre phases magmatiques sont bien conservés. La déformation est principalement localisée dans le quartz, qui montre une extinction ondulée, ainsi que dans les micas qui sont modérément incurvés.

Constituants principaux : Feldspath K montrant la macle classique du microcline incluant des plagioclases idiomorphes. Au contact des plagioclases les myrmékites sont communes. Quartz interstitiel à extinction ondulante. Plagioclase idiomorphe, de composition oligoclase avec parfois une zonation oscillatoire et un mince liséré d'albite. Le nucléus est fortement séricitisé. Muscovite peu déformée, présente en cristaux isolés d'origine magmatique probable et en petites lamelles alignées, qui parfois recoupent le plagioclase. Biotite complètement substituée par un ensemble muscovite + ilménite ± chlorite.

Accessoires : Rare apatite, souvent en gros cristaux à bords arrondis. Produits limonitiques très communs, souvent associés à l'ex biotite.

Observations : présence de microfractures remplies de carbonates.

STC 08-17 : comme STC 08-16

STC 08-19 A: matrice calcaire à Globigérinidés + grès ± calcaire (flysch éocène ? ou Miocène) + débris de grès jaune de type numidien.

STC 08-19 B : Grès grossier, à débris lithiques de 1 à 2 mm : débris de quartz, calcite, plagioclase, micrite, grès fin. Foraminifères : petite forme rappelant une Discocycline, Nummulitidae, Mélobésiées, fragment de vraie Nummulite. Filon rempli de micrite sombre à Globigérinidés.

STC 08-21 : orthogneiss grossier à biotite -> muscovite ; quartz avec sous-grains ; Fk frais ; plagioclase altéré.

STC 08-22 A : grès fin à très fin, moucheté, décalcifié. Ancien grès dans les ASV ? plutôt que Numidien.

STC 08-22 B : micrite pélitique brune, bourrée de très petits Globigérinidés à test mince et Lagénidés. Pourrait être aussi bien albien que tertiaire.

Plongée SARTUCYA 9

29 novembre 1995

Observateur : *Arnaud PECHER*
Pilote : *Yves POTIER*
Co-pilote : *Serge RICHARD*

Plongée interrompue avant d'arriver au fond pour cause de crise de coliques néphrétiques d'un membre de l'équipage.

Route sur Cagliari pour débarquer le malade.

Plongée SARTUCYA 11

1 décembre 1995

Observateur : *Pierre TRICART*
Pilote : *Yves POTIER*
Co-pilote : *Hervé GALLOIS*

Résumé

Situation – La plongée a été consacrée à la remontée d'un canyon entaillant le pied de l'escarpement Sud Cornaglia ; ce canyon, orienté NNW-SSE, jouxte immédiatement à l'Ouest le canyon de même morphologie et de même orientation exploré durant la plongée Sartucya 7. Les deux coupes subméridiennes, transverses à l'escarpement doivent ainsi pouvoir être comparées.

La coupe commence au pied de la pente au point 38° 48 N, 10° 52 E, vers 2285 m de profondeur et s'achève à mi-pente vers 1600 m. Durée 7 h 51 mn, durée sur le fond 5 h.

Morphologie – Le pied de pente est une dépression, réceptacle de nombreuses et spectaculaires masses glissées constituées de vases, croûtes et roches.

Le bas de la pente montre, jusqu'à vers 2000 m de profondeur, des rigoles qui semblent avoir été façonnées par des glissements en masse (« coups de gouge »). Orientées suivant la ligne de plus grande pente, larges de quelques mètres, profondes de un mètre, elles peuvent être bordées d'escarpements de plusieurs décimètres de hauteur.

Le fond de ces rigoles laisse voir une vase indurée microfracturée (prélevée pour datation). Là où elle n'a pas glissé, la croûte montre localement la même fracturation. La part des phénomènes de tassement-glissement gravitaire (évidents) et d'une possible néotectonique, avec ou sans intervention de séismes, reste à discuter. Direction des rigoles : NE-SW ; direction des joints et microfailles : NE-SW (N 40-50) à presque E-W (N 80) ainsi que dans un site, NNW-SSE (N 150-160).

Au dessus, l'essentiel de la pente explorée montre une alternance de falaises ou barres rocheuses et de pentes envasées-encroûtées raides.

Lithologie-Structure – Les cinq barres rocheuses inférieures, entre 1991 m et 1811 m de profondeur (soit sur une dénivelé de 180 m) montrent un socle cristallophyllien dont les caractères restent constants : alternance de gneiss amphibolitiques plus ou moins massifs, plus ou moins foliés (prélevés en place) et de filons de leucogranite (observés en place mais échantillonnés en bloc volant). Suivant les secteurs, l'une ou l'autre composante domine. Les alternances, métriques à plurimétriques, sont partout parallèles à la foliation. Quelques plis pluridécimétriques synschisteux ont été observés.

La foliation générale est globalement planaire, assez régulièrement pentée (30-40°), hachée par des failles raides (60-70°) de même direction; le motif structural dominant est celui de blocs basculés en extension nettement post-schisteux.

Directions dominantes difficiles à préciser... (panne de gyrocompas) ; les blocs semblent essentiellement basculés au Sud.

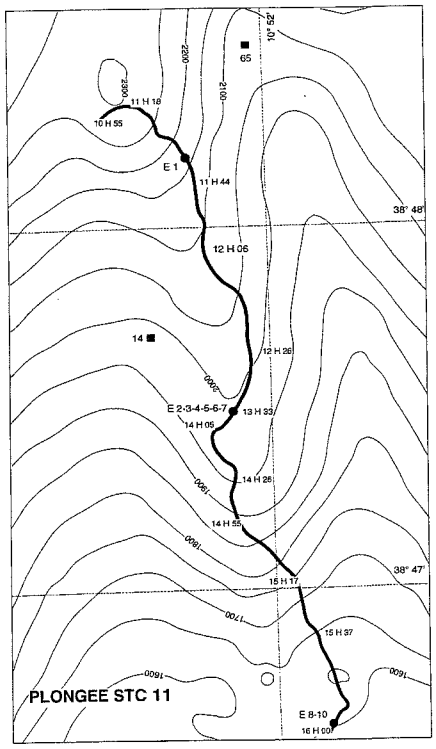


FIG. 77. – Trajet de la plongée STC 11.

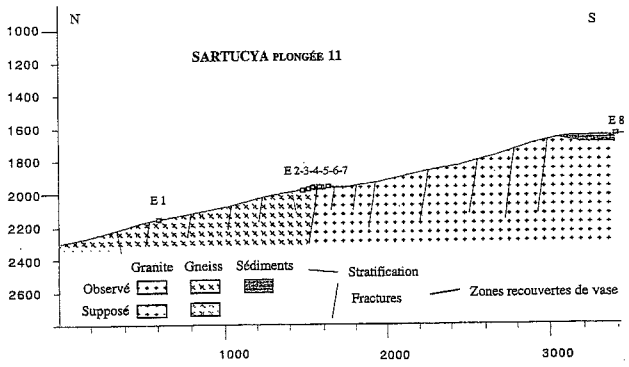


FIG. 76. – Profil de la plongée STC 11.

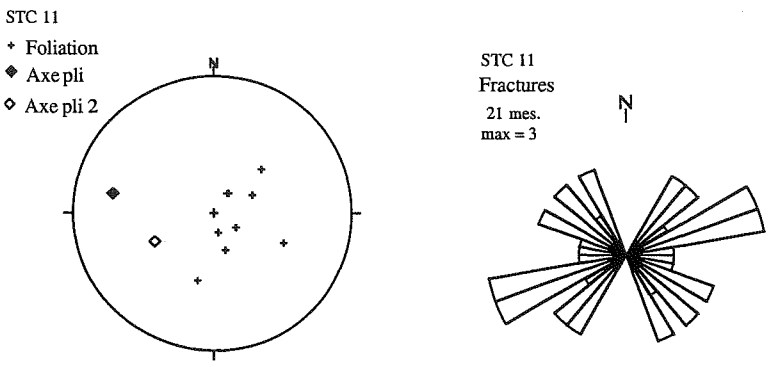


FIG. 78. – Diagrammes des microstructures de la plongée STC 11.

La pente faite de parois raides (failles) et de ressauts (foliation en surfaces structurales) est tapissée de blocs anguleux à très émoussés (galets sub-sphériques) plus ou moins cimentés par la vase. Le matériel remanié est essentiellement granitique. Les parois montrent, accrochés bien au dessus de la pente envasée actuelle, des restes d'éboulis encroûtés pentés à 45°. On peut supposer que la pente rocheuse actuelle, partiellement envasée, suit de près une ancienne pente d'érosion-accumulation aérienne (messinienne ?). Cette pente recoupe la structure en blocs basculés, qui est donc antérieure.

La barre rocheuse la plus haute (6e et dernière), sur laquelle s'est achevée la plongée à la profondeur de 1600 m correspond à une formation sédimentaire reconnue sur 5 m d'épaisseur. L'échantillon STC 11-8 prélevé sub-en place est un calcaire micritique. Cette couverture sédimentaire ne semble pas présenter le système de failles normales raides observé dans le substratum cristallophyllien; il est par ailleurs difficile de dire si cette couverture a été elle-même basculée (manque de temps en fin de plongée).

Au dessus, la pente plus douce, semble essentiellement envasée.

Remarque – L'absence de gyrocompas et les incertitudes de positionnement (relief encaissé) ne permettent pas de maîtriser correctement les relations entre structures et morphologie ainsi que l'orientation même des structures.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC 11-01	2165	38° 48' 07	10° 51' 70	Forme très irrégulière (12x12 cm)
STC 11-02	1982	38° 47' 47	10° 51' 68	Plaque losangique (10x12 cm)
STC 11-03	1982	38° 47' 47	10° 51' 68	Bloc émoussé 8 cm
STC 11-04	1982	38° 47' 47	10° 51' 68	Pyramide 20 cm
STC 11-05	1982	38° 47' 47	10° 51' 68	Bloc de conglomérat incluant une grosse plaque arrondie (20x15 cm)
STC 11-06	1982	38° 47' 47	10° 51' 68	Pyramide 15 cm
STC 11-07	1982	38° 47' 47	10° 51' 68	Gros bloc conglomératique : grande plaque (20x15 cm, bloc pyramidal (10x5 cm), bloc perforé anguleux (8 cm), galet perforé (5 cm), 2 blocs anguleux (5 cm), galet perforé allongé (12 cm)
STC 11-08	1602	38° 46' 65	10° 52' 25	Grosse plaque (25x15 cm)
STC 11-10	1602	38° 46' 65	10° 52' 25	Plaque triangulaire (10x10x2 cm)

PÉTROLOGIE

par J.P. Bouillin et A. Seyni.

STC 11-01 : micaschiste biotitique fin ; sillimanite possible

STC 11-02 : comme STC 11-01

STC 11-03 : comme STC 11-01

STC 11-08 : calcaire microbréchique

STC 11-10 : micaschiste à biotite fraîche brun foncé et à grains de disthène. Quartz en grains trapus, plagioclase, apatite. Traversé par un filon pélitique à Globigérinidés (parallèle à la foliation). Les fractures fines sont injectées par de la calcite.

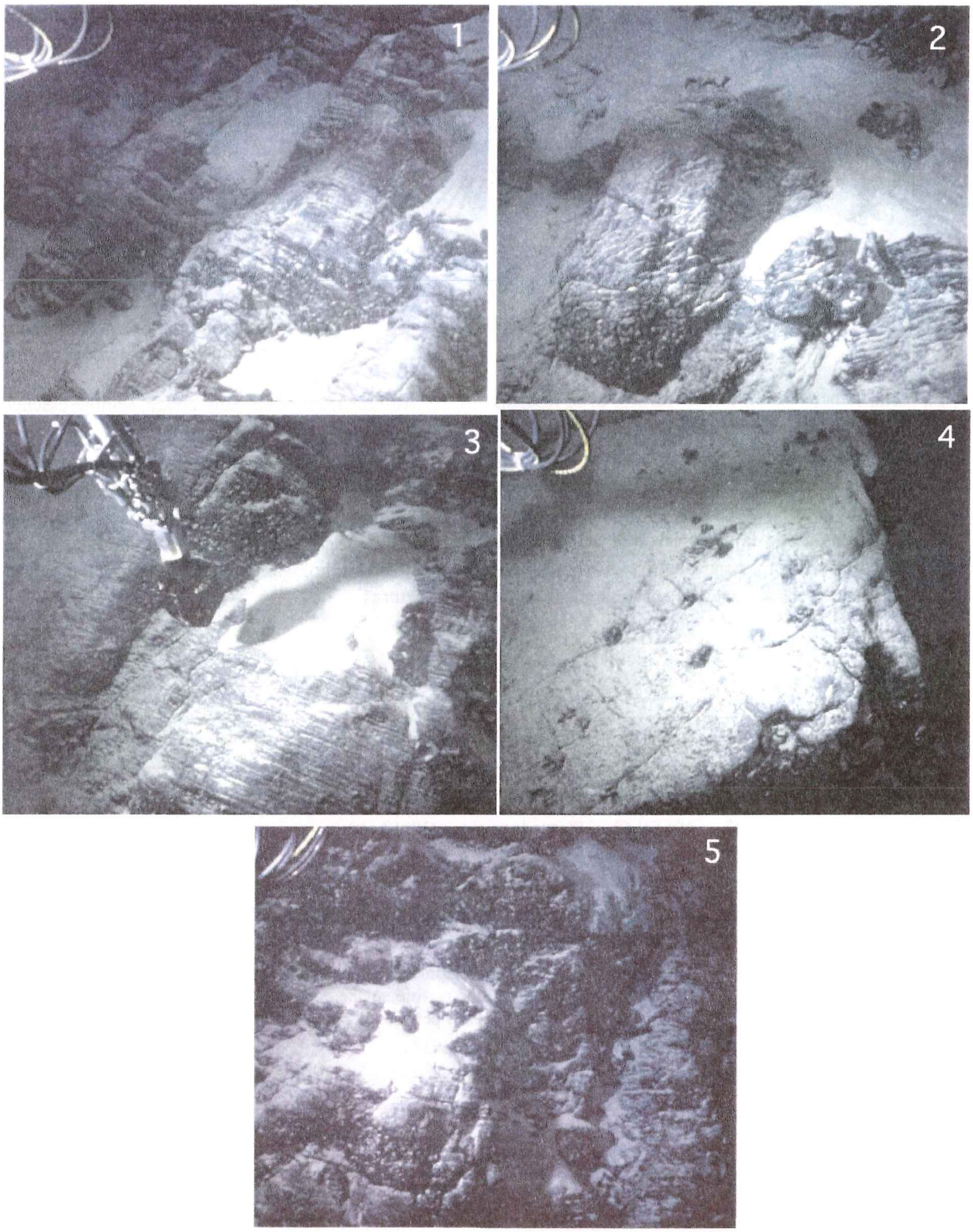


FIG. 79. – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 11.
1 : Micaschiste, 1978 m ; 2 id. 1982 m ; 3 : id., 1978 m ; 4 : id. 1978 m ; 5 : id 1919 m.

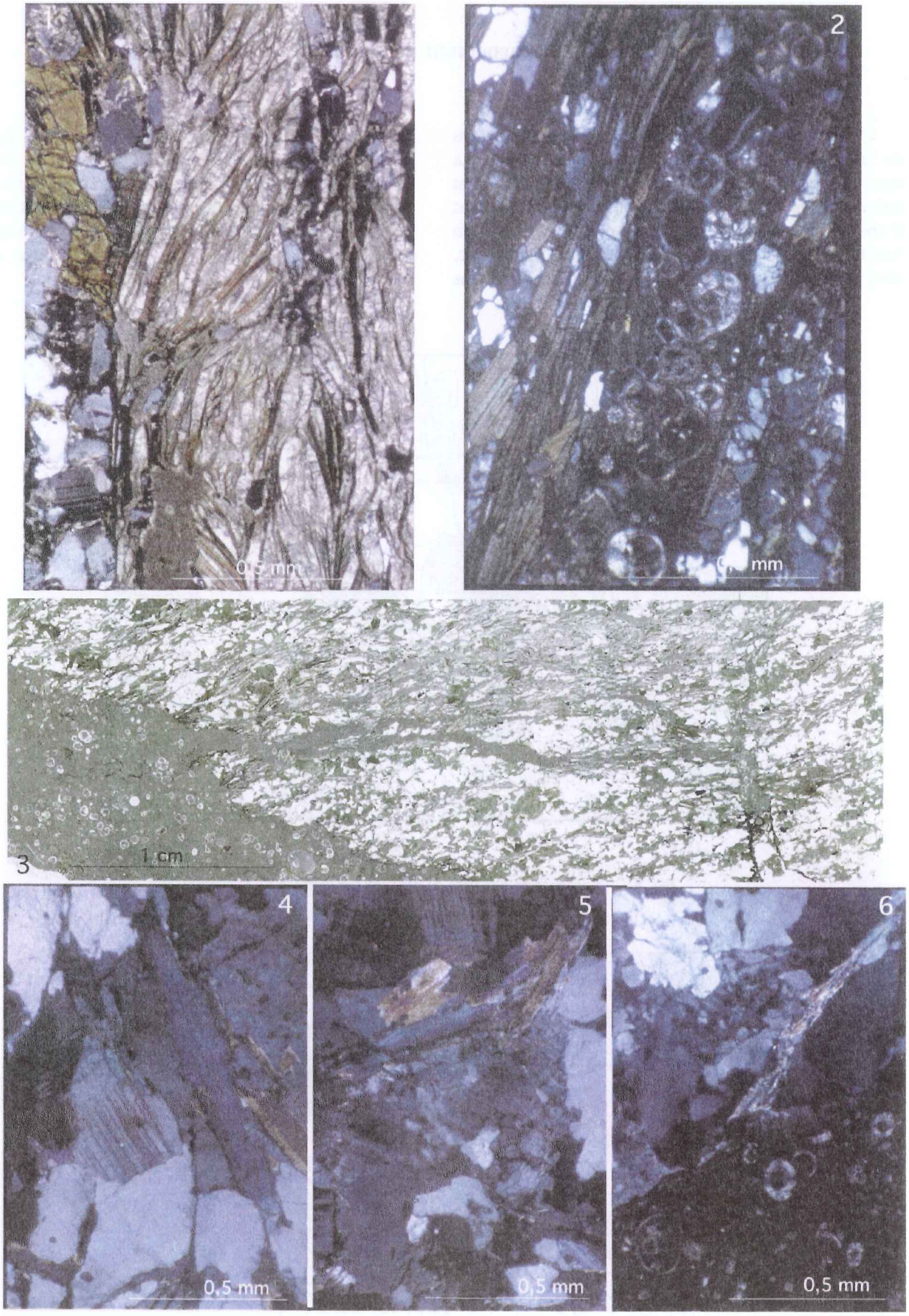


FIG. 80. – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 11.

1 : Micaschiste à biotite recoupé par un filon de calcite, Ech STC 11/3 (LPA) ; 2 : Micaschiste à biotite injecté par un filon de sédiments récents à Globigérines, Ech STC 11/10 (LPA) ; 3 : Micaschiste injecté par des sédiments récents Ech STC 11/3 (LPNA) ; 4 : Granite cisaillé, Ech STC 11/6 (LPA) ; 5 : Granite déformé (biotites tordues), Ech STC 11/7 (LPA) ; 6 : Granite injecté par des sédiments récents, Ech STC 11/7 (LPA).

Escarpement de Teulada

Cet escarpement fait face au Mont Ichnusa au niveau de la partie la plus étroite de Canal de Sardaigne. La structure est dominée par des failles à regard ouest qui représentent des failles de détachement inversant d'anciens chevauchements. Les lithologies attendues, en fonction des dragages déjà effectués sur ce domaine, sont constituées par le socle CPK plus ou moins mylonitisé et éventuellement sa couverture de flysch gréso-micacé du Miocène inférieur, de type Oligo-Miocène Kabyle (CPK). Des rejeux compressifs récents (inversions tectoniques plio-quaternaire) des structures sont documentés sur les profils sismiques. 3 plongées, SAR 5, STC 3 et STC 4 ont été consacrées à ce domaine.

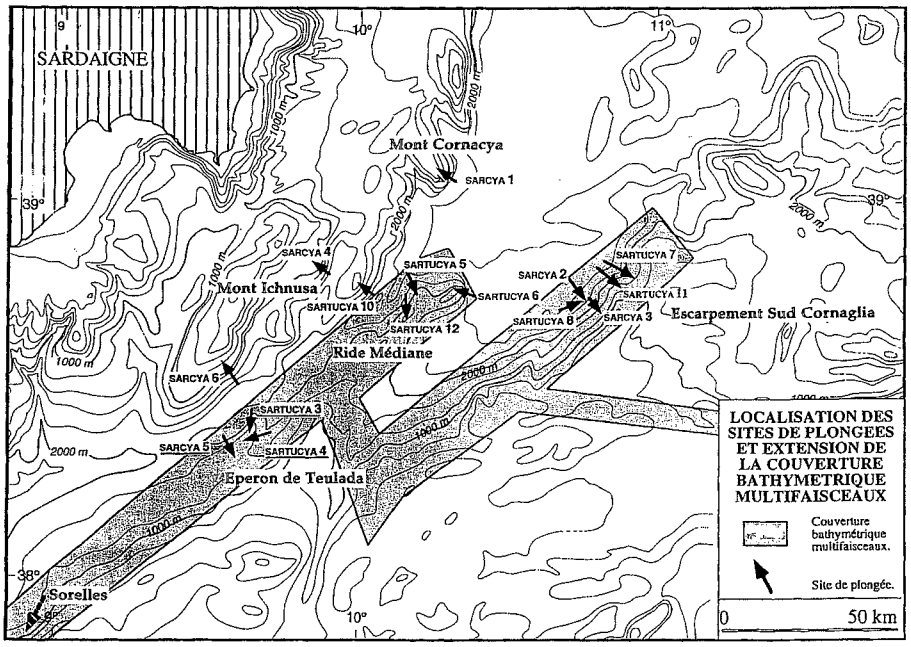


FIG. 81. – Localisation des sites de plongée sur l'éperon de Teulada.

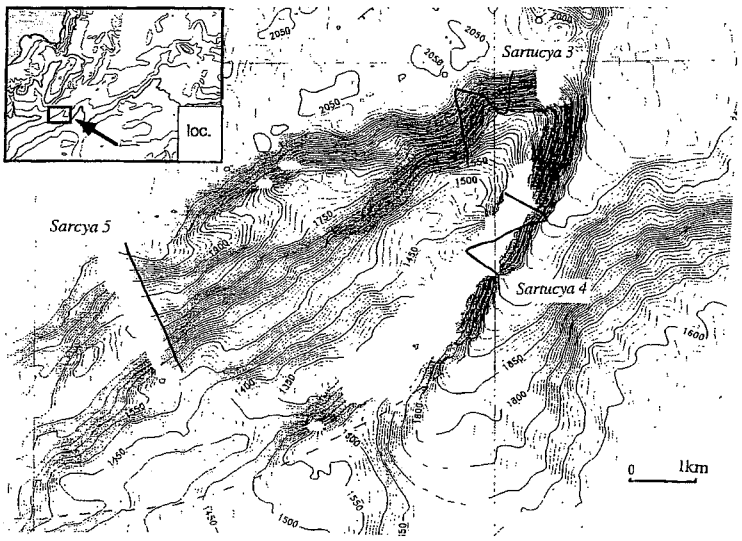


FIG. 82. – Carte bathymétrique et sites de plongée sur l'éperon de Teulada.
(Carte bathymétrique acquise au cours du transit Bretane, Atalante).

Plongée SARCYA 5

21 septembre 1994

Observateur : *Pierre TRICART*
Pilote : *Yves POTIER*
Co-pilote : *Serge RICHARD*

RÉSUMÉ

Situation : Canal de Sardaigne ou détroit Sardano-Tunisien, partie profonde centrale, entre le Banc de la Sentinelle et le Mont Ichnusa.

La pente explorée regarde au NW ; c'est un segment de l'escarpement SW-NE qui borde au Nord le Banc de la Sentinelle ; cette pente représente aussi le versant sud du seuil profond ("seuil de Teulada") qui fait comuniquer les bassins Nord-algérien (Vallée de Teulada) et Tyrrhénien (Vallée Sarde).

Point de départ de coordonnées 38°23'500N et 09°35'900E, profondeur 2063 m ; route vers le N160°E (SSE), ce qui représente une coupe transverse à l'escarpement dans sa partie inférieure. Fin de plongée à la profondeur 1575 m. Durée de la plongée 7 h 19 mn dont 4 h 50 mn sur le fond.

Morphologie : Escarpement globalement raide (pente moyenne 20-30°) mais morphologie de détail en marches d'escalier avec une alternance de falaises verticales ou en léger surplomb (hauteur fréquente : 5-10 m) et de replats horizontaux. Quelques passages en pente régulière de 20 à 60°. L'escarpement est creusé de canyons pouvant isoler des éperons ; ceux visités avaient une profondeur comprise entre 10 et 30-40 m.

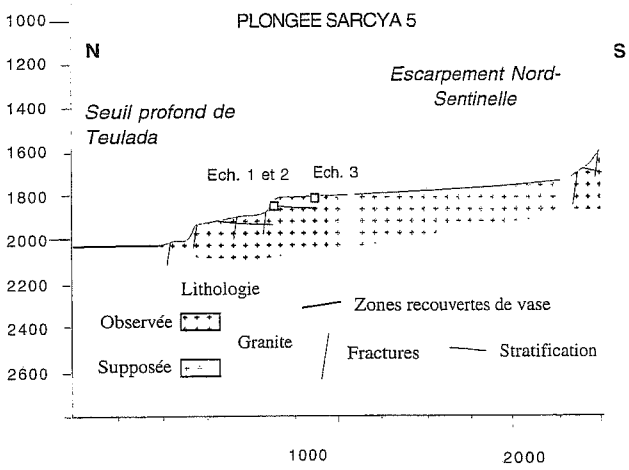


FIG. 83. – Profil de la plongée SAR 5.

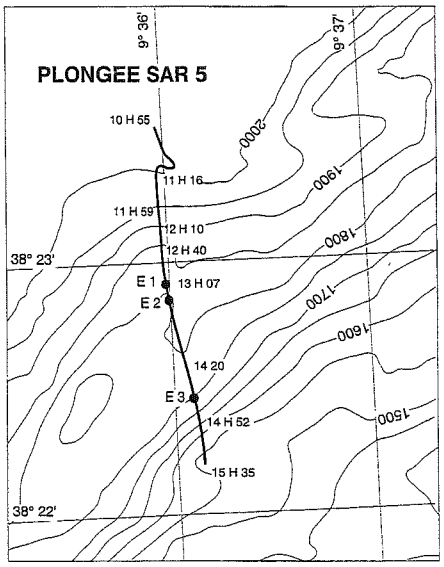


FIG. 84. – Trajet de la plongée SAR 5.

Lithologie : Seule la partie inférieure de l'escarpement a été visitée, sur une hauteur légèrement supérieure à 500 m. L'escarpement semble là entièrement constitué d'une roche éruptive grenue à texture isotrope, avec très localement tendance à une structure planaire.

La même roche, un granite gris à petits grains, a été identifiée sur cassure fraîche à la profondeur 1964 m et a été prélevée en trois endroits (profondeurs 1818 m, 1817 m et 1714 m). Des filons peu pentés à subhorizontaux (sills) ont pu être clairement identifiés entre 1800 m et 1700 m de profondeur ; leur épaisseur varie de quelques centimètres à 15-20 centimètres ; la texture est fine homogène ou plus ou moins grossière (pegmatitique ?) zonée.

Structure : On reconnait un batholite à structure essentiellement équante, dont les joints se recoupent sous un angle important (une cinquantaine de joints relevés). Quelques zones cisaillées montrent le passage rapide à une structure amygdalaire (localement structure S-C) puis à une structure planaire (schistosité probable, non échantillonnée). Ces zones cisaillées sont essentiellement subhorizontales ; celles qui ont pu être relevées pendent légèrement vers le Sud ; leur épaisseur est de quelques mètres seulement. Elles sont recoupées par certains au moins des joints pentés.

Une autre manifestation possible de cisaillements subhorizontaux est le développement fréquent de joints

subhorizontaux plus ou moins serrés donnant aux affleurements un aspect stratiforme.

Zones cisaillées et zones stratiformes correspondent aux replats dans la morphologie.

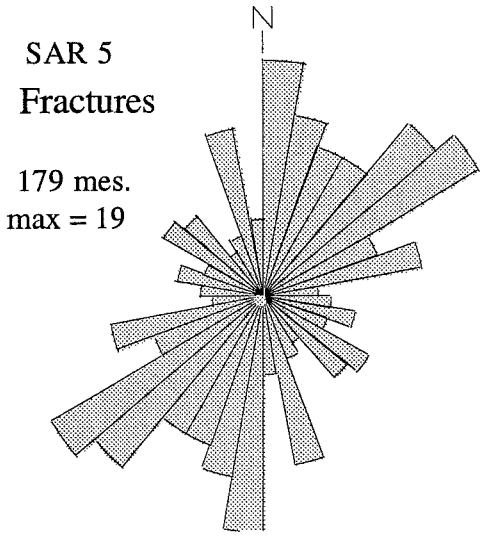


FIG. 85. – Diagramme de la fracturation de la plongée SAR 5.

Hydrologie : Courant sensible parcourant le seuil profond du SW vers le NE, c'est à dire du Bassin Nord Algérien vers le Bassin Tyrrhénien.

Sédimentologie : Au pied de l'escarpement, le fond est plat, constitué d'une mince croûte plus ou moins dégagée par le courant ou au contraire plus ou moins envasée. La vase contient des fragments épars de croûte (quelques centimètres à quelques décimètres) que le courant déchausse.

Dans l'escarpement, la roche en place est partiellement drapée de vieux éboulis encroûtés, localement envasés (replats, fond des canyons).

Les faces rocheuses exposées au courant sont particulièrement encroûtées, tandis que les faces abritées sont à peine enduites, montrant encore la texture et la structure de la roche.

Biologie : Guère de vie dans l'escarpement sauf à la profondeur 1600 m où les organismes fixés sont particulièrement nombreux. Les rochers sont constellés de coraux ahermatypiques morts, couverts d'enduit noir.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
SAR 5-01	1815	38° 23' 02	9° 35' 91	Petite lame de 1x2x5 cm. Granite gris. Répartie en deux sucres avant description.
SAR 5-02	1815	38° 23' 02	9° 35' 91	Plaque courbe 1x5x8 cm. Film d'enduit FeMn. Balanes ; Hydrozoaire. Granite gris, non altéré, grain plustôt fin. Quartz, F, biotite.
SAR 5-03	1715	38° 22' 47	9° 36' 05	Plaque 2x12x12 cm. Film d'enduit FeMn. Cassure gris-vert ; Quartz, Feldspaths subautomorphes légèrement altérés, biotite verdie. Structure planaire marquée par les biotites. Bande plus chloriteuse correspondant probablement à du cisaillement.

PÉTROLOGIE

par F. Rolfo et R. Compagnoni

SAR 05-01 : Quartzmonzonite

Constituants essentiels :

Microcline.

Plagioclase fortement altéré par une zéolite à structure fibro-radiée (n < < nB, extinction directe, σ basse).

Quartz déformé.

Amphibole verte, en gros cristaux fortement chloritisés.

Biotite complètement pseudomorphosée par un agrégat de chlorite et de titanite.

Produits secondaires :

Zéolites qui croissent sur le plagioclase et aussi dans des veines déformées par la suite.

Adulaire (habitus caractéristique, angle 2Vα très bas, σ bas) dans des veines postérieures aux carbonates, recoupées par de nouvelles veines à carbonates.

Observations :

La roche est fortement altérée et imprégnée de carbonates, traversée par des veines et par des plans

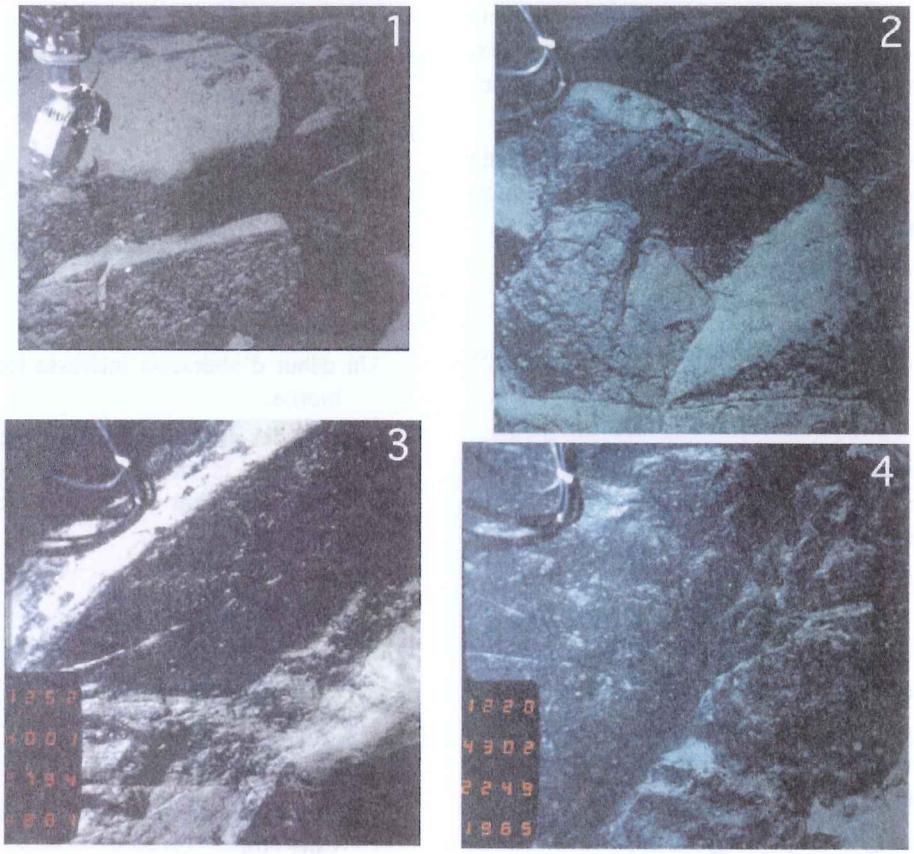


FIG. 86. – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 5.

1 : Granitoïdes à débit prismatique, 2029 m ; 2 : id., 2018 m ; 3 : id. folié, 1881 m ; 4 id. joints conjugués, 1965 m.

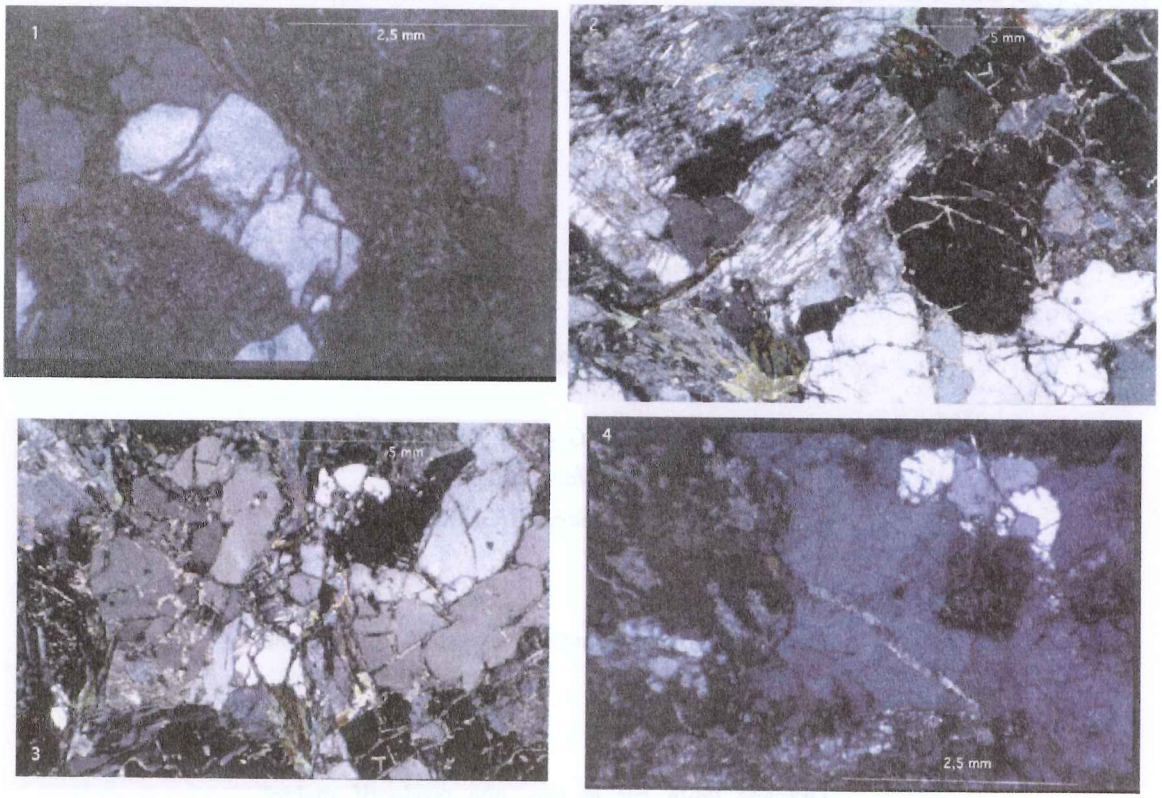


FIG. 87. – Photographies de lames minces des roches de la plongée SAR 5.

1 : Ech SAR 5/1, Quartz fracturé dans granite cataclasé (LPA) ; 2 : Ech SAR 5/2, Granite cataclasé (LPA) ; 3 : Ech SAR 5/2, Granite cataclasé à quartz éclatés ; 4 : Ech SAR 5/3, Granite cataclasé recristallisations de calcite dans les fentes.

de cisaillement cataclastiques, le long desquels se développent d'abondantes Chlorites ferrifères, du Titanite et des Epidotes ferrifères en xénoblastes relativement gros.

La roche est recouverte par une très mince croûte d'oxydes de Fe-Mn, sur laquelle croît de la calcite spathique radiée.

Roche broyée et hydrothermalisée.

SAR 05-02 : Granite à microcline, deux micas et sillimanite

Structure : faiblement cataclastique, à grain moyen, avec une anisotropie planaire mise en évidence par l'orientation des micas.

Constituants essentiels :

Microcline xénomorphe par rapport au plagioclase ; contient du quartz arrondi et de la sillimanite séricitisée.

Quartz en gros cristaux, avec extinction onduleuse, parfois traversés par une réseau de fractures à Carb+Zeol.

Plagioclase oligoclasique largement séricitisé, avec une mince bordure albitique.

Mica blanc en position interstitielle, qui croît sur la biotite.

Biotite rouge, altérée en Chl+Rt+Ilm.

Accessoires :

Apatite en petits cristaux trapus.

Zircons dans la Bt.

Produits secondaires :

Carbonate diffus formant parfois une pellicule qui enveloppe les autres phases.

Zéolites en veines, avec un carbonate.

Séricite.

Observations :

Un début d'altération intéresse les feldspaths et la biotite.

On note des domaines allongés à mica blanc et sillimanite ; la sillimanite inaltérée est conservée seulement dans la partie la plus interne de ces domaines.

Traitements :

Géochimie : majeurs.

SAR 05-03 : Quartzomonzonite

Roche semblable à l'échantillon SAR 5-01.

La hornblende verte est altérée fortement en Chl+Ttn.

L'épidote croît autour des feldspaths et contient alors un coeur d'allanite.

Veines composites remplies par des carbonates (vers l'extérieur), et une zéolite (vers l'intérieur).

Plongée SARTUCYA 2

22 novembre 1995

Observateur : *Georges MASCLE*
Pilote : *Jean Jacques KAIOUN*
Co-pilote : *Serge RICHARD*

Plongée interrompue avant d'arriver au fond à cause de l'état de la mer.

Dragage tenté sur le site, non productif malgré plusieurs croches.

Plongée SARTUCYA 3

23 novembre 1995

Observateur : *Arnaud PECHER*
Pilote : *Yves POTIER*
Co-pilote : *Serge RICHARD*

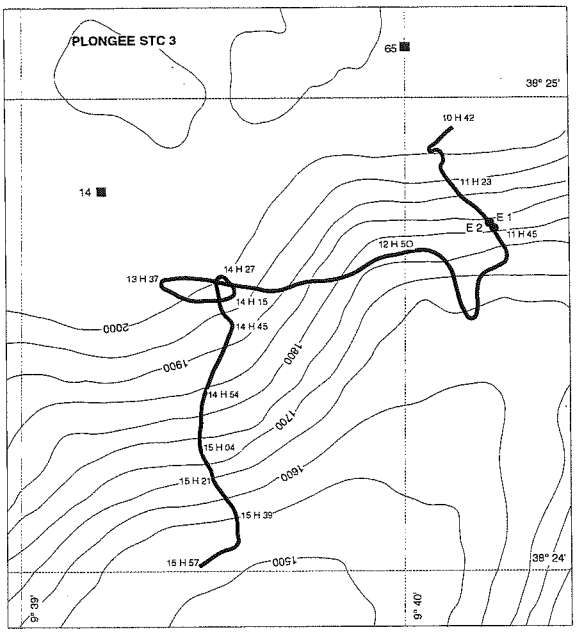


FIG. 89. – Trajet de la plongée STC 3.

RÉSUMÉ

Localisation – Éperon Teulada-Sentinelle (38°24 N, 9°40 E).

Deux coupes parallèles, distantes d'1 km, orientées Nord-Sud, entre 2000 m et 1600 m d'immersion ; durée 7 H 35, durée sur le fond 5 H 20.

COUPE 1 (38° 24' 900 N, 9° 40' 100 E - 38° 24' 500 N 9° 40' 150 E)

Morphologie – Départ 2027 m. Arrivée 1650 m. Pente moyenne de 32°

De 2027 à 1833 m : fond vaseux en pente douce, à ripple mark. De 2038 à 1661 m, alternance de pentes en dalles structurales (N à W, 25 à 30°), encroûtées, plus ou moins enneigées, et de petits ressauts verticaux métriques formant des contre-marches. De 1833 à 2038 m, pente raide, tours et canyons. A 1661 m, arrivée au plateau sommital très recouvert par la vase.

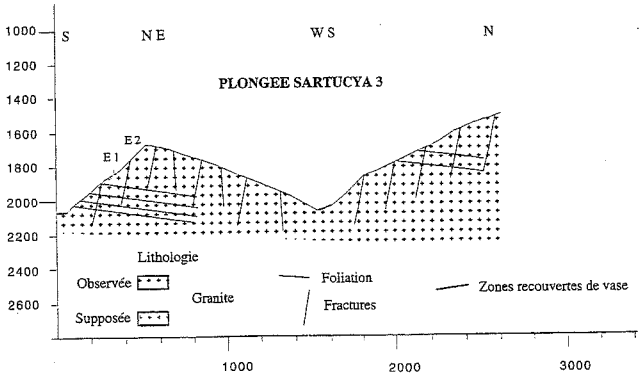


FIG. 88. – Profil de la plongée STC 3.

Lithologie Versant entièrement fait de granite :

de 2027 à 1838 m, granite folié, parfois fortement, fabrique faiblement pentée N à W, soulignée par le découpage morphologique en dalle structurale. De 1838 à 1798 m, granite beaucoup plus massif, sans fabrique pénétrative visible. Puis de nouveau granite orienté, parfois fortement.

Tectonique – En dehors de la fabrique assez pénétrative des parties basses et hautes de la coupe (meilleur pôle à 45 NW 23, cf. fig. 90), diaclasage partout abondant, découpant le granite en gros blocs anguleux : dispersion assez forte (due aux diaclases à faible pendage) ; en rose, 1 orientation préférentielle selon N 150°

Échantillons – 2 échantillons de granite (granite gris fin, éch. 2 recoupé par pegmatites)

COUPE 2 (38° 24' 600 N, 9° 39' 400 E - 38° 24' 605 N, 9° 39' 500 E).

Morphologie – Départ 2038 m. Arrivée 1490 m. Pente moyenne de 31°

Morphologie très voisine de celle de la coupe 1 : jusqu'à 1770 m, pente structurale recoupée par des petits ressauts métriques, correspondant à des diaclases (failles ?) à N 80-120. Ensuite relief accidenté et raide jusqu'à 1715 m, puis versant raide très envasé. De 1566 m à 1521 m, paroi raide, assez encroûtée, formant éperon.

Lithologie – Idem coupe 1 : base jusqu'à 1779 m en granite assez fortement folié prédominant ; à 1859 m, localement granite plus massif, peut-être porphyroïde. De 1780 à 1673 m, granite massif, sans fabrique nette, prédominant. De 1673 à 1657 m, nouvelle zone de granite folié. Puis granite massif prédominant jusqu'à la fin de la coupe.

Tectonique – Idem coupe 1 : Alternance à échelle pluri-décamétrique de zones à foliation localement assez forte, peu pentée, et zones beaucoup plus massives. Quelques bandes de cisaillement plus accentuées (à 1986 m., bande en faille inverse). Partout diaclasage important, 2 orientations préférentielles N 5 et N 85.

Échantillons – Pas d'échantillons sur cette coupe 2.

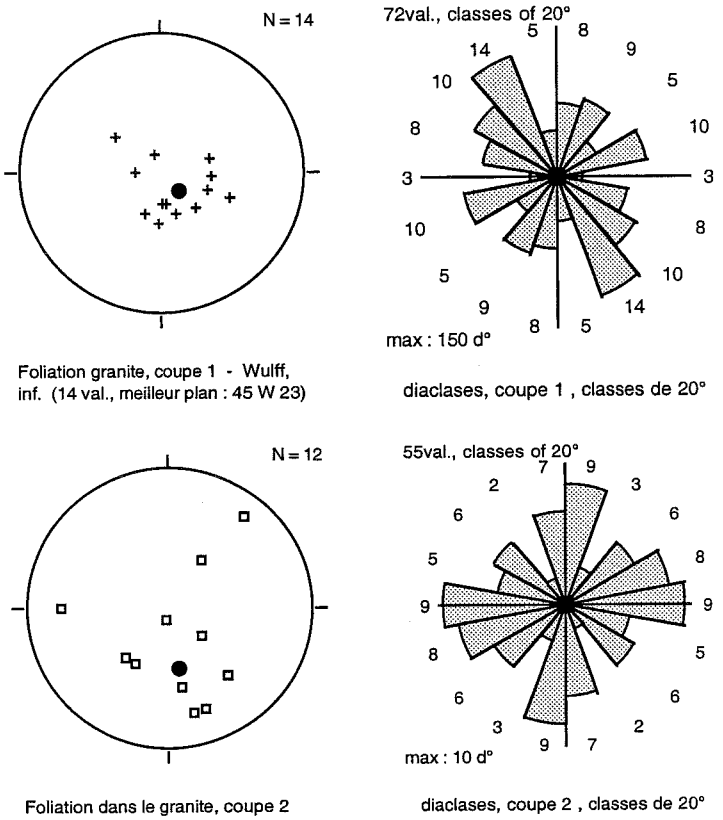


FIG. 90. – Diagrammes des microstuctures de la plongée STC3.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC 03-01	1827	38°24'72	9°40'13	Petit pain de sucre allongé et aplati, dimensions 4.3 x 2.1 x 3.5 cm. Face principale recouverte d'un enduit noir, face opposée recouverte d'un enduit plus brunâtre. Une face dégagée, 3 x 1.5 cm : granite gris à grain fin (mm), à 2 micas (biotite >> muscovite).
STC 03-02	1825	38°24'72	9°40'13	Forme en pseudo-tétraèdre allongé, faces du prisme triangulaires, 10 x 7 cm, une des faces est arrondie. Faces recouvertes d'enduit noir. Une petite face basale trapézoïdale correspond au plan de cassure : dimension 7,5 x 3,5 cm. La face correspondante à l'affleurement est orientée 53 NW 45, l'horizontale N 53 correspondant à la grande arête du trapèze = arête en amont. Plan de cassure = filon de pegmatite (P = 1cm) à grain 1/2 cm, à quartz (++), feldspath (++), mica blanc, quelques grenats brun (almandin + grossulaire ?), ronds, 1/2 cm. Reste de l'échantillon : granite gris, à grain fin (1/2 mm à 3 mm), à 2 micas. E 2 A Grenoble ; E2B coupé (E2b Turin, E2c Sfax, E2d Parme).

PÉTROLOGIE

par J.P. Bouillin et A. Seyni

STC 03-02A : granite à biotite + filon de pegmatite, peu déformé. La biotite paraît fraîche.

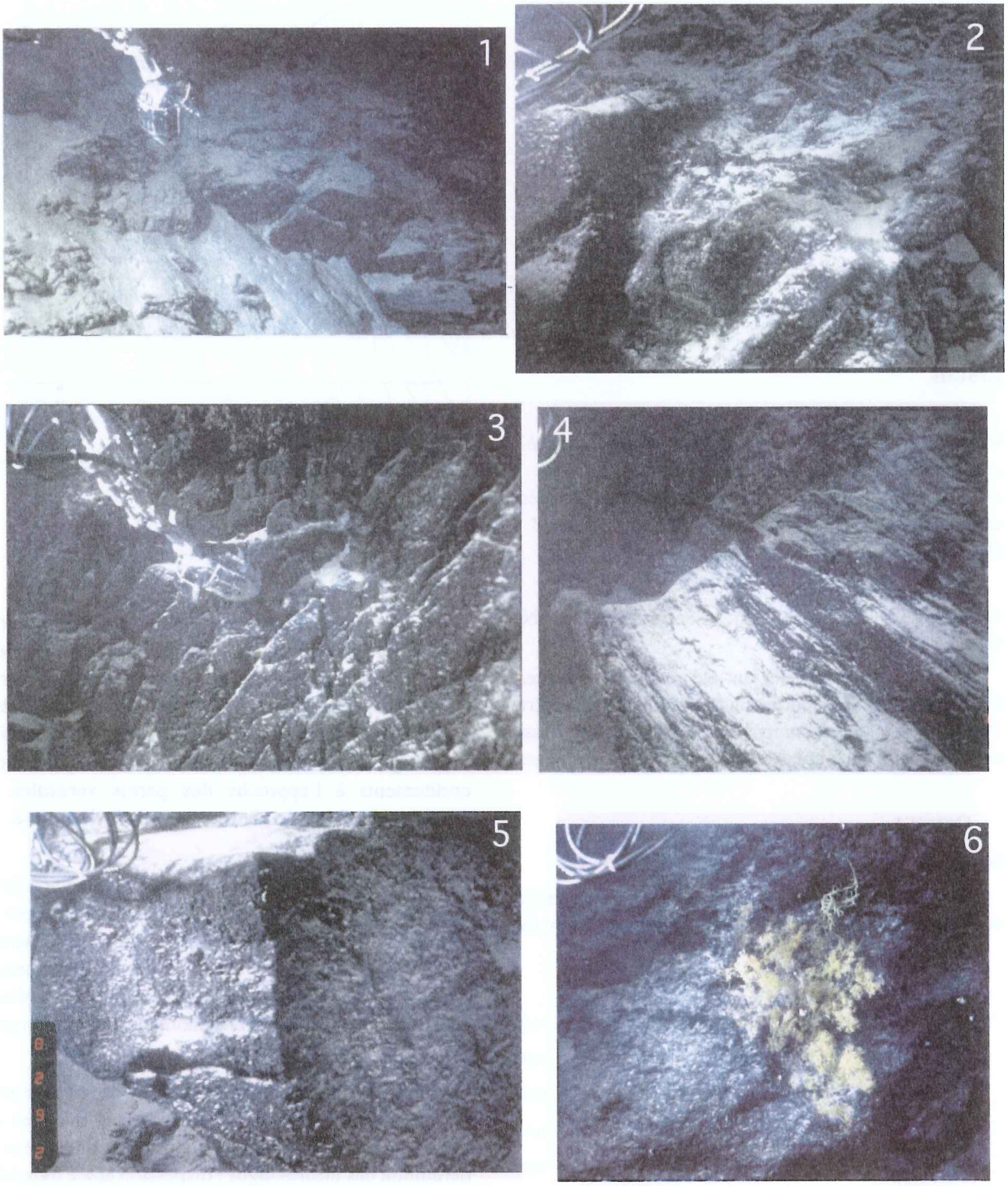


FIG. 91. – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 3.

1 : Granite folié, 1952 m (coupe 1) ; 2 : Id., 1848 m (coupe 1) ; 3 : Granite massif fracturé, 1833 m (coupe 1) ; 4 : granite intensément folié, 1718 m (coupe 1) ; 5 : Granite massif, 1872 m (coupe 2) ; 6 : Gorgones sur granite massif, 1549 m (coupe 2).

Plongée SARTUCYA 4

23 novembre 1995

Observateur : *Georges MASCLE*
Pilote : *Jean Jacques KAIOUN*
Co-pilote : *Patrice LUBIN*

RÉSUMÉ

Remarque – Défaut d'incrustation sur toute la première partie de la plongée (1ère coupe) ; les caps, profondeurs et temps ont été reconstitués à partir des données de la navigation enregistrées par Aquanaute ; durée 8 H 22, durée sur le fond 5 H 54.

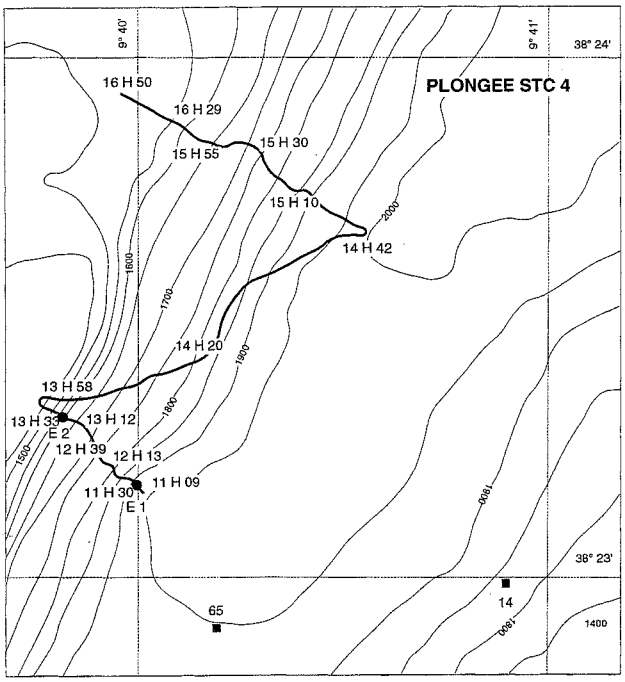


FIG. 93. – Trajet de la plongée STC 4.

Localisation – Éperon Teulada-Sentinelle (38°23 N, 9°40 E)

Deux coupes parallèles ont été réalisées, distantes d'environ 1 mille, orientées Sud-Est Nord-Ouest, entre 1990 m et 1430 m d'immersion. Le parcours de redescente entre les deux coupes a été effectué en pleine eau.

COUPE 1

Morphologie – Départ 1931 m. Arrivée 1433 m.

De 1993 à 1931 m : fond vaseux en pente assez douce, à ripple mark. De 1931 à 1433 m, succession de falaises verticales, parfois en surplomb, orientées autour de N 30 et entaillées par des canons étroits. Parois localement fortement encroûtées par des serpules et coralliaires morts et quelques organismes vivants (cf. ci-dessous). Entre les parois présence d'un talus plus ou moins « enneigé » recouvert d'un monceau de débris d'encroûtements à l'approche des parois verticales. A 1433 m, arrivée sur le plateau sommital très envasé.

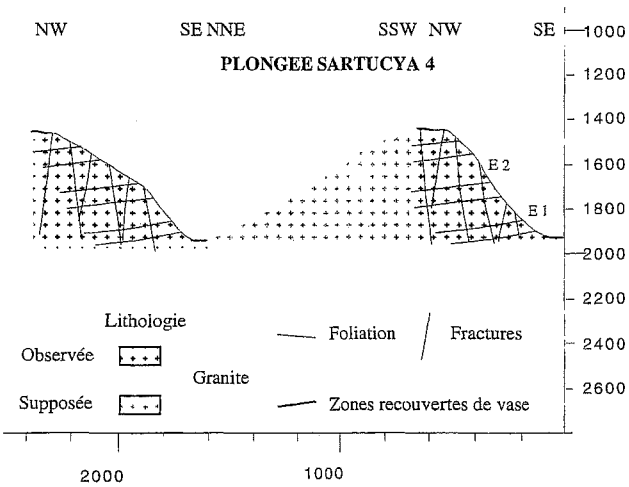


FIG. 92. – Profil de la plongée STC 4.

Lithologie – Versant entièrement fait de granite folié, à fabrique faiblement pentée N à W, soulignée par le découpage morphologique en dalle structurale. Localement existent des zones de granite plus massif, sans fabrique pénétrative nette. Plusieurs zones à réseau dense de filons parfois subhorizontaux, sont présentes.

Tectonique – En dehors de la fabrique assez pénétrative, un abondant système de diaclases et fractures est présent, découpant le granite en gros blocs anguleux et délimitant des dièdres aigus : dispersion assez forte (due aux diaclases à faible pendage) ; en rose, orientations dominantes selon N 130 et N 20.

COUPE 2

Morphologie – Départ 1981 m. Arrivée 1506 m.

Morphologie de détail un peu plus raide que celle de la coupe 1, marquée en particulier par de plus fréquents surplombs ; une partie des observations a été effectuée dans une caverne (entre 1710 et 1651 m).

Lithologie – Comme sur la coupe 1 l'essentiel des affleurements est constitué de granite assez fortement folié, voire mylonitique, parcouru par un réseau important de filons clairs de plusieurs générations ; les zones de cisaillement recoupent généralement les filons.

Tectonique – Comme sur la coupe 1 la foliation, localement assez forte, est faiblement pentée. Quelques bandes de cisaillement assez accentuées sont visibles. Les fractures et diaclases montrent une orientation préférentielle N 70.

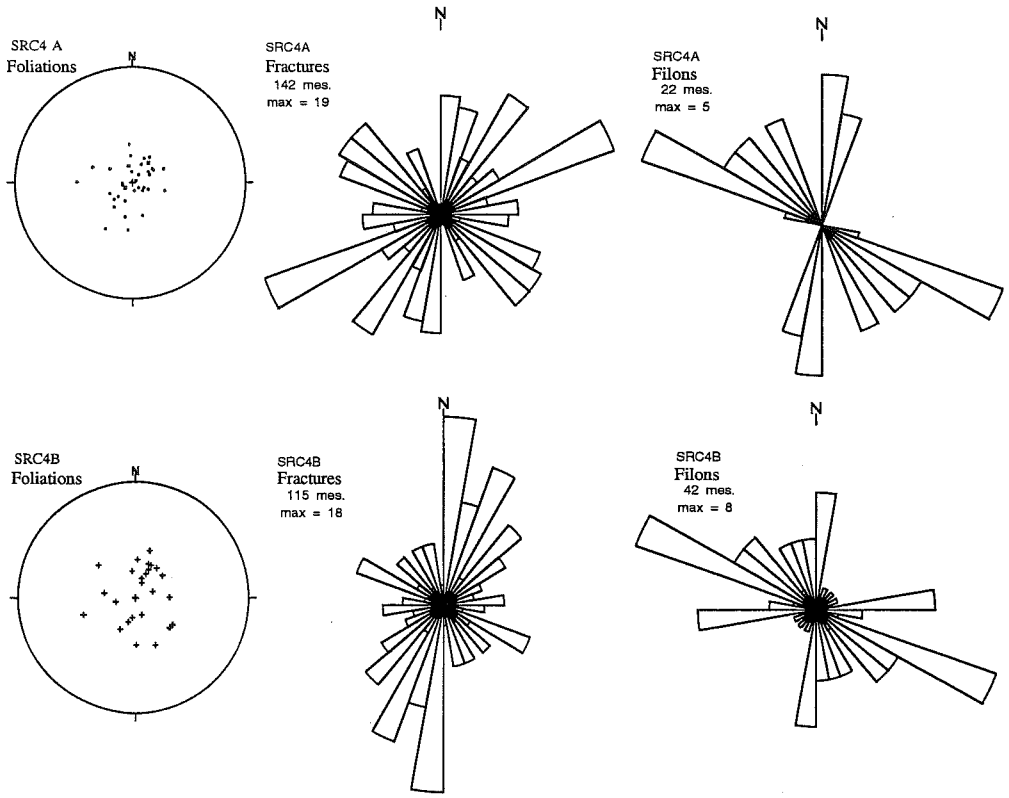


FIG. 94. – Diagrammes des microstructures de la plongée STC 4.

Sédimentologie – Outre les marques de courant (cf. ci-dessous) un grand nombre de traces diverses, grattages et bioturbations ont été observées : traces enchevétrées de pagures, traces de pacage à la sortie de terriers, monticules à profil de volcan, souilles de grandes dimensions (attribuées par les pilotes à des poissons s'ébattant sur le fond).

A l'approche des falaises on note une grande abondance de débris d'organismes encroûtants qui forment des amas enchevêtrés déposés sur un voile sableux constitué de tests de Ptéropodes et parsemé de nacelles d'Argonautes. Les parois verticales (cf. ci-dessus) sont souvent encroûtées.

Hydrologie – Un courant portant au NNE se manifeste au fond de la vallée par des rides de courant (ripple marks), l'orientation des poissons sur le fond (*Benthosaurus*), l'évacuation rapide des sédiments soulevés par le submersible (de l'ordre de 10 cm/mn) et des affouillements au pied des falaises. Sur le plateau le courant porte à l'Ouest L'eau est très chargée, sa température au fond est très constante à 13, 4 °C.

Biologie – Quelques zones particulièrement riche en organismes vivants ont été observées en particulier au niveau de certains surplombs : Éponges, Gorgones, Hydrozoaires, Coralliaires ahermatypiques, Pennatulides, Tuniciers, Brachiopodes (Terebratulides), Oursins (Cidaris, Spatangides), Holothuries, *Solaster*, Galatées : quelques poissons appartenant essentiellement à trois formes (*Benthosaurus*, *Cyclotonus*, chimères), des crevettes (de petite taille et de rares gambas), des Holothuries nageuses.

Archéologie – Fragment d'amphore à 1782 m.

Pollution – Boites de conserves, boite de biscuits anglais, bouteilles et boîtes de boisson (Coca), filin.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC 04-01	1993	38° 22' 35	9° 40' 10	Bloc 17x12x8 cm, irrégulier, recouvert au 2/3 d'un enduit patine noir, le 1/3 restant de couleur beige clair à brun clair (arrachement) ; partie enduite constituée par un amas de coquilles plates et fines (Brachiopodes) soudées par un ciment carbonaté ; cassure avec coquilles de Brachiopodes, spicules (Oursins ?), Gastéropodes ; l'essentiel est constitué par des Ptéropodes. Section : coquillles cimentées par une matrice carbonatée à Foraminifères. Diagnose : Encroûtement carbonaté lumachellique.
STC4 -02	1610	38° 22' 38	9° 39' 90	Plaque triangulaire 16x8x1,5 cm, une face entièrement encroûtée par des Serpules recouvertes d'enduit noir, un Corail ahermatypique (vivant lors du prélèvement) ; 2e face avec enduit pelliculaire sombre ; une face (5x1 cm) cassée montrant une roche foliée à Quartz et Feldspaths en amande, biotite. Diagnose : Granite folié.

PÉTROLOGIE

par J.P. Bouillin, F. Rolfo, R. Compagnoni et A. Seyni

STC 04-02 : Orthogneiss. grands quartz en flammes à extinction très onduleuse mais sans sous-grains, fortement fracturés ; les fractures sont souvent perpendiculaires aux flammes de quartz et injectées par de la calcite. Plagioclases ± fracturés ; Fk ± envahis par des micas blancs. Biotite acajou, flexueuse, nettement déformée. Inclusions de zircon fréquentes. Encroûtement calcaire périphérique à Bryozoaires, serpules.

—> déformation mylonitique probablement à assez basse température, vers la limite ductile/fragile, puis cataclase.

Datation Ar/Ar. -> 275 ± 2 Ma sur biotite (P. Monié)

STC 04-02 B : Tonalite à biotite et rare muscovite, légèrement déformée

Structure : magmatique à grain moyen, avec faible déformation cataclastique.

Constituants principaux :

Plagioclase à faible zonation oscillatoire, modérément déformé et séricitisé. Quartz montrant de fréquentes structures de recristallisation et une extinction en bandes, souvent parcourus par un réseau de fines fractures cimentées par des carbonates. Biotite brun rouge, en petites lamelles souvent déformées mais non altérées, épigénisée par une biotite vert très pâle. Muscovite rare en très petits cristaux.

Minéraux accessoires :

Apatite en cristaux trapus. Ilménite probable, presque toujours associée à la biotite. Zircon en cristaux très petits, tantôt de forme aciculaire, tantôt de forme prismatique trapue. Dans la biotite ils sont marqués par une forte auréole pléochroïque.

Observations :

certaines portions de la roche sont plus cataclastiques. En outre sont présentes de rares veines à adulaire et de nombreuses microfractures remplies de carbonates. L'échantillon est incrusté par des carbonates et des oxydes de Mn.

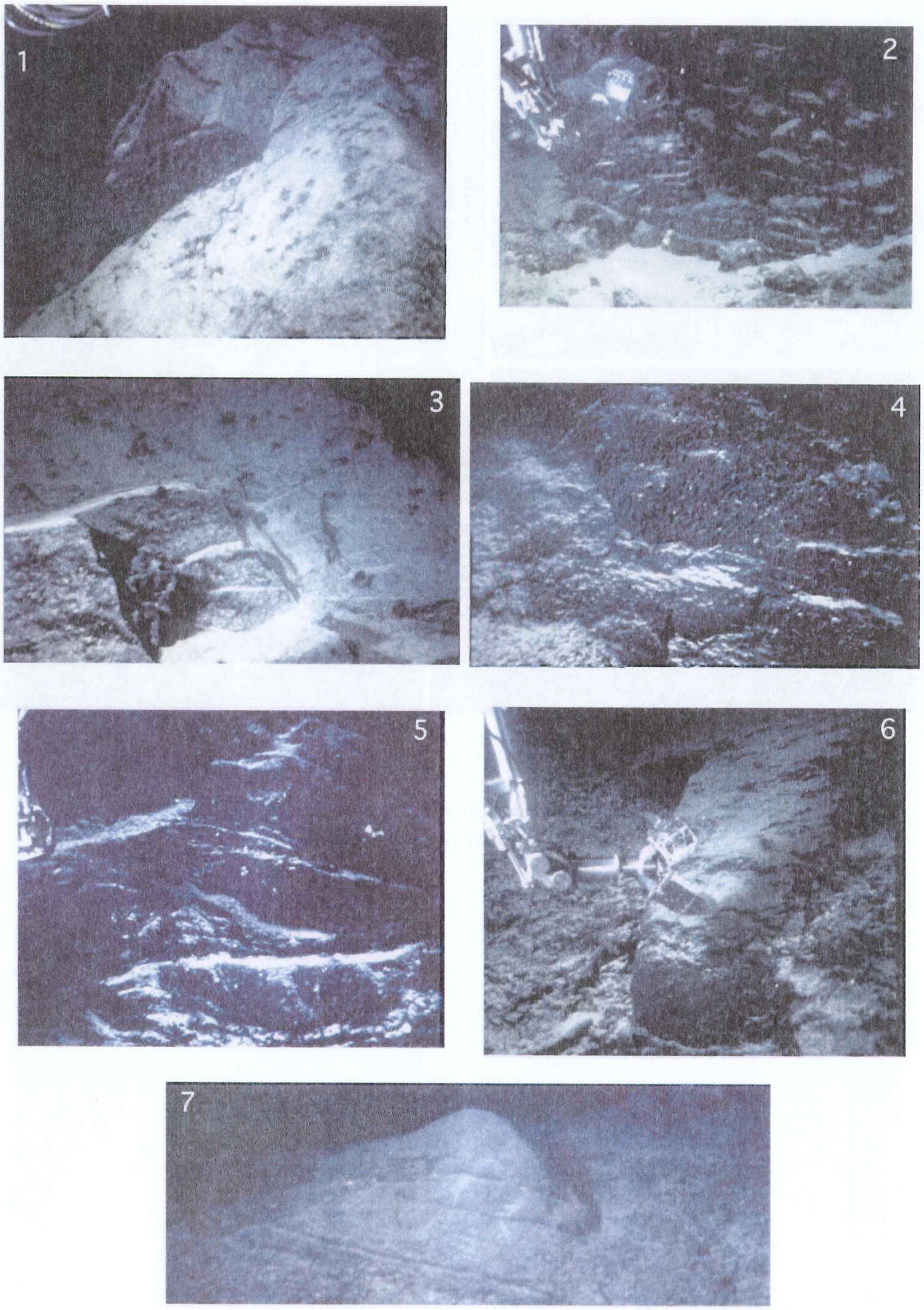


Fig. 95. – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 4.

1 : Granite massif, 1844 m (coupe 1) ; 2 : Granite folié, 1828 m (coupe 1) ; 3 : Granite folié diaclasé, 1808 m (coupe 1) ; 4 : Granite folié avec encroûtements de Polypiers, 1743 m (coupe 1) ; 5 : Granite folié, 1677 m (coupe 2) ; 6 : Granite massif, 1653 m (coupe 2 ; 7 : Granite folié et filons parallèles à la foliation, 1505 m (coupe 2).

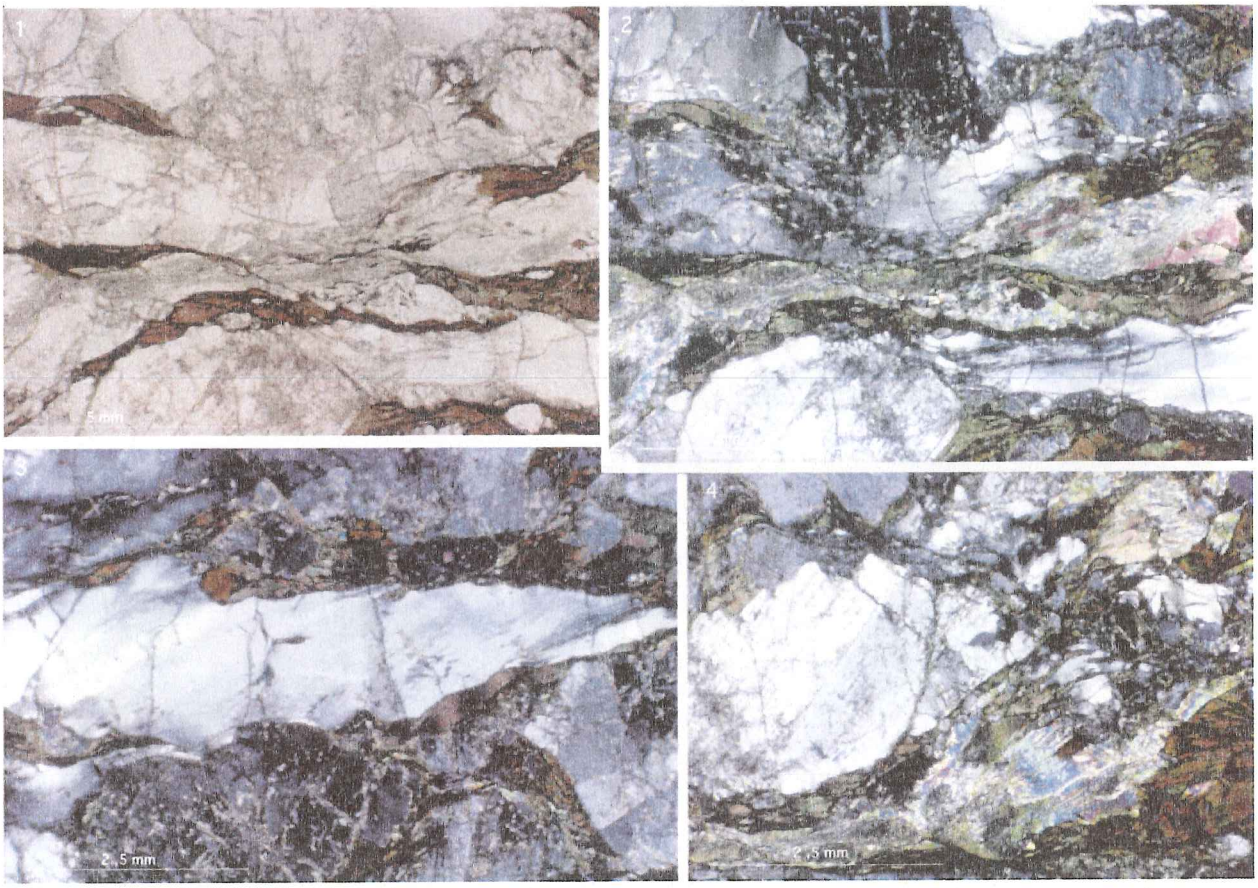


FIG. 96. – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 4.

1, 2, 3, 4 : Ech STC 04/2, Granite folié cataclasé.

Escarpement des Sorelles

Cet escarpement est situé à proximité de l'archipel de la Galite (fig. 98) et des écueils des Sorelle où affleurent le massif calco-alcalin langhien-(?) tortonien de la Galite et son encaissant constitué du socle CPK et de sa couverture de flysch gréso-micacé du Miocène inférieur (type Oligo-Miocène Kabyle). Une seule plongée (STC 1) a été consacrée à ce domaine dans la mesure où elle a montré un fort envasement malgré sa situation sur la zone la plus raide de l'escarpement.

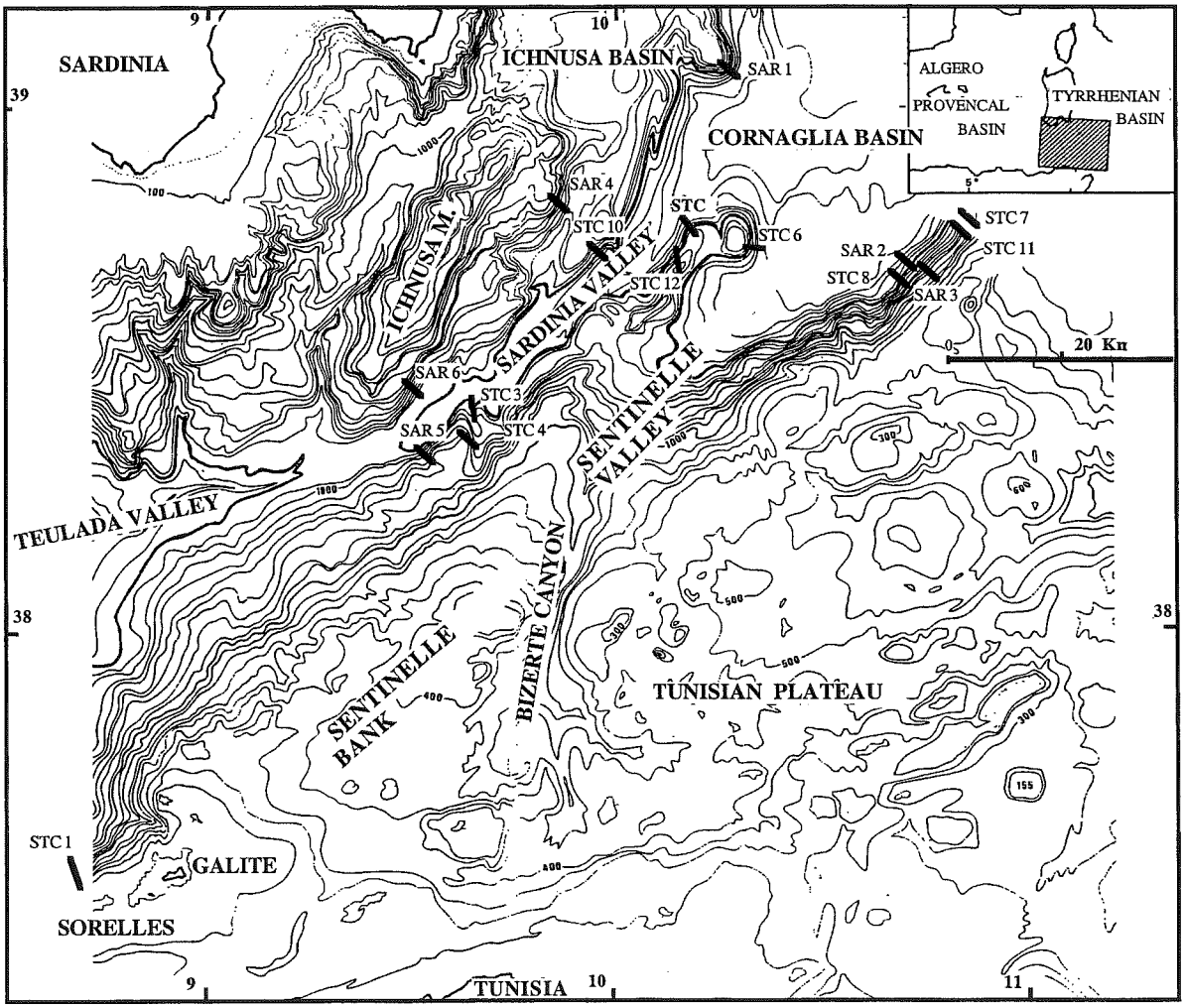


FIG. 97. – Localisation du site de plongée sur l'escarpement des Sorelles.

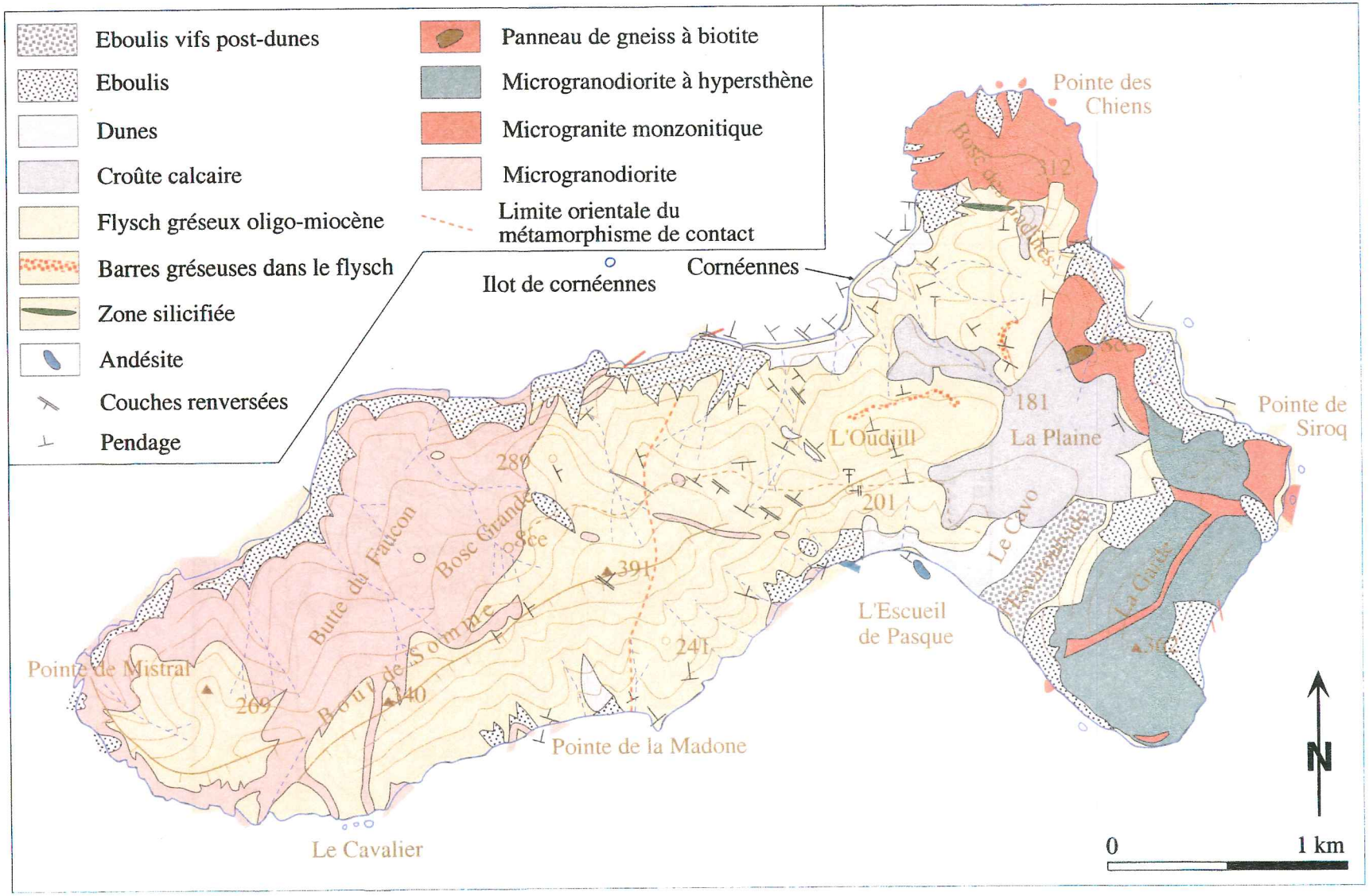


FIG. 98. – Schéma géologique de la Galite.
[d'après M. Durand Delga, inédit et Rekhiss, 1996].

Plongée SARTUCYA 1

21 novembre 1995

Observateur : *Jean MASCLE*
Pilote : *Yves POTIER*
Co-pilote : *Patrice LUBIN*

RÉSUMÉ

Situation – Cette plongée a été effectuée par 37° 25 N, 8° 25 E, entre 1869 m et 930 m de profondeur, dans le NW du banc dit des Sorelles, le long d'une pente de direction générale NE-SW, prolongement oriental de l'escarpement de Teulada, lui même considéré comme la limite septentrionale du domaine alpin immergé CPK. Durée 7 h 07 mn ; durée sur le fond 4 h 41 mn.

Morphologie – La pente visitée, entre 1869 et 930 m, est en moyenne très forte, de l'ordre de 40 à 45°, çà et là interrompue par d'étroites terrasses ; l'ensemble de la pente est fortement envasé, y compris le long des segments à forte déclivité, à l'exception de trois secteurs d'affleurements rocheux respectivement situés entre 1650-1630 m, vers 1500 m et 1150 m de profondeur.

Les régions envasées offrent une morphologie de détail étonnante le plus souvent marquée par des bosses et des creux d'échelles métriques, à espacement très irrégulier, évoquant un véritable champ de bataille. Dans les secteurs à pente plus douce (terrasses) la vase de couleur brun-beige construit des systèmes de dunes hydrauliques ou de ripples géants, de direction sensiblement parallèle à l'allongement de la pente explorée, d'échelles décimétriques à métriques. La morphologie des affleurements est quant à elle très variable ; vers la base de la pente il s'agit surtout d'amas rocheux émergeant de la vase avec quelques zones plus massives clairement limitées par des faces planes et par endroit découpées par des fractures et fentes ouvertes ; on note par endroit des débits pseudo-prismatiques. La seconde zone d'affleurements (1550-1500 m) se présente en affleurements massifs découpés par des microfalaises et avec des sommets évoquant des pains de sucre. Plus haut, vers 1150 m, le dernier affeurement observé correspond à une série de microfalaises (3/4m) séparées par de petites terrasses et coiffées d'une roche assez massive et chaotique.

Structure – Les observations sont assez réduites compte tenu du fort envasement général ; on note cependant au niveau du premier affleurement que les blocs sont souvent limités par des plans sub-verticaux suivant deux directions principales et une direction secondaire, qui sont respectivement N 10, N 95/100 et plus discrètement N 120/130 ; localement, en particulier à proximité de

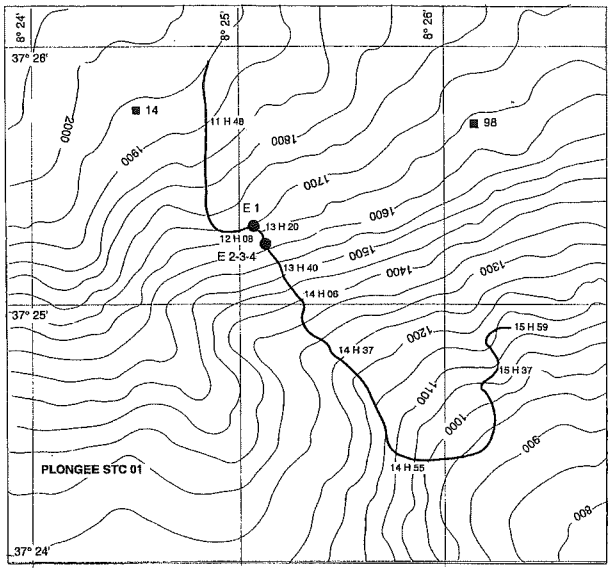


FIG. 100. – Trajet de la plongée STC 1.

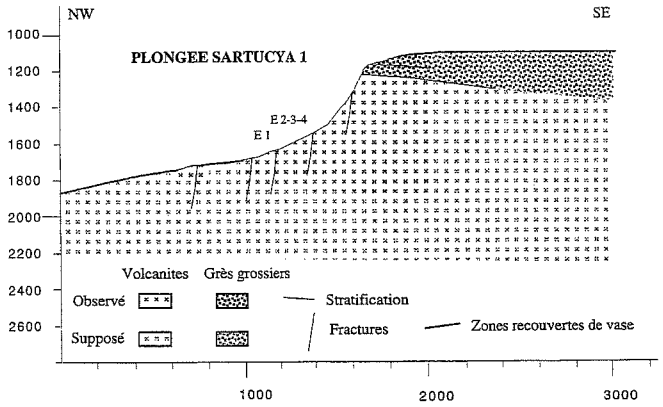


FIG. 99. – Profil de la plongée STC 1.

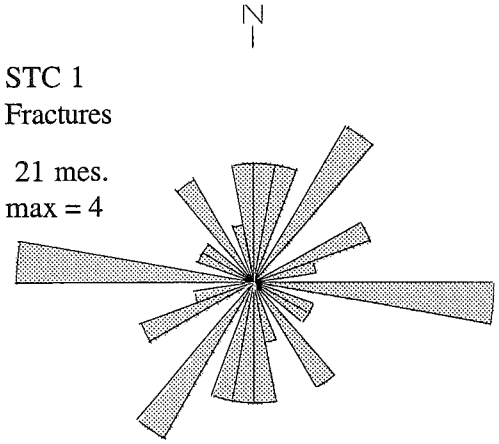


FIG. 101. – Diagramme de la fracturation de la plongée STC.

l'échantillon n°4, l'affleurement offre un débit presque prismatique. La seconde zone explorée est caractérisée par des roches plus massives, cependant découpées par un réseau de fractures N/S à N 10 et N 90/100 ; une troisième direction de fracture, plus discrète à N 150, avec des plans sub-verticaux s'observe ça et là. Vers 13 h 50 un plan de faille plurimétrique semble strié de grosses cannelures régulièrement espacées (miroir de faille?). La troisième zone d'affleurements, presque en fin de plongée, se distingue des deux précédentes par son aspect sratifié attestant d'une origine sédimentaire ; elle offre des bancs décimétriques découpés en pavés et des bancs plus épais également affectés d'un débit en joints ; les directions de ces diaclases sont essentiellement N 70/80 et, à un moindre degré, N 120 ; cette dernière direction caractérise également une fracturation de dimension plus importante qui se traduit par des fractures et parfois des fentes ouvertes.

Lithologie – – Les quatre échantillons prélevés l'ont été sur la seule zone d'affleurements correspondant à la pente inférieure, entre 1650 et 1630 m ; les échantillons 1 et 3 correspondent à des roches prélevées en place, les échantillons 2 et 4 sont des fragments provenant vraisemblablement d'éboulis resédimentés dans la vase encaissante ; tous les quatre correspondent à des rhyolites à phénocristaux de quartz et biotite. La seconde zone d'affleurement, non prélevée, correspond à des roches très massives, formant des chaos arrondis, évoquant une érosion aérienne ; il pourrait s'agir de granite ou plus vraisemblablement de rhyolites massives, compte tenu de l'allure générale des granites observés au sein du CPK et qui apparaissent beaucoup plus tectonisés. Le troisième affleurement correspond clairement à des dépôts sédimentaires offrant trois types de lithologie ; la base de l'affleurement est représentée par un empilement de bancs centimétriques à décimétriques, pratiquement horizontaux ou légèrement basculés vers le Sud ; cet affleurement à débit en pavé, évoque un dépôt de type silt ou grès fins ; ces bancs sont surmontés de lits plus massifs (quelques décimètres) à figures de chenaux, constitués vraisemblablement par des grès ; ces derniers sont coiffés par une petite terrasse envasée, elle même surplombée par une formation massive, mais constituée d'un matériel très hétérogène, malheureusement totalement encroûté et non prélevable ; cette formation nous paraît constituée d'un conglomérat puissant qui pourrait former l'armature du sommet de la pente dont il est très proche. En résumé la succession sédimentaire observée en haut de pente semble constituée d'un empilement assez horizontal de siltsones et grès plus massifs (et éventuellement de dépôts plus argileux qui pourraient constituer la petite terrasse intermédiaire) recouverts par un conglomérat très hétérogène.

Tout au long de la pente les dépôts vaseux sont constitués d'une vase de couleur beige, très riche en Ptéropodes et fortement bioturbée.

Biologie-Hydrologie – Une vie relativement abondante a été observée tout au long de la plongée avec un certain étagement bathymétrique. La faune observée sur fond vaseux est représentée par des crevettes, des crabes, quelques holoturies recouvertes d'une carapace de coquilles de ptéropodes, quelques rares oursins à long spicules, divers poissons dont des *Benthosaurus*, des poissons allongés (genre aiguille), quelques poissons de type morue ainsi que deux sélaciens ; un champ important de gorgones blanches et assez « anémiques » caractérise les fonds vaseux bosselés entre 1500 et 1300 m. Sur substrat rocheux, ou à proximité, s'observent des serpules, de très rares éponges, des bryzoaires et, en fin de plongée, quelques grosses gorgones de couleur orange.

Un courant général portant vers l'Est est attesté par une légère dérive du submersible lors des échantillonnages et une forte inclinaison des gorgones blanches.

Conclusion – Réalisée sur la pente septentrionale au large des Sorelles, la plongée Sartucya STC01 a permis de montrer que: (1) la pente correspond à une série de marche d'escaliers très étroites, limitées par des panneaux fortement inclinés (40/45°) ; (2) le soubassement de cette pente continentale est constitué de rhyolites, affleurantes ou sub-affleurantes (pentes envasées très fortes et bosselées) ; (3) ces roches sont découpées par un réseau de fractures distensives suivant des directions N 10, N 95/100 et N 120/130 ; (4) vers son sommet, la pente qui s'amortit progressivement, montre une série sédimentaire vraisemblablement détritique elle-même affectée d'une fracturation mais d'expression plus modeste.

ÉCHANTILLONS

N° Ech.	Prof.	Lat. N	Long. E	Description : forme, dimensions, couleurs, lithologie, structures.
STC 01-01	1661	37° 25' 25	8° 25' 08	Forme géométrique, arrachement clair, dimension d'un demi godet (env. 15 cm), rhyolite non déformée.
STC 01-02	1636	37° 25' 25	8° 25' 08	Bloc régulier, de petite dimension (10 cm), rhyolite non déformée.
STC 01-03	1637	37° 25' 25	8° 25' 08	Plaque allongée (13 cm), couverte d'enduit, rhyolite non déformée.
STC 01-04	1632	37° 25' 07	8° 35' 09	Bloc parallélépipédique allongé (env. 25 cm), rhyolite non déformée.

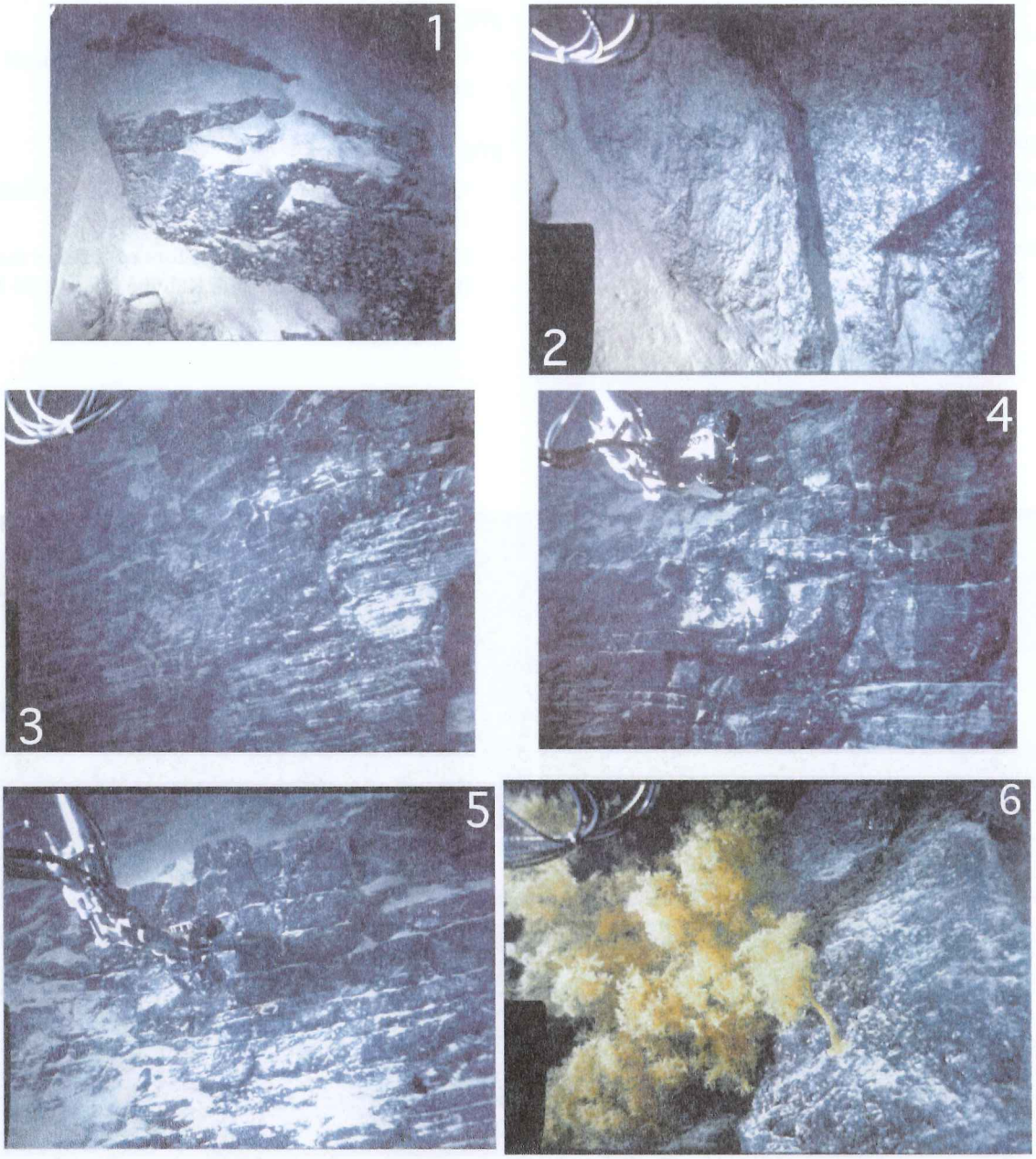


FIG. 102. – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 1.

1 : Rhyolite massive, Ech STC 01/1, 1660 m ; 2 : id., 1643 m ; 3 : Rhyolite litée, 1635 m ; 4 : Rhyolite en lits massifs, Ech STC 01/2-3, 1635 m ; 5 : Rhyolite, Ech STC 01/4, 1632 m ; 6 : Gorgones sur roche massive (grès), 1356 m.

PÉTROLOGIE

par J. P. Bouillin, H. Lapierre et A. Seyni.

STC 01-01 : Rhyolite

Verre brun-clair, à oxydes de fer ; un grand quartz automorphe mais à faces onduleuses car corrodées ; beaucoup de quartz sphériques (corrosion) ; plagioclases automorphes avec parfois une écorce d'albite ou de Fk ; biotite fraîche.

Datation K/Ar sur roche totale : 12, 59 ± 0, 29 Ma et 12, 51 ± 0, 29 Ma pour K_2O = 4, 65% (H. Bellon).

STC 01-02 : Rhyolite

Verre abondant, riche en oxydes de Fe ; quartz assez gros, très corrodés ; Plagioclase craquelé, parfois zoné et à aspect fondu. Biotite dont certaines sont pliées (déformations liées à la mise en place magmatique ?).

STC 01-03 : Rhyolite

Comme STC 01-02, avec également quelques biotites pliées.

STC 01-4 : Rhyolite

Quartz rhyolitiques typique, biotite, etc. 1 minéral à fort relief ressemblant à du disthène (?)

Ces rhyolites non déformées font penser aux massifs hypovolcaniques de Petite Kabylie (datés à 16 Ma).

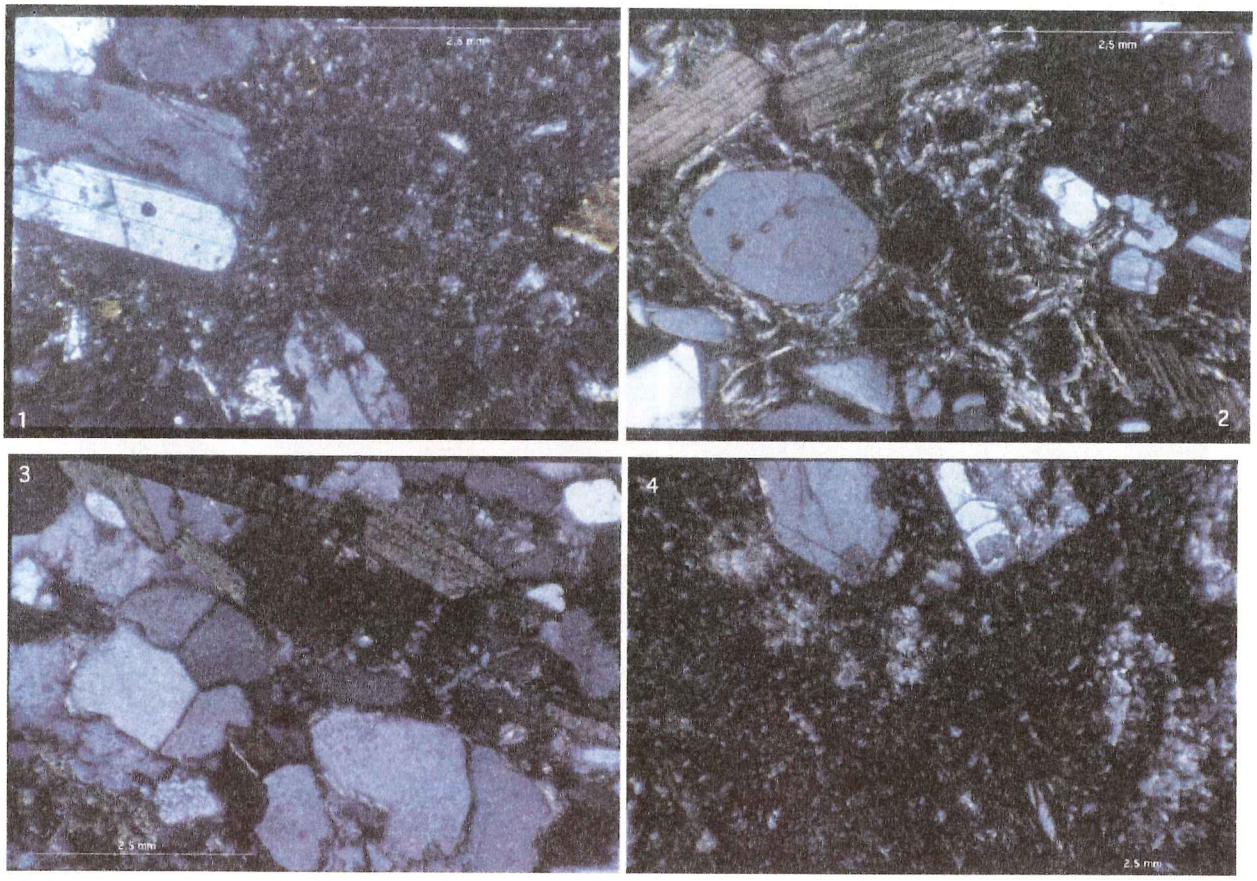


FIG. 103. – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 1.
1 : Ech STC 01/2 : Rhyolithe (LPA) ; 2 Ech STC 01/3, Rhyolite (LPA) ; 3 et 4 : Ech STC 01/4, Rhyolite (LPA).

CONCLUSIONS

Les données acquises au cours des campagnes de plongées sur les escarpements du Canal de Sardaigne permettent de mieux contraindre les interprétations structurales.

Le rift est un dispositif dissymétrique et cette asymétrie est sensible à l'échelle des observations. La marge nord-ouest (sarde) présente la structure typique d'une marge passive : elle est large, constituée à différentes échelles de blocs basculés, de horsts et de grabens. La marge sud-est (siculo-tunisienne) est au contraire très étroite et tombe directement du Plateau Nord Tunisien. La dissymétrie se retrouve dans la morphologie produite par l'érosion des escarpements. Au Nord, la disposition en gradins est préservée sur la plupart des sites de plongée, sur les escarpements supérieurs, inférieurs et latéralement le long de la marge. Au Sud, la morphologie est très variable le long des escarpements qui ont été modelés par l'érosion fluviatile messinienne et des mouvements gravitaires d'âges variés, guidés par des différences lithologiques marquées.

Les faciès échantillonnés dans les socles et la couverture sédimentaire documentent clairement deux domaines : le socle sarde caractérisé par des séries métamorphiques et des granitoïdes hercyniens et un ensemble d'affinités Calabro-Péloritano-Kabyle que l'on caractérise par un socle redéformé, une couverture sédimentaire détritique oligo-miocène et des éléments issus des nappes de la chaîne Apennino-Maghrébienne. Un magmatisme récent est également mis en évidence sur la marge sarde, où il apparaît relié aux premiers stades d'ouverture du bassin Tyrrhénien, et sur la marge tunisienne dans le prolongement du massif de la Galite.

Concernant le socle d'affinité Calabro-Péloritano-Kabyle les séries observées et prélevées à l'affleurement sont moins déformées et transformées que ne le sont généralement les unités Calabro-Péloritano-Kabyle à terre. Ceci suggère que les unités observées ici proviennent de la superstructure de la chaîne qui a pu être préservée de l'érosion à la suite de son effondrement dans le Canal de Sardaigne.

L'analyse des orientations de la fracturation et son expression morphologique montrent que presque toutes les structures régionales ont été effectivement activées lors du rifting. Les mouvements tectoniques en extension étaient achevés lorsque l'érosion fluviatile a attaqué les escarpements et donc avant le Messinien.

La morphologie des escarpements sud révèle l'existence de glissements gravitaires remaniant la surface d'érosion. Ils sont associés à des rides et à des dômes de soulèvement dont l'origine est à rechercher dans l'existence d'un régime compressif, qui pourrait perdurer jusqu'à l'Actuel, bien que le canal soit présentement asismique.

Par contre, les déformations en extension d'âge plio-quaternaire bien connues dans les régions voisines (Canal de Sicile, graben du Campidano en Sardaigne et Mer Tyrrhénienne) ne semblent pas avoir d'incidence morphologique notable au niveau du canal.

Les méthodes de la géochronologie mises en oeuvre (Ar/Ar et traces de fission sur Apatites) étaient adaptées à la détermination d'événement basse température. Les résultats ont permis de préciser l'âge des phénomènes et de caractériser à la fois l'environnement paléotectonique et l'histoire thermo-tectonique de la région.

- âge Ar/Ar du volcanisme : le volcanisme shoshonitique du Mont Cornacya (plongée SAR 01) est daté de 12.6 ± 0.3 Ma (P. Monié in Mascle *et al.*, 1999).

- âge Ar/Ar des déformations basse température : les âges Ar/Ar obtenus sur les granitoïdes plus ou moins déformés (P. Monié in Bouillin et al., 1999) montrent que sur la marge Sarde (plongée STC 10) les âges hercyniens (247 ± 2 Ma) du matériel sont conservés. Concernant la marge Sud les résultats sont plus nuancés depuis des échantillons ayant conservé les âges hercyniens mais témoignant tantôt d'une réouverture sans atteindre la température de 300°C (plongée STC 04 ; dragage MGC 85.4) tantôt d'une déformation plus importante cumulant plusieurs événements successivement crétacé, éo-oligocène et oligocène (plongées SAR 03, STC 08). Ceci confirme leur appartenance au domaine Calabre-Péloritain-Kabylie où des phénomènes analogues sont observés. En revanche aucun phénomène d'âge miocène moyen-supérieur n'est enregistré par cette méthode ce qui signifie que les parties ductiles profondes des failles de détachement n'ont pas été dénudées, tout au moins le long des profils échantillonnés.

- âge TF sur Apatite des déformations basse température : les données obtenues par l'analyse des traces de fission sur Apatite (F. Bigot-Cormier in Bouillin *et al.*, 1998) permettent de documenter deux événements. Le premier, vers 23 Ma, (dragage MGC 85.4) est facilement corrélable avec l'événement thermique d'âge oligocène-miocène inférieur bien connu en Calabre, dans les Péloritains et en Kabylie et correspond à la période de dénudation-érosion fini-oligocène qui a affecté tout le domaine interne de la chaîne apennino-maghrébienne. Le second événement, vers 10 Ma, (plongées STC 05, 07, 08) implique un phénomène de dénudation rapide au Tortonien. Il est mis en relation avec l'ouverture du Canal de Sardaigne par inversion tectonique des anciennes surfaces de chevauchement.

LISTE DES FIGURES

FIG. 1 – Situation du Canal de Sardaigne au sein de l'édifice structural de Méditerranée occidentale. ..... p. 11
FIG. 2 – Ensembles morphologiques du Canal de Sardaigne. ..... p. 12
FIG. 3 – Morphologie de la région du Canal de Sardaigne. ..... p. 13
FIG. 4 – Ensembles structuraux du Canal de Sardaigne et tracé du profil Geotraverse Européenne, branche Sud. ..... p. 14
FIG. 5 – Structure du Canal de Sardaigne : section Sardaigne-Tunisie. ..... p. 15
FIG. 6 – Modèle crustal du Canal de Sardaigne. ..... p. 16
FIG. 7 – Inversions successives dans le bâti de la marge sud. ..... p. 17
FIG. 8 – Contexte cinématique du Canal de Sardaigne. ..... p. 18
FIG. 9 – Carte des objectifs de plongées sur les escarpements du Canal de Sardaigne. ..... p. 20
FIG. 10 – Blocs diagrammes des objectifs de plongées sur les escarpements du Canal de Sardaigne vus du Sud. ..... p. 21
FIG. 11 – Blocs diagrammes des objectifs de plongées sur les escarpements du Canal de Sardaigne vus du Nord. ..... p. 21
FIG. 12 – Couverture sismique du Canal de Sardaigne. ..... p. 22
FIG. 13 – Localisation des dragages productifs sur les escarpements du Canal de Sardaigne. ..... p. 23
FIG. 14 – Plongées réalisées sur les escarpements du Canal de Sardaigne. ..... p. 24
FIG. 15 – Localisation des sites de plongée sur la marge Sarde (mont Cornacya et mont Ichnusa). ..... p. 25
Fig 16 – Profil sismique au niveau du Mont Cornacya. ..... p. 25
FIG. 17 – Profil de la plongée SAR 1. ..... p. 26
FIG. 18 – Trajet de la plongée SAR 1. ..... p. 26
FIG. 19 – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 1. ..... p. 27
FIG. 20 – Photographies de lames minces des laves de la plongée SAR 1. ..... p. 28
FIG. 21 – Diagramme de la fracturation de la plongée SAR 1. ..... p. 29
FIG. 22 – Résultats d'analyses chimiques des laves de la plongée SAR 1. ..... p. 32
FIG. 23 – Exemple de minéral daté par la méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$. ..... p. 33
FIG. 24 – Section sismique à travers la vallée Sarde. ..... p. 34
FIG. 25 – Sections sismiques sériées sur le mont Ichnusa. ..... p. 35
FIG. 26 – Profil de la plongée SAR 4. ..... p. 36
FIG. 27 – Trajet de la plongée SAR 4. ..... p. 36
FIG. 28 – Inversion récente au pied du mont Ichnusa au niveau de la plongée SAR 4. ..... p. 37
FIG. 29 – Diagramme de la fracturation de la plongée SAR 4. ..... p. 37
FIG. 30 – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 4. ..... p. 38
FIG. 31 – La haute vallée Sarde, partie la plus étroite du canal de Sardaigne. ..... p. 39
FIG. 32 – Profil de la plongée SAR 6. ..... p. 40
FIG. 33 – Trajet de la plongée SAR 6. ..... p. 40
FIG. 34 – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 6. ..... p. 42
FIG. 35 – Photographies de lames minces des roches de la plongée SAR 6. ..... p. 43
FIG. 36 – Profil de la plongée STC 10. ..... p. 44

FIG. 37 – Trajet de la plongée STC 10. ..... p. 44
FIG. 38 – Diagramme de la fracturation de la plongée STC 10. ..... p. 45
FIG. 39 – Affleurements caractéristiques et photographies de lames minces des roches de la plongée STC 10. ..... p. 46
FIG. 40 – Localisation des sites de plongée sur la ride médiane. ..... p. 47
FIG. 41 – Sections sismiques sériées sur la ride médiane. ..... p. 47-48
FIG. 42 – Profil de la plongée STC 5. ..... p. 49
FIG. 43 – Trajet de la plongée STC 5. ..... p. 49
FIG. 44 – Diagramme des microstructures de la plongée STC 5. ..... p. 50
FIG. 45 – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 5. ..... p. 51
FIG. 46 – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 5. ..... p. 51
FIG. 47 – Profil de la plongée STC 6. ..... p. 53
FIG. 48 – Trajet de la plongée STC 6. ..... p. 53
FIG. 49 – Diagramme de la fracturation de la plongée STC 6. ..... p. 54
FIG. 50 – Affleurements et roches caractéristiques de la plongée STC 6. ..... p. 55
FIG. 51 – Profil de la plongée STC 12. ..... p. 56
FIG. 52 – Trajet de la plongée STC 12. ..... p. 56
FIG. 53 – Diagramme de la fracturation de la plongée STC 12. ..... p. 57
FIG. 54 – Affleurements et roches caractéristiques de la plongée STC 12. ..... p. 59
FIG. 55 – Localisation des sites de plongées sur l'escarpement Sud Cornaglia. ..... p. 60
FIG. 56 – Structure du bassin de Cornaglia. ..... p. 61
FIG. 57 – Section sismique à travers l'escarpement Sud Cornaglia. ..... p. 62
FIG. 58 – Profil de la plongée SAR 2. ..... p. 63
FIG. 59 – Trajet de la plongée SAR 2. ..... p. 63
FIG. 60 – Affleurement caractéristique de la plongée SAR 2. ..... p. 64
FIG. 61 – Profil de la plongée SAR 3. ..... p. 65
FIG. 62 – Trajet de la plongée SAR 3. ..... p. 65
FIG. 63 – Diagrammes des microstructures de la plongée SAR 3. ..... p. 66
FIG. 64 – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 3. ..... p. 72
FIG. 65 – Photographies de lames minces des roches de la plongée SAR 3. ..... p. 73
FIG. 66 – Profil de la plongée STC 7. ..... p. 74
FIG. 67 – Trajet de la plongée STC 7. ..... p. 74
FIG. 68 – Diagrammes des microstructures de la plongée STC 7. ..... p. 74
FIG. 69 – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 7. ..... p. 76
FIG. 70 – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 7. ..... p. 77
FIG. 71 – Profil de la plongée STC 8. ..... p. 78
FIG. 72 – Trajet de la plongée STC 8. ..... p. 78
FIG. 73 – Diagramme de la fracturation de la plongée STC 8. ..... p. 78
FIG. 74 – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 8. ..... p. 80
FIG. 75 – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 8. ..... p. 81
FIG. 76 – Profil de la plongée STC 11. ..... p. 84
FIG. 77 – Trajet de la plongée STC 11. ..... p. 84
FIG. 78 – Diagrammes des microstructures de la plongée STC 11. ..... p. 85
FIG. 79 – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 11. ..... p. 86

FIG. 80 – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 11. ..... p. 87
FIG. 81 – Localisation des sites de plongée sur l'éperon de Teulada. ..... p. 88
FIG. 82 – Carte bathymétrique et sites de plongée sur l'éperon de Teulada. ..... p. 88
FIG. 83 – Profil de la plongée SAR 5. ..... p. 89
FIG. 84 – Trajet de la plongée SAR 5. ..... p. 89
FIG. 85 – Diagramme de la fracturation de la plongée SAR 5. ..... p. 90
FIG. 86 – Affleurements caractéristiques de la plongée SAR 5. ..... p. 91
FIG. 87 – Photographies de lames minces des roches de la plongée SAR 5. ..... p. 91
FIG. 88 – Profil de la plongée STC 3. ..... p. 93
FIG. 89 – Trajet de la plongée STC 3. ..... p. 93
FIG. 90 – Diagrammes de la fracturation de la plongée STC 3. ..... p. 94
FIG. 91 – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 3. ..... p. 95
FIG. 92 – Profil de la plongée STC 4. ..... p. 96
FIG. 93 – Trajet de la plongée STC 4. ..... p. 96
FIG. 94 – Diagrammes des microstructures de la plongée STC 4. ..... p. 97
FIG. 95 – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 4. ..... p. 99
FIG. 96 – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 4. ..... p. 100
FIG. 97 – Localisation du site de plongée sur l'escarpement des Sorelles. ..... p. 101
FIG. 98 – Schéma géologique de la Galite. ..... p. 102
FIG. 99 – Profil de la plongée STC 1. ..... p. 103
FIG. 100 – Trajet de la plongée STC 1. ..... p. 103
FIG. 101 – Diagramme de la fracturation de la plongée STC 1. ..... p. 103
FIG. 102 – Affleurements caractéristiques de la plongée STC 1. ..... p. 105
FIG. 103 – Photographies de lames minces des roches de la plongée STC 1. ..... p. 106

Bibliographie

ARGNANI A., CORNINI S., TORELLI L. & ZITELLINI N. (1987). – Diachronous foredeep system in the Neogene-Quaternary of Strait of Sicily. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **38**, 407-417.

AÏTE M.O. & GÉLARD J.-P. (1997). – Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande-Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. géol. France*, **168**, 4, 423-436.

AMBROSETTI P. *et al.* (1987). – Neotectonic map of Italy. Feuille 5. Bosi C., coordonateur.

AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976). – L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene appeninico-maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, **17**, 1-60.

ARGNANI A. (1990). – The Strait of Sicily rift zone : foreland deformation related to the evolution of a back arc basin. *J. Geodyn.*, **12**, 311-331.

ARGNANI A., CORNINI S., TORELLI L. & ZITELLINI N. (1987). – Diachronous foredeep system in the Neogene-Quaternary of Strait of Sicily. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **38**, 407-417.

AUZENDE J.-M. (1969). – Étude par sismique réflexion de la bordure continentale algéro-tunisienne, entre Bougie et Bizerte. *Thèse de 3ème cycle*, Univ. Paris, 122 p., 5 pl.

AUZENDE J.-M., OLIVET J.-L. & BONNIN J. (1974). – Le détroit sardano-tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne. *Tectonoph.*, **21**, 357-374.

AUZENDE J. M. (1978). – Histoire tertiaire de la Méditerranée occidentale. *Thèse d'Etat*, Univ. Paris. 143 p.

AUZENDE J. M., BONNIN J. & OLIVET J. (1973). – The origin of the western Mediterranean basin. *J. Geol. Soc. Lond.*, **129**, 607-620.

AUZENDE J. M., BONNIN J. & OLIVET J. L. (1975). – La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bull. Soc. géol. France*, **17**, 486-495.

AUZENDE J. M. & OLIVET J. L. (1979). – Les données de la cinématiques des plaques et l'évolution du domaine méditerranéen occidental. *in* : éd., Rapport CNEXO, 49-58.

BARBIERI F., CORNINI S., MARCHETTI F., MORLOTTI E., TERDICH P. & TORELLI L. (1984). – Geological investigations in the Sardinia Channel area : preliminary results. *Ateneo Parm.*, **20**, 177-207.

BARRAUD J. (1997). – Le diapirisme salifère sur le plateau Nord-tunisien. *Mémoire de Maîtrise*, Université Joseph Fourier, 31 p.

BARRIER E., BOUAZIZ S., ANGELIER J., CREUZOT G., OUALI J. & TRICART P. – Paleo-stress evolution in the Saharian platform (Southern Tunisia). Geodin. Acta, sous presse.

BATTICI G., DELLA VEDOVA B., PELLIS G., & TORELLI L. (1983). – Lineamenti geologico-strutturali del canale di Sardegna e aree limitrofe. *Atti 2e conv. annuale Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida*, Roma, 1983, 725-735.

BELLON H. (1981). – Chronologie radiométrique (K-AR) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 MA. in : Wezel F.C., éd., Sedimentary basins of the Mediterranean margins, CNR, Tecnoprint, Bologna, 341-360.

BERTRAND H., BOIVIN P. & ROBIN C. (1989). – Évolution géochimique d'un bassin d'arrière arc : la mer Tyrrénienne au Pliocène. *C. R. Soc. Géol. France*, **308**, sér. II, 1423-1429.

BIJU-DUVAL B. (1984). – Histoire du Bassin Nord Occidental de la Méditerranée. *in* : Boillot G., éd., Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, Masson, 288-322.

BIJU-DUVAL B. & WANNESON J. (1989). Géologie des escarpements de Méditerranée orientale (Mer Ionienne) : ESCARMED. Technip Ed., 334 p, 5 cartes.

BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J. & MONTADERT L. (1978). – Structure and evolution of the Mediterranean basins. *in* : Hsü K. J. et Montadert L., éd., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, U. S. Government Printing Office, Washington D. C., **42**, part 1, 951-984.

BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J., MONTADERT L., COURRIER P., MUGNIOT J. & SANCHO J. (1974). – Geology of the Mediterranean Sea basins. *in* : Drake C.L. et Burke C.A., ed., Geology of continental margins, Springer, New York, 695-721.

BLUNDELL D., FREEMAN R. & MUELLER S. (1992). – A continent revealed : the European Geotraverse. University Press, Cambridge U.K., 275 p

BOUILLIN J.-P. (1984). – Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrébides en Calabre ; conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **25**, 5, 321-338.

BOUILLIN J.-P. (1986). – Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, **II**, 4, 547-558.

BOUILLIN J. P., DURAND-DELGA M. & OLIVIER M. (1986). – Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs : distinctive features, genesis and development stages. *in* : Wezel F.C., ed., The origin of arcs, Elsevier, Amsterdam, 281-304.

BOUILLIN J. P., MONIÉ P., ROLFO F., TRICART P., MASCLE G., TORELLI L., & L'ÉQUIPE SIENTIFIQUE EMBARQUÉE (1999). – Données géochronologiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les socles sardes et kabylo-péloritain submergés dans le Canal de Sardaigne (Méditerranée occidentale). *C. R. Ac. Sc. Paris*, **328**, 529-534.

BOUILLIN J.-P., POUPEAU G., TRICART P., BIGOT-CORMIER F., MASCLE G., TORELLI L., & L'ÉQUIPE SCIENTIFIQUE EMBARQUÉE (1998). – Premières données thermo-chronologiques sur les socles sarde et kabylo-péloritain submergés dans le Canal de Sardaigne (Méditerranée occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **326**, 561-566

BOUSQUET P. & PHILIP H. (1991). – Les caractéristiques de la néotectonique en Mediterranée occidentale. *in* : Wezel F.C., ed., CNR Italian Project of oceanography, Tecnoprint, Bologna, 389-405.

BUROLLET P. F. (1991). – Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonoph.*, **195**, 359-369.

BURRUS J. (1984). – Contribution to a geodynamic synthesis of the Provencal Basin (North-Western Mediterranean). *Mar. Geol.*, **55**, 247-270.

CAIRE A. (1973). – Les liaisons alpines précoces entre Afrique du Nord et Sicile, et la place de la Tunisie dans l'arc tyrrhénien. *Ann. Mines et Géol. Tunis*, **26**, 87-110.

CARMINATI E., WORTEL M., SPAKMAN W. & SABADINI R. (1998).- The role of slab detachment processes in the opening of the western-centrel Mediterranean basins : some geological and geophysical evidence. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **160**, 651-665.

CASTANY G. (1955). – Le haut-bassin siculo-tunisien. *Bull. Station Océanogr. Salammbô* (Tunisie), **52**, 3-17.

CASTANY G. (1959). – La géologie profonde du territoire Tunisie-Sicile. Topographie et Géologie des Profondeurs Océaniques, *Coll. CNRS*, **83**, 165-183.

CARMIGNANI L. *et al.* (1987) – Structural model of the hercynian basement of Sardinia. Modello strutturale d'Italia.

CATALANO R., D'ARGENIO B., MONTANARI L., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1985). – Marine geology of the NW Sicily offshore (Sardinia Channel) and its relationships with mainland structures. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, 207-215.

CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1987). – A geological sec-

(Sardinia Channel) and its relationships with mainland structures. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, 207-215.

CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1987). – A geological section from Sardinia Channel to Sicily Strait based on seismic and field data. The lithosphere in Italy, Advances in Earth Sciences Research, Roma, *Acc. Naz. Lincei*, 99-114.

CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982). – Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin. *Nature*, **298**, 736-739.

COLANTONI P., FABBRI A., GALLIGNANI P., SARTORI R. & REHAULT J.-P. (1981). – Carta litologica e stratigrafica dei mari italiani, Litografica Artistica Cartografica.

COMPAGNONI R., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1987). – Lithostructural characters of the accoustic basement of the Sardinia Channel (Southwestern Tyrrhenian sea). *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, Budapest, **70**, 227-233.

COMPAGNONI R., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1989). Crystalline and sedimentary rocks from the scarps of the Sicily-Sardignia Trough and Cornaglia Terrace (southwestern Tyrrhenian Sea, Italy): Paleogeographic and geodanamic implications. *Chemical Geology*, **77**, 375-398.

CONTI P., FUNEDDA A. & CERBAI N. (1998). – Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy). *Journ. Structural Geology*, **20**, 2/3, 121-133.

COULON C. (1977). – Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne. Pétrologie, géochimie et génèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. *Thèse Etat*, Univ. Marseille, 385 p.

COUTELLE A. & DUÉE G. (1984). – Essai sur la tectogenèse des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale. *Bull. Centre Rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine Pau*, **8**, 1, 1-13.

DANGEARD L. & SOLIGNAC M. (1923). – Sur la nature géologique du banc des Esquerquis (d'après les dragages du « Pourquoi Pas ? » effectués au mois de juin 1923 en Mediterranée occidentale). *C. R. Ac. Sc., Paris*, **177**, 1313-1316.

DEPARDON S. (1995). – Le réamincissement crustal dans le Canal de Sardaigne. *Mémoire de Maîtrise*, Univ. Joseph Fourier Grenoble, 45 p.

DERCOURT J., ZONESHAIN L. P., RICOU L. E., KAZMIN V. G., LE PICHON X., KNIPPER A. L., GRANDJAQUET C., SBORTSHIKOV I. M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D. H., BOULIN J., SIBUET J. C., SAVOSTIN J. A. & BIJU-DUVAL B. (1986). – Geological evolution of the Tethys belt from Atlantic to Pamir since the Lias. *Tectonoph.*, **45**, 265-283.

DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. W. H. & KNOTT S. D. (1989). – Kinematics of the western Mediterranean. in : Coward M. P., Dietrich D. et Park G., éd., Alpine Tectonics, Spec. Publ., *Geol. Soc. London*, **45**, 265-283.

DI GIROLAMO P. (1984). – Magmatic character and geotectonic setting of some tertiary-quaternary italian volcanic rocks: orogenic, anorogenic ant "transitional" association. A review. *Bull. volcanol.*, **47**, 3, 421-432.

DOGLIONI C., GUEGEN E., SABAT F. & FERNANDEZ M. (1997). – The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova*, **9**, 109-112.

DURAND-DELGA M. & FONTBOTÉ J.-M. (1980). – Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *in* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, 26e Congr. géol. intern., Paris, Coll C5, 7-85.

EGGER A. (1992). – Lithospheric structure along a transect from the northern Apennines to Tunisia derived from seismic refraction data. *Ph.D. Thesis*, 150 p., Univ. ETH Zürich.

GENNESSEAUX M. & STANLEY D. (1983). – Neogene to recent displacement and contact of Sardinian and Tunisian margins, Central Mediterranean. *Smithsonian Contr. Mar. Sc.*, **23**, 21p.

GIESE P., ROEDER D. & SCANDONE P. (1992). – Sardinia Channel and Atlas in Tunisia : extension and compression. *in* : Blundell D., Freeman R. et Mueller S., éd., A continent revealed : the European Geotraverse, Press Syndicate of the University of Cambridge, Cambridge, 199-202.

GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978).- The structure of the ionian sea, Sicily and Calabria-Lucania. *In* « The oceans basins and margins », A.E. M. Nairn, W.H. Kanes et F.G. Stehli Ed., PLenum Publ. Co, New-York, **4B**, 257-329.

KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNELL J., CURZI F., EMEIS K.C., GLAÇON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1988). – ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into pzssive margin and back-arc basin evolution. *Geol. Soc. America Bull.*, **100**, 1140-1156.

KASTENS K. & MASCLE J. (1990). – The geological evolution of the Thyrrenian sea: an introduction to the scientific results of ODP leg 107. *Proc. O. D. P., Scientific results.*, **107**, 3-26.

KEZIRIAN F., BARRIER P., BOUILLIN J. & JANIN M.-C. (1994). – L'Oligo-Miocène Péloritain (Sicile) : un témoin du rifting du Bassin Algéro-Provençal. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **319**, sér. II, 699-704.

LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J. M. & OLIVET J. L. (1971). – La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **13**, 145-152.

MARINI A. & MURRU M. (1983). – Movimenti Tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore ed il Pleistocene. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **6**, 39-42.

MASCLE G. & TRICART P. (1994). – SARTUCYA. Proposition de campagne à la mer IFREMER-I.F.R.T., 84 p.

MAUFFRET A., REHAULT J. P., GENNESSEAUX M., BELLAICHE G., LABARBARIE M. & LEFEBVRE D. (1981). – Western Mediterranean basin evolution from a distensive to a compressive regime. in : Wezel F. C., éd., Sedimentary basins of Mediterranean margins, CNR Italian Project of Oceanogaphy, Bologna, 67-81.

MONTADERT L., RAVENNE C., BIJU-DUVAL B., MOREL Y., BUROLLET P.F., CLAIREFOND P., PERRIER R., BAUDRIMONT A., ORSOLINI P., WINNOCK F., BIZON G., BIZON J.-J., BORSETTI A.M., COLANTONI P., TAVIANI M., CLAUZON G. & MASCLE G. (1983). – Exemples de sédimentations condensées sur les escar-pements de la mer Ionienne: observations à partir du submersible Cyana. *Rev. Instit. fr. Pétrole*, **38**, 4.

MONTADERT L., RAVENNE C., BIJU-DUVAL B., MOREL Y., BUROLLET P.F., CLAIREFOND P., PERRIER R., BAUDRIMONT A., ORSOLINI P., WINNOCK F., BIZON G., COLANTONI P., TAVIANI M., CLAUZON G., MASCLE G. & CHARIER C. (1983). – Dépressions circulaires au pied de l'escarpement de Malte et morphologie des escarpements sous-marins : problèmes d'interprétation. *Rev. Instit. fr. Pétrole*, **38**, 5.

MONTIGNY R., EDEL J. B. & THUIZAT R. (1981). – Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetism data of tertiary volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 261-271.

MORELLI C. & NICOLICH R. (1990). – A cross section of the lithosphere along the European Geotraverse Southern Segment (from the Alps to Tunisia). *Tectonoph.*, **176**, 229-243.

MOUSSAT E. (1983). – Evolution de la mer Tyrrhénienne centrale et orientale et de ses marges septen-trionales en relation avec la néotectonique dans l'arc calabrais. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Paris VI, 122 p.

MOUSSAT E., MASCLE G., & ANGELIER J. (1985). – Régimes de paléo-contraintes et déformation de l'arc tyrrhénien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **300**, 417-422.

MOUSSAT E., REHAULT J.P., FABBRI A., & MASCLE G. (1985). – Evolution géologique de la Mer Tyrrhénienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **301**, 491-496.

MOUSSAT E., ANGELIER J., MASCLE G., & REHAULT J. (1987). – L'ouverture de la Mer Tyrrhénienne et la tectonique de faille néogène-quaternaire en Calabre. *Giornale di Geologia*, **48**/1-2, 63-75.

OLIVET J. L. (1987). – L'origine du bassin nord-occidental de la Méditerranée du point de vue de la cinématique des plaques. *in* : Burrus J. et Olivet J. L., éd., Profils ECORS. Golfe du Lion: rapport d'implantation., IFP, Paris, **35 941-1**, 10-49.

REHAULT J. P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984). – The western Mediterranean Basin, geological evolution. *Mar. Geol.*, **55**, 447-477.

REHAULT J. P., MASCLE J. & BOILLOT G. (1985). – Évolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **27**, 85-96.

REKHISS F. (1985). – Les roches intrusives miocènes de la Galite. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, **51**, 177-196.

RESEARCH GROUP FOR LITHOSPHERIC STRUCTURE IN TUNISIA (1992). – The EGT'85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures. *Tectonoph.*, **207**, 1/2, 245-267.

ROUVIER H. (1977). – Géologie de l'extrême Nord Tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne Nord Maghrébine. *Thèse Etat*, Univ. Paris 6, 703 p.

SARTORI R. (1990). – The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of perityrrhenian areas. *in* Kastens K. A., Mascle J. et al., *Proc. O.D.P., Scient. Res. ults*, **107**, 715-730.

SARTORI R., MASCLE G., BOUILLIN J.-P., GIRAULT J., NAUD G., PASINI M. & PIBOULE M. (1990). – Types and Sources of large rock clasts and Heavy minerals from ODP sites 652, 653, 654 and 656 in the Tyrrhenian sea. Implications about the nature of the East Sardinia Passive continental Margin. *in* Kastens K. A., Mascle J. *et al.*, *Proc. O.D.Scient. Results*, **107**, 29-35.

SAVELLI C. (1988). – Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea: implication for the process of opening in a young inter-arc basin of infra-orogenic (Mediterranean) type. T*ectonoph.*, **146**, 163-181.

SERRI G. (1990). – Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **41**, 219-242.

SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI (1993). Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the neogene quaternary magmatism of central Italy. *Tectonophy.*, **223**, 117-147.

SPAKMAN W. (1990). – Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean. *Terra Nova*, **2**, 542-553.

THOMAS B. (1986). – Marges continentales sardes: géologie, géodynamique. *Thèse 3° cycle*, Univ. Paris, 6, 210 p.

TORELLI L., CORNINI L. & MARCHETTI F. (1985). – Seismic stratigraphy and tectonic-structural setting of the Sardinia Channel (Western-Central Mediterranean). Second EGT Workshop: the Southern segment, Venice, ESF, Strasbourg (France), 241-246

TORELLI L., TRICART P., ZITELLINI N., ARGNANI A., BOUHLEL I., BRANCOLINI G., DE CILLIA C., DE SANTIS L. & PEIS D. (1992). – Une section sismique profonde de la chaîne Maghrébides-Apennins, du bassin tyrrhénien à la plate-forme pélagienne (Méditerranée centrale). *C.R.Ac. Sc.* Paris, **315**, 617-622.

TRICART ET TORELLI L. (1994). – Extensionnal collapse related to compressionnal uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, **238**, 317-329.

TRICART P., TORELLI L., BOUILLIN J.-P., REKHISS F., ARGNANI A., BRANCOLINI G., DE SANTIS L., PEIS D. & ZITELLINI N. (1992). – Structure and Neogene dynamics of the Northern Tunisia Margin. Geological development of the Sicilian-Tunisian Platform, Urbino (Italy), UNESCO Technical Paper *in* Marine Science, Special Volume, sous presse.

TRICART P., TORELLI L., BRANCOLINI G., CROCE M., DE SANTIS L., PEIS D. & ZITELLINI N. (1991). – Dérive d'arcs insulaires et dynamique méditerranéenne suivant le transect Sardaigne-Afrique. *C.R.Ac. Sc.*, Paris, **313**, 801-806.

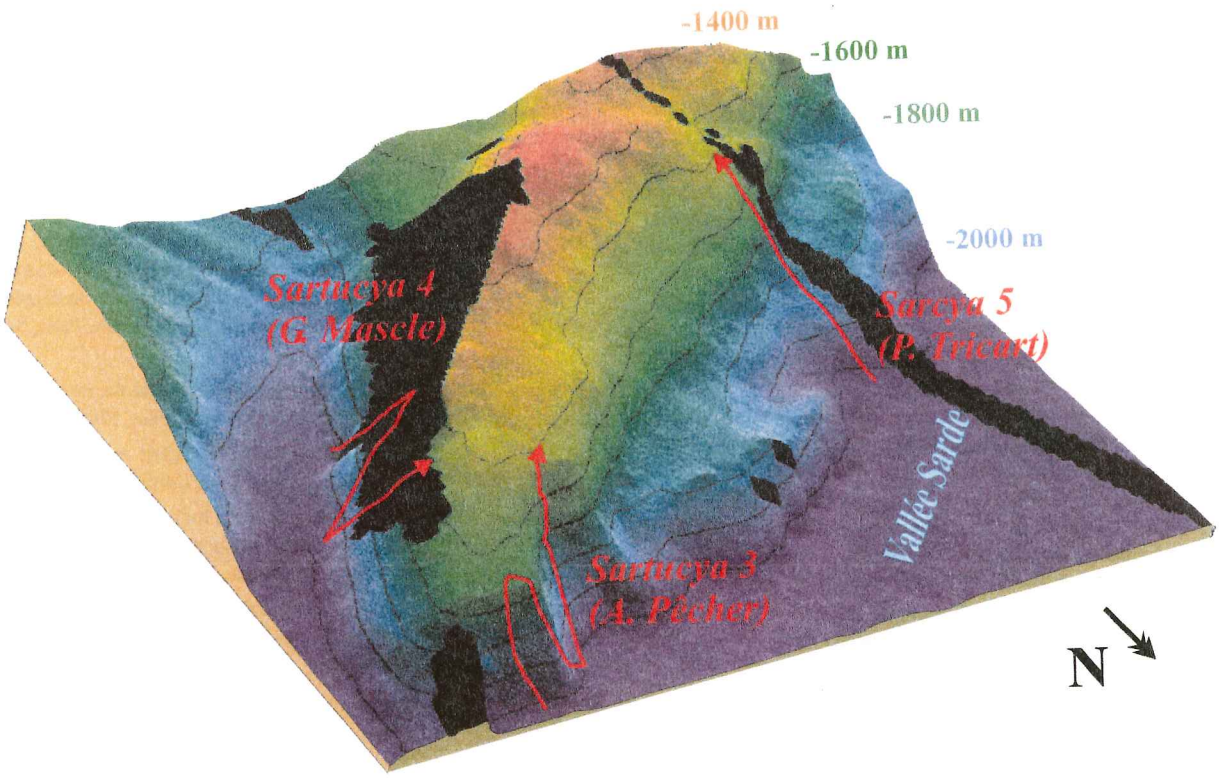
TRICART P., TORELLI L., ZITELLINI N., BOUHLEL H., CREUZOT G., DE SANTIS L., MORLOTTI E., OUALI J. & PEIS D. (1990). – La tectonique d'inversion récente dans le Canal de Sardaigne : résultats de la campagne MATS 87. *C.R.Ac. Sc.*, Paris, **310**, 1083-1088.

VAN DER MEULEN M. (1999) - Slab detachment and the evolution of the Apenninic arc (Italy). *Geol. Ultraiectina*, **170**, 136 p.

VILA J. M. (1980). – La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse État*, Univ. Paris 6, 665 p.

VOLLMER R. (1991). – On the Origin of the Italian Potassic Magmas - A One-Dimensional Diffusion-Controlled Model of Source Metasomatism. *Earth Planet Sci. Lett.*, **107**, 3-4, 487-498.

WILDI W. (1983). – La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **24**, 201-297.



ÉPERON DE TEULADA

CANAL DE SARDAIGNE

2e Partie

LE CANAL DE SARDAIGNE AU NÉOGÈNE : ANALYSE MORPHOLOGIQUE ET STRUCTURALE

Apports de la bathymétrie multifaisceaux et des plongées SARCYA et SARTUCYA

par Gilles BROCARD*

RÉSUMÉ. — Le canal de Sardaigne est un rift miocène dont l'évolution a cessé précocement. Il représente un stade fossile d'ouverture de bassin d'arrière arc à l'emplacement d'une ceinture orogénique préexistante, processus arrivé à maturité dans la mer Tyrrhénienne voisine.

Les escarpements du canal ont été explorés au cours des campagnes de plongée en submersible habité SARCYA et SARTUCYA. La morphologie des escarpements sud est connue grâce à des levés bathymétriques multifaisceaux. L'analyse structurale entreprise ici contribue à la connaissance des structures du canal acquises par d'autres méthodes d'investigation, notamment la sismique.

On peut tenter de reconstituer l'évolution du canal au Néogène. Elle s'inscrit dans celle, plus globale, de la Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène. Le canal, au carrefour de plusieurs domaines continentaux et océaniques, est un lieu d'interactions entre des systèmes d'ouverture, de collision et de coulissage.

De son ouverture aux dépens d'un orogène, il hérite une structure fortement asymétrique. La marge sarde du canal possède une structure de marge passive typique, la marge tunisienne une structure plus originale liée à la présence du socle calabro-péloritano-kabyle débité en écailles et d'une importante série sédimentaire miocène pré-rift. Les structures sont mises en valeur par érosion différentielle, essentiellement au Messinien. Les plongées et la bathymétrie permettent aussi de mettre en évidence des déformations compressives récentes en plusieurs endroits des différents escarpements étudiés.

MOTS CLÉS. — Exploration sous-marine, Canal de Sardaigne, Méditerannée occidentale, Géomorphologie, Structure, Mer Tyrrhénienne.

ABSTRACT — The Sardinia channel is a Miocene rift. It represents a fossil stage of the early development of a back arc basin, in the place of the a pre-existant orogenic belt. The process continued up to now in the neighbouring Tyrrhenian Sea.

The exposures of the channel have been explored during the diving programs SARCYA and SARCTUYA. The southern scarps have been mapped with the help of seabeam bathymetry. The structural analysis of the data help to complete knowledge about the structure of the channel known from seismic data.

One can try to reconstruct the evolution of the channel during Neogene. This evolution is related to those of Eastern Mediterranean since Oligocene. The channel, in crossing of continental and oceanic domains, is a place of interactions between rifting and colliding systems.

This channel has a strongly asymmetric structure. The sardinian slope is a typical passive margin, whereas the structure is more original on the other side of the channel, due to the presence of a thrusted basement and of thick Miocene pre-rift sedimentary series. The structures have been outlined by differential erosion, essentially in Messinnian times. Recent compressive deformations exposed in different places along the scarps have been discovered with the help of divings and morphology.

KEY WORDS. — Submarine exploration, Sardinia Channel, Western Mediterranean, Geomorphology, Structure, Tyrrhenian Sea.

* Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines,UMR 5025, CNRS/UJF Grenoble, France.

INTRODUCTION

Le Canal de Sardaigne appartient à la Méditerranée Occidentale (fig. 1 cf. page 11). Entre la Sardaigne et la Tunisie, c'est un seuil profond de 2000 m qui relie le Bassin Nord Algérien et la Mer Tyrrhénienne (fig. 2 cf. page 12).

Il se trouve ainsi à la jonction de deux bassins océaniques qui se sont ouverts successivement, au Miocène inférieur et du Miocène supérieur au Quaternaire en contexte d'arrière-arc. Leur ouverture est liée à la migration en direction de l'Afrique de la zone où le domaine océanique téthysien était subduit sous la marge européenne. Accompagnant cette migration, des fragments de la marge européenne ont dérivé à travers l'ancien domaine téthysien, occasionnant l'ouverture de ces deux bassins océaniques, et sont finalement entrés en collision avec la marge africaine, donnant naissance aux chaînes des Apennins en Italie et des Maghrébides en Afrique du Nord.

Le Canal de Sardaigne s'ouvre au début du cycle d'océanisation tyrrhénien sur un segment la chaîne maghrébide long de plusieurs centaines de kilomètres, entre la Tunisie à la Sicile. Des profils sismiques permettent de connaître la structure du canal à différentes échelles, y compris sa dimension crustale. Il s'agit d'un rift asymétrique, dans lequel les structures de la chaîne de collision sont reprises en extension.

Un système de rifts courant le long des côtes actuelles de Corse et de Sardaigne s'ouvre au Tortonien. Le canal représente au sud-ouest le débouché de ce système dans le bassin océanique Algérien. Les segments de ce système vont connaître une évolution très différente. Alors que l'extension va se poursuivre jusqu'à l'Actuel en Mer Tyrrhénienne et conduire à des épisodes d'océanisation, le canal de Sardaigne cesse de s'ouvrir dès le Tortonien.

Il représente donc un stade fossile d'évolution du bassin Tyrrhénien. Il devrait notamment permettre d'observer les relations existant entre les blocs frontaux, collisionnés, de la marge européenne, et des fragments restés plus en retrait et qui ne sont pas impliqués dans la ceinture orogénique apeninno-maghrébide.

Les escarpements du canal sont enfouis sous une épaisseur réduite de sédiments postrifts. La croûte continentale y affleure par plus de 2000 m de profondeur parfois. Cet environnement exceptionnel a permis d'aller y d'étudier directement la structure en submersible habité, au cours des campagnes Sarcya et Sartucya en 1994 et 1995, et de prélever des échantillons *in situ*.

Par ailleurs, la morphologie des escarpements enregistre la structuration du rift, les effets des événements messiniens, et les éventuelles modifications tectoniques postérieures. Leur surface, préservée sous la mer sans enfouissement important, est connue dans le détail grâce au relevés bathymétriques multifaisceaux effectués lors du transit valorisé Bretane de l'Atalante en 1995 sur le versant sud du canal.

Le but de ce mémoire est d'analyser les données acquises lors de ces missions, de les confronter aux connaissances acquises antérieurement, de proposer un schéma d'évolution du canal et de replacer cette évolution dans le contexte géodynamique de la Méditerranée Occidentale.

I. – ÉTAT DES CONNAISSANCES

A. DONNÉES ACQUISES

Les levés bathymétriques du profil valorisé Bretane et les plongées Sarcya et Sartucya viennent compléter des connaissances obtenues par des moyens d'acquisition plus classiques.

1. – TRAVAUX ANTÉRIEURS

1.1. La bathymétrie conventionnelle

Les bathymétries 3,5 KHz des missions AMAZONE [1968], du leg 13 du DSDP [1970], des missions POLYMED 1 et 2 [1970 et 1971] et de la mission du Kane en 1975 ont permis de dresser les cartes du chenal. On dispose des versions d'Allan et Morelli de 1971, d'Auzende et Olivet de 1974, de Gennessaux et Stanley en 1983.

1.2. Les dragages et les carottages

Les premiers échantillons prélevés dans le canal proviennent des campagnes de dragages et de carottages T75, BS.82, MGC.83, MGC.84, MGC.85 et MATS88 effectuées entre 1975 et 1988. Les sites des dragages ayant produit des échantillons antérieurs au Pliocène sont indiqués sur la figure 3 (cf. fig. 13 page 23).

1.3. Les profils sismiques

De nombreuses campagnes de sismique se sont succédées dans le Canal de Sardaigne :

1968 : mission AMAZONE. Sismique au canon à air.

1970 : mission DSDP leg 13. Sismique au canon à air.

1970 : mission POLYMED1 au Flexotir.

1972 : mission POLYMED 2 au Flexotir.

1975 : mission du Kane au Sparker 30KJ.

1980 : 3 profils multitraces italiens.

1984 : GECO U.K. Sismique 36 canons 240 traces.

1985 : profil GEOTRAVERSE (EGT). Sismique réfraction profonde.

1987 : campagne MATS 87. 2500 km de sismique monotrace.

1989 : campagne CS 89. 1000 km de sismique 120 traces longue écoute.

Elles ont permis de dresser les cartes suivantes :

en 1974 : carte des isochrones du socle acoustique dans le canal, par Auzende, Olivet et Bonin.

en 1984 : carte des épaisseurs du Plio-Quaternaire de Barbieri *et al.*

en 1986 : carte des isochrones du socle acoustique par Thomas.

en 1987 : carte interprétative de la structure du socle par Compagnoni, Morlotti et Torelli.

en 1987 : carte de la profondeur du Moho dans la Mer Tyrrhénienne par Rehault.

en 1988 : carte structurale de la Sardaigne par Thomas *et al.*

Sur la figure 4 sont reportées les routes des profils utilisés au cours de cette étude.

1.4. Les autres mesures géophysiques

A partir de mesures variées faites au cours de ces campagnes, d'autres cartes ont été dressées, parmi lesquelles :

– les cartes des anomalies magnétiques et des anomalies de Bouguer de la mer Tyrrhénienne par Finetti et Morelli en 1973,

– la carte des anomalies magnétiques de la marge nord algérienne d'Auzende, Olivet et Bonin en 1974,

– la carte du flux thermique dans le canal par Della Vedova et Pellis en 1986.

1.5. Analyses préalables sur les échantillons des plongées Sarcya et Sartucya

L'analyse pétrographique générale a été confiée à MM. F. Rolfo et R. Compagnoni. Elle a été suivie de datations par des méthodes diverses. Les roches volcaniques des plongées Sarcya 1 et Sartucya 1 ont été datées par 39Ar/40Ar sur biotite ou par K/Ar conventionnel.

Des âges de refroidissement pour divers échantillons du socle ont été obtenus par traces de fission sur apatite, [Bouillin *et al.*, 1998].

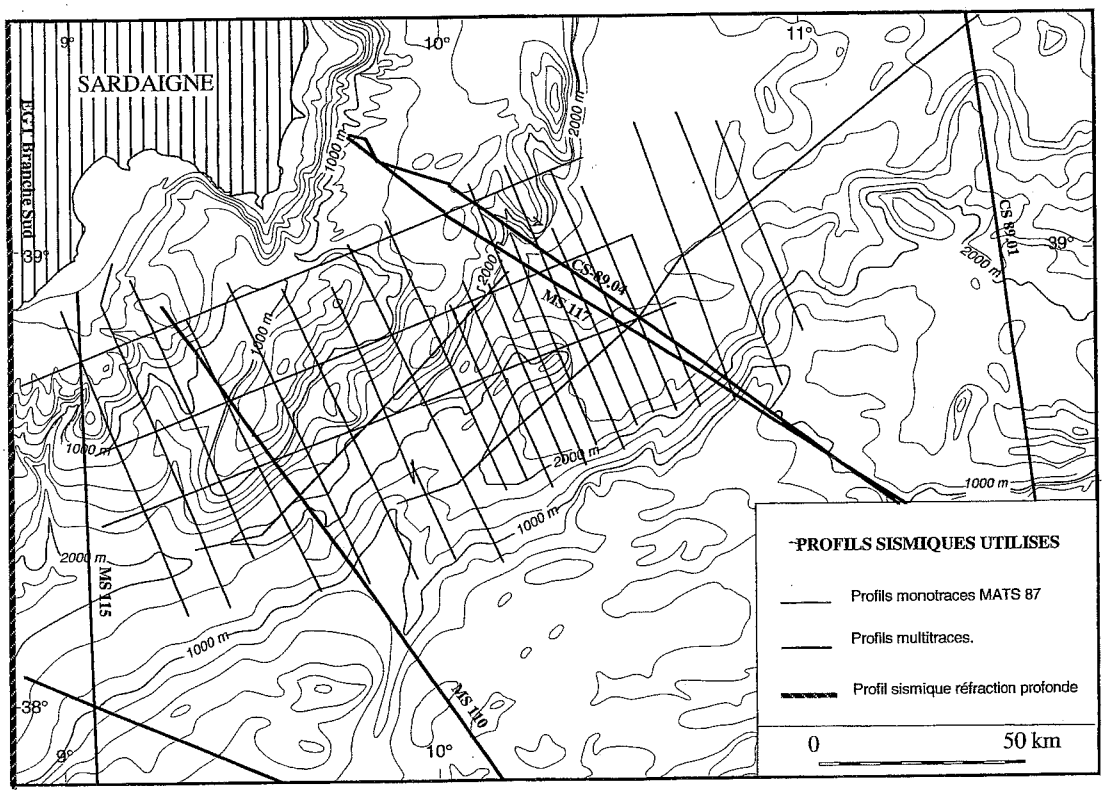


FIG. 4. – Carte de positionnement des profils sismiques consultés.

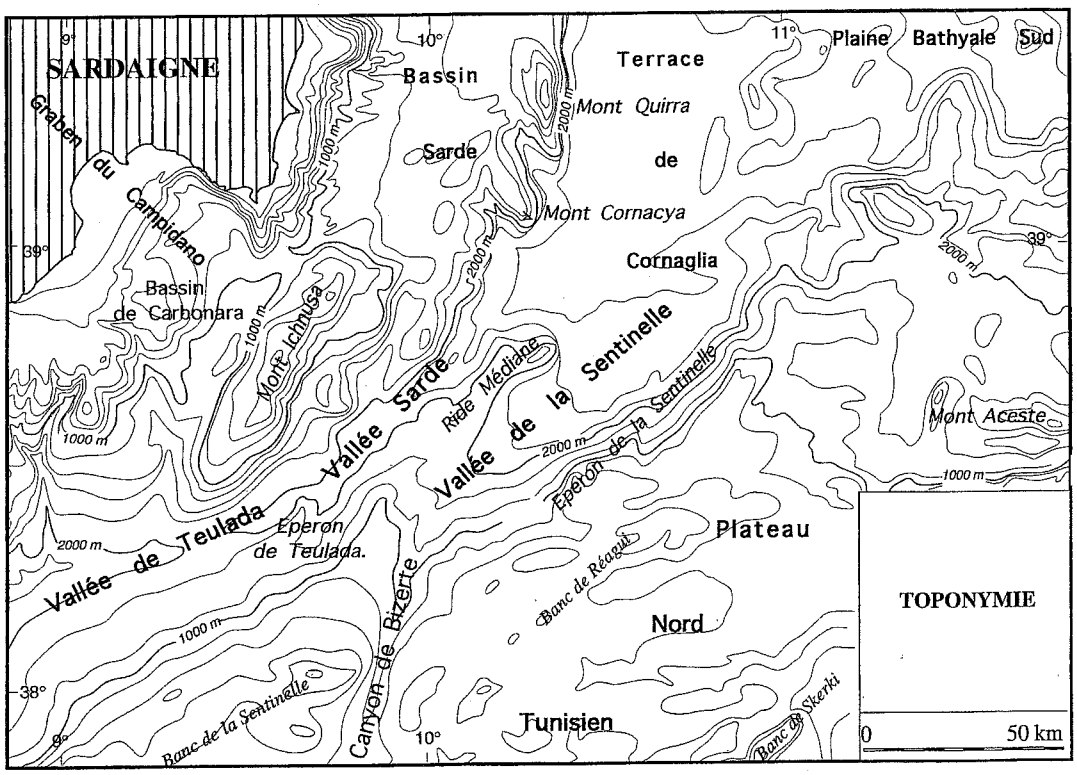


FIG. 5. – Toponymie dans le Canal de Sardaigne.

2. – Exploitation des données des campagnes Sarcya, Sartucya et Bretane

2.1. Les plongées SARCYA et SARTUCYA

2.1.1. Acquisition des données

a. Chronologie des campagnes

Les missions d'exploration en submersible habité SARCYA et SARTUCYA se sont déroulées sur les escarpements du Canal de Sardaigne en septembre 1994 et novembre 1995. SARCYA comprend 6 plongées de 7 heures, et SARTUCYA une dizaine.

b. Les sites de plongée

Choix des sites

Le fond du canal, les paliers et les plateaux alentours sont recouverts par des sédiments plio-quaternaires de quelques centaines de mètres d'épaisseur.

Sur les escarpements, les sédiments sont affectés par des glissements gravitaires périodiques avant qu'ils ne s'accumulent sur des épaisseurs aussi importantes. Cependant, un manteau vaseux de quelques décimètres peut se maintenir sur des pentes de plus de 50° et masquer complètement les affleurements rocheux.

On s'est servi des cartes bathymétriques pour estimer les sites présentant de bonnes conditions d'affleurement d'après la déclivité des escarpements. L'importance de la couverture sédimentaire, a pu être déterminée plus précisément d'après la productivité des dragages, les profils sismiques des campagnes MATS 87 et CS 89, et les relevés bathymétriques au sondeur 3,5 KHz effectués *in situ* avant les plongées.

Des priorités dans le choix des sites ont été ensuite établies en fonction de l'intérêt géologique des échantillons remontés par les dragages et les structures que la sismique avait révélées.

Présentation des sites

Les sites de plongée sont dispersés tout le long du canal (fig. 6) (cf. fig.15 page 25).

Mont Cornacya

Le promontoire situé au sud du mont Quirra (fig. 5), qui borde au nord le débouché du canal dans la mer Tyrrhénienne ne porte pas de nom officiel, nous l'appellerons ici mont Cornacya. Il a été exploré pendant la plongée Sarcya 1.

Mont Ichnusa

Le mont Ichnusa est un grand mont sous-marin culminant à -200 m, long de 80 km et large de 20, qui domine toute la marge sud de la Sardaigne. Ses pentes rejoignent le fond du canal en deux ou trois escarpements successifs. Les tombants inférieurs ont été visités au cours des plongées Sarcya 4, Sarcya 6 et Sartucya 10.

Ride Médiane

La Ride Médiane se dresse au milieu du canal entre la Vallée Sarde et la Vallée de la Sentinelle. Les plongées Sartucya 5, 6 et 12 ont permis de reconnaître une partie de ses flancs NW et E.

Escarpement Sud de Cornaglia

L'escarpement sud du canal devient, vers l'est, la bordure sud de la terrasse de Cornaglia. Cinq plongées lui ont été consacrées : Sarcya 2 et 3, et Sartucya 7, 8 et 11, les plongées Sartucya 7 et 11 ayant permis d'explorer deux canyons entaillant l'escarpement.

Éperon de Teulada

L'Éperon de Teulada, relief concis et proéminent sur le flanc sud du canal dans sa partie la plus étroite, a été l'objet de trois plongées (Sarcya 5, Sartucya 3 et 4).

Escarpement des Sorelles

Le site de la plongée Sartucya 1 est le talus qui borde le banc de la Galite et des Sorelles.

c. Technique des plongées

Le submersible CYANA, utilisé pendant les deux campagnes, peut descendre jusqu'à 3000 m de profondeur. Trois hommes prennent place à bord : un pilote, un copilote et un scientifique. Le temps effectif d'observation sur le fond est en moyenne de cinq heures.

Cyana est très mobile latéralement et son assiette peut varier de 45°. Elle est pourvue d'un sonar panoramique qui permet de détecter les affleurements rocheux. Elle s'oriente sur le fond grâce à un système de balises mouillées dans la zone d'exploration.

Un bras à 6 degrés de liberté muni d'une pince lui permet de prélever des échantillons, et de les déposer dans un panier d'une capacité de 50 kg.

Ce submersible possède deux caméras (mono et tri CCD), dont les angles et les tailles de champ d'observation sont différents ainsi qu'un dispositif pour la prise de photographies. Il existe enfin une troisième caméra associée à un système d'enregistrement de haute qualité pour filmer les affleurements les plus intéressants.

Entre autres informations, la profondeur et le cap apparaissent en incrustation sur les images.

2.1.2. Utilisation

a. Dépouillement vidéo

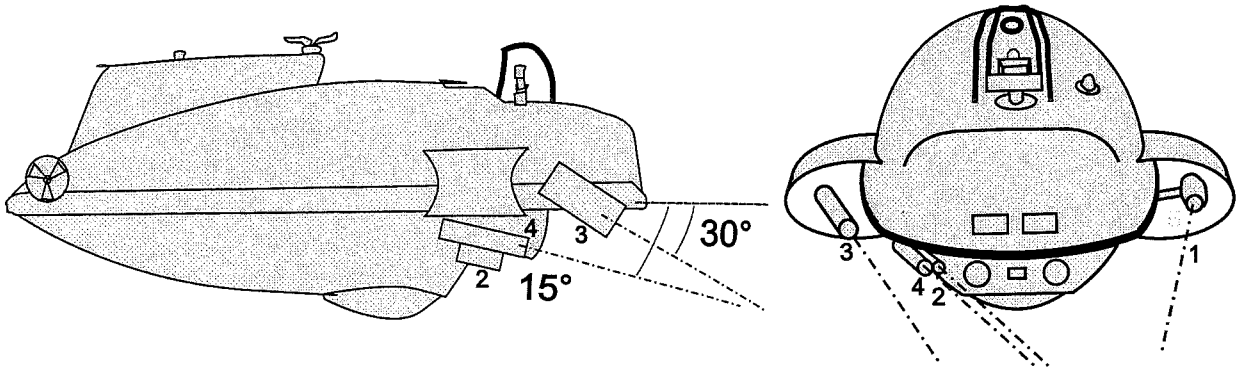
L'ensemble des données d'imagerie représente plus de 160 heures d'enregistrement sur l'ensemble des caméras et 2250 photographies.

Observations tectoniques

La mesure de l'orientation des éléments tectoniques et morphologiques est faite à partir des enregistrements vidéo. Cette mesure est donc une estimation de l'angle entre les objets et la caméra. Pour obtenir l'orientation absolue d'un objet, il faut connaître : son orientation par

rapport à la caméra, le cap (donné en incrustation sur les images), et l'angle entre la caméra et le cap. Les angles entre le cap et les différents postes d'observation sont listés sur la figure 7.

L'estimation des angles sur les images vidéo est délicate. Tout d'abord, sans vision stéréographique, la perception spatiale de l'affleurement est altérée. Ensuite, les mesures concernent principalement des directions de plans. Or les prises de vue sont plongeantes, ce qui rend l'estimation de l'horizontale particulièrement difficile sur les plans faiblement inclinés. S'y ajoutent des effets de perspective, d'absence d'échelle, de déformation de l'image. Enfin, l'assiette du submersible n'est pas fournie en incrustation, et il n'est pas possible de la connaître *a posteriori*.



	Angles de vue par rapport au cap donné par le gyroscope.		
	Poste d'observation	angle horizontal	angle vertical
1	hublots	5° babord ou tribord	5° vers le bas
2	caméra monoCCD	25° babord	15° vers le bas
3	caméra triCCD	20° babord	30° vers le bas
4	photographies	25° babord	15° vers le bas
5	Betacam	variable tribord	variable vers le bas

FIG. 7. – Le submersible CYANA et le système d'acquisition d'image embarqué.

Dans ces conditions, les plans les mieux mesurés ont un fort pendage et un angle de 45° avec l'objectif.

Lors des plongées Sartucya 7, 10, 11 et 12 le gyroscope était en panne. Sur la plongée Sartucya 4, l'incrustation n'a pas fonctionné au début. Les informations concernant l'orientation sont très parcellaires et proviennent alors de l'enregistrement des conversations entre les trois aquanautes.

Cependant, les scientifiques embarqués font également depuis les hublots des estimations qu'il est possible de confronter aux mesures vidéo. Les conditions d'observation sont très différentes, et les résultats obtenus sont assez bons étant donné la méthode employée, puisque l'écart entre les mesures est dans la grande majorité des cas inférieur à dix degrés.

En outre, la réitération des mesures sur un même plan avec des angles différents d'une part, et la quantité d'objets mesurés pendant une plongée d'autre part (contrôlée essentiellement par la qualité et la quantité des affleurements), assurent un contrôle statistique de la qualité des mesures.

Enfin, dans les zones envasées, les conditions d'affleurement sont telles que les fractures parallèles à la pente sont sous-représentées. On peut considérer cela comme un biais systématique.

Observations lithologiques

Les commentaires de l'équipage sont très utiles. Entre autres, ils apportent des informations sur des parties des affleurements qui sortent du champ d'observation des caméras, sur la trajectoire du submersible et sur l'aspect de la roche. Cette dernière observation, déjà délicate à réaliser sur place à une distance de quelques mètres, est rendue encore plus difficile ensuite du fait et des éclairages et du degré de résolution limité des images vidéo.

Observations morphologiques

C'est en reconstituant le trajet et en assemblant les observations que l'on peut obtenir l'analyse morphologique du modelé des escarpements à l'échelle décamétrique. Le parcours est parfois très sinueux, et le submersible, pour des raisons techniques ou afin de parfaire des observations, peut effectuer un trajet en pleine eau sans repère visible, des mouvements de va et vient, des boucles fermées, etc. Cette reconstitution est nécessaire pour comprendre les relations géométriques entre des formations distinctes, et les structures tectoniques décamétriques. L'enregistrement permanent de la position du submersible à partir des balises ne permet de reconstruire que des structures de plus grande envergure encore, que certaines cartes de positionnement soient aberrantes

b. Échantillons

La caméra mono CCD filme le prélèvement des échantillons. Le matériel récolté est inventorié, décrit, photographié à bord au retour de chaque plongée. Les échantillons ont été sciés, une moitié est conservée à Parme, l'autre à l'Institut Dolomieu.

2.2. Bathymétrie multifaisceaux du trajet valorisé BRETANE

Pour la campagne Sartucya, une carte bathymétrique précise des escarpements sud du canal de Sardaigne venait d'être dressée à l'aide du sondeur multifaisceaux EM12 DUAL de l'Atalante au cours du transit valorisé BRETANE (fig. 6)(cf. fig. 15 page 25).

L'EM12 DUAL associe 2 sondeurs jumeaux installés de chaque côtés du bateau, qui permettent de couvrir une largeur de plus de 7 fois la profondeur.

Les unités émettrices installées sous la quille du navire envoient un signal acoustique dans un faisceau de 150° d'ouverture selon une direction transversale au navire et de 1,8° selon la direction longitudinale. 162 faisceaux, espacés d'environ 1° et couvrant un angle de 20° dans le sens longitudinal et 3,5° transversalement assurent la réception des signaux renvoyés par le fond (fig. 8a).

Les mesures sont faites automatiquement toutes les dix secondes.

On tire de ce signal des informations sur la profondeur et la nature du fond (imagerie sonar).

Le signal brut enregistré est corrigé d'un certain nombre d'artefacts grâce au logiciel de traitement informatique TRISMUS.

On élimine également les distorsions dues au roulis, au tangage, à la hauteur de houle, aux valeurs aberrantes du GPS et de certaines sondes.

La vitesse des ondes dans l'eau dépend de facteurs physiques tels que la température, la pression, la salinité. On établit des profils de célérité du son dans la tranche d'eau des premiers 1000 m, où ces facteurs varient le plus. Au delà, elle est extrapolée en utilisant des tables.

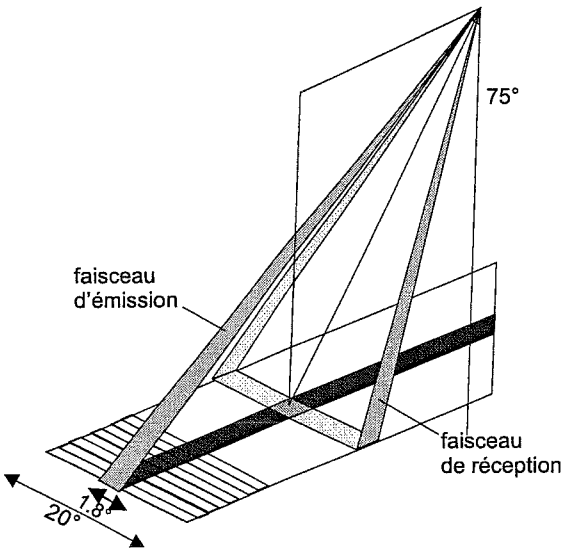
Malgré ces corrections, des distorsions sont encore perceptibles sur les cartes, notamment des ondulations transverses à la route suivie (fig. 8b) : leur longueur d'onde est de 1200 m, et leur amplitude moyenne de 10 à 20 mètres. La forme du signal périodique est cependant variable.

Ces ondulations perturbent la perception de l'orientation des pentes et de leur déclivité, ainsi que celle des alignements qui leur sont sécants et créent des alignements artificiels. Étant donné que l'Atalante a longé les escarpements, ces perturbations sont souvent orientées selon la plus grande pente. Elles engendrent des ravinements fictifs qui suivent une direction structurale précise. Ainsi, sur l'escarpement des Sorelles, les canyons sont parallèles aux ondulations, et les plus petits d'entre eux ont une largeur voisine de leur longueur d'onde.

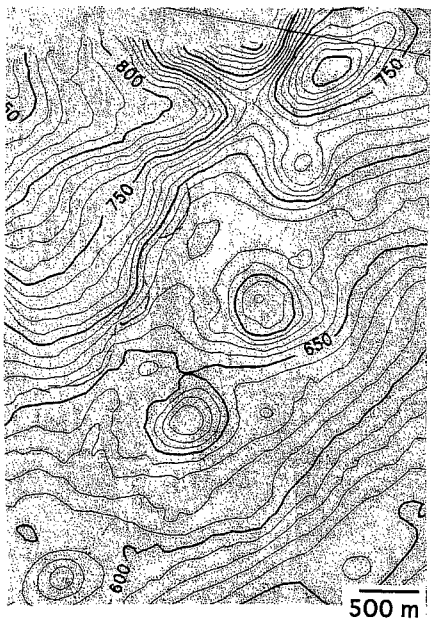
Enfin, un des risques majeurs, qui n'a pas pu être évité ici, est l'apparition de lacunes dans la couverture. Ceci se produit quand le navire va trop vite, et dans les zones de relief accidenté. Dans ce dernier cas, les lacunes se forment à la limite entre deux bandes parallèles d'enregistrement, lorsque la largeur de balayage diminue fortement au passage d'un haut fond. Un deuxième type de lacune se forme lorqu'une pente est dans l'ombre d'un relief par rappport aux faisceaux incidents. Comme on connaît mal le relief *a priori,* on modifie pendant l'acquisition la trajectoire du navire, dans la mesure où les changements de cap ne sont pas trop rapides.

C'est donc malheureusement dans les parties les plus accidentées des escarpements que ces blancs apparaissent, là où la couverture plio-quaternaire est la plus faible, et donc là où l'étude morphostructurale et les plongées sont les plus favorables.

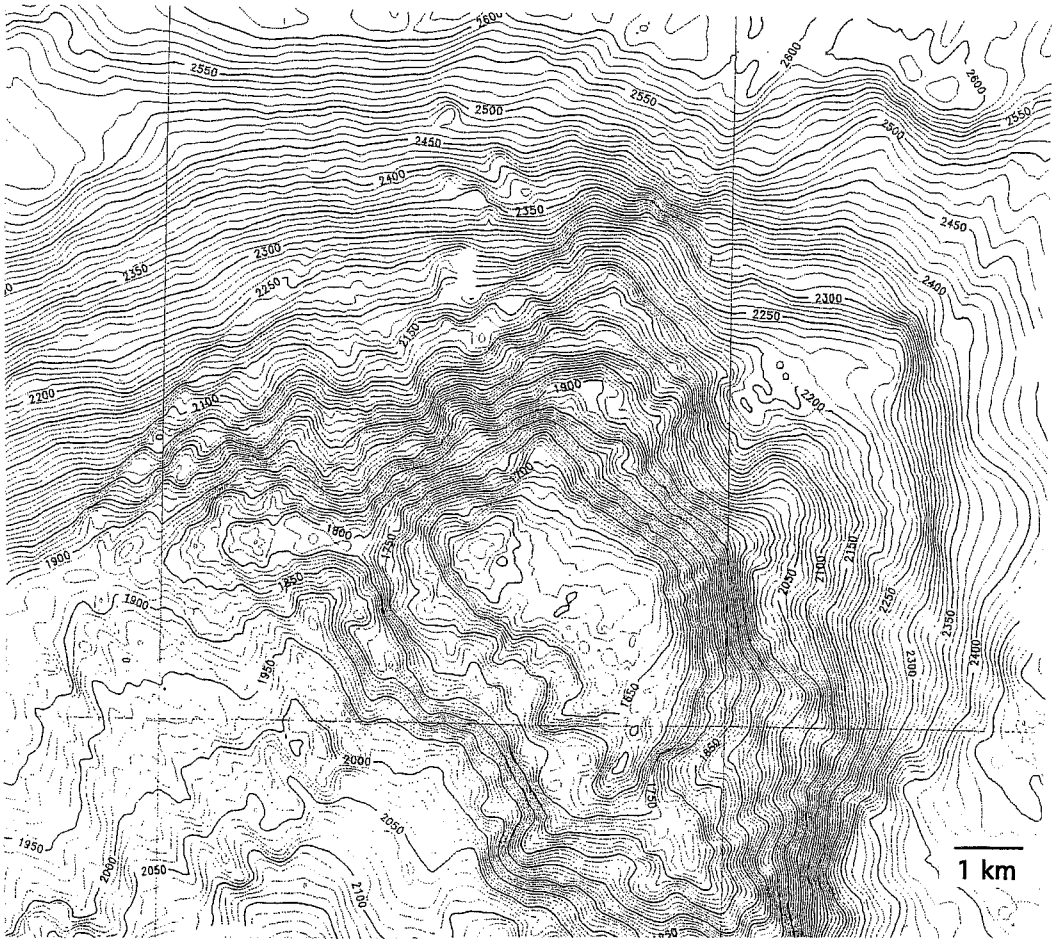
Un type particulier d'artefact difficile à corriger est l'anomalie circulaire positive ou négative (fig. 8c). Elle correspond à des mouvements convectifs perturbant la stratification en densité de la tranche d'eau.



8a. Méthode d'acquisition de l'EM12.



8b. Exemple d'artefacts circulaires sur la carte bathymétrique. Équidistance des isobathes : 10 m.



8c. Exemple d'artefacts rectilignes sur la carte bathymétrique. Équidistance des courbes : 10 m.

FIG. 8. – L'acquisition des données multifaisceaux. Méthode et artefacts résiduels.

B. STRUCTURE DU CANAL DE SARDAIGNE DANS LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

1. – ÉVOLUTION DE LA MÉDITÉRRRANÉE OCCIDENTALE

1.1. Évolution du domaine Tyrrhénien

1.1.1. Ouverture de la Mer Tyrrhénienne

La mer Tyrrhénienne s'ouvre au sein des orogènes alpins et apennins en contexte arrière arc. Les premiers mouvements extensifs sont enregistrés sur la marge Corso-Sarde au Miocène inférieur. Après une période de compression au Burdigalien dans les Apennins et les Maghrébides; la sédimentation se développe dans le canal de Corse au Miocène moyen et sur les Maghrébides [Bouillin, 1984]. Un volcanisme potassique dans ces régions à la même époque accompagne peut être les premiers stades de l'ouverture, il est contemporain d'un épisode de volcanisme calco-alcalin en Sardaigne et dans les Kabylies [di Girolamo, 1984 ; Savelli, 1988]. L'ouverture commence vraiment au Tortonien moyen. Elle est plus importante au sud du linéament des 41° de latitude [Sartori *et al.,* 1990]. La zone d'extension maximale migre globalement vers l'Est. De nombreux compartiments présentant un amincissement crustal variable s'individualisent au cours d'événements extensifs de courte durée.

Ainsi, le Bassin Sarde s'ouvre au Tortonien moyen en bordure immédiate de la Sardaigne, puis la Terrasse de Cornaglia, plus large, entre le Tortonien supérieur et le Messinien inférieur. Elle se présente alors comme un bassin profond méridien, où se déposent des évaporites. Cette ouverture est contemporaine de celle du canal de Sardaigne. Leur succède peut être l'océanisation de la Plaine Bathyale Sud, qui contient des évaporites messiniennes (localisation cf. fig. 9).

Au Pliocène inférieur, le rifting se propage au nord de la Plaine Bathyale Sud, donnant naissance au bassin océanique de Vavilov. La marge Sarde subside alors fortement. La cinématique de l'ouverture implique un jeu décrochant de la marge nord sicilienne [Sartori *et al.,* 1990].

L'océanisation reprend plus à l'Est au Pléistocène inférieur, dans le bassin de Marsili.

Après chacune des phases d'accrétion, le volcanisme anorogénique n'est plus concentré dans les bassins océaniques mais se développe dans tout le domaine tyrrhénien [Savelli, 1987]. Des volcans à affinités alcalines se forment alors en Sardaigne, sur sa marge et dans les bassins océaniques de la Mer Tyrrhénienne. Quant au volcanisme calco-alcalin, il accompagne la subduction dans sa migration vers l'Est [Kastens et Mascle, 1990]. Le domaine tyrrhénien est exigu, et les provinces magmatiques se superposent fréquemment, donnant lieu à des édifices hybrides ou qui changent d'affinités au cours du temps [Savelli, 1988].

1.1.2. Orogenèses associées à l'ouverture

L'importance de la tectonique extensive, la sédimentation et le volcanisme, ainsi que les difficultés d'accès rendent difficile la reconstitution des structures orogéniques effondrées dans la mer Tyrrhénienne. A terre cependant, on observe une migration de l'arc orogénique de l'intérieur vers l'extérieur du domaine tyrrhénien. Les fronts des zones en compression et extension se propagent l'un à la suite de l'autre à l'arrière des zones en cours de plissement. Cette tendance existe aussi dans la région du canal de Sardaigne, comme on le verra plus loin.

1.1.3. Interprétation géodynamique

La signature géochimique des arcs volcaniques sis au sud des 41°N témoigne de la subduction d'une lithosphère océanique [Serri *et al.,* 1993]. Au nord des 41°N, la nature particulière du volcanisme d'arc a été interprétée de différentes manières. Le plus fréquemment, et pour rendre compte de la propagation de la déformation jusque en Adriatique, on envisage la délamination du manteau lithosphérique adriatique et sa subduction sous les Apennins, avec une partie de sa croûte continentale.

Dans les deux régions, la vitesse de la convergence Afrique-Europe selon la direction de subduction est inférieure à la vitesse de subduction. Il en résulte un retrait de la fosse de subduction vers l'Afrique et l'ouverture de la mer Tyrrhénienne. Pour expliquer le découpage entre subduction et convergence, de nombreux mécanismes ont été invoqués : ouverture sous l'effet d'un panache mantellique sous-jacent, effondrement gravitaire des orogènes préexistants, entraînement gravitaire du panneau plongeant, etc.

1.2. Évolution du bassin Algéro-Provençal

1.2.1. Ouverture du bassin Algéro-Provençal

Le bassin s'océanise à l'Aquitanien, en conséquence de la rotation du bloc Corso-Sarde [Montigny *et al.,* 1981]. L'ouverture peut être là aussi considérée comme un effet du retrait de la zone de subduction vers le sud-est (plus rapide que la convergence Europe-Afrique). Pendant l'Oligocène, le volcanisme calco-alcalin se développe sur la marge européenne en Ligurie et en Sardaigne, cependant que s'ouvre le système de grabens du rift d'Europe Occidentale. Les grabens de la

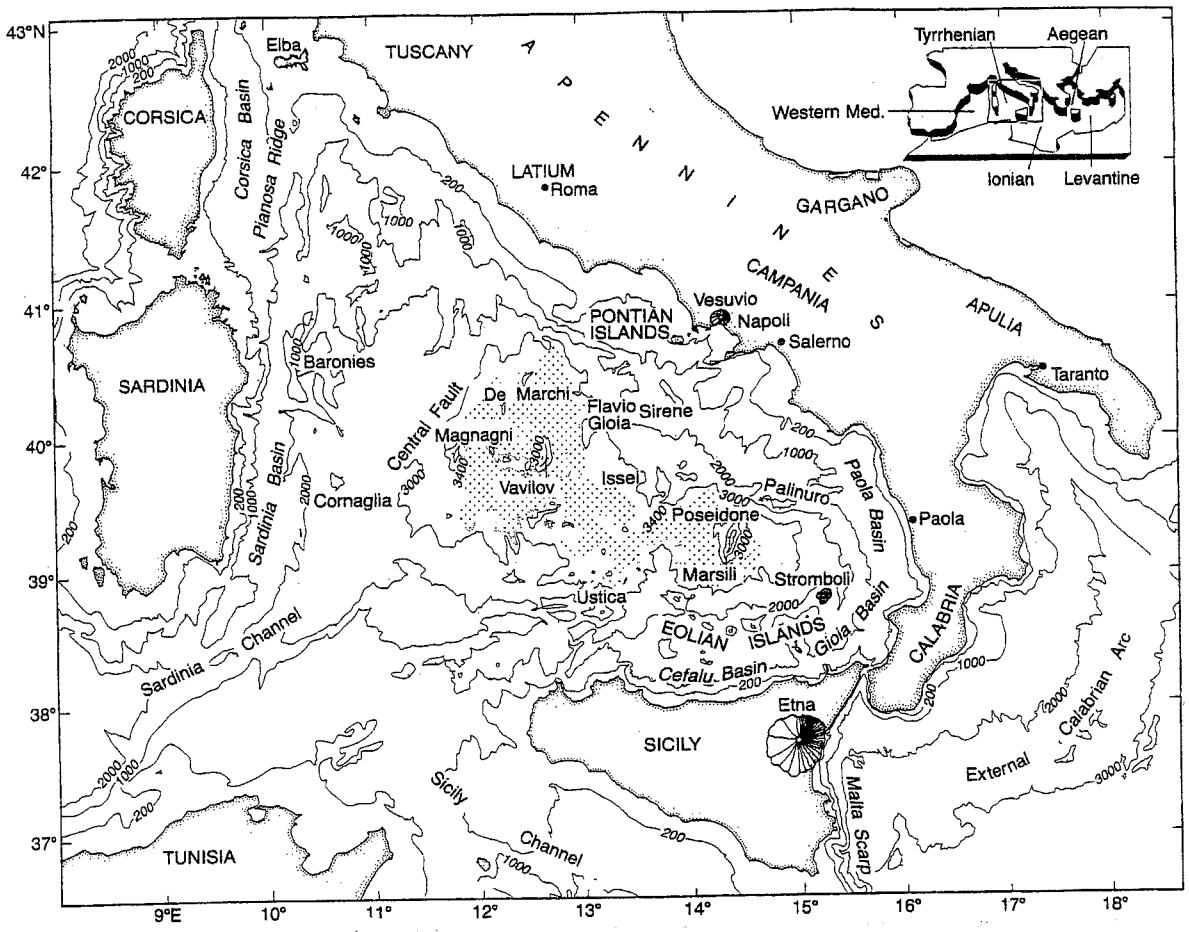


FIG. 9. – Carte bathymétrique simplifiée de la Mer Tyrrhénienne.

D'ouest en est, les principaux bassins sont : le Bassin Sarde, La Terrace de Cornaglia, la Plaine Bathyale Sud, le Bassin de Vavilov, le Bassin de Marsili.

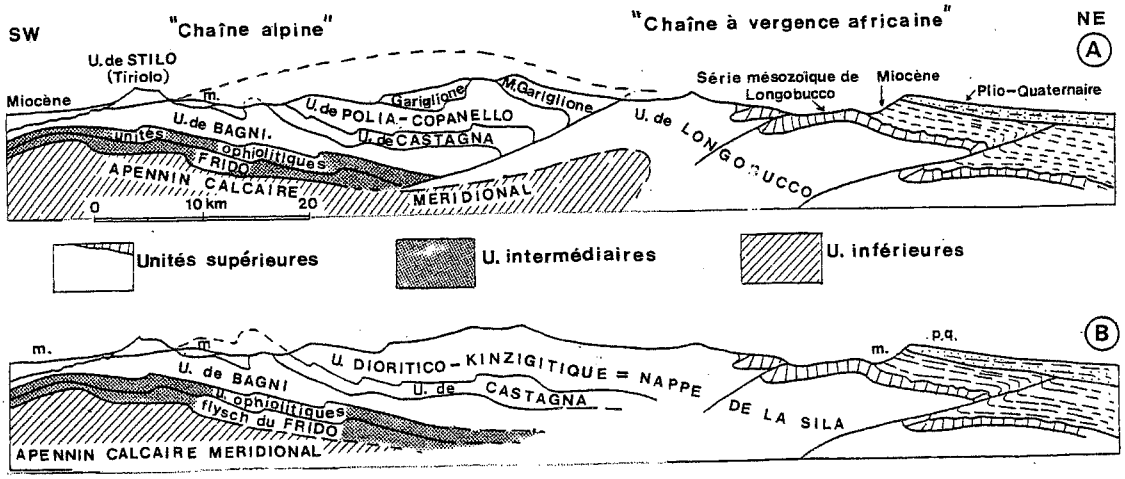
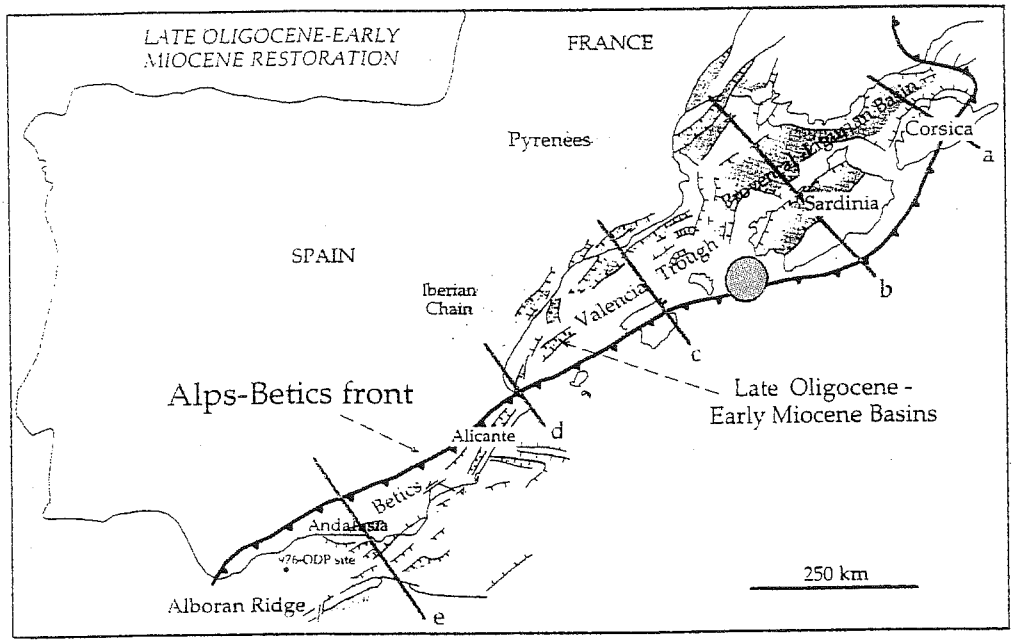
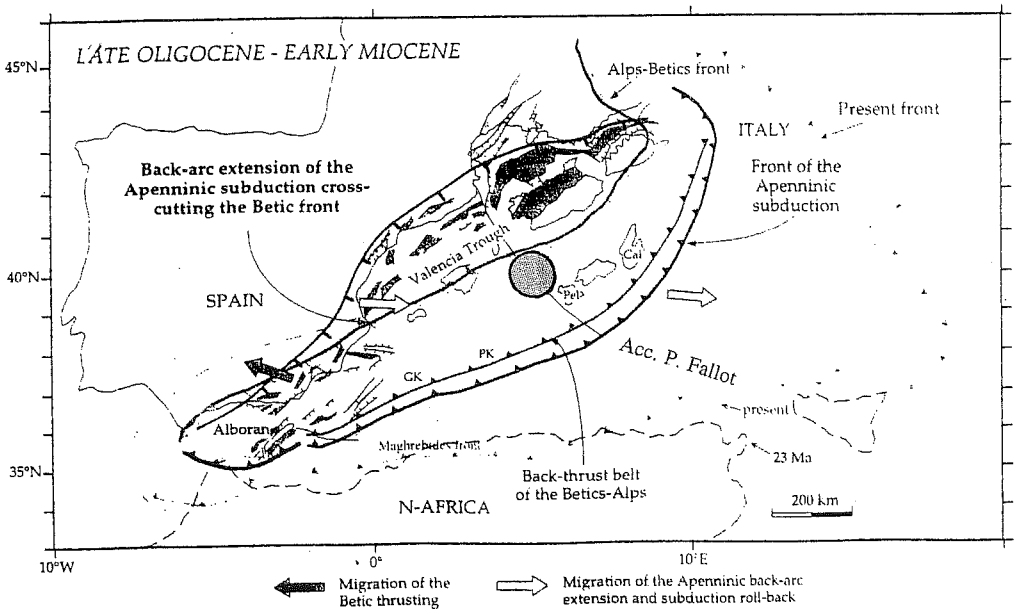


FIG. 10. – Différentes coupes schématiques de la Calabre Centrale. [*in* Bouillin, 1984].

A. Double vergence [d'après Elter et Scandone, 1980]. **B.** Vergence simple [Rehault *et al.*, 1986].



11a. – Reconstitution de la marge européenne à 25 Ma. Position des grabens oligo-miocènes et du front de l'orogène Alpes-Cordillières.

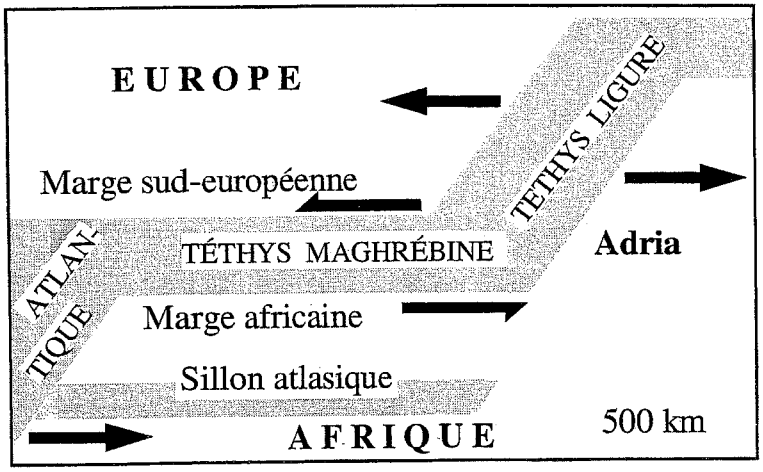


11b.– Paléoreconstruction de la marge européenne. Le domaine CPK est bordé par des chevauchements à vergences opposées.

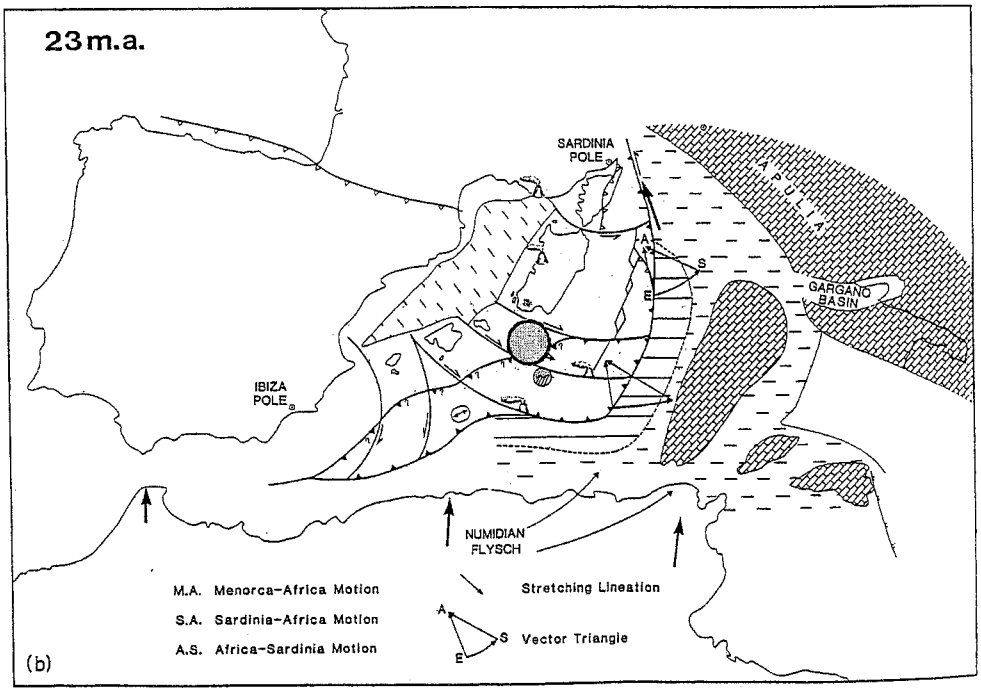
FIG. 11. – Reconstitution de la marge européenne avant l'ouverture du bassin Algéro-Provençal [*in* Doglioni, 1997]. Cercle : position du canal de Sardaigne.

Sardaigne à la mer d'Alboràn pourraient en être le prolongement vers le sud. Ils se relaient le long de la marge, au front de chevauchements préexistants à vergence européenne (NW). L'ouverture du bassin Algéro-Provençal se localiserait initialement dans ces grabens [Doglioni *et al.*, 1997] (fig. 11a et 11b).

Le golfe de Valence se forme à cette époque, suite à la dérive des Baléares. Alors que ce rifting cesse la dérive des Kabylies se poursuit vers le Sud et celle du bloc Corso-Sarde vers l'Est. Une faille transformante est nécessaire pour accommoder la dérive différentielle de l'ensemble Corso-Sarde et des blocs Baléares et Kabyles. L'accident Paul Fallot est une structure magnétique dans le domaine océanisé du bassin pouvant correspondre à ce décrochement. Géométriquement, il se termine dans le canal de Sardaigne (fig.11b, 12b).



12a. Paléogéographie de la Téthys à l'emplacement de la Méditerranée Occidentale.



12b. Ouverture du bassin Algéro-Provençal, version Dewey, 1987. Cercle : Position du Canal de Sardaigne.

FIG. 12. – Expansion du bassin Algéro-provençal aux dépens du domaine théthysien.

1.2.2. Orogenèses associées à l'ouverture

Le canal de Sardaigne et le plateau Nord Tunisien s'inscrivent dans la continuité géographique de la Chaîne Maghrébide et des Apennins. On peut donc s'attendre *a priori* à trouver dans la région le prolongement des structures connue à terre de part et d'autre. Les différents segments de la ceinture orogénique présentent une organisation structurale semblable et caractéristique que l'on a tenté d'identifier dans le canal. Les caractères majeurs du domaine CPK sont les suivants :

a. À l'ouest du Canal de Sardaigne

Les domaines internes du Rif au Maroc et des Kabylies en Algérie sont considérés comme des fragments de la marge européenne charriés sur la marge africaine.

Ces zones se structurent en nappes à la fin de l'Oligocène, tandis que le Flysch Numidien et ses équivalents se déposent sur la marge africaine. Les chevauchements sont scellés à l'Oligocène terminal. A la fin du Burdigalien, les unités européennes chevauchent le flysch mauritanien, tandis que des nappes et des olistostromes de matériel d'origine téthysienne et africaine s'épanchent par rétrochevauchement sur les zones européennes [Bouillin *et al.,* 1986]. Les zones internes, européennes, chevauchent donc la marge africaine au plus tard à cette époque.

La façon dont on dispose préalablement à l'ouverture du bassin Algéro-Provençal les zones internes des Kabylies, des Cordillères Bétiques et du Rif conditionne la cinématique d'ouverture du Bassin Algérien immédiatement à l'Ouest du Canal de Sardaigne (fig.12b). L'ouverture de ce bassin a pu laisser une signature structurale et peut être même morphologique dans l'Ouest du canal. Les connaissances actuelles sur le Bassin Algéro-Provençal sont bien insuffisantes pour pouvoir reconstituer la cinématique de son ouverture.

On peut considérer que les blocs ont fortement dérivé vers l'Ouest ou vers l'Est au cours de leur traversée : l'ouverture serait ainsi E-W au sud du bassin, et l'arc aurait vêlé successivement ses blocs continentaux le long de la marge africaine. Une telle évolution expliquerait la discontinuité des zones internes le long de la marge africaine et la structure symétrique de l'arc Bético-Rifain de part et d'autre de Gibraltar.

Alternativement, on peut considérer que cette dérive a été plus méridienne. Les unités Bético-rifaines se seraient alors peu déplacées [Doglioni *et al.,* 1997].

b. À l'est du Canal de Sardaigne

Plus à l'est, les Monts Péloritains en Sicile, et la Calabre connaissent une évolution comparable.

En Calabre, les chevauchements de socle sont scellés par la sédimentation oligo-miocène. A cette époque, la mer Tyrrhénienne n'est pas ouverte : les monts Péloritains et la Calabre sont alors beaucoup plus proches de la Sardaigne, mais celle-ci ne présente aucune déformation contemporaine.

Les structures qui reliaient ces régions sont immergées, ensevelies et disloquées dans la mer Tyrrhénienne. Par contre, dans le Canal de Sardaigne elles sont considérées comme moins déformées puisque l'ouverture est moins importante.

Monts Péloritains

Les unités péloritaines chevauchent la plate-forme sicilienne, c'est à dire la marge africaine. Cette dernière aurait donc été emboutie, puis repoussée quand s'est ouverte la mer Tyrrhénienne.

Calabre

La Calabre se prête à des interprétations diverses [Bouillin *et al.,* 1986] :

Généralement, on considère que les nappes de socle sont européennes et chevauchent la marge africaine, ce qui conduit à placer la Téthys entre la Calabre et l'Afrique.

On a pu voir aussi dans la structure de la Calabre des chevauchements à vergence alpine puis apenninique (fig. 10), dans une telle configuration, la Téthys aurait du passer alors entre la Calabre et la Sardaigne, dans le prolongement sud des ophiolites de Corse [Amodio-Morelli *et al.,* 1976].

Après la ou les collisions, l'ensemble de la structure dérive en bloc vers l'Est au gré de l'ouverture tyrrhénienne.

Cet ensemble a pu subduire à son front une croûte océanique hypothétique qui aurait séparé l'Adriatique de l'Afrique, et dont la continuation vers l'Est serait l'actuelle mer Ionienne. Cette subduction est matérialisée au Quaternaire par l'arc calabrais.

D'autres reconstitutions proposent un domaine continental continu entre l'Afrique et l'Adriatique qui n'aurait pas été subduit, mais se serait complètement arqué sous la poussée du bloc calabrais, permettant ainsi l'ouverture de la mer Tyrrhénienne.

1.3. Évolution paléogène des domaines téthysien et péritéthysien à l'ouest des Alpes

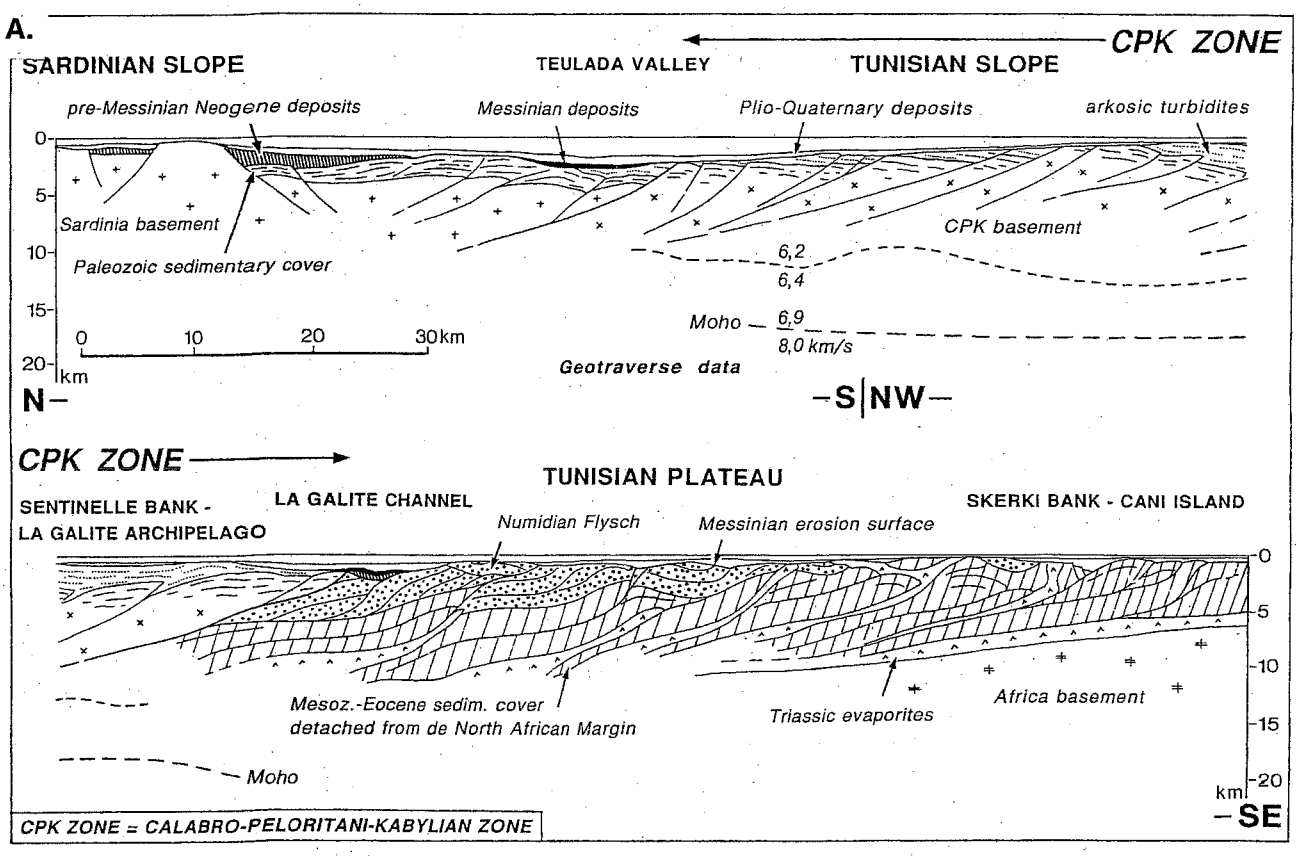
Les déformations néogènes des marges européennes et africaines de la Téthys rendent très difficiles les reconstitutions structurales et paléogéographiques de ces domaines.

1.3.1. Paléogéographie de l'océan Téthysien

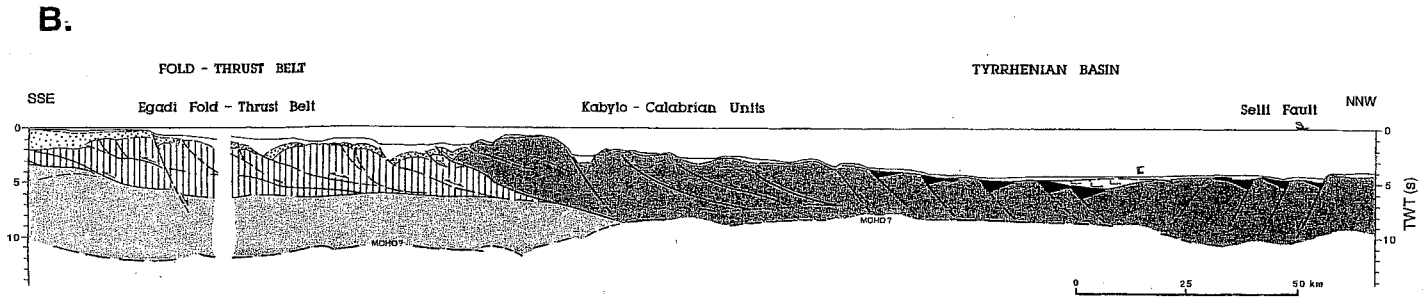
D'après les reconstitutions cinématiques, et selon une certaine configuration des marges africaines et européennes, l'Atlantique Central s'ouvre comme un relais de la Téthys. Entre le promontoire adriatique et l'Europe. La Téthys est alors un bassin océanique subméridien, raccordé à l'Atlantique Central par un sillon transformant au nord du Maghreb (fig. 12a). Pour rendre compte de la présence de témoins de séries ophiolitiques à la base de flyschs crétacés paléocènes qui remplissaient ce sillon, on doit supposer qu'il était transtensif, jalonné de bassins en pull-apart océanisés. Les sédiments recouvrant la croûte océanique sont les flyschs maurétaniens et massyliens, d'âge Crétacé à Paléogène. L'ancienne marge européenne de la Téthys aurait fourni le matériel mésozoïque de la Dorsale Calcaire, dont les chaînons se suivent de Gibraltar à la Calabre au front des unités du socle européen [Bouillin, 1984].

1.3.2. Les orogenèses

Dans les Alpes Orientales, les grands chevauchements de socle sont à vergence nord.



A. Interprétation du profil MS115, prolongé suivant un profil sécant sur le Plateau Tunisien [Tricart *et al.*, 1994].



B. Interprétation du profil CS 89-01 [Torelli *et al.* 1992). Les zones internes (domaine CPK) apparaissent en gris foncé.

FIG. 13. – Structure transverse du Canal de Sardaigne selon deux profils sismiques. (localisation cf. figure 4).

Divers chevauchements à vergence européenne existent plus à l'ouest sur la marge européenne (en Corse, aux Baléares, dans les Cordillères Bétiques). Ils sont rapportés à l'Éocène ou à l'Oligocène inférieur (fig. 11a). Les zones internes de l'Alkapeca (terme regroupant le bloc d'Alboràn, les Kabylies, les Monts Péloritains et la Calabre) sont donc situées alors à l'arrière ou dans le prolongement de ces chevauchements. Si leur front est demeuré continu malgré la dislocation, on pourrait en trouver des vestiges dans le canal de Sardaigne.

La migration postérieure de ces éléments vers la marge africaine et leur mise en place sur les unités africaines impliquent une subduction à vergence africaine.

2. – INTERPRETATION ACTUELLE DU CANAL

La structure du canal est donc désormais assez bien connue aux différentes échelles grâce à des profils sismiques académiques et industriels de nature variée :

profils monotraces, multitraces, sismique réfraction profonde... Mais les contraintes sur les interprétations lithostratigraphiques sont faibles, limitées aux prélèvements superficiels obtenus par dragages et carottages.

2.1. Présentation morphologique

Le canal est orienté NE-SW. Il est dissymétrique de part et d'autre de son axe de plus grande profondeur, suivant les Vallées Sarde et de Teulada (fig. 2 cf. page 12). Partant du seuil de Teulada, à plus de 2000 m de profondeur, elles divergent vers les plaines abyssales tyrrhénienne (prof. 2800 m) vers l'Est et nord algérienne (prof. 2600 m) vers l'Ouest.

Au nord, la marge sud sarde présente une morphologie accidentée suivant plusieurs directions qui sont celles des blocs faillés qui la constituent. Le horst le plus imposant est le mont Ichnusa, qui culmine à -200 m.

Au sud, la marge nord tunisienne tombe par un escarpement étroit depuis un large plateau à la morphologie douce mais complexe qui relie la Tunisie et la Sicile sous les noms de Plateau Nord Tunisien puis de Plateau Central plus à l'Est. D'une profondeur généralement inférieure à 600 m, il est parcouru de rides et de bassins parallèles au canal de Sardaigne. Ces structures correspondent à des plis NE-SW interrompus par des failles de transfert NW-SE. Les rides les plus proches du talus sont les bancs des Sorelles, de la Galite, de la Sentinelle, de Reagui et de Skerki (fig. 5). Le plateau est entaillé vers le SE par quelques fossés liés au système de grabens récents du canal de Sicile.

Au milieu du canal, la Ride médiane possède une morphologie complexe. Elle commande la confluence de la Vallée Sarde et de la vallée de la Sentinelle. La vallée de la Sentinelle prolonge au nord le Canyon de Bizerte, lequel entaille le Plateau Tunisien suivant une faille majeure isolée dont la direction lui est particulière.

2.2. Zonation tectonique

Les grandes zones tectoniques du Canal, reconnues d'après la sismique et les échantillonnages, sont allongées NE-SW à ENE-WSW, parallèlement aux structures compressives et extensives. Ces structures prolongent en mer celles des Confins algéro-tunisiens et celles de Sicile [Torelli *et al.*, 1992, Tricart et Torelli, 1994].

Ainsi, du Nord au Sud, soit de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne, on distingue (fig. 21, fig. 13) :

La zone Sarde

Le socle de Sardaigne méridionale est constitué de sédiments paléozoïques peu métamorphiques, de granitoïdes et de rares affleurements de roches cristallophylliennes. Il est recouvert d'une couverture très réduite de sédiments mésozoïques et d'une couverture tertiaire irrégulière associée à des structures extensives.

La zone CPK

On regroupe sous cette appellation un matériel commun aux zones internes de divers tronçons de la chaîne alpine : les Kabylies en Algérie, les monts Péloritains au nord de la Sicile, et la Calabre.

Le socle cristallin dans ces zones forme de vastes nappes. Il est recouvert essentiellement par des sédiments oligo-miocènes discordants.

Dans le canal, on désigne ainsi un ensemble de nappes de socle mais qui ici chevaucheraient certaines séries sédimentaires de nature inconnue.

A terre, au sud de la zone CPK, se trouve la frange de sédiments mésozoïques de l'ancienne marge européenne constituant la Dorsale calcaire. Cette dorsale n'a pas été identifiée dans le canal.

La zone Africaine

Elle est divisée en deux grands ensembles :

Au nord, la grande nappe pelliculaire du flysch numidien, charriée vers le sud au Langhien.

Au sud, la couverture mésozoïque à éocène de l'ancienne marge africaine de la Téthys, décollée suivant les évaporites triasiques, et tectonisée en compression.

2.3. Structure générale

La structure est gouvernée par l'imbrication de chevauchements vers le SE, impliquant le socle paléozoïque (fig. 13).

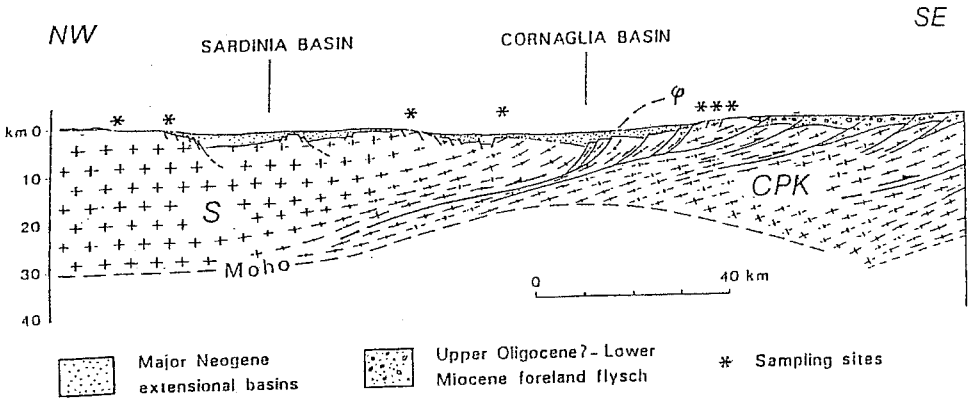
Au nord, ces chevauchements auraient rejoué en extension, en ouvrant le rift du Canal de Sardaigne (fig.13a, fig.14b). L'inversion serait maximale sous le Canal profond, où la croûte n'a plus que 20 km d'épaisseur. Un fort flux de chaleur lui est associé (plus de 120 mW/m^2). La bordure relevée du plateau nord tunisien fait figure dans ce contexte d'épaule de rift asymétrique (fig.14a).

2.4. Évolution structurale

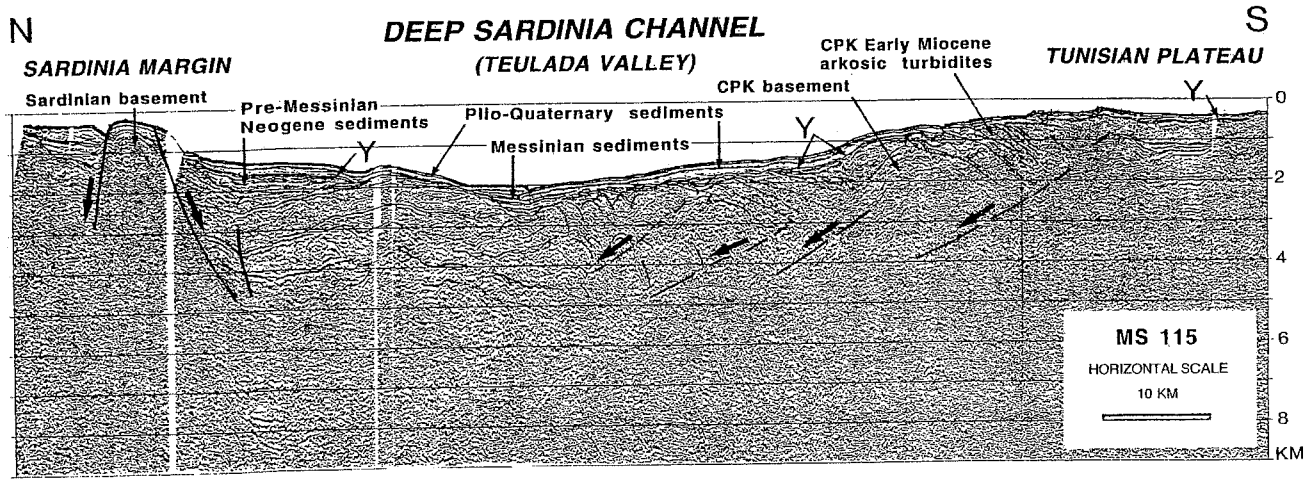
En accord avec ce qui est décrit dans les parties émergées de la chaîne, en Afrique du Nord et dans les Apennins, la structuration est polyphasée : globalement, compression et extension se succèdent et migrent de concert, de l'intérieur vers l'extérieur de l'arc orogénique tyrrhénien.

Ainsi, on rapporte les structures compressives de la marge sud sarde et du canal profond à l'Oligocène et celles du Plateau Nord Tunisien au Tortonien, au moment où l'extension prend le pas au niveau du canal.

Deux nouveaux épisodes compressifs, à la fin du Messinien et au Pléistocène, sont associés aux serrages « post-nappes » identifiés en Tunisie.



14a. Structure schématique du Canal de Sardaigne, partie orientale [d'après Compagnoni *et al.* 1989].



14b. Profil sismique MS115 interprété au niveau du canal.Localisation cf. figure 4 [Tricart *et al.* 1994]

FIG. 14. – Asymétrie structurale du Canal de Sardaigne.

Quant aux serrages paléogènes connus à terre dans les zones internes, ils n'ont pas encore été mis en évidence ici.

L'ouverture du canal semble être tortonienne et cesse avant le Messinien d'après les données sismiques [Tricart et Torelli, 1994] et les études par traces de fission sur apatite [Bouillin *et al.*, 1998]. Depuis la crise évaporitique messinienne et la profonde érosion qui l'a accompagnée, cette région a connu essentiellement la subsidence thermique consécutive au rifting. La sédimentation enregistre des inversions tectoniques mineures de nouveau en compression.

L'évolution du Canal de Sardaigne est donc semblable à celle du domaine tyrrhénien jusqu'au Tortonien. Ensuite, l'ouverture se bloque, alors qu'elle va se poursuivre jusqu'à l'actuel plus à l'Est. Les événements postérieurs n'ont que peu modifié cette structure, qui représente donc un stade fossile de ce que devait être la mer Tyrrhénienne à la fin du Miocène.

II. – APPORTS DES OBSERVATIONS SUR LES PLONGÉES ET LA BATHYMÉTRIE

A. NATURE ET RÉPARTITION DES ROCHES DANS LE CANAL : INTERPRÉTATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

1. – Sédimentation plio-quaternaire

1.1. Les vases à ptéropodes

Les sédiments pélagiques actuels de Méditerranée sont des vases carbonatées à ptéropodes. Un fort courant d'eau parcourt le canal d'Ouest en Est et ralentit leur dépôt (les amphores observées en plongée n'en sont pas recouvertes). Les figures sédimentaires associées au courant sont nombreuses : on observe sur le fond des tris granulométriques (accumulation de ptéropodes, de nacelles d'argonautes), des rides et même des dunes hydrauliques (Sarcya 6).

Les pentes choisies pour les plongées ont une inclinaison forte, le plus souvent comprise entre 20° et 50°. Les vases peuvent s'y accumuler là où le courant n'est pas trop fort (jusqu'à 50° sur Sartucya 1). Les organismes fouisseurs y construisent des tumuli (Sartucya 1 par ex.). On observe très fréquemment des figures de glissements, dont la fréquence régule l'épaisseur des dépôts.

D'une manière générale, l'envasement est peu épais mais systématique, si bien que seuls les affleurements les plus verticaux sont exploitables.

1.2. Les oxydes

Des oxydes de manganèses précipitent sur toutes les surfaces fixes. Les roches sont ainsi totalement noircies, ce qui n'aide pas à les identifier.

1.3. Les bioconstructions

La faune benthique est actuellement peu développée en Méditerranée. Il existe cependant une thanatocénose très importante de coraux et de spongiaires, noircie par les encroûtements manganésifères, accrochée aux surfaces rocheuses. Ces vestiges témoignent d'épisodes de productivité plus importante sous un régime de circulation des eaux différent en Méditerranée.

1.4. Les micritisations

Processus

Un phénomène de diagénèse précoce a induré certains niveaux sédimentaires antérieurs aux vases à ptéropodes. Les micrites qui en résultent ont été rencontrées sur de nombreux escarpements de Méditerranée. « *La lithification est induite par une précipitation de calcite magnésienne dans la tranche de sédiments parcourue par des migrations de fluides interstitiels dont la composition reste très proche de celle de l'eau de mer. Les paramètres déterminants de la lithification sont : la présence de courants profonds, une sursaturation élevée vis à vis de la calcite pure, l'absence d'inhibiteurs de croissance, comme les ions phosphates ou certains composés organiques dissous* » [L. Montadert *et al.*, 1983]. Le plus souvent les sédiments affectés sont des boues à globigérines.

Aspect

Dans le canal, ces encroûtements se présentent en dalles lisses d'épaisseurs centimétriques à pluridécimétriques sous les boues à ptéropodes (fig.15e). Les dalles se disloquent, glissent, se renversent et s'accumulent au gré des pentes (fig. 15f). Elles peuvent napper et incruster totalement les affleurements (fig 15d) et rester accrochées sous forme de balcons contre les rochers si le niveau des vases s'abaisse. Lorsqu'elles s'écroulent, elles alimentent de véritable cônes d'éboulis de micrite. Plusieurs épisodes de micritisation sont décelables.

Constituant autant de nouveaux points d'ancrage, elles ont souvent été « taraudées » par des organismes divers (spongiaires, annélides...), ce qui leur donne un aspect scoriacé. Ces encroûtements, noircis par les oxydes de manganèse, accrochés aux rochers ressemblent à s'y méprendre à de véritables biohermes (fig.15b). Plusieurs générations de galeries se succèdent, dont les remplissages peuvent avoir été micritisés à leur tour (fig.15a). Ils peuvent se détacher des surfaces rocheuses les plus lisses (fig.15c), ou partir avec leur support rocheux (plongées Sartucya 5 et 12 par exemple).

Répartition

Les encroûtement les plus développés sont situés sur les flancs du canal soumis actuellement aux courants d'Ouest. Les sites des plongées Sartucya1 et Sarcya1, ainsi que sur le flanc E de la Ride Médiane en sont effectivement dépourvus. Ils sont au contraire très développés dans les régions où le canal est le plus étroit (Eperon de Teulada, flanc NW de la Ride Médiane, flanc SE du Mont Ichnusa), et sur les éboulis de l'escarpement sud de Cornaglia.

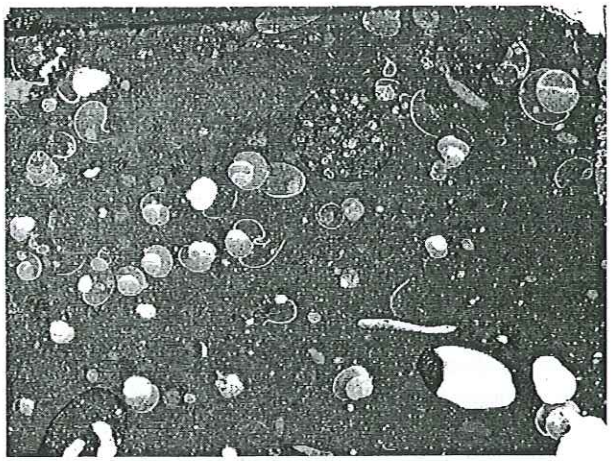


Fig. 15 a. SARCYA 3.
Lame dans une croûte taraudée, aux cavités remplies par une micrite à globigérines.

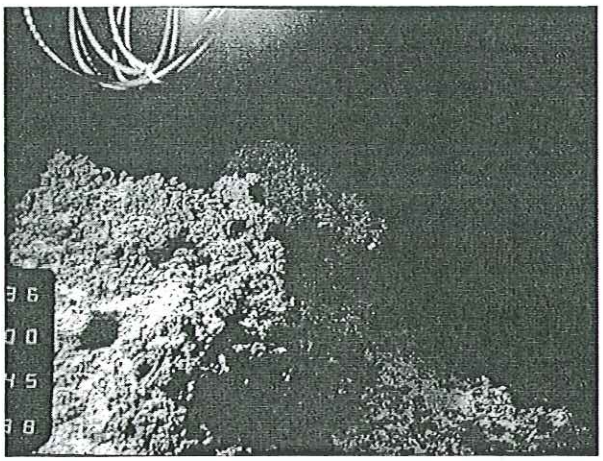


Fig. 15 b. SARTUCYA 5.
Micrites taraudées.

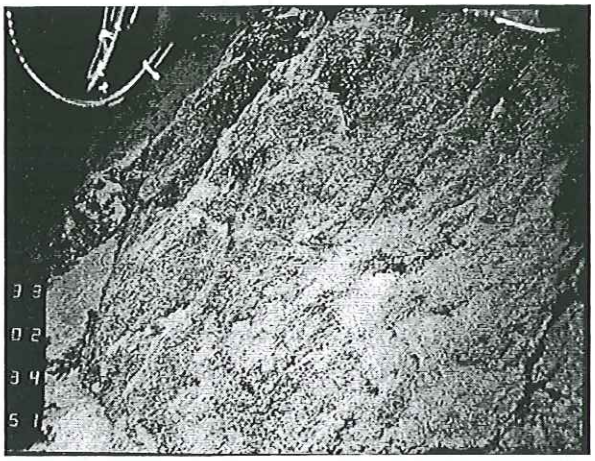


Fig. 15 c. SARCYA 4.
Miroir de faille normale dont les encroûtements ont glissé.

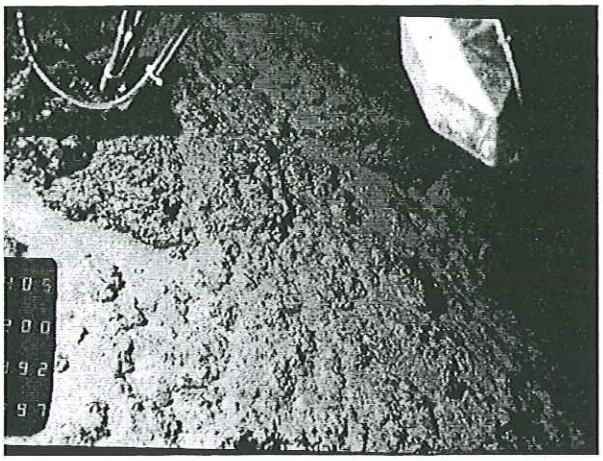


Fig. 15 d. SARCYA 4.
Falaise encroûtée.

Fig. 15 e. SARTUCYA 7.
En croûtement laminés en place

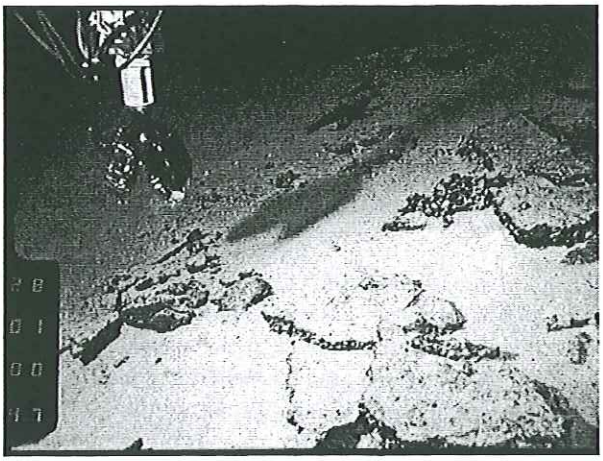


Fig. 15 f. SARTUCYA 8.
Plaques de micrites éparpillées.

FIG. 15. – Formations plio-quaternaires.

Figure 16 a. SARTUCYA 1.
Séquence grésoconglomératique.

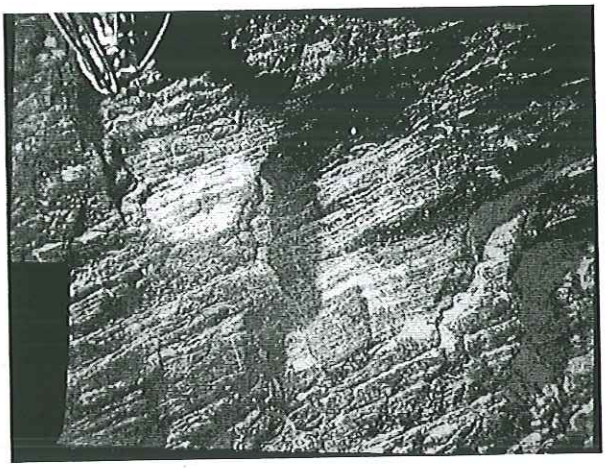


Figure 16 b.SARTUCYA 1.
Même site que 1a. Bancs pluricentimétriques

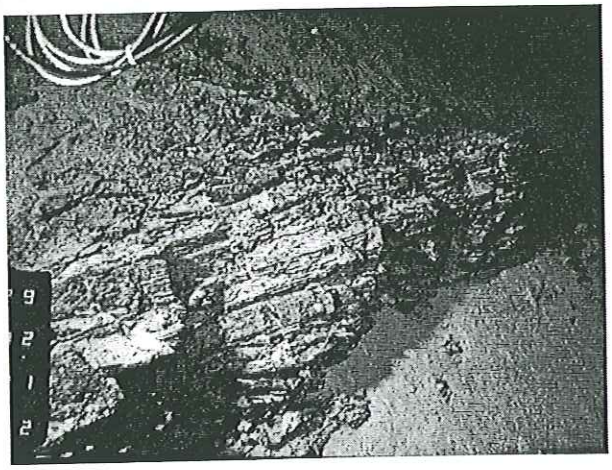


Figure 16 c. SARTUCYA 7.
Pélites à filons sédimentaires.

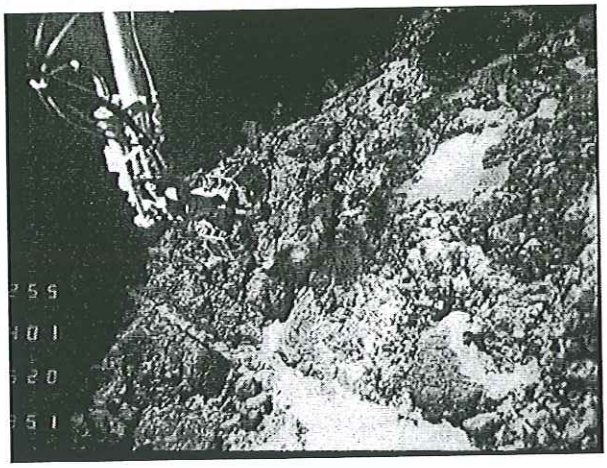


Figure 16 d. SARTUCYA 6.
Brêche à grands blocs, fracturée.

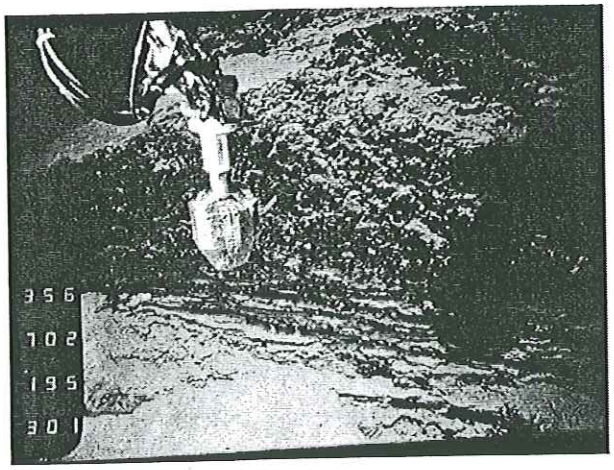


Figure 16 e. SARCYA 1.
Volcan "Cornacya".
Laminations à la base d'un affleurement
d'aspect conglomératique.

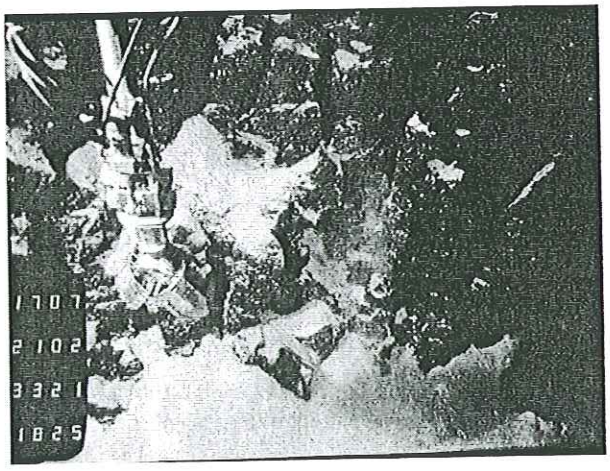


Figure 16 f. SARCYA 1.
Volcan "Cornacya"
Prismes volcaniques

FIG. 16. – Formations antémessiniennes.

L'encroûtement est faible au fond des canyons de l'Escarpement Sud de Cornaglia soit à cause du confinement, soit parce qu'ils sont arrachés par des courants turbides.

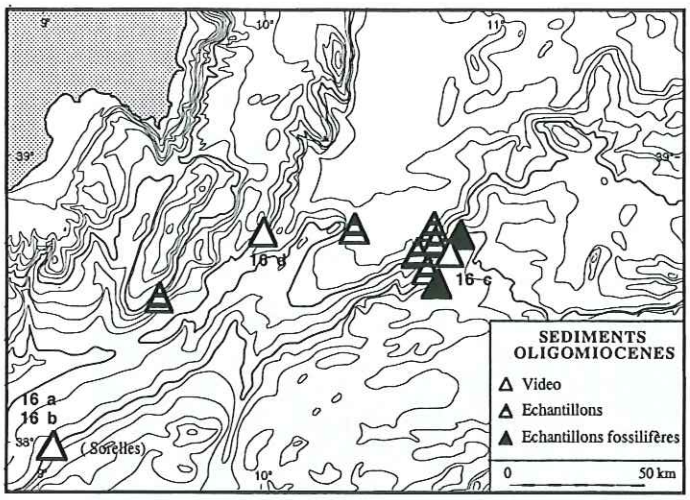
2. – Les dépôts antépliocènes

Les échantillons des plongées Sarcya et Sartucya complètent la collection remontée par dragages. Dans de nombreux cas cependant, la pince du submersible ne permettait pas d'échantillonner les formations sédimentaires et volcaniques observées au cours des plongées.

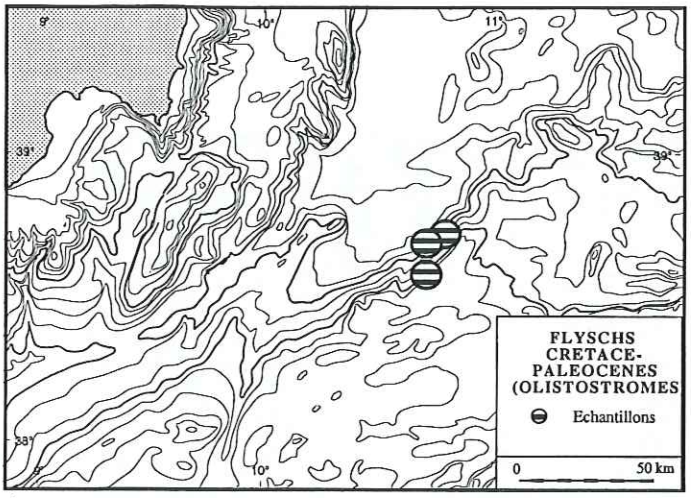
2.1. Affinités sardes

En Sardaigne, la couverture mésozoïque est très réduite et disparate. Elle commence dans le Dogger sur la bordure tyrrhénienne de l'île. Au Sud, on ne la connaît pas à terre, mais on trouve des séries sédimentaires paléozoïques carbonatées très peu métamorphiques. Les dépôts tertiaires sont confinés aux grabens oligocènes et pliocènes.

Dans le canal, on a découvert au cours de la plongée Sarcya1 sur la marge sarde que le mont Cornacya est un volcan serravallien calco-alcalin. Un volcanisme calco-alcalin s'exerce de l'Oligocène au Miocène moyen en Sardaigne, mais au Miocène moyen, il se répand jusque en Kabylie. On en trouve des jalons en différents points du canal (île de la Galite, site de la plongée Sartucya1 sur l'escarpement des Sorelles).



a. Les numéros renvoient aux illustrations correspondantes.



b.

FIG. 17. – Cartes de localisation des sites de prélèvement de l'Oligocène-Miocène et des flyschs crétacés-paléocènes.

2.2. Formations oligocènes et miocènes du domaine CPK

2.2.1. Successions connues à terre

Dans le domaine CPK émergé, les sédiments oligo-miocènes viennent en transgression sur les nappes de socle après leur mise en place.

La sédimentation commence à l'Oligocène terminal-Aquitanien par l'ennoyage des reliefs dans une formation marine conglomératique puis grésomarneuse, dont l'épaisseur varie considérablement et peut atteindre 1000 m.

Pendant la phase compressive burdigalienne, de grandes nappes gravitaires s'épandent sur les zones internes, en provenance du Sud. Elles contiennent des sédiments crétacé-paléocène du bassin téthysien (les flyschs maurétaniens et massyliens), des flyschs oligocènes déposés dans l'avant-pays (le flysch numidien), et des sédiments de la marge africaine.

Au Langhien des marnes et une formation gréso-calcaire se déposent en discordance (« Dellysien » de Kabylie, calcarénites de Floresta en Sicile), tandis que se développe un magmatisme calco-alcalin en Kabylie et dans l'archipel de la Galite.

Les dépôts tortoniens ne sont pas connus à terre en Kabylie et plutôt mal identifiés en Sicile dans les zones internes.

2.2.2. Extension des sédiments dans le canal

Sur le versant sud du canal, les sédiments abondent (fig. 17 et 19). Seul l'éperon de Teulada en est dépourvu, mais sa proéminence et sa nature granitique, laisse supposer que l'érosion l'a dégagé de sa couverture sédimentaire.

Plus au Nord, sur la Ride Médiane, les observations en plongée sont plus espacées, mais les sédiments existent. On voit sur les profils sismiques des séries prémessiniennes tectonisées. Elles sont conservées sur les com-

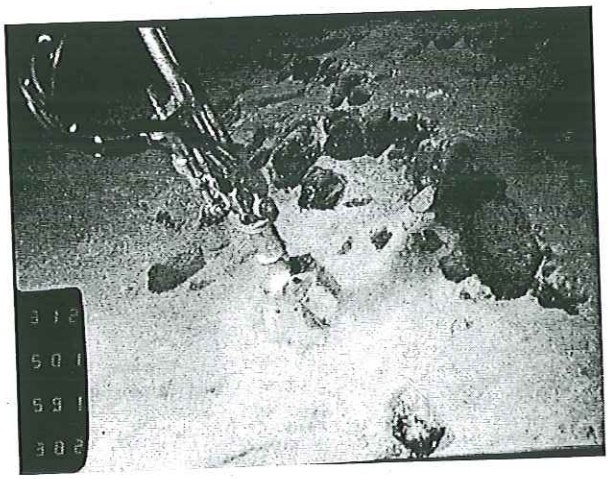


Fig. 18 a. SARCYA 1.
Galets d'andésite.

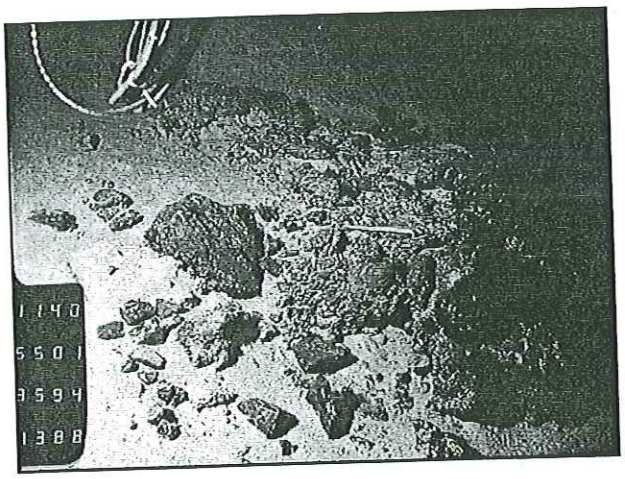


Fig. 18 b. SARCYA 6.
Conglomérat, blocs de nature sédimentaire.

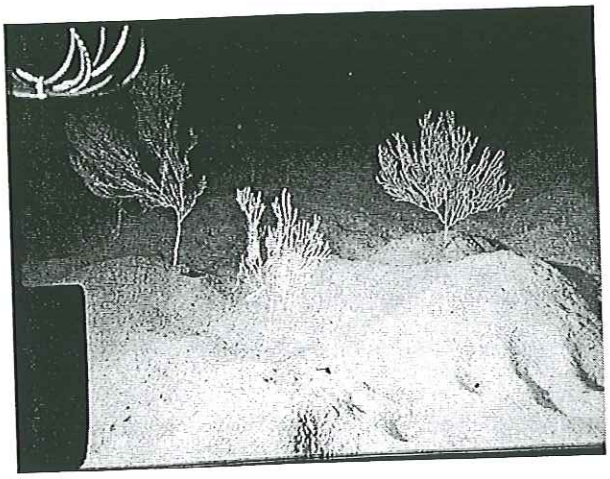


Fig. 18 c. SARTUCYA 1.
Ebouli enseveli.

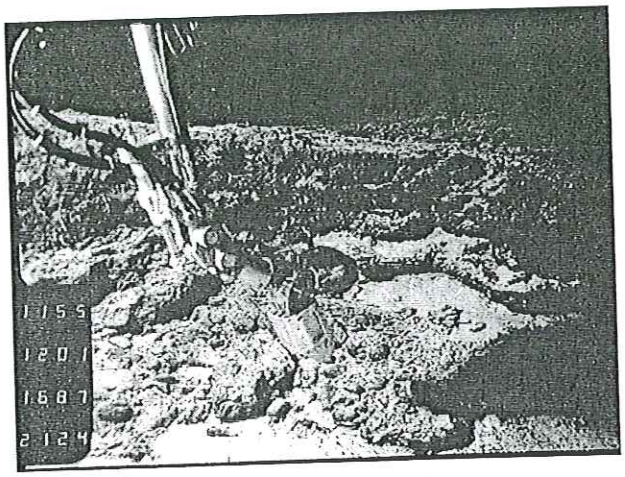


Fig. 18 d. SARCYA 3.
Conglomérat à encroûtements multiples.

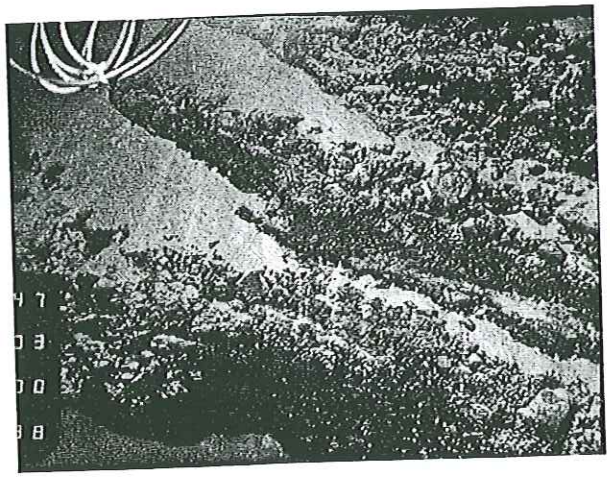


Fig. 18 d. SARTUCYA 10.
Conglomérat (fluviatile?).

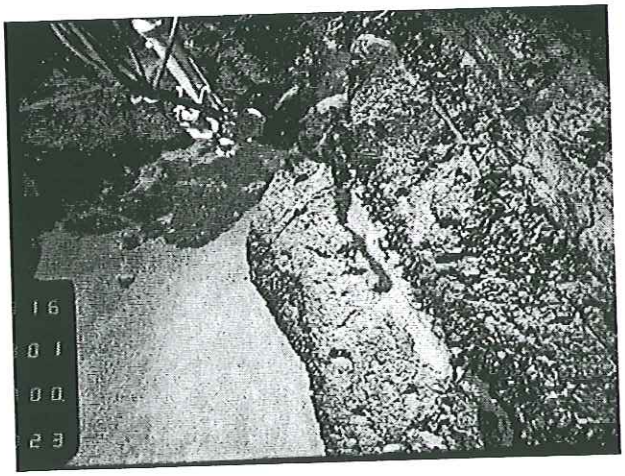


Fig. 18 f. SARTUCYA 12.
Cupules sur surface granitique.

FIG. 18. – Formations messiniennes.

partiments les plus profonds et dans les vallées autour de la ride, mais aussi sur les emmarchements du Mont Ichnusa. Au sud de ce dernier, ont pu être récoltés des sédiments variés.

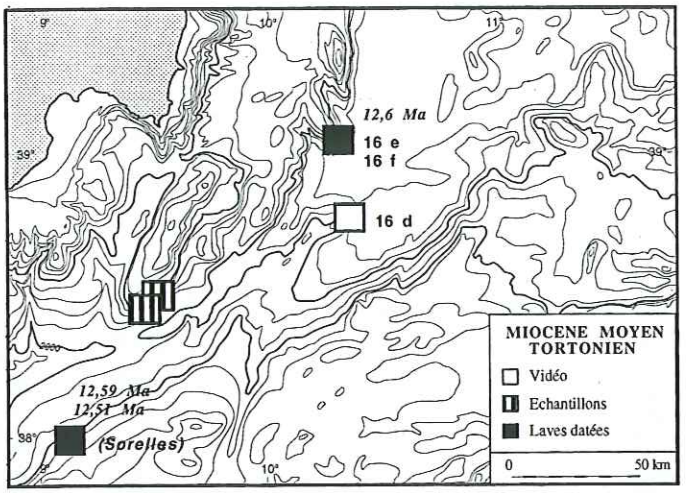
2.2.3. *Nature des dépôts*

a. L'Oligo-Miocène

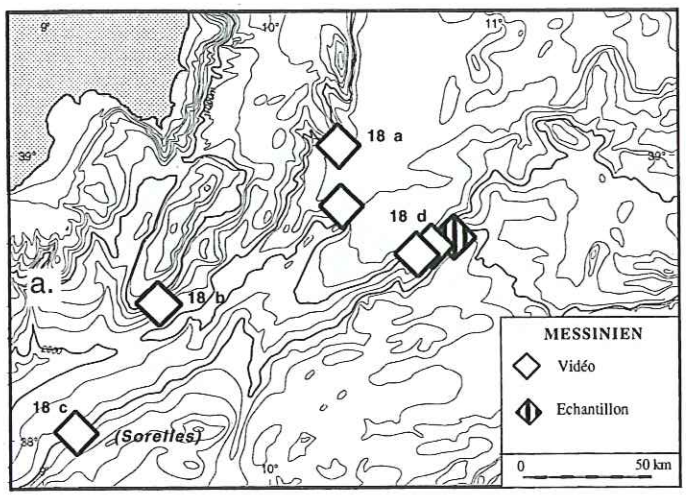
Des conglomérats et des grès attribuables à l'Oligo-Miocène ont été retrouvés en abondance sur les pentes de l'escarpement Sud Cornaglia (dragages MGC 83.14 ; MGC 84.4 ; plongées Sarcya 3, Sarcya 8 ; fig.17a). Cependant, on ne les trouve qu'à l'état de blocs remaniés dans un vaste glacis qui nappe tout l'escarpement (fig. 18d). Les blocs montrent un émoussé variable, et ils proviennent vraisemblablement des pentes supérieures, c'est à dire que leur transport n'excède pas quelques kilomètres.

Plus au Nord, l'Oligo-Miocène pourrait également chapeauter la Ride Médiane, où on a trouvé un bloc de grès à convolutions d'attribution incertaine (Sartucya 6). Les grès trouvés en galets sur le Mont Ichnusa (Sarcya 6) ont aussi un faciès banal et peuvent être rapportés indifféremment à l'une ou l'autre des formations connues à terre.

On peut éventuellement rattacher à l'Oligo-Miocène quelques lambeaux de conglomérats fluviatiles transgressifs sur le socle aperçus au cours de la plongée Sartucya 10 (fig 18d). Les éléments sont bien roulés, la matrice est abondante. Les galets prélevés au pied de l'affleurement sont des granitoïdes, tout comme le socle environnant.



a.



b.

FIG. 19. – Cartes de localisation des sites miocènes moyens et supérieur. Les numéros renvoient aux figures correspondantes.

La plongée Sartucya 1 sur l'escarpement des Sorelles, au SW du canal, se termine aussi sur un bel affleurement de grès et de conglomérats (fig. 16a et 16b).

b. Les olistostromes

Sur l'escarpement Sud Cornaglia, ils ont alimenté les pentes en blocs de flyschs maurétaniens, massyliens et numidiens (fig. 17b). Les sites du dragage MGC 84.14 et les plongées Sarcya 3 et Sartucya 8 ont ainsi fourni des grès verts et des micrites argileuses à faciès typique des « argille scagliose » du Crétacé-Paléogène.

c. Le Miocène moyen

Des marnes et des grès calcaires prélevés en plongée et par dragage au sud du mont Ichnusa témoignent de l'extension septentrionale des bassins langhiens jusque sur la marge sarde. Ils n'apparaissent cependant qu'à l'état de galets (fig. 18b).

Sur l'escarpement de Cornaglia, le Miocène moyen n'apparaît pas dans les blocs prélevés (fig. 19a).

d. Le Tortonien

Le Canal de Sardaigne s'individualise au Tortonien. Les dépôts syntectoniques ne sont pas connus à terre. En l'absence de corrélations directes entre les formations échantillonnées et les formations synrift attribuées au Tortonien en sismique, on ne peut pas connaître la nature de ces sédiments : il est donc impossible de les identifier spécifiquement.

e. Le Messinien

Au Messinien, les bords du canal sont émergés. Des évaporites, bien visibles sur les profils sismiques se déposent dans la Vallée Sarde, la vallée de la Sentinelle et la Vallée de Teulada. Elles ne sont jamais très épaisses (quelques centaines de mètres) comparées à celles de la terrasse de Cornaglia (1500 m). Plus au sud, on en retrouve sous le Plateau Nord Tunisien dans le chenal de la Galite.

Parmi les échantillons dragués sur les escarpements, une argile à fantômes de gypse (dragage T75-34) a été attribuée au Messinien.

Certaines formations filmées en plongée pourraient être issues des événements messiniens. Il s'agit essentiellement de conglomérats qui auraient pu se former sur les versants du canal à cette époque. Le transport des éléments peut dans certains cas avoir une origine fluviatile.

Sur la marge nord :

-Un champ de galets de sédiments miocènes qui émerge à peine de la vase au sud du mont Ichnusa (fig. 18b).

-Un monticule de galets de laves miocènes situé au pied du premier affleurement sur le mont Cornacya (fig. 18a).

-Les conglomérats rencontrés aux environs de -2050 m sur du granite (fig. 18d). Ils pourraient être aussi oligo-miocènes (cf. *supra*).

Sur la Ride Médiane :

-quelques rochers à -1850 m rencontrés pendant Sartucya 12 qui présentent un aspect vaguement conglomératique assez différent du granite massif environnant.

-peut être un chaos de blocs de granite sur le flanc est de la Ride Médiane.

-la brèche à gros blocs, longée sur le flanc est de la Ride Médiane (fig. 16d).

Les blocs sont pluridécimétriques, anguleux à légèrement arrondis. Il a été impossible de les prélever en submersible, mais un dragage (MGC 83-1) a produit sur le même site des blocs de granite. La matrice, abondante et indurée, vient en remplissage entre les blocs.

Ils ne ressemblent pas aux conglomérats caractéristiques décrits dans le domaine CPK ou en Sardaigne. On aurait pu y voir un éboulis Messinien, cependant, il semble qu'il existe une stratification fruste assez constante 40NW40, c'est à dire antithétique à la pente. D'autre part, le conglomérat est intensément fracturé, avec une légère prédominance des directions tyrrhéniennes N-S et E-W. S'il est messinien, il faudrait donc considérer qu'une tectonique importante a perduré pendant ou/et après le Messinien, ce qui va à l'encontre des interprétations faites en sismique. Enfin, ces conglomérats forment une falaise. S'ils sont messiniens, cela signifie que l'érosion a été très importante sur la Ride Médiane postérieurement à leur dépôt.

Pour toutes ces raisons, un âge Tortonien semble le plus probable. Ce sont peut être des dépôts syntectoniques associés à un escarpement de faille. Les encroûtements ne permettent pas d'en savoir davantage.

Sur le versant sud du canal :

-un éboulis envasé à blocs pluridécimétriques de rhyolites miocènes sur l'escarpement des Sorelles (fig. 18c).

-la vaste nappe de blocs qui couvre toute une partie de l'Escarpement Sud de Cornaglia (fig. 18d). Les éléments (des roches du socle et de la couverture, cf. l'analyse des sédiments antepliocènes) ont une taille variable. Les éléments centimétriques sont souvent des débris provenant des encroûtements. Les blocs plus grands sont tous de même taille sur un même affleurement : leur grosseur varie latéralement sur quelques dizaines ou centaines de mètres. Leur émoussé est variable, mais on trouve des galets. Ces différences peuvent s'expliquer par la diversité lithologique du matériel d'origine.

Les micritisations peuvent atteindre une épaisseur métrique. Lorsque les croûtes sont brisées, on voit apparaître les niveaux sous-jacents épargnés par la micritisation. Les interstices entre les blocs sont comblés par des boues carbonatées. Cette matrice ne se maintient que sur les fractures fraîches, c'est à dire là où le courant ne l' a pas encore évacuée. Ailleurs, les blocs sont entassés sans matrice et finissent par rouler dans la pente (fig. 18d).

Ces blocs se sont vraisemblablement mis en place par éboulement. Il est difficile de concevoir que la matrice actuelle de sédiments hémipélagiques (ce sont des vases à globigérines), remplace intégralement une matrice détritique qui aurait accompagné le dépôt des blocs si la formation était d'origine fluviatile. La matrice est stratifiée et les éléments du conglomérat sont jointifs.

Ainsi, en plusieurs endroits, notamment sur les derniers affleurements de Sarcya 3, les corniches en micrite alternent avec les niveaux à blocs libres. Les niveaux micritisés soulignent des indurations sous-marines épisodiques affectant les boues hémipélagiques piégées dans une formation d'éboulis régulièrement alimentée.

L'induration peut être superficielle et tardive. Dans les arrachements ouverts à travers les éboulis, une micritisation préférentielle pourrait affecter certains niveaux sur les premiers décimètres derrière l'interface eau-sédiment.

L'étude des traces de fission dans l'apatite de certains des blocs de ces éboulis a permis de montrer que ces roches étaient à proximité de la surface au Tortonien (9,6 Ma). Leur mise en place sous forme d'éboulis est postérieure à l'activité tectonique associée à l'ouverture du canal ; les éboulis sont peu fracturés, et les directions dominantes ne sont pas celles que l'on retrouve sur les autres sites de plongée.

Les éboulis seraient donc tout au plus messiniens, vraisemblablement plus récents. Les galets proviendraient du remaniement de formations détritiques plus ancienne.

2.2.4. Paléogéographie des bassins miocènes

Les sédiments déposés sur le tronçon CPK du Canal de Sardaigne ressemblent à ceux connus à terre. Ils s'étendent au Nord jusque sur le domaine sarde tel qu'il a été délimité. L'Oligo-Miocène atteint vers le Nord au moins la Ride Médiane, sinon le mont Ichnusa

(fig. 17a). Le miocène moyen est reconnu des Sorelles au mont Ichnusa (fig. 17b, 18a). Le volcanisme calco-alcalin contemporain est aussi présent dans tout le canal (rhyolites de l'escarpement des Sorelles, granitoïdes de l'île de la Galite, andésites du mont Cornacya).

3. – Les roches plutoniques et métamorphiques

3.1. Nature des socles à terre

3.1.1. Socle sarde

Le socle de la Sardaigne est un empilement hercynien de nappes à vergence sud-ouest. Encore sous faciès amphibolite au centre de l'île, les roches sont très faiblement métamorphisées au Sud-Ouest, tandis que la déformation se concentre de plus en plus sur les chevauchements majeurs [Conti *et al.*, 1998].

On trouve aussi dans le sud de la Sardaigne des plutons permiens et siluriens, des roches métamorphiques calédoniennes (orthogneiss à disthène), et peut-être panafricaines.

3.1.2. Socle CPK

En Kabylie, le socle comprend des granites permien, et des roches métamorphiques de haute pression probablement hercyniennes sous faciès schiste vert à granulite.

En Calabre, deux phases de métamorphisme alpin dans le faciès des schistes verts on été mises en évidence : une phase précoce, probablement crétacée ou paléogène, sans déformation associée importante, et une deuxième, datée de l'Oligocène, accompagnée d'une intense déformation mylonitique subhorizontale associées à des plis et des bandes de cisaillement [Platt et Compagnoni, 1990]. Des déformations alpines comparables ont été décrites en Kabylie.

3.2. Nature du socle dans le canal

3.2.1. Socle sarde

A quelques exceptions près, on ne trouve que des granitoïdes assez peu déformés sur les sites de plongée de la marge sarde et de la Ride Médiane là où le socle affleure (fig. 20d, fig. 20e). Quelques roches métamorphiques proviennent d'un dragage du mont Ichnusa. On ne retrouve aucun des métamorphismes alpins décrits à terre dans le socle CPK (analyse pétrographique par F. Rolfo, R. Compagnoni). En somme, le domaine sarde semble se prolonger naturellement en mer au moins jusqu'aux limites qu'on lui avait attribuées d'après les interprétations sismiques.

3.2.2. Socle CPK

Le socle CPK a été échantillonné par dragages et en plongée sur l'Escarpement Sud de Cornaglia et l'éperon de Teulada.

Éperon de Teulada

L'éperon de Teulada est un massif de granite. Il est affecté par une fracturation importante liée à l'ouverture de la mer Tyrrhénienne et du canal de Sardaigne. Il est traversé par des filons sans orientations constantes à l'échelle du massif entier, quelques cisaillements plats très espacés, et peu invasifs. Des fabriques très pénétratives, et parfois très redressées, ont été observées en certains points du massif (fig. 20f). La déformation est faible dans les échantillons recueillis, à l'exception de ceux qui ont pu être prélevés au niveau des cisaillements.

Escarpement Sud de Cornaglia

Le socle est présent sous les épandages de blocs dans la partie ouest de l'escarpement. Il affleure très localement sur le site Sarcya 3. C'est un granite à deux micas intensément fracturé (fig. 20a).

Dans la partie orientale de l'escarpement, le socle est entaillé par des canyons dans lesquels il affleure largement sous forme de micaschistes, de gneiss et de métagranites (fig. 20b, fig. 20c). La foliation est replissée à l'échelle métrique ou décamétrique. La faible inclinaison du plan de foliation rend les mesures trop imprécises pour mettre en évidence des axes de plis.

Les échantillons dragués ou prélevés en plongée ont été arrachés essentiellement dans les éboulis de la partie SW de l'escarpement. On y recense une population variée de granitoïdes et des roches métamorphiques.

Le métamorphisme ne semble pas être d'âge alpin ici non plus.

Comme sur la marge sarde donc, on ne met pas en évidence là non plus les déformations caractéristiques d'une région structurée en nappes de socle. Les minéraux du métamorphisme alpin sont également absents.

Cette absence peut s'expliquer par le caractère ponctuel des prélèvements. Toutefois, on ne peut exclure que la région du canal ait connu une évolution différente du domaine CPK. Se pose ici le problème de son appartenance au domaine CPK et à la définition de ce dernier.

Le domaine CPK n'est pas seulement une entité géographique. La distinction entre le socle CPK et le socle sarde ne repose pas sur des critères géochimiques discriminants. Elle porte essentiellement sur la structure (les chevauchements oligocènes) et le métamorphisme alpin de l'ensemble CPK.

Selon ces critères, le socle de la marge sud du canal semble plus proche du socle sarde que du socle CPK. Il n'y aurait donc pas de différence fondamentale entre les marges NE et SW du canal, les deux ne constituant alors que la prolongation méridionale du domaine sarde.

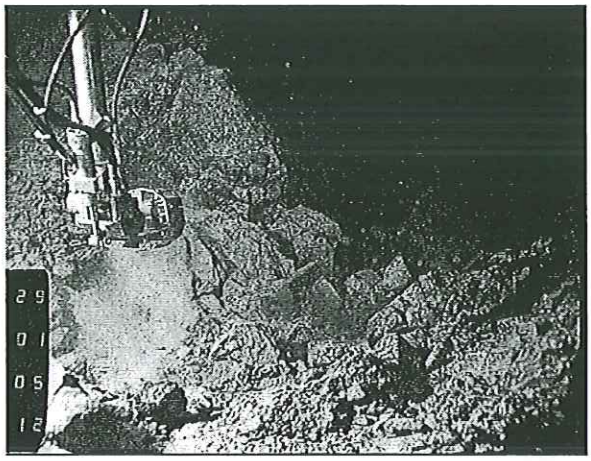


Fig. 20 a. SARCYA 3.
Granite à deux micas très fracturé.

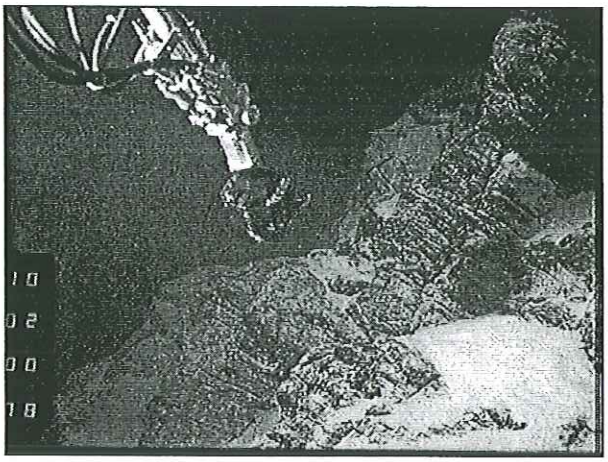


Fig. 20 b. SARTUCYA 11.
Foliation recoupée par des fractures parallèles à l'escarpement.

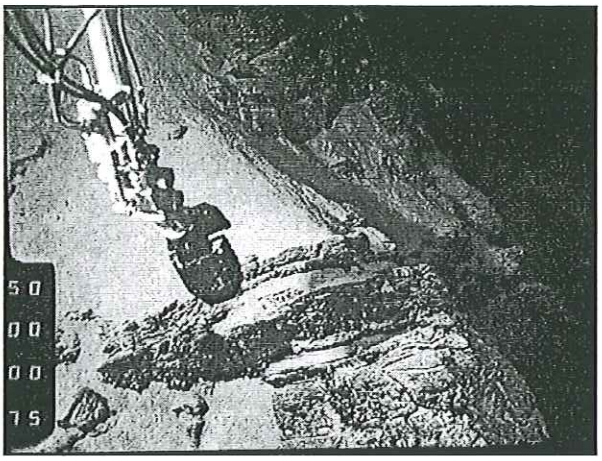


Fig. 20 c. SARTUCYA 11.
Superposition de roches métamorphiques plus ou moins déformées.

Fig. 20 d. SARTUCYA 12.
Zone foliée. Foliation horizontale.

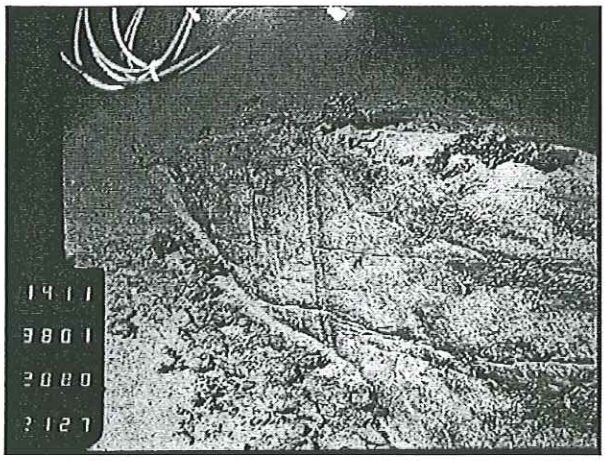


Fig. 20 e. SARTUCYA 6.
Système de joints horizontaux recoupant un filon de pegmatite.

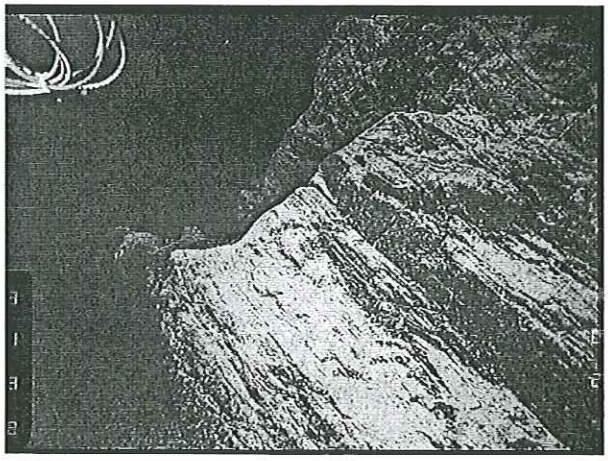


Fig. 20 f. SARTUCYA 3.
Zone foliée. Foliation très redressée.

Fig. 20. – Formations du socle.

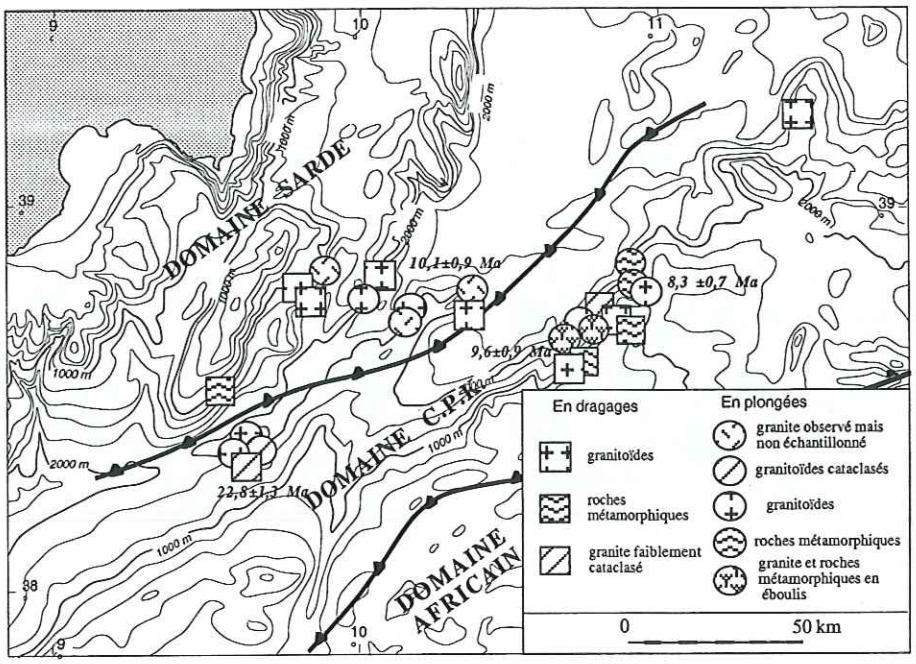


FIG. 21. – Carte de localisation des sites où le socle apparaît.

L'analyse des traces de fission dans l'apatite sur des échantillons du socle révèle cependant une exhumation oligocène, bien antérieure à l'épisode de refroidissement tortonien.

La région du canal aurait donc pu subir les répercussions atténuées de la phase orogénique qui a affecté le domaine CPK

B. ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE

1. – LE DOMAINE SARDE

Les profils sismiques montrent que la marge sud-est de la Sardaigne est constituée de blocs basculés. Des horsts, des arêtes de blocs basculés, des crêtes d'anticlinaux de compensation et des volcans frangent vers le large sur leur bordure la Terrasse de Cornaglia, le Bassin Sarde et, au-dessus du Canal de Sardaigne profond, le bassin de Carbonara. Les sommets de ces édifices émergent pour la plupart, du remplissage plio-pléistocène.

1.1. Structure et morphologie structurale

À l'échelle des plongées, sur l'ensemble de cette marge, on observe que les pentes peu envasées suivent l'une ou l'autre des directions dominantes de la fracturation locale. Les pentes très envasées échappent à tout contrôle structural.

1.1.1. Structure des monts sous-marins

Le Mont Ichnusa est un grand horst. Les profils sismiques monotraces MATS87 le recoupent plusieurs fois. Quelques profils multitraces le traversent également (fig. 4). Des blocs basculés et des grabens perchés fragmententent son flanc sud-est en plusieurs emmarchements successifs.

Cette structure en gradins se retrouve à plus petite échelle sur les sites des plongées. Ainsi, l'escarpement visité au cours de Sarcya 4 reproduit en plus petit la géométrie du flanc entier de la montagne (fig. 22). En plan, ce même escarpement, courbe à petite échelle, est dans le détail une succession de pentes rectilignes reproduisant les directions tectoniques régionales (cf. annexe).

Les escarpements de la marge sarde sont rectilignes à l'échelle du canal et en suivent les directions tectoniques dominantes.

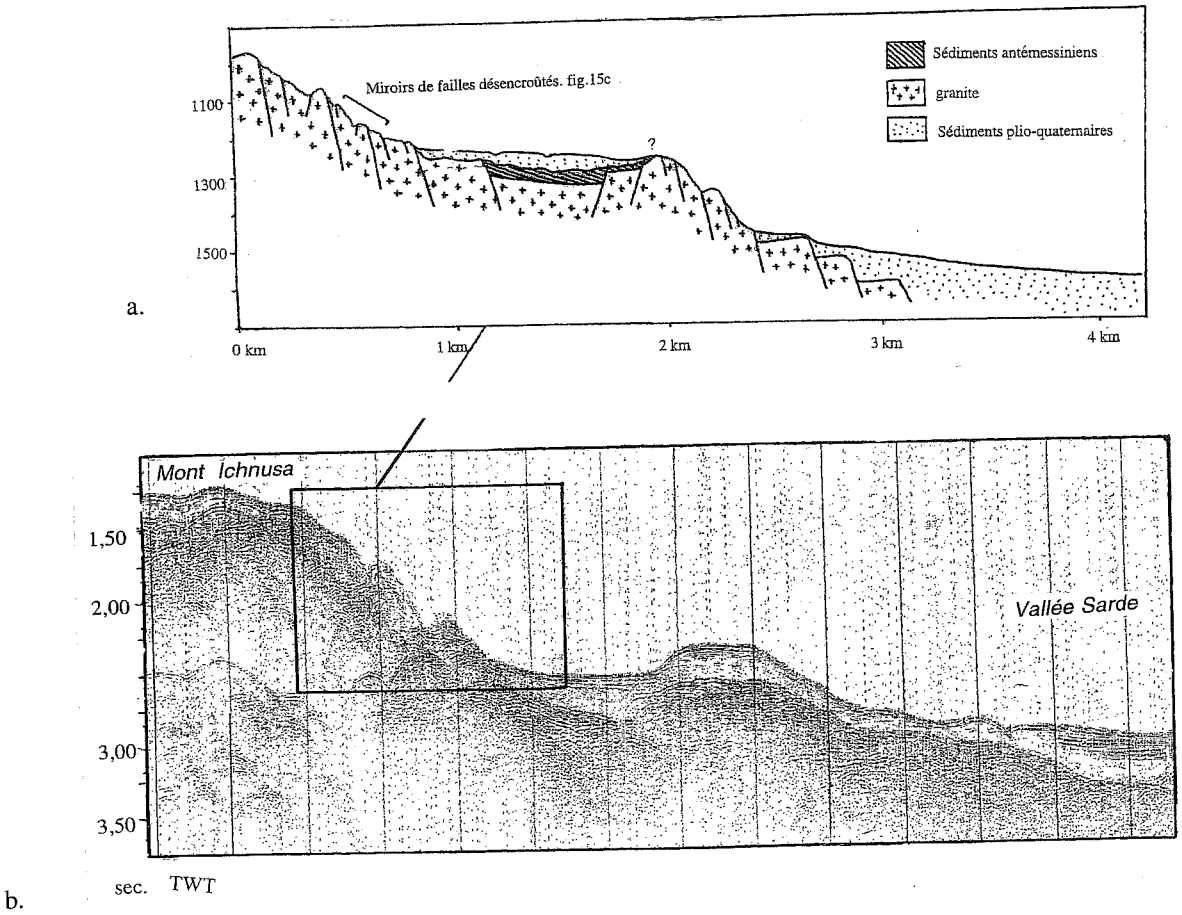


FIG. 22. – Structure en gradins sur le Mont Ichnusa à deux échelles différentes.

a. Profil MATS87.7, flanc SE du Mont Ichnusa. En encadrement : site de la plongée Sarcya 4.
b. Plongée Sarcya 4. Coupe interprétative de l'escarpement.

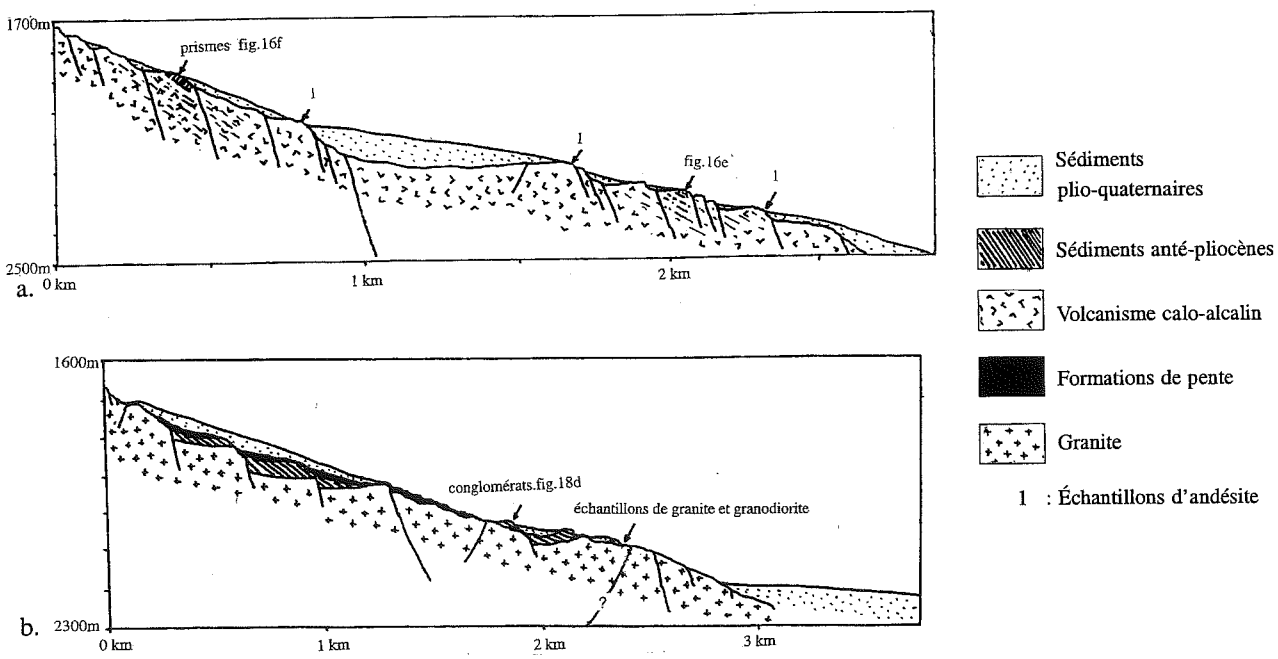


FIG. 23. – Plongées sur l'escarpement inférieur de la marge sarde.

a. Plongée Sarcya 1. Coupe interprétative du Mont Cornacya. **b.** Plongée Sartucya 10. Coupe interprétative du Mont Ichnusa.

Le mont Cornacya (dénomination provisoire) est un édifice volcanique d'âge miocène moyen tectonisé. Les profils de sismique longue écoute CS-04 et MS-117 traversent la vallée qui le limite au SW (fig. 4). La bordure du canal dans ce secteur est interprétée comme la crête d'un anticlinal de compensation dont le flanc non compensateur serait basculé vers le canal (fig. 23). Les couches se présentent donc au SE comme des « seaward dipping reflectors ». Les profils MATS 87 passant par le mont Cornacya révèlent la complexité de détail des structures extensives ensevelies à son sommet sous 100 m de sédiments. Les gradins envasés de son flanc SE ont été explorés en submersible au cours de la plongée Sarcyal (fig. 23).

Le mont Quirra, situé juste au nord du mont Cornacya est un volcan alcalin pliocène enraciné sur les failles de l'escarpement Ouest de la terrasse de Cornaglia.

La Ride Médiane est un demi horst d'allongement NE-SW. Elle est découpée par une des failles transverses en une série de compartiments plus ou moins abaissés. La couverture sédimentaire prémessinienne des compartiments traversés par les profils sismiques monotraces est basculée vers la marge tunisienne.

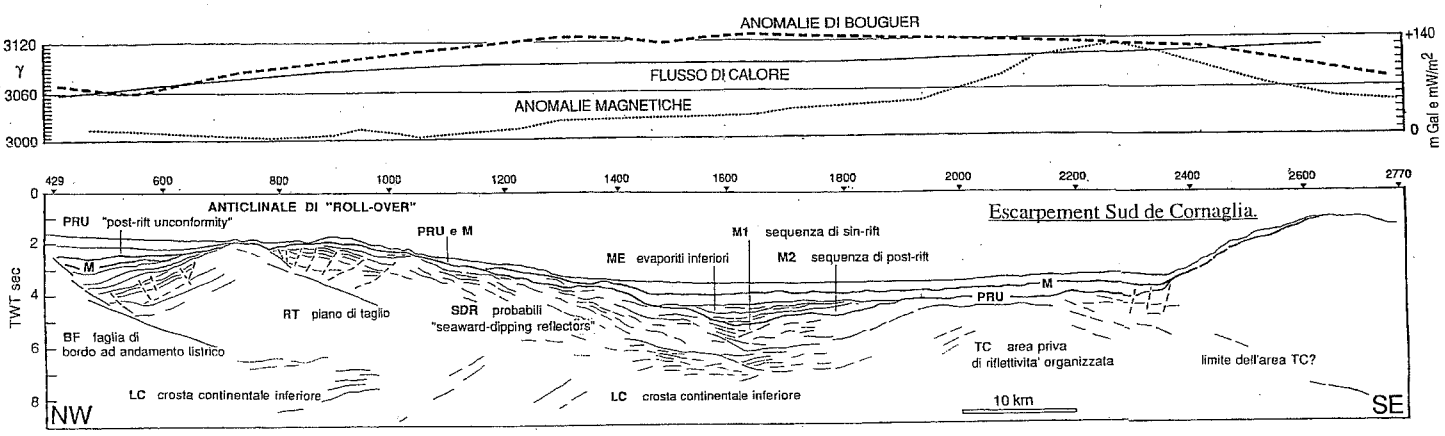
1.1.2. Problème des basculements

Sur le mont Ichnusa, il existe des conglomérats (fig. 18d) dont la stratification est orientée N 40. Ces dépôts sont assez probablement basculés, quelle que soit leur origine, même s'il s'agit d'une formation de pente ou de sédiments fluviatiles à stratifications obliques (fig. 25a). Le basculement est l'hypothèse la plus simple pour rendre compte de la présence de granite immédiatement du granite en amont.

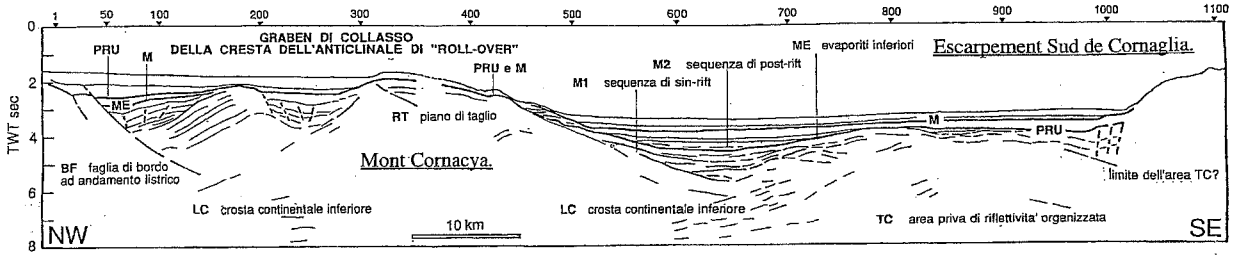
La « stratification » sur les flancs du volcan de Cornacya est peu perceptible. La roche est tantôt massive, tantôt hétérogène d'aspect. L'image 16e présente un exemple d'affleurement sujet à des interprétations diverses (fig. 25b).On observe sur cet affleurement des niveaux d'aspect conglomératique superposés à une roche d'aspect homogène. Elle contient un niveau parcouru par de fines laminations inclinées de 20-40° vers le canal profond (fig. 16e).

Ailleurs, la roche est débitée en piliers et aiguilles selon un débit prismatique (fig. 16f). Ces prismes ne sont pas disposés en gerbes. Ils sont inclinés eux aussi vers le canal profond.

La pente d'un édifice volcanique andésitique peut atteindre une telle inclinaison. Cependant, un basculement partiel vers le large est possible et s'accorderait bien avec les interprétations sismiques (fig. 24).

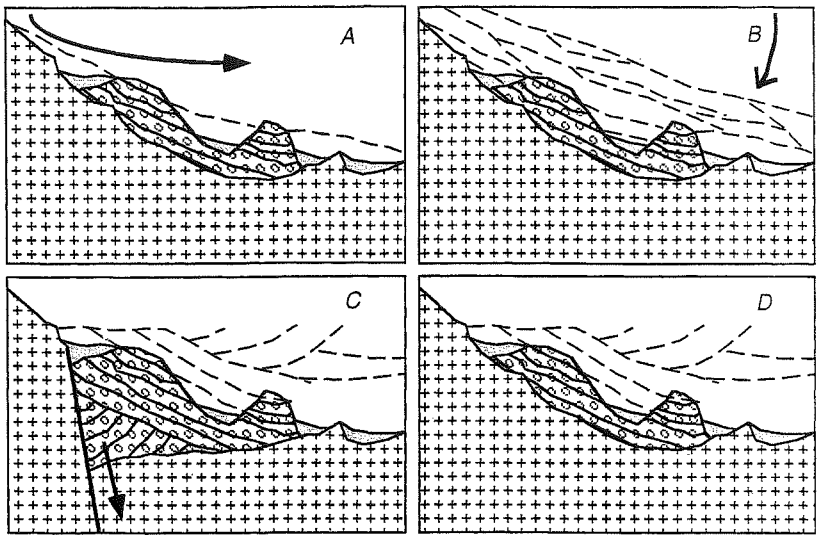


Profil CS-04



Profil MS115

FIG. 24.– Interprétations des profils sismiques CS-04 et MS117 localisation cf. figure 4 [Fabretti *et al.*, 1995].



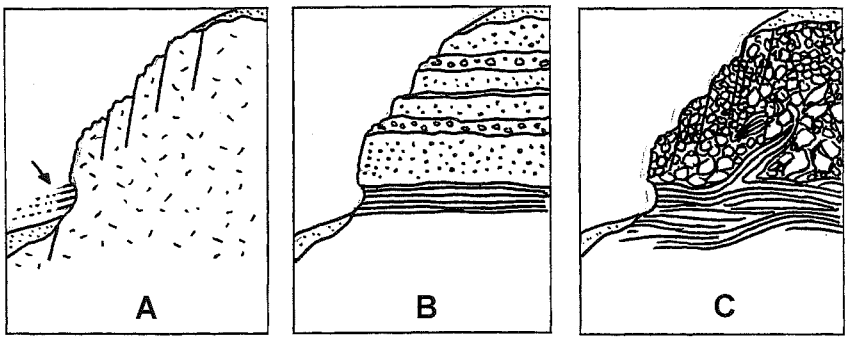
25 a. Différentes interprétations possibles des conglomérats de la plongée Sartucya 10.

A. Formation de pente messinienne.

B. Dépôts fluviatiles basculés.

C. Dépôts fluviatiles à stratifications obliques en contact par faille avec le socle en amont.

D. Dépôt fluviatile à stratifications obliques mis en place sur une surface très irrégulière.



25 b. Différentes interprétations possibles des laminations de la plongée Sarcya 1.

A. Franges d'encroûtements résiduelles.

B. Couches successives de tephras variés.

C. Coulée à blocs.

FIG. 25. – Interprétation de quelques niveaux stratifiés observés en plongée sur la marge sarde.

1.2. Morphologie produite par l'érosion

1.2.1. Marge Nord (sarde)

Sur la marge nord du canal, la bathymétrie conventionnelle, ne laisse pas apparaître de figures d'érosion caractéristiques.

Les plongées le confirment : la morphologie en marches d'escalier des monts Ichnusa et Cornacya a été préservée de l'érosion et de l'ensevelissement, sauf sur le site de la plongée Sarcya 6. Là en effet, quelques galets de sédiments miocènes et quelques rochers subautochtones affleurent sur une pente uniforme couverte de vase, ce qui laisse supposer la présence d'une couverture sédimentaire plus conséquente sur ce flanc du mont Ichnusa. Son érosion nivellerait les reliefs de faille qui sont préservés sur les affleurements de socle. Un mince manteau de sédiments plio-quaternaires, imperceptible sur les profils monotrace, recouvre de manière homogène cette pente forte mais peu accidentée.

La couverture sédimentaire sur la crête du bloc basculé inférieur du site de plongée Sarcya 4 est suffisamment dégagée pour qu'on puisse y observer quelques sillons, ravinements messiniens ou fractures ouvertes par appel au vide.

D'une manière générale, l'érosion a débité les roches selon le réseau de leurs fractures en éperons plurimétriques. Ils sont dégagés par chute des blocs. A l'échelle décimétrique ou métrique, dans des formations de cette compétence, il est difficile de savoir si ces phénomènes gravitaires ont pour moteur un écoulement d'eau (ravinement *s.s.* tel que défini en domaine exondé). Par conséquent, on ne peut pas dire, en l'absence d'autres arguments, si les escarpements ont été émergés, et si cette émersion est messinienne.

Les andésites et les granites ont un aspect émoussé en beaucoup d'endroits. Certaines faces granitiques présentent des cupules (fig. 18f), d'autres affleurements se débitent en boules. Des alvéoles se développent dans les prismes de lave du mont Cornacya. Ces figures d'altération sont fréquentes en domaine continental, mais ne sont cependant pas spécifiques de l'érosion aérienne. On les signale dans les océans sur des surfaces qui n'ont jamais été exondées.

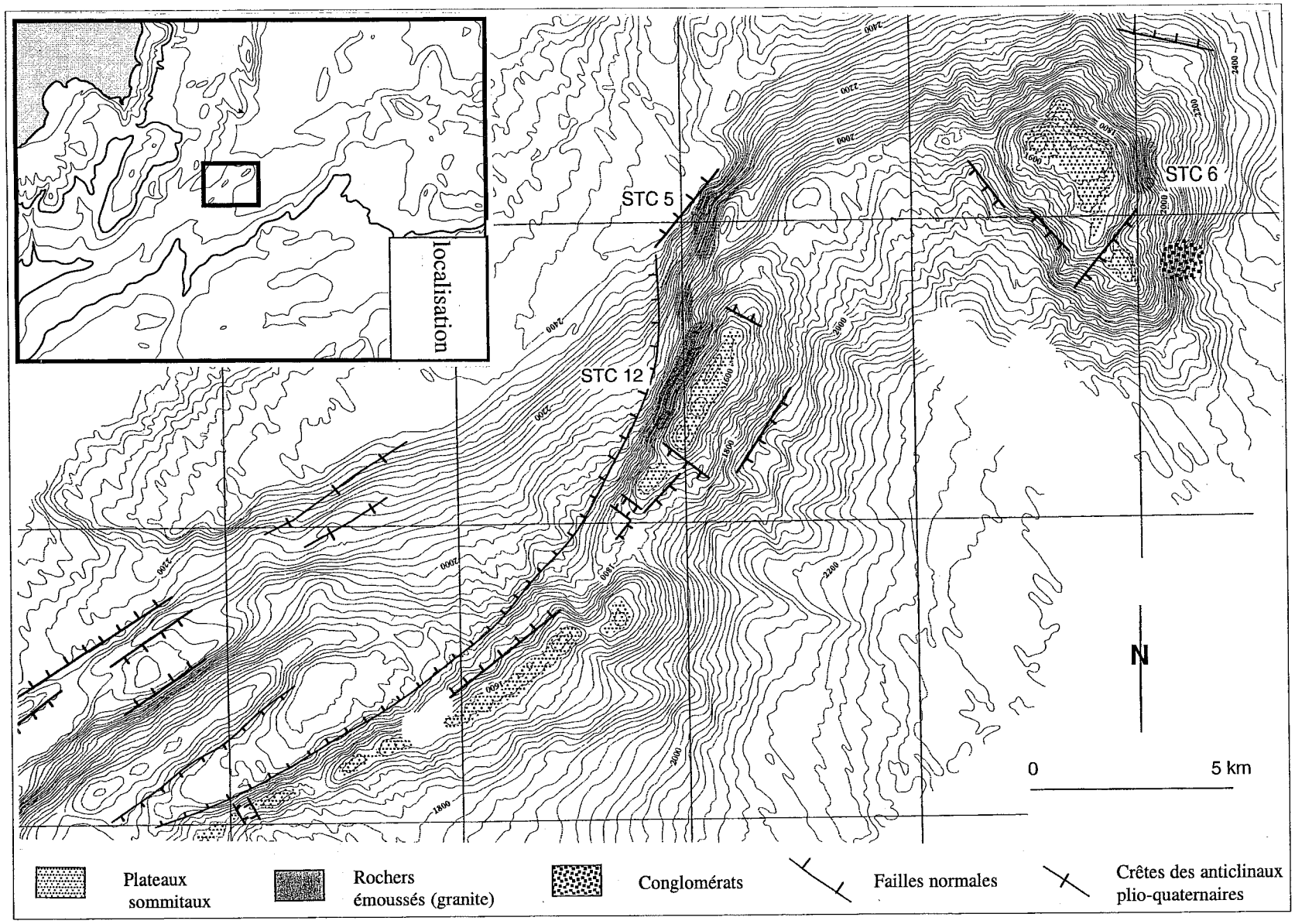


FIG. 26. – Carte de la Ride Médiane.

1.2.2. Ride Médiane

Morphologie en plongée

Les conglomérats à gros blocs du flanc apical de la ride (fig.16d) forment une falaise puissanted'aspect raviné. Les sillons d'ampleur plurimétrique et sont allongés suivant la plus grande pente. La succession des crêtes et des sillons est ininterrompue. Les rochers sont débités selon le réseau des fractures. Les coins ouverts dans la paroi lors du délogement des blocs, s'élargissent et deviennent des couloirs d'éboulement. Leur formation est favorisée par l'intensité de la fracturation subverticale.

Plus au nord, dans une combe de ce même flanc apical, le paysage est constitué de rochers granitiques émoussés qui émergent de la vase. Les fractures visibles ne sont pas suffisamment nombreuses pour qu'on puisse déterminer statistiquement si les blocs sont en place et résultent d'une altération *in situ* telle qu'elle s'observe en climat chaud et humide.

Sur le site de la plongée Sartucya 5, le submersible a traversé des vallons plus développés. Ils ravinent la pente granitique selon des directions fréquemment tyrrhéniennes (N 90, N0). Certains d'entre eux, peu allongés et dépourvus d'encroûtements, possèdent une morphologie de niches d'arrachement sous-marines. D'autres vallons, faiblement inclinés, aux flancs très encroûtés, pourraient être d'anciennes ravines messiniennes.

Le granite de l'escarpement supérieur (plongée Sartucya 12) sur le même versant présente un débit très développé parallèle à l'escarpement qui semble inhiber la formation de vallons et de crêtes. Des falaises plurimétriques alternent tout le long de la pente avec des zones encroûtées jonchées de blocs éboulés. En arrivant au niveau du plateau sommital, la pente s'infléchit brusquement, et les blocs sont dispersés sur un fond vaseux accidenté de creux et de rides d'orientation aléatoire.

On ne trouve donc pas non plus les preuves d'une érosion aérienne sur la Ride Médiane.

Apports de la bathymétrie multifaisceaux

La plupart des pentes qui ont été cartographiées sont faibles et le substratm y est enseveli sous plusieurs centaines de mètres de sédiments plio-quaternaires. La carte bathymétrique établie à partir des relevés multifaisceaux (fig. 26) laisse apparaître quelques ravinements et arrachements sur les pentes les plus fortes. Mais aucun modelé d'érosion fluviatile n'y est conservé.

Par contre, les sommets dépassant -1700 m ou -1600 m sont applanis, ce qui peut s'expliquer de plusieurs façons (fig. 33) :

1. *par des mécanismes d'érosion différents sur les plateaux et les pentes mais contemporains.*

On peut ainsi concevoir que les pentes évoluent en milieu strictement sous-marin, tandis que les plateaux sont érodés à l'air libre puis deviennent des surfaces d'abrasion marine. Si la Ride Médiane se forme ainsi, cela implique qu'elle s'abîme de plus de 1500 m au Plio-Quaternaire. Au Pliocène, la marge sarde de la Mer Thyrrhénienne s'est effectivement considérablement enfoncée, sans que les mouvements verticaux n'y atteignent une telle ampleur [Kastens et Mascle, 1990]. La subsidence serait plus forte vers le NE de la ride, c'est à dire vers la Mer Tyrrhénienne.

2. *L'érosion différentielle des plateaux et des pentes peut révéler des contrastes lithologiques marqués.*

L'érosion messinienne ou sous-marine, en déblayant la couverture sédimentaire du socle sarde, met à nu au niveau des plateaux la surface de transgression oligo-miocène. Cette interprétation est corroborée par le prélèvement d'un galet de grès 40 m sous le plateau terminal de la Ride Médiane. Le galet proviendrait d'un mince placage sédimentaire préservé sur le plateau. La plongée Sartucya 12 se termine sur un autre plateau de la ride dépourvu de sédiments visibles.

3. *Les plateaux sont des surfaces planes antérieures au rifting, épargnées par la dislocation tectonique et l'érosion.*

La ride s'effondre en plusieurs compartiments au Tortonien, segmentant une topographie préexistante peut accidentée, qui échappe ensuite à la dissection messinienne.

1.3. Néotectonique

Les indices de mouvements récents sont rares sur les sites de plongée de la marge sarde. Des miroirs de faille sont dépourvus d' encroûtements sur le site de la plongée Sarcya 4 (fig. 15c). Ces miroirs conservent les traces d'un encroûtement complet de leur surface. On ne peut exclure que des ruptures en surface sur ces plans de faille provoquent l'effondrement gravitaire du recouvrement micritique.

2. – LE DOMAINE CPK

2.1. Morphologie générale des escarpements du versant sud

Le versant sud du canal est une enfilade d'escarpements rectilignes d'orientations différentes. La plupart de ces escarpements sont très envasés. Leur pente est faible et régulière (jusqu'à 5°) ; quelques gradins parallèles au versant sont visibles par places. Les vallées sont rares et très évasées. Quelques vallées plus amples descendent du plateau Nord Tunisien, mais leur incidence morphologique au niveau des escarpements est faible.

En quelques régions, les pentes sont nettement plus fortes et peu envasées. La morphologie de ces segments

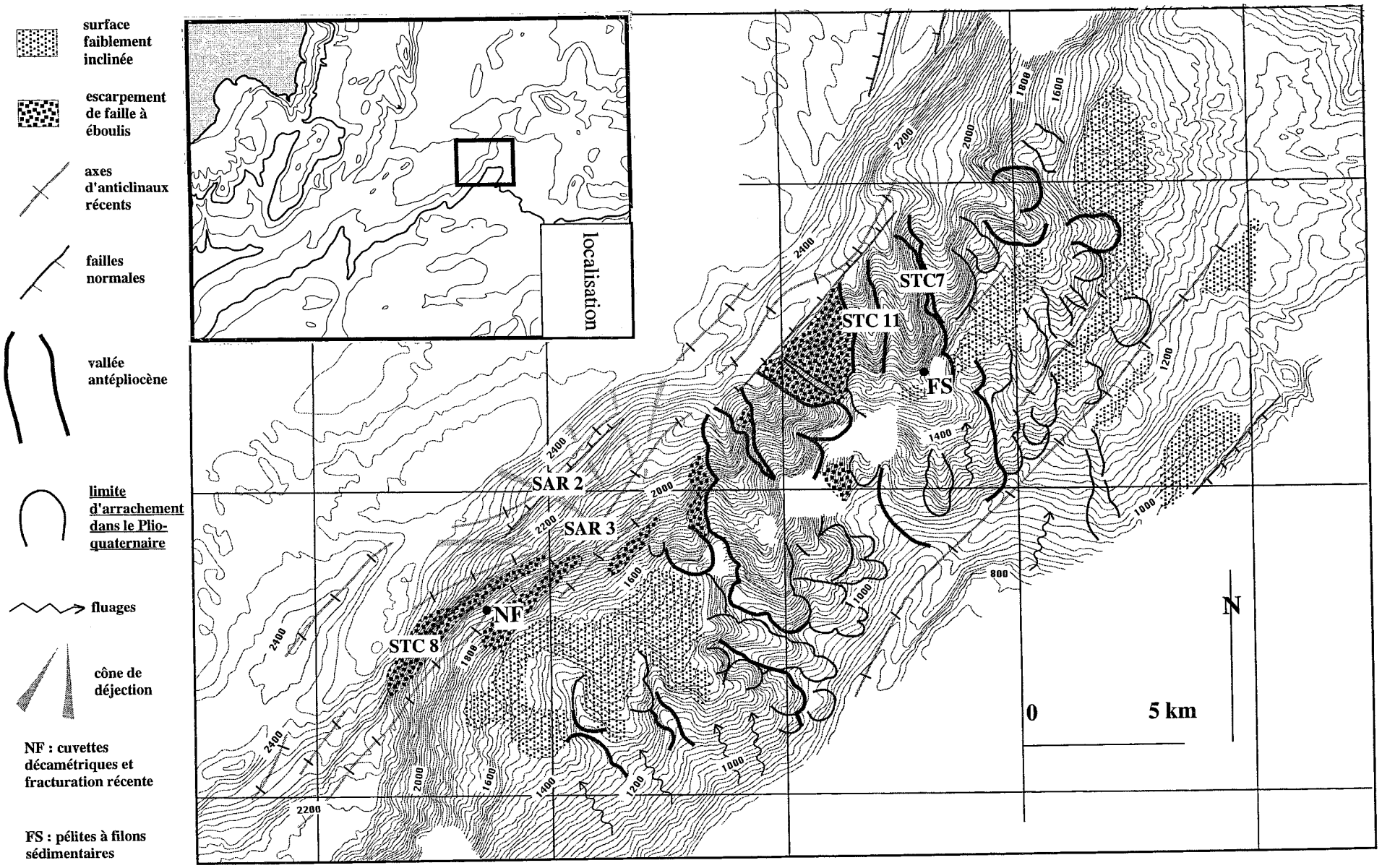


FIG. 27. – Carte morphostructurale de l'Escarpement Sud de Cornaglia

de marge est plus complexe et très différente d'un site à l'autre. D'Ouest en Est, ces segments sont dénommés : Escarpement des Sorelles, Éperon de Teulada, Éperon de la Sentinelle et Escarpement Sud de Cornaglia.

La nature lithologique très contrastée et la complexité structurale de la région sont sans doute les causes premières de la variabilité des escarpements.

S'y ajoutent peut être des différences dans les apports sédimentaires en provenance du plateau Nord Tunisien qui nourrissent la marge. Ainsi par exemple, les vallées qui séparent le plateau et les éperons canalisent les turbidites descendant du plateau. La marge relevée du plateau fait aussi barrière aux apports, mais cette obstruction n'est pas continue tout le long du canal.

2.2. L'Escarpement Sud de Cornaglia

2.2.1. Présentation morphologique

Les trente derniers kilomètres orientaux du versant sud du canal constituent ce qu'on appelle l'Escarpement Sud de Cornaglia (fig. 27). Cinq plongées, quatre dragages productifs y ont été réalisés, et quatre profils monotrace MATS87, les profils multitrace longue écoute MS-117 et CS-04 le recoupent.

Dans cette zone, les fonds remontent de 1800 m sur 15 km entre la plaine abyssale et la bordure relevée du Plateau Central. Les pentes présentent une très grande diversité morphologique.

Cependant, il apparaît que les pentes inférieures sont systématiquement plus raides que les pentes supérieures. La rupture de pente se situe en général autour de -1500 m, mais sa profondeur peut varier conséquemment.

Des canyons profonds dissèquent les pentes inférieures. Leur implantation est très variable latéralement. Ils attaquent obliquement la pente, selon des directions souvent bien exprimées dans la fracturation locale.

La complexité de l'escarpement autorise plusieurs interprétations morphologiques. Les plus vraisemblables sont présentées ici.

2.2.2. Origine des pentes inférieures

Dans les pentes inférieures du NE, des surfaces résiduelles, régulières et planes, inclinées de 15° en moyenne, forment une ligne d'escarpements interrompue par les canyons.

Dans les pentes inférieures au SW, il n'y a pas de canyons. Les plongées Sarcya 3 et Sartucya 8 ont révélé qu'elles étaient entièrement couvertes par d'éboulis.

Une question importante et non résolue est de savoir si les grands accidents qui gouvernent en profondeur la structure du canal sont d'anciens chevauchements oligocènes contemporains de la mise en place des nappes de socle du domaine CPK. Sur les profils de sismique longue écoute, leur pendage est de 10-20° en profondeur, comme des pentes inférieures de l'Escarpement Sud de Cornaglia.

Les pentes inférieures pourraient doc en constituer le prolongement en surface. Les plans de décollement seraient dégagés par dénudation tectonique pure ou accompagnée d'une érosion, l'érosion pouvant être différentielle, déblayant d'éventuels sédiments de la couverture en contact tectonique sur le socle suite à la réactivation en failles normales des chevauchements. Le soubassement des pentes, aussi bien au SE (Sartucya 7 et 11) qu'au NW (Sarcya 3), est constitué par les roches du socle CPK, et les sédiments de la couverture se trouvent éparpillés à l'état de blocs à la surface du décollement. Contre cette hypothèse, on notera que l'intensité de la déformation dans les socles est faible sous la surface.

Comme d'autre part les grands accidents se redressent à faible profondeur d'après les profils sismiques, nous ne retiendrons pas cette hypothèse.

Les failles normales à l'origine de l'escarpement auraient donc un fort pendage. Les éboulis dans les pentes pourraient provenir du démantèlement d'une succession d'escarpements de failles normales, érodés jusqu'à l'obtention d'une pente d'équilibre à l'échelle de l'escarpement entier.

Les structures observées en plongée confirment cette interprétation. Une fracturation à fort pendage parallèle au canal a été mesurée dans les canyons, recoupant une schistosité inclinée vers l'extérieur du canal (fig. 20b). Les pélites découvertes au sommet du canyon Sartucya 7 sont également basculées vers l'extérieur.

La réactivation de certaines de ces failles à travers la pente et les éboulis est inoquée pour expliquer les déformations longitudinales de l'escarpement SW (cf. paragraphe 2.2.6).

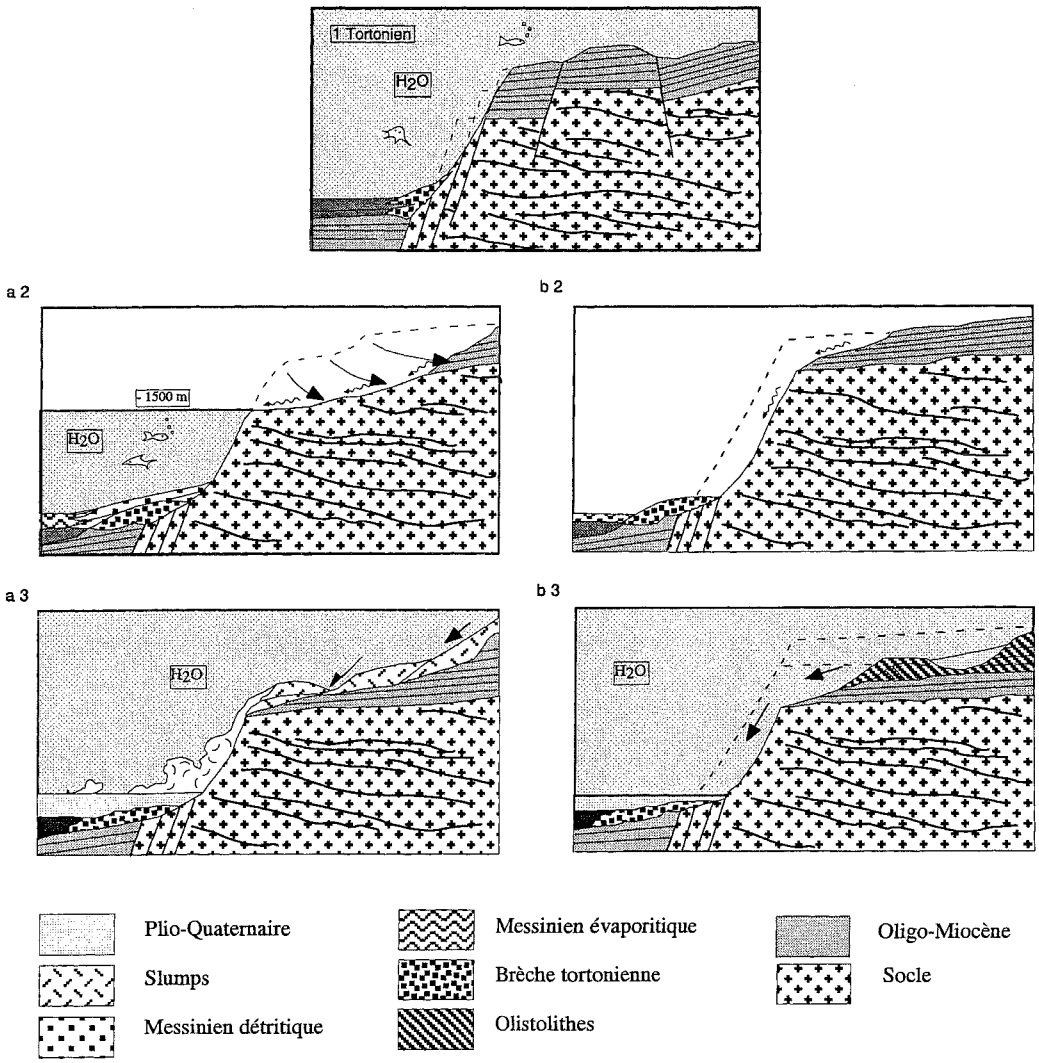
2.2.3. Origine des canyons

Les canyons explorés en plongée entaillent des roches plutoniques, des gneiss, des micaschistes (fig. 20b, 20c), qui peuvent former des falaises de plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Les échantillons sont résistants et peu altérés ; la fracturation n'est pas très dense. En somme, ces formations résistent bien à l'érosion. L'agent d'érosion reste à préciser.

L'érosion peut-elle être sous marine ?

Il n'existe aucun cours sous marin sur le Plateau Central qui puisse alimenter les canyons.

Les vases carbonatées hémipélagiques du Plio-Quaternaire recouvrent sur une centaine de mètres d'épaisseur les pentes supérieures. La topographie révèle qu'elles sont remaniées par des glissements gravitaires qui alimentent nécessairement les canyons.



1. Stade initial. Les escarpements de faille bordiers du canal se forment. La surface pré rift est déjà accidentée. L'éboulement des escarpements régule la surface des pentes inférieures.

a. Différenciation entre les pentes supérieures et inférieures par émersion partielle de l'escarpement après la période messinienne.

a2. Érosion fluviatile avec niveau de base à -1500 m.

a3. Au Plio-Quaternaire, glissement de la couverture plio-quaternaire et des sédiments miocènes.

b. Origine lithologique des différences entre les pentes supérieures et inférieures.

b2. Érosion différentielle au Messinien du socle et de sa couverture.

b3. Au Plio-Quaternaire, glissement de la couverture plio-quaternaire et des sédiments miocènes.

FIG. 28. – Évolution de l'Escarpement Sud de Cornaglia.

Cependant, le fond actuel des canyons est exempt de turbidites et nappé de boues à ptéropodes classiques. Cependant, la topographie des thalwegs conserve la trace de cuvettes hydrodynamiques qui attestent de la présence de courants dans les canyons. Le faible encroûtement des parois dans les cnyons, est peut-être aussi lié à ces courants.

Pour autant, on ne sait pas si des vases hémipélagiques non consolidées, et les sédiments prérifts potentiellement emportés dans les turbidites sont les agents d'érosion efficaces d'un socle cristallophyllien, ou si la compétence des courants turbides est suffisante pour enlever des blocs de socle.

Alternativement, on peut imaginer que ces canyons soient des structures d'effondrement gravitaire pur.

Les têtes des canyons sont hémicirculaires et mordent dans la pente. Ils sont courts et peu ramifiés. Ce type de configuration semble assez caractéristique d'une érosion régressive, fluviatile ou gravitaire, et en tout cas peu en rapport avec l'action de courants turbides.

En conclusion, il est difficile de savoir si les canyons résultent d'une érosion aérienne ou marine. Cependant, ce type de morphologie est plus caractéristique de ce qui est connu à terre que de ce qui est attribué généralement à une production sous-marine. Si l'érosion est aérienne, on peut expliquer l'engloutissement de ces structures par des phénomènes conjugués de subsidence et d'eustatisme, tels que l'abaissement du niveau marin pendant la crise évaporitique messinienne et la relaxation thermique et mécanique de la marge qui suivent le rifting.

2.2.4. Origine de la variabilité altitudinale

Les pentes supérieures dépassent rarement 7°, elles sont moins raides que les pentes inférieures. Des vallées s'y sont formées, larges, ouvertes et peu profondes (fig. 27).

Les plus grandes ont une envergure plurikilométrique, et se raccordent à leur exutoire aux canyons des pentes inférieures. Elles se développent aux dépens d'une ancienne surface d'érosion moulée par une centaine de mètres de sédiments plio-quaternaires. Des glissements de sédiments meubles plio-quaternaire ou miocènes ensevelissent par le haut les têtes de vallées depuis la bordure du plateau Tunisien. Sous ce remplissage, les profils en long des vallées sont concaves et leur niveau de base correspond à la limite des pentes inférieures.

Il existe aussi des vallées plus petites dont la profondeur est inférieure ou voisine de l'épaisseur du Plio-Quaternaire. Leur tête est souvent hémicirculaire. Elles ont tendance à se perdre en aval au lieu de se développer et de se connecter avec les canyons. Ce sont des arrachements qui doivent affecter essentiellement le Plio-Quaternaire. On peut généraliser cette interprétation à toutes les vallées de cette taille, sans exclure cependant que certaines d'entre elles soient des héritages messiniens.

Plusieurs scénarios peuvent aboutir à la différenciation des pentes supérieures et inférieures (fig. 28).

1. *La différenciation est le fruit de l'érosion*

Comme sur la Ride Médiane, il est possible d'expliquer ces différences soit par des conditions d'érosion différentes, soit par des différences lithologiques.

1.1. *Dualité dans le temps d'exercice de l'érosion (fig. 28a et 33b)*

Cela correspond au scénario d'évolution n°1 de la Ride Médiane.

L'altitude de l'escarpement aurait été telle qu'en dehors de la période messinienne, le niveau marin atteignait l'actuelle rupture de pente. L'érosion aérienne n'affecterait les pentes inférieures qu'au Messinien, tandis que dans les pentes supérieures, l'érosion fluviatile parviendrait à produire un relief mature avant la submersion.

Si la submersion des pentes supérieures est postérieure au Messinien, on peut concevoir que les têtes émergées des canyons aient poursuivi, en amont de canyons fossilisés, une évolution aérienne au Pliocène. Les vallées des pentes supérieures en seraient issues. Un tel scénario permet d'expliquer notamment le fait que les canyons ne mordent pas dans les pentes supérieures.

La profondeur actuelle de la rupture de pente est aussi celle des plateaux de la Ride Médiane et de l'Éperon de Teulada.

1.2. *Érosion différentielle (fig. 28b et 33a)*

Cela correspond à l'hypothèse 2 de la Ride Médiane.

Avant le Messinien existe un escarpement unique. Au Messinien, l'érosion démantèle totalement sa partie haute constituée de sédiments, tandis que les canyons se creusent dans le cristallin des pentes inférieures.

Les sédiments commencent effectivement à apparaître au-dessus de la rupture de pente, cela est vérifié à la tête du canyon Sarcya 7, où l'on a trouvé un affleurement de pélites (fig.16c) et des conglomérats de granite. Le granite formant l'escarpement SW est recouvert d'éboulis de la couverture sédimentaire qui ne peuvent provenir que des pentes supérieures.

Immédiatement en amont de la rupture de pente, la couverture sédimentaire serait érodée jusqu'au socle, permettant, comme sur la Ride Médiane, le dégagement de la surface d'érosion oligocène, laquelle formerait un replat morphologique plus ou moins large selon le degré d'érosion des pentes supérieures (surface grillagée, fig. 27). Au dessus, les vallées se développeraient dans les sédiments. Les pentes se termineraient dans des formations faiblement cohésives s'effondrant dans les vallées messiniennes. Les sédiments sont connus grâce aux échantillons prélevés en éboulis : l'Oligo-Miocène, des nappes gravitaires de flyschs et peut être le Miocène moyen doivent se succéder sur le versant (fig. 32).

Étant donné la coïncidence entre les variations morphologiques et lithologiques, et parce que la première hypothèse explique mal la variabilité latérale de la morphologie sur le versant, l'hypothèse d'une origine lithologique est considérée comme plus probable qu'une origine eustatique.

2. *Les pentes supérieures prédatent le rifting (fig. 28b et 33a)*

Cela correspond à l'hypothèse 3 de la Ride Médiane.

Il pourrait exister une surface initiale héritée des bassins miocènes. Avant la formation de l'escarpement majeur du canal, elle est déjà déformée et de forts dénivelés existent (500 mètres et plus). Peut être même des vallées s'y développent-elles déjà. On peut reconstituer dans la morphologie les décalages tectoniques principaux de cette surface en s'aidant de la fracturation relevée dans les canyons.

Après la formation de l'escarpement, l'érosion fluviatile messinienne est synchrone sur tout le versant. La différence dans le style de l'érosion entre les pentes supérieures et inférieures s'explique alors par des différences lithologiques et par la raideur des versants.

2.2.5. *Origine de la variabilité latérale*

Variabilité des pentes supérieures et de la hauteur de l'escarpement inférieur.

En **A** (fig. 28), l'escarpement inférieur s'élève en altitude de plus de 400 m. Cette anomalie de la rupture de pente correspond à une zone où les pentes supérieures sont préservées entre deux grandes vallées.

Sa conservation est peut-être forfuite, mais peut aussi révéler des changements latéraux de faciès dans les sédiments, ou des variations de nature, de puissance et de fréquence des nappes gravitaires burdigaliennes.

Il se peut aussi que le socle remonte ici à la faveur d'un horst oligo-miocène, recoupé obliquement par l'escarpement tortonien.

Selon l'hypothèse eustatique, les sommets granitiques de la Ride Médiane sont arasés. La zone A échapperait à la règle.

Variabilité des pentes inférieures

Il n'y a pas de canyons sur l'escarpement SW. Un grand cône aux pentes faibles vient le recouvrir à l'Est (fig. 27). Sa nature est inconnue, car les vases le recouvrent complètement.

Le palier de -1500 m est très développé en amont, et de grandes vallées entament les pentes supérieures. L'érosion semble donc avoir ici un stade de maturation très poussé. Les produits d'érosion ont pu alimenter le grand cône détritique qui ensevelit l'escarpement inférieur, cône qui peut être alimenté par des glissements gravitaires plus récents.

Vraisemblablement donc, la morphologie des escarpements résulte d'une érosion polyphasée, messinienne et fluviatile : post-messinienne, gravitaire et sous-marine, qui s'est exercée dans des formations aux lithologies variées, révélant ainsi la structure de la marge. Cette structure est ici celle d'un socle recouvert par une épaisse couverture sédimentaire pré rift.

2.2.6. *Mise en évidence de structures récentes en compression*

Au pied de l'escarpement NE, une ride allongée, parallèle à l'escarpement, se développe à la limite de la plaine abyssale (**B**, fig. 28). Elle n'est pas entamée par les canyons auxquels elle fait barrage. Elle s'est donc formée après les canyons. Il s'agit d'un pli tardif : un profil sismique passant à son extrémité NE montre que les couches attribuées au Plio-Quaternaire sont bombées.

Elle pourrait résulter du basculement d'un bloc en pied de marge, sa crête émergeant à peine des sédiments de la plaine abyssale. Les dimensions du pli de compensation ainsi produit sont compatibles avec le jeu d'une faille listrique s'incurvant assez rapidement et se reliant en profondeur à la limite du corps « TC » (fig. 24b). La profondeur d'incurvation serait faible ce qui est compatible avec la vigueur de l'amincissement crustal. Cependant, la crête d'un tel bloc se socle aurait dû être traversée par les canyons, lequels se terminent beaucoup plus profondément sous les sédiments plio-quaternaires de la plaine. Il est plus simple d'envisager que ce pli est issu d'une reprise en compression très récente de la faille bordière en pied de marge.

Des structures en compression datant du Pliocène Supérieur sont connues plus à l'Est sur la marge nord de la Sicile [L. Torelli, communication orale].

Latéralement, la perturbation affecte au SW l'escarpement et le cône qui le recouvre. La succession des paliers qu'on y observe peut être interprétée comme une série de plis à grand rayon de courbure, résultant d'une reprise en compression des anciennes failles normales ou de glissements gravitaires (fig. 31c). Au cours de la plongée Sarcya 3, on a découvert sur l'une de ces structures un ensemble de cuvettes autour desquelles les encroûtements ont été brisés récemment (surfaces fraîches dans les micrites, boue encore en place entre les blocs, emplacement cf. **1** sur fig. 32a et 27). C'est également le seul endroit où le socle affleure sous les éboulis, et il est bien plus intensément fracturé qu'ailleurs (fig. 20a).

Au NE, les pélites échantillonnées en haut du canyon de Sarcya 7 sont faillées (fig. 16c, emplacement cf. **2** sur fig. 32a et 27). Des boues à globigérines s'y sont injectées sous forme de filons sédimentaires dans des plans de failles striés. On peut attribuer ce phénomène à des chocs sismiques (fig. 29). Cette injection est contemporaine de l'ouverture des failles, car on n'observe pas d'usure, d'altération ou d'encroûtements sur ces bordures des filons. Des mouvements tectoniques ont donc eu lieu au Plio-Quaternaire, peut être en relation avec la reprise en compression.

Plus haut sur les pentes, plusieurs rides rectilignes sont sans doute aussi des structures compressives récentes (**C** fig. 28, 31a). Les sédiments glissent du dos de ces structures et y laissent de nombreuses niches d'arrachement. On peut cependant interpréter aussi ces structures comme l'expression de la morphologie en gradins de la surface de transgression oligo-miocène sur le socle, affectée par les évènements distensifs précoces oligo-miocènes, et dégagée par érosion différentielle (fig. 31b). Des structures distensives précoces de ce type sont bien connues dans les monts Péloritains en Sicile (fig. 30).

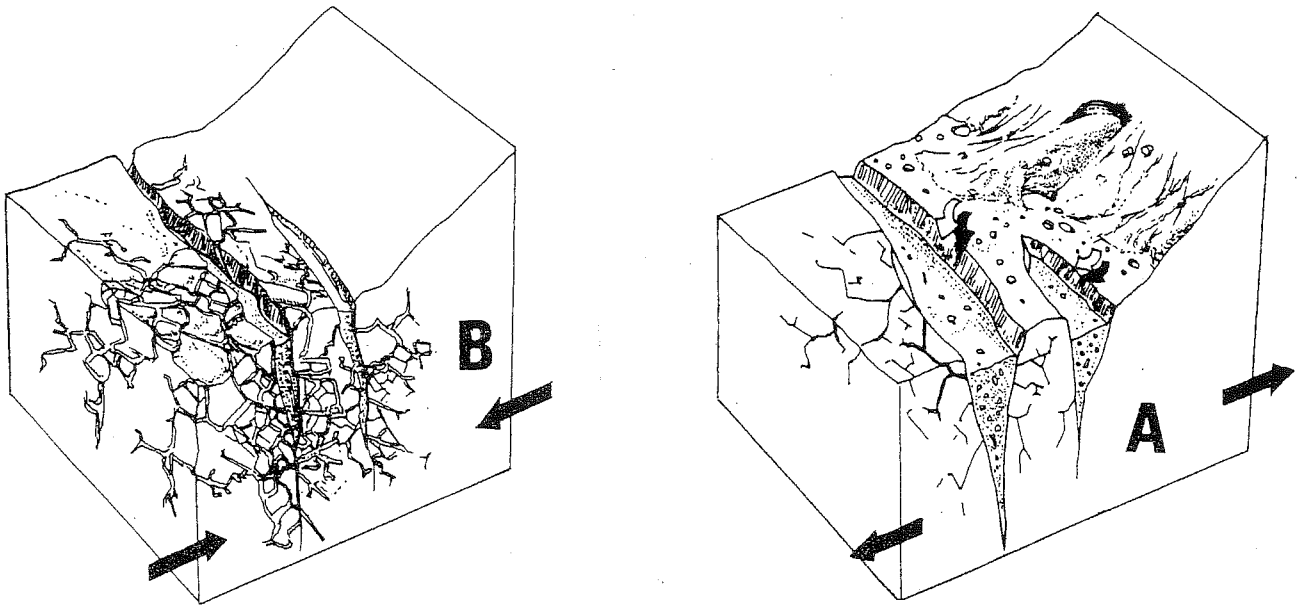


FIG. 29. – Processus de formation des filons sédimentaires. [Vachard *et al.*, 1987].

A. Remplissage des fractures ouvertes par appel au vide sur un escarpement de faille. B. Fermeture brutale des fractures lors d'un choc sismique et injection des sédiments.

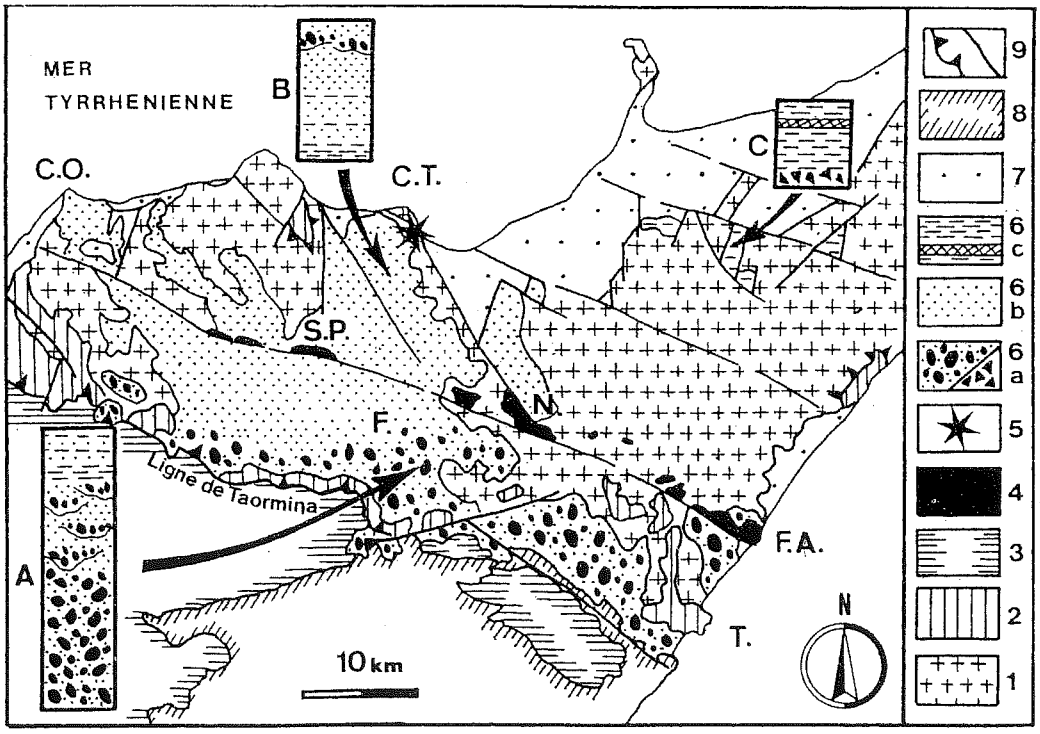


FIG. 30. – Failles oligocènes délimitant un système de blocs basculés dans les Monts Péloritains. [Kézirian, 1994].

1. Socle péloritain. 2. Dorsale calcaire. 3. Flyschs Maurétaniens. 4. Conglomérats rouges continentaux. 5. Brèches récifales chattiennes. 6. Flysch oligo-miocène (6a : Conglomérats. 6b. Turbidites gréseuses. 6c Pélites et tufites. (7. Plio-Quaternaire. 8. Laves de l'Etna). 9. Failles principales.

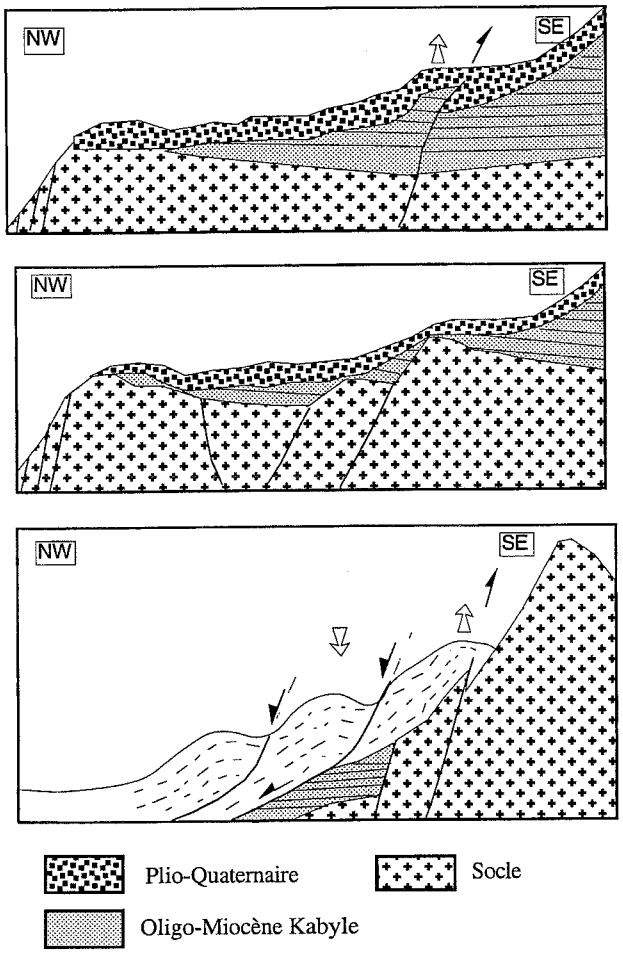


FIG. 31. – Différentes configurations structurales pouvant être à l'origine des rides sur la marge sud du canal.

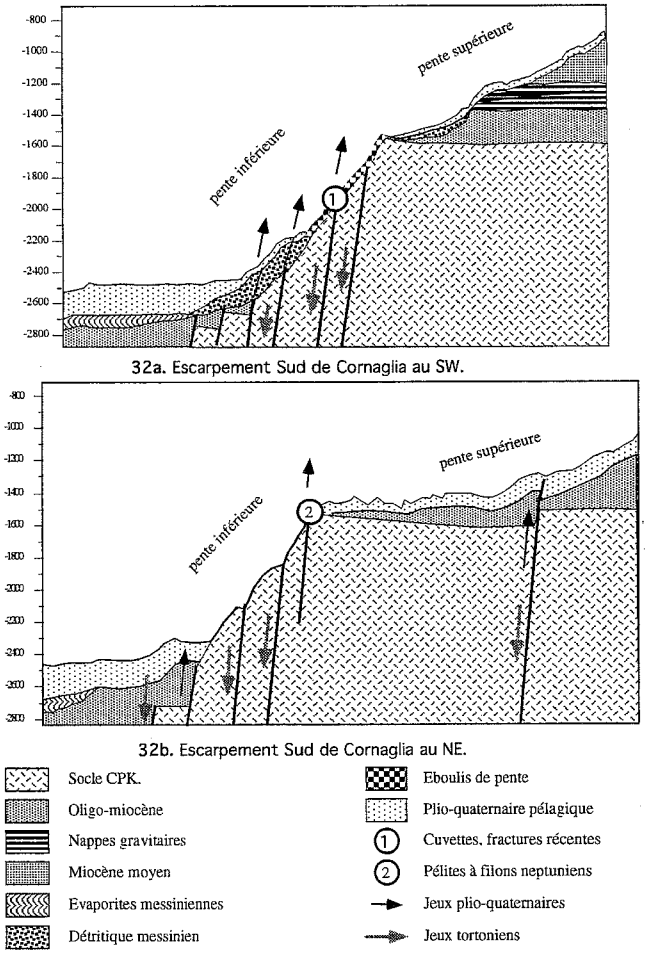


FIG. 32. – Coupes interprétatives sur l'Escarpement Sud de Cornaglia.

Les déformations semblent récentes. Cependant, l'activité sismique enregistrée actuellement dans le canal est très réduite.

2.3. Éperon de la Sentinelle

2.3.1. Présentation

L'éperon de la Sentinelle prolonge au SW l'Escarpement Sud de Cornaglia. Long de 40 km, il borde au Sud la vallée de la Sentinelle (fig. 34).

Il est séparé du Plateau Central par une vallée à l'Est. Il est aussi coalescent à un bombement qui le domine au Sud. Côté canal, le flanc de l'éperon présente une rupture de pente nette entre une partie supérieure raide (10 à 20°) et un partie inférieure moins escarpée (5°).

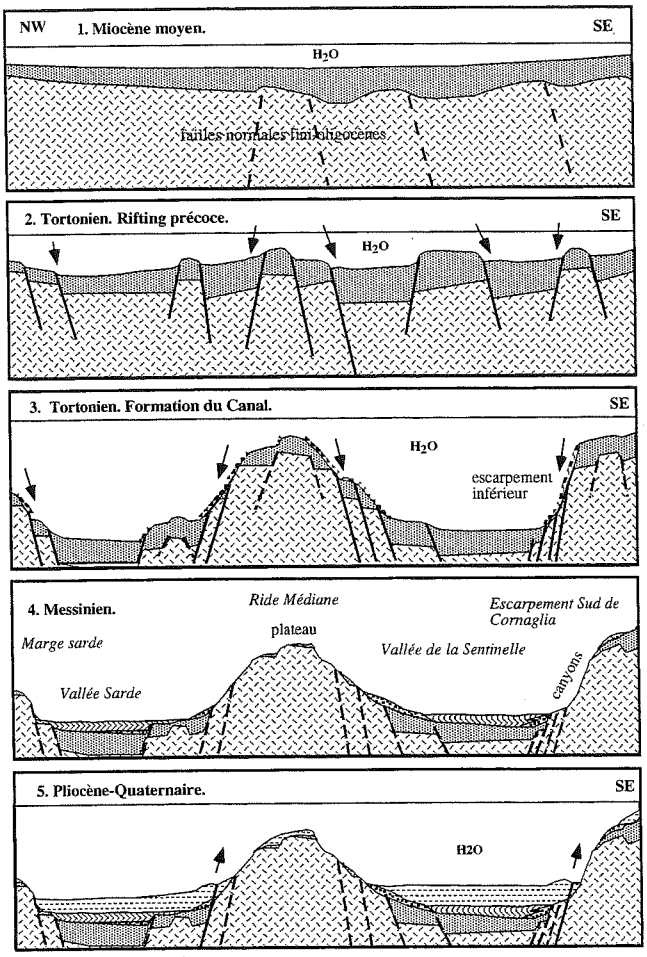
Les conditions météorologiques ont emêché la réalisation d'une plongée sur l'éperon. Et comme malheureusement rien n'a été remonté lors du dragage de ses flancs, la seule information disponible actuellement est la bathymétrie multifaisceaux.

Quatre profils monotraces recoupent les pentes distales, sans s'avancer plus avant sur l'éperon. Un profil multitrace longue écoute le traverse de part en part. Il révèle que l'épaisseur des sédiments dépasse 1500 m sous le bombement situé au sud de l'éperon [L. Torelli, communication orale].

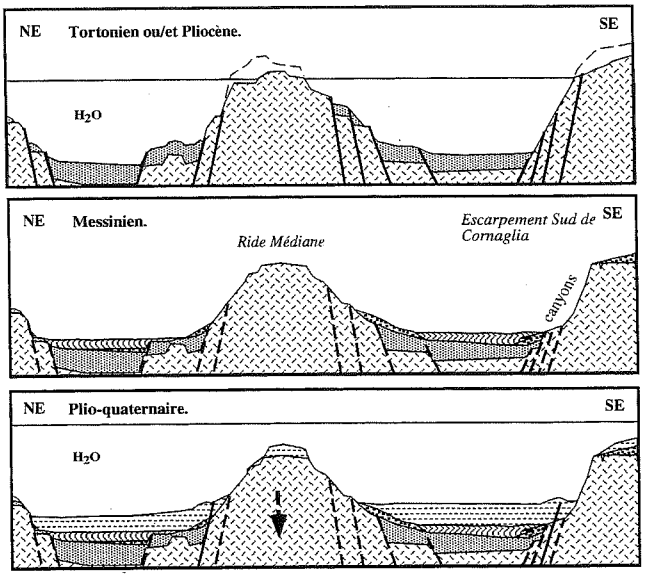
2.3.2. Origine des pentes NW

Les canyons qui découpent la crête de l'éperon sont guidés par un réseau de failles de même orientation que celles qui segmentent la Ride Médiane, laquelle est située dans leur prolongement de l'autre côté de la vallée de la Sentinelle.

Ces canyons incisent fortement la crête de l'éperon, mais leur profondeur s'amenuise vers l'aval et ils disparaissent sous -1400 m. En dessous, les pentes supérieures ne sont pas disséquées, en dépit de leur émersion probable au Messinien. Il est possible cependant que la face de l'escarpement ait été rajeunie tectoniquement après le Messinien, par un effondrement gravitaire : de



33 a. Importance des surfaces héritées et des différences lithologiques dans l'évolution morphologique des escarpements.



33 b. Importance de la subsidence dans l'évolution morphologique des escarpements.

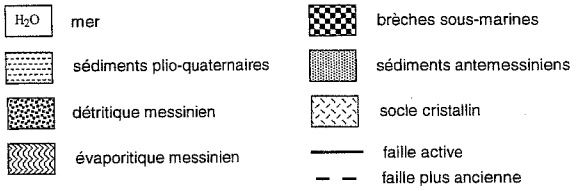


Fig. 33. – Évolutions possibles des escarpements Canal de Sardaigne.

la masse qui constitue les pentes faibles situées à son pied. L'escarpement présente une concavité générale de 13-14 km de rayon de courbure. Une structure analogue existe sur le flanc NW de la Ride Médiane (fig. 26), de 18 km de rayon de courbure.

Dans les pentes inférieures (l'hypothétique flanc glissé), on ne retrouve pas non plus de modelé d'érosion fluviatile. La couverture plio-quaternaire y atteint 200 m d'épaisseur et peut le masquer.

2.3.3. Origine de la vallée SE

Un dragage a rapporté du versant SE de la vallée des roches du socle et des sédiments de faciès burdigalien.

L'érosion n'a pas laissé de traces morphologiques de failles bordières telles que celles qui pourraient exister si la vallée avait une origine tectonique.

On sait que sous le bombement situé dans son prolongement au SW, l'épaisseur des sédiments est considérable. On peut penser que le bombement et la vallée constituent une bande de sédiments profonde, coincée dans le socle, que l'érosion fluviatile ou les remaniements gravitaires ont évidée dans le canal au NE.

Différentes structures peuvent rendre compte de l'existence à cet endroit d'une telle épaisseur de sédiments (fig. 35).

En Kabylie, on connaît des grabens profonds et étroits ouverts aux dépens des nappes du socle, remplis par des sédiments miocènes. Un tel graben pourrait exister et ici avoir été recoupé obliquement par le rift tortonien (fig. 35a).

L'éperon pourrait aussi constituer le front d'un chevauchement de roche résistante sur des sédiments eu compétents de la vallée (fig. 35b, 35c).

Les sédiments de la vallée pourraient appartenir au domaine externe, auquel cas l'éperon aurait valeur de bordure sud du domaine CPK, ce qui nécessiterait de faire remonter cette limite beaucoup plus au Nord que ce que suggèrent les interprétations sismiques environnantes. Ceci impliquerait des décalages très importants le long de décrochements analogues à ceux qui, sous le Plateau Tunisien, décalent les chevauchements. Les sédiments représenteraient des flyschs téthysiens ou des sédiments de la marge africaine.

Il est possible aussi qu'un chevauchement hors séquence reprenne la pile constituée par le socle CPK

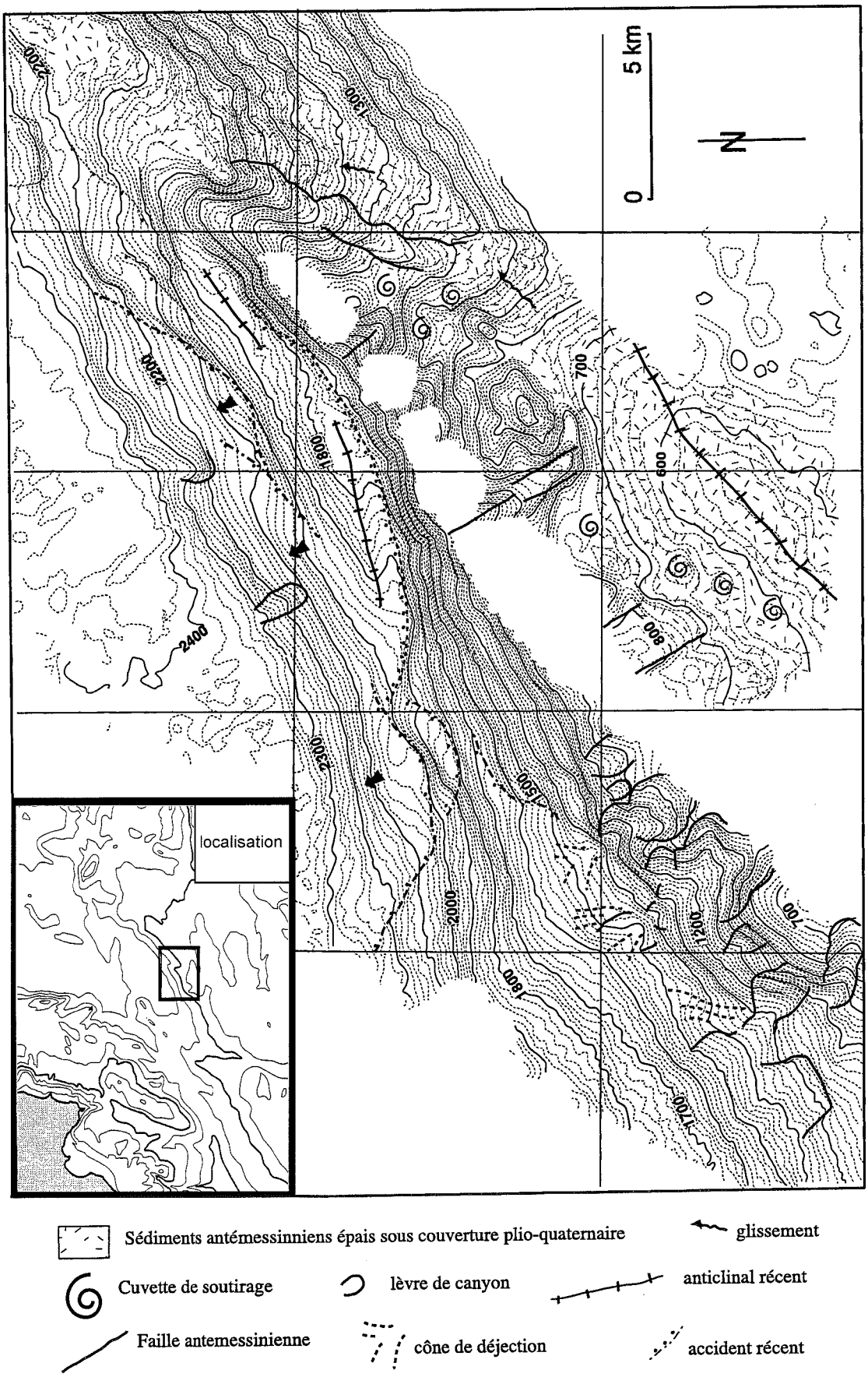
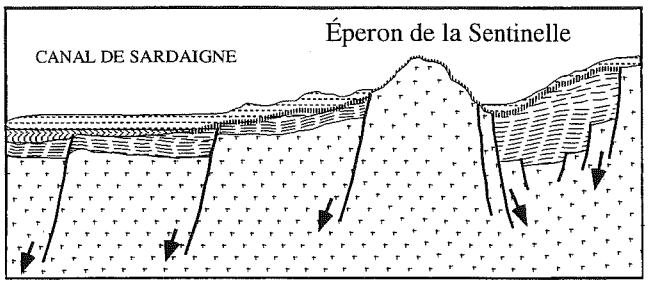
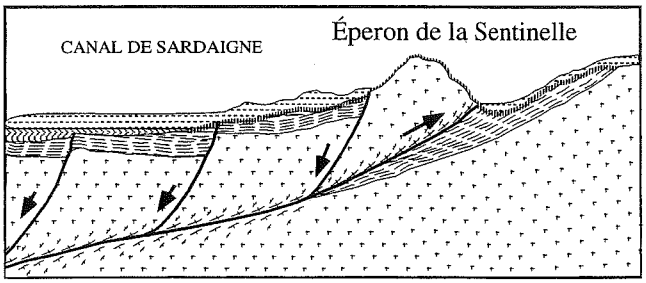


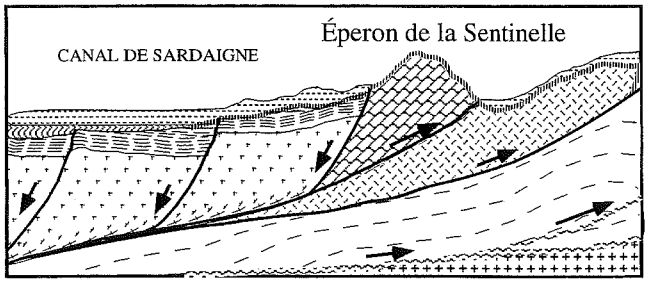
FIG. 34.– Carte morphostructurale de l'Éperon de la Sentinelle.



35a. Existence d'un graben miocène entre l'éperon et le Plateau Tunisien.
Le graben est antérieur au canal de Sardaigne



35b. L'éperon est au front d'un chevauchement de socle.
Il chevauche les sédiments miocènes d'une nappe de socle plus méridionale.



35c. L'éperon est au front d'un chevauchement de socle.
Les sédiments chevauchés appartiennent au domaine externe.

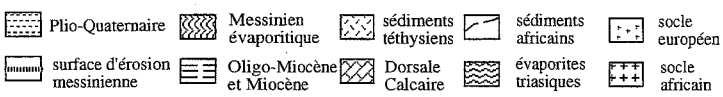


FIG. 35. – Coupes interprétatives de l'Éperon de la Sentinelle.

surmontant les sédiments téthysiens ou africains et amène par dessus un socle CPK plus frontal du matériel de la zone externe. Cette situation existe dans les Monts Péloritains en Sicile.

Les interprétations sismiques font effectivement apparaître des écailles de socle chevauchantes sur des sédiments sous le plateau siluco-tunisien. Cette disposition ne se rencontre pas dans les zones internes émergées, où les nappes se superposent socle sur socle et où les sédiments oligo-miocènes viennent sceller tous les chevauchements. Si les interprétations sismiques sont justes, et si les sédiments chevauchés sont néogènes, cela implique une structuration en nappes plus tardive ou une réactivation des structures oligocènes. Si les sédiments sont des flyschs du domaine téthysien, cela implique une structuration assez différente de celle connue à terre.

2.3.4. Mouvements plio-quaternaires

Une ride analogue à celle décrite sous l'Escarpement de Cornaglia se développe au pied de l'escarpement supérieur de l'éperon (fig. 34). En dessous, dans la pente inférieure, il existe aussi des structures arquées, emboîtées les unes dans les autres. On observerait donc là aussi les signes d'une reprise en compression des accidents à l'origine de l'escarpement, et/ou des glissements gravitaires (fig. 31c).

Le grand bombement coalescent à l'éperon a une morphologie très douce, bien qu'il domine le relief très accidenté de l'éperon. Il s'inscrit d'autre part dans la continuité de la vallée SE. Les canyons de l'Éperon ne s'avancent pas dans sa masse. Les têtes de canyons semblent déformées par le bombement, ou envahie par des coulées de débris en provenance du dôme. Sa croissance semble donc tardive et provoque une sorte « d'inversion de bassin » morphologique.

Sur la carte néotectonique d'Italie, le soulèvement de la bordure sud du canal est considéré comme plio-pléistocène.

2.3.5. Origine des cuvettes circulaires

Les cuvettes circulaires alignées, situées sur le flanc NW du bombement ont une profondeur de plusieurs dizaines de mètres (fig. 34).

Ces structures sont peut-être des artefacts. La féfaillance de l'un des faisceaux d'acquisition peut provoquer lors du contourage des données de la grille bathymétrique l'apparition d'une morphologie très contournée.Cet effet se prolonge, en suivant la trajectoire des faisceaux : la crête d'éperon dessine des pics aux formes aléatoires, et des cuvettes apparaissent sur ses flancs.

Malgré tout, si cette morphologie devait être réelle, on peut éventuellement l'expliquer comme suit : les cuvettes ne sont pas des entonnoirs de soutirage jalonnant un couloir tectonique –aucun décalage de la surface topographique n'est décelable sur l'éperon qui les prolonge–.

Si on les interprète comme des entonnoirs de dissolution dans du matériel évaporitique, force est de reconnaître que l'on ne s'attend pas à trouver des évaporites messiniennes à cet endroit, et qu'il n'y a pas de gypses triasiques dans la couverture des zones internes.

Cependant en Petite Kabylie, le gypse triasique de la marge africaine s'injecte dans des décrochements au travers des nappes de socle qui la chevauchent. Plus au sud, les gypses injectent tous les chevauchements du domaine externe. Si l'éperon marque la limite sud du domaine CPK, leur présence s'expliquerait alors aisément, et l'éperon pourrait avoir valeur de Dorsale Calcaire, karstifiée.

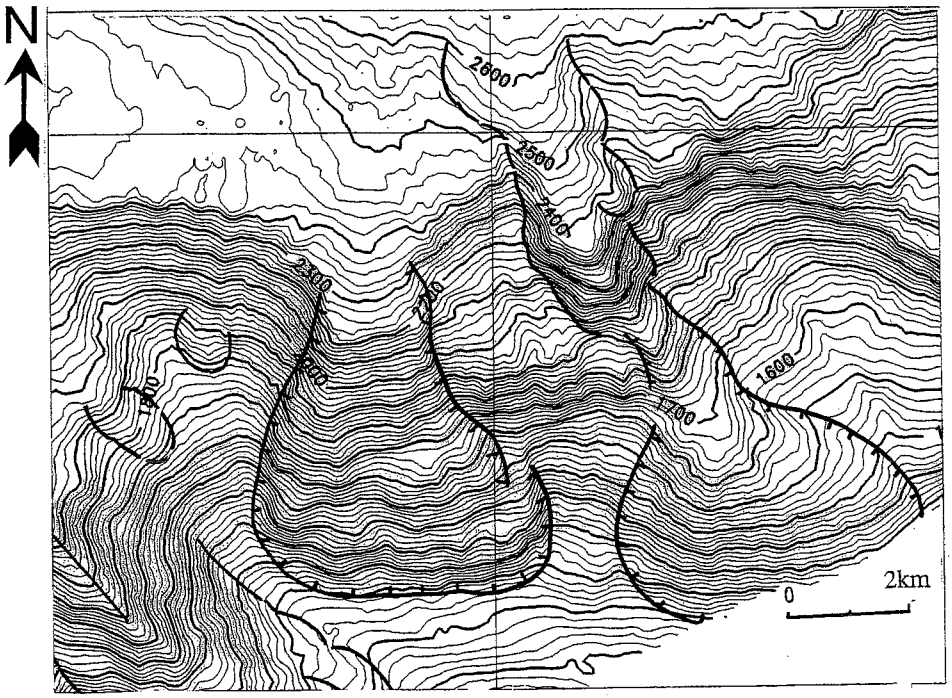


FIG. 36. – Arrachements sur l'Escarpement des Sorelles.

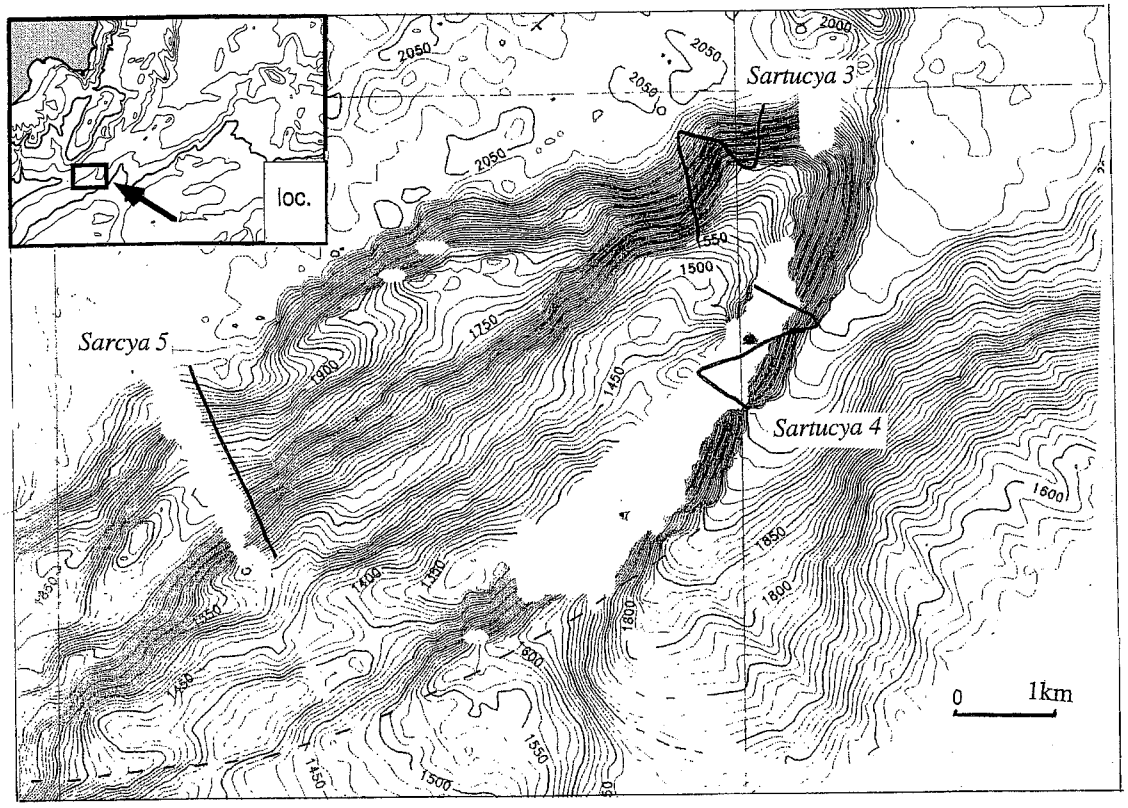
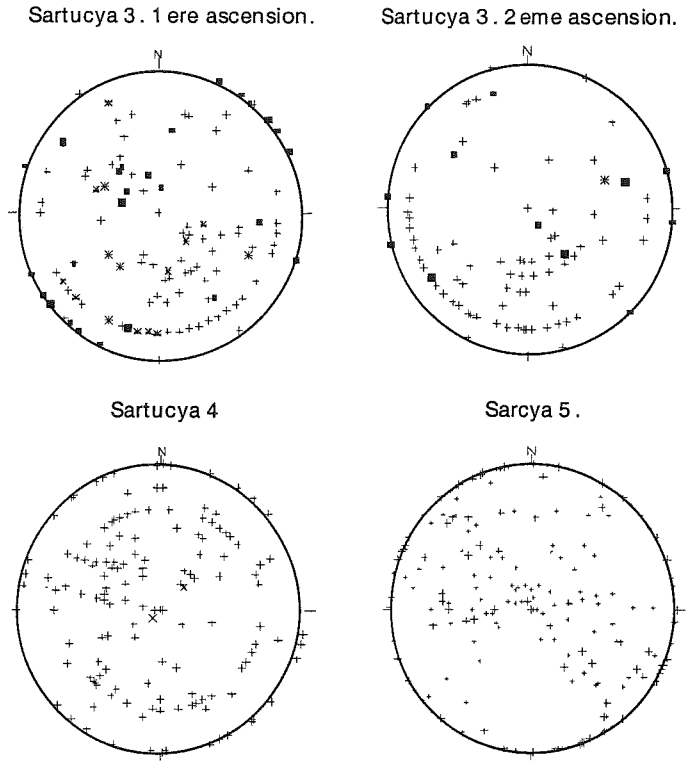
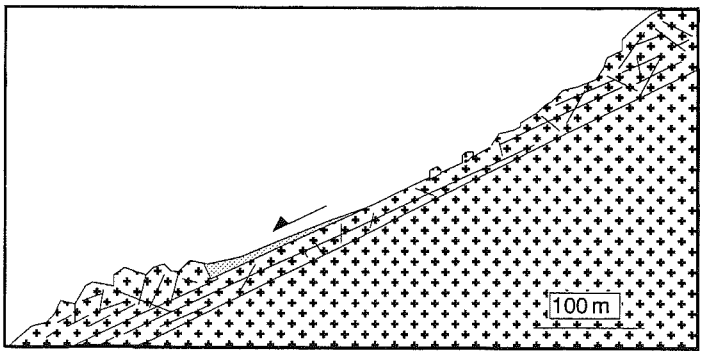


FIG. 37. – Carte bathymétrique de l'Éperon de Teulada.



a. Fracturation dans l'Éperon de Teulada.
Croix et petits carrés : fracturation indifférenciée.
Astériques, gros carrés : fracturation localement très pénétrative.



b. Décollement selon un plan de fracture et glissement gravitaire.
Plongée Sartucya 3 deuxième ascension.

FIG. 38. – Fracturation sur l'Éperon de Teulada.

2.4. Éperon de Teulada

2.4.1. Présentation

L'éperon de Teulada forme un bec proéminent de 700 m de hauteur et 14 km de longueur au pied du versant sud du canal (fig. 36). Ses pentes, fortes (jusqu'à 30°) et accidentées, tranchent sur la monotonie du versant sud dans cette région.

Le profil de sismique longue écoute MS110 montre qu'un puissant réflecteur remonte sous l'éperon vers le Plateau Nord Tunisien. Les profils monotraces ne pénètrent pas la structure de l'éperon.

On soupçonne l'existence de corps magmatiques importants sous la plaine abyssale au delà de sa pointe NE. Ils ont été repérés en sismique et produisent une forte anomalie gravimétrique.

2.4.2. Morphologie

Des failles d'orientations diverses limitent l'éperon par des escarpements de tous les côtés. En plongée, on constate que les escarpements commencent en bas par des pentes fortes desquelles émergent de nombreux rochers, puis ils se verticalisent. Falaises et rochers présentent des orientations très variables commandées par la fracturation (fig. 36). L'éperon se termine par un plateau à -1500 m tranché net par les falaises.

Les directions des escarpements longitudinaux de l'éperon sont dominantes dans la fracturation, associées à des fractures à pendages variables (30-60° vers le NW ou le SE le plus souvent), avec un développement particulièrement important des débits à pendage NW, parfois très denses (fig. 38a). La dispersion de ces mesures de pendage traduit le fait que l'on ne connaît pas l'assiette du submersible.

Les schistosités vraies et les plans de cisaillement dans le granite restent faiblement inclinés, et leurs orientations sont très dispersées, sans doute à cause de l'incertitude des mesures. Le massif n'a donc pas subi un basculement important.

Les éboulis sont maigres, la roche en place affleure quasiment en continu.

Une fracturation importante de faible inclinaison (30°) détermine la surface de nombreux rochers. Sur le site de Sartucya 3, la morphologie en base de falaise évoque un glissement hectométrique en transltion sur un plan de fracture appartenant à cette famille (fig. 38b).

Il n'y a pas de ravines importantes et toutes les morphologies observées peuvent s'expliquer par de l'éboulisation et de l'écroulement en masse. En conséquence il est difficile, là aussi, de mettre en évidence une surface d'érosion messinienne.

2.5. Escarpement des Sorelles

Une seule plongée à été réalisée sur cet escarpement qui appartient déjà plus au Bassin Algérien qu'au Canal de Sardaigne.

Seul le profil de sismique réfraction profonde Géotraverse passe par cette zone.

Au nord du Chenal de la Galite, les canyons sont nombreux et perpendiculaires à l'escarpement. Ils se développent au dessus d'un piedmont très important (entre -2600 et -2200 m), sur des pentes fortes (10°).

Leurs thalwegs présentent des paliers très marqués, indiquant de forts contrastes lithologiques dans le substratum.

La plongée Sartucya 1 a permis d'explorer un escarpement vigoureux et disséqué par de petits ravins. Au dessus des rhyolites serravalliennes on a trouvé une série gréso-conglomératique rapportée à l'Oligo-Miocène par analogie de faciès. Si cette interprétation est exacte, des failles normales doivent décaler la série dans la pente. A terre, les rhyolites s'intercalent dans des niveaux marneux. Les canyons plus au nord pourraient donc entailler des niveaux sédimentaires.

Au sud du Chenal de la Galite, les escarpements sont affectés par des glissements de terrain de grande ampleur. L'un d'eux semble s'être décollé sur un plan de faiblesse du substratum incliné de 15° vers le nord (fig. 36).

3. – Directions tectoniques du Canal de Sardaigne

Les roches à l'affleurement ont enregistré l'influence de tout ou partie des différentes phases tectoniques qui se sont succédées dans la région.

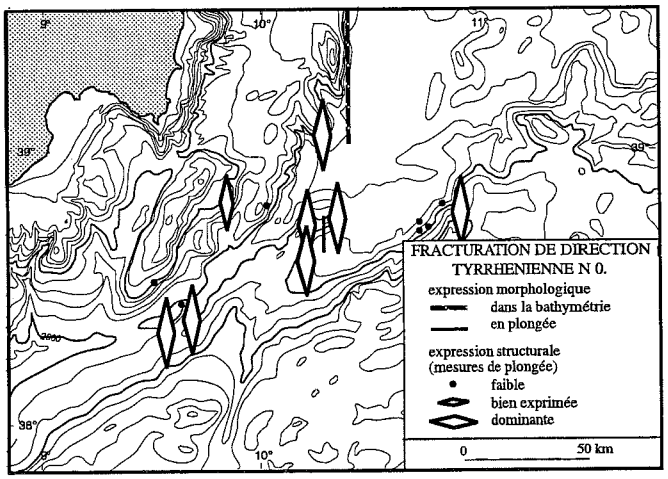
Directions tyrrhéniennes (fig. 39a, 39b)

Les directions tyrrhéniennes des failles décrochantes (N90) et normales (N0) actives du Miocène moyen au Messinien dominent dans la fracturation de tous les escarpements bordiers de la Terrasse de Cornaglia. La direction NS est aussi prédominante sur l'éperon de Teulada.

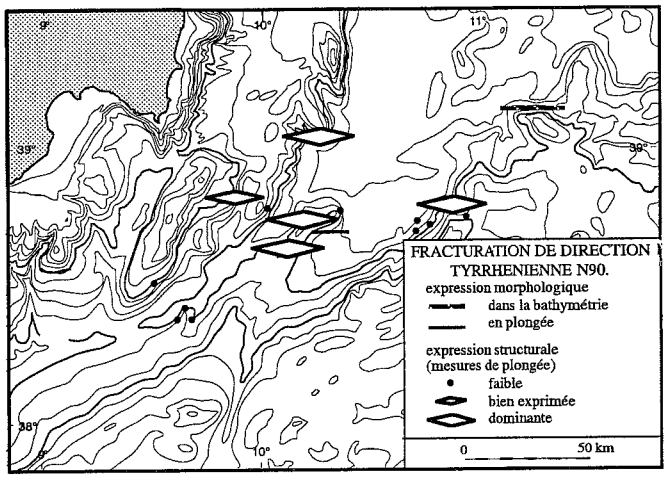
Cette fracturation a très peu d'incidence morphologique dans le canal, ce qui peut signifier que le canal s'ouvre après le Bassin Sarde. Certains grabens oligocènes de Sardaigne ont aussi des directions tectoniques N-S. Le volcan miocène moyen du mont Cornacya est également affecté par cette fracturation, qui est donc, sinon néoformée, au moins réactivée au Miocène Supérieur. Elle a l'âge des premiers stades de l'ouverture, avant que l'extension effective ne se réduise au Bassin Sarde et à la terrasse de Cornaglia.

Direction du canyon de Bizerte (fig. 39c). N 1

L'accident de Bizerte n'a pas d'incidence visible dans le chenal profond. Mais sa direction est celle de certains escarpements de l'autre côté du canal.



a. Direction des failles normales tyrrhéniennes N 0.



b. Direction des décrochements tyrrhéniens N 90.

Fig. 39. – Répartition géographique des directions de fracturation dominantes.

Direction du linéament de Selli (fig. 39d). N 30

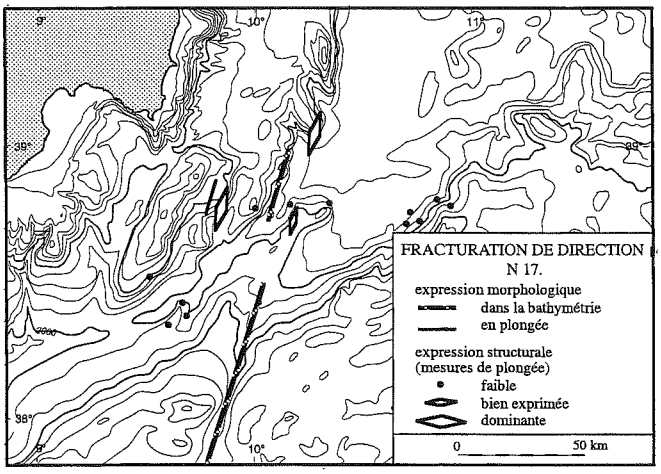
La Faille Centrale de la mer Tyrrhénienne, ou Linéament de Selli, a périodiquement fonctionné dans la dynamique tyrrhénienne (essentiellement du Tortonien au Pliocène). Son prolongement géographique dans le canal est la Ride Médiane.

Cette direction N30 est rarement bien représentée dans la fracturation, sur le mont Ichnusa.

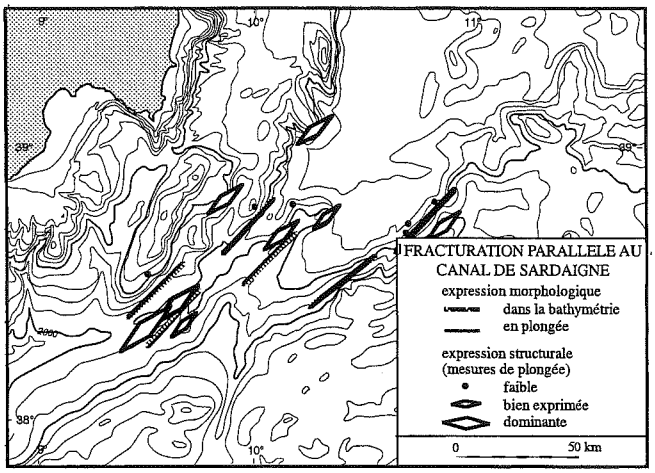
Direction de l'accident Paul Fallot. N 120-130

L'accident Paul Fallot est une faille transformante hypothétique entre les Baléares et la Sardaigne, ayant accommodé leurs rotations respectives pendant l'ouverture du bassin Algéro-Provençal, à l'Aquitanien [Durand Delga *et al.*, 1980].

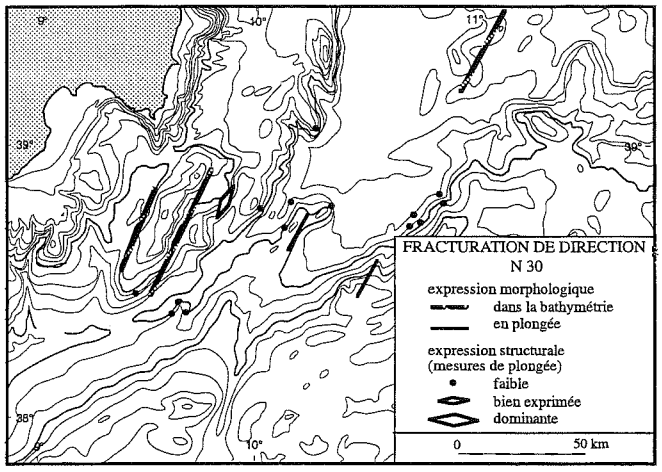
Les canyons de la partie nord de l'escarpement des Sorelles sont tous orientés N120-130, mais c'est aussi la direction de plus grande pente, si bien qu'il n'est pas



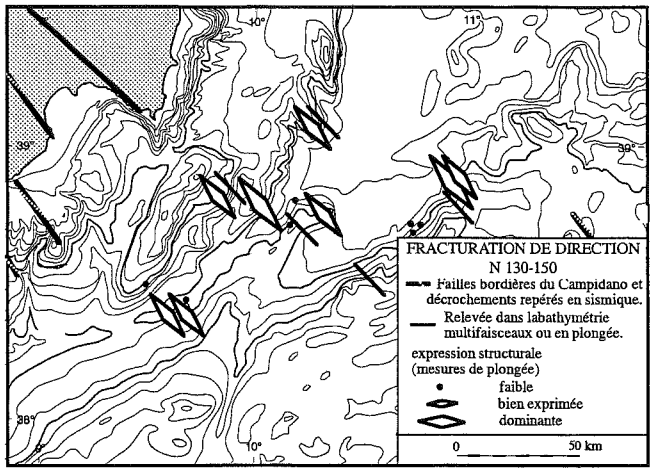
c. Mise en évidence de la direction N 17 du canyon de Bizerte.



e. Mise en évidence de la direction N40-50 des escarpements du Canal de Sardaigne.



d. Mise en évidence de la direction N 30 du linéament de Selli.



f. Mise en évidence des directions tectoniques N130-150 du graben du Campidano en Sardaigne et des décrochements du Plateau T.

FIG. 39 (suite). – Répartition géographique des directions de fracturation dominantes.

certain qu'ils suivent une direction tectonique. C'est également la direction d'allongement d'éperon situé plus au large qui émerge du glacis.

Il est à noter que le rayon de courbure de l'accident Paul Fallot, tel qu'imposé par le modèle de rotation du bloc corso-sarde, est très court, si bien que la faille transformante peut-être orientée E-W au Sud de la Sardaigne.

Direction du graben du Campidano et des décrochements du Plateau Tunisien. (fig. 39f). N 130-150

Les failles bordières du graben du Campidano en Sardaigne ont joué à l'Oligocène et au Pliocène. Leurs directions correspondent aussi à celles des décrochements qui décalent les chevauchements du Plateau Tunisien. Ces directions ne sont pas non plus très éloignées de celles des failles bordières longitudinales des grabens du canal de Sicile dont l'activité est plio-pléistocène. La fracturation correspondante est bien représentée, quoique rarement dominantes, dans tous l'Est du canal (à partir de la Ride Médiane).

Dans la morphologie, étant souvent perpendiculaires aux escarpements, elles guident les canyons (Eperon de la Sentinelle, Escarpement de Cornaglia), et segmentent la Ride Médiane. Sur la marge sarde, les escarpements ont rarement cette orientation à grande échelle (bathymétrie conventionnelle), mais on la remarque par endroits en plongée.

Direction du canal de Sardaigne (fig. 39e). N 40-50

La direction générale du canal (N40-50) n'est pas celle de tous ses escarpements. Parmi ceux qui la suivent, il y a des escarpements inférieurs du Mont Ichnusa, l'escarpement Sud de Cornaglia, la Ride Médiane, l'Éperon de Teulada.

La fracturation de direction correspondante est plus ou moins bien représentée sur tous les sites, mais n'est dominante que sur l'Eperon de Teulada.

CONCLUSION

Les données acquises au cours des campagnes de plongées sur les escarpements du Canal de Sardaigne permettent de mieux contraindre les interprétations structurales établies antérieurement sur la base d'observations essentiellement sismiques et pétrographiques, en les corrélant avec les structures connues à terre dans les régions situées dans la prolongation structurale du Canal.

Par ailleurs, l'analyse croisée de la nature des échantillons récoltés lors des plongées, de la structure des roches à l'affleurement et de la morphologie permet de restreindre le vaste champ d'hypothèses.

L'asymétrie du rift est sensible à l'échelle des observations. La marge nord-ouest (sarde) présente la structure la plus fréquente de marge passive : elle est large, et constituée à différentes échelles de blocs basculés, de horsts et de grabens. La marge sud-est (siculo-tunisienne) est au contraire très étroite en bordure du Plateau Nord Tunisien.

La dissymétrie s'observe aussi dans la morphologie issue de l'érosion des escarpements. Côté Sardaigne, la disposition en gradins est préservée sur la plupart des sites de plongée, sur les escarpements supérieurs, inférieurs et latéralement le long de la marge. Côté Plateau Tunisien, la structure morphologique est très variable le long des escarpements. L'érosion fluviatile messinienne et les mouvements gravitaires d'âges variés, guidés par des différences lithologiques marquées, y mettent en évidence une disposition structurale plus complexe et variée qu'au Nord entre le socle cristallin et sa couverture sédimentaire néogène (fig. 40).

La position du canal dans le prolongement des Maghrébides, son asymétrie et la présence de réflecteurs sismiques puissants dans le socle du canal appuient l'hypothèse que les structures de la chaîne appenino-maghrébide présentes dans la région ont été inversées tectoniquement durant le rifting à l'origine du canal.

Si c'est le cas cette chaîne est différente de celle qui arme les Kabylies, les Monts Péloritains et la

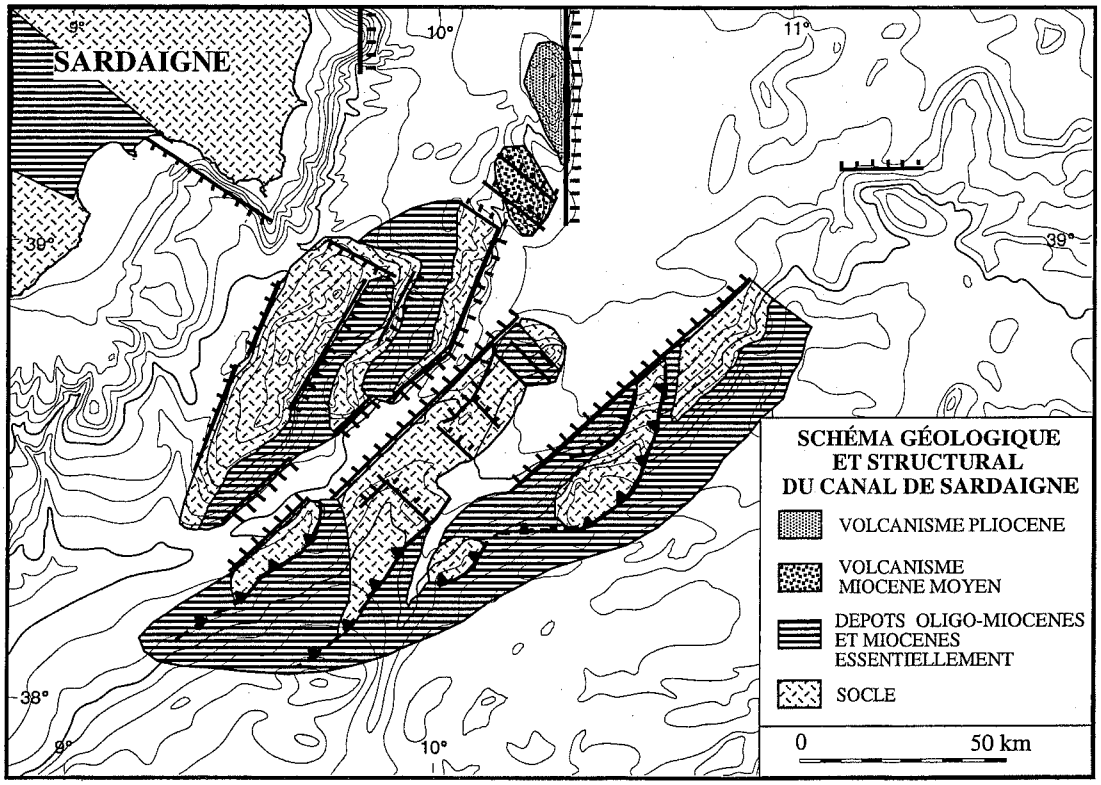


FIG. 40. – Schéma géologique et structural du Canal de Sardaigne Ouest
établi à partir des observations de plongée, de la bathymétrie multifaisceaux et de profils sismiques.

Calabre : à l'affleurement, elle n'en possède ni le métamorphisme, ni les déformations. D'autre part, la chronologie des évènements compressifs y est décalée. D'après les interprétations sismiques, les écailles de socle localisées sous le Plateau Tunisien chevauchent une couverture sédimentaire qui, à terre scelle tous les chevauchements dans le domaine CPK. Les éperons de la marge tunisienne du canal en seraient l'expression morphologique.

Les observations en plongée ne permettent pas de confirmer l'hypothèse de l'inversion des chevauchements de socle, même lors de l'exploration des surfaces potentielles de dénudation tectonique. La morphologie suggère l'existence de deux phases de rifting : l'une, oligo-miocène, correspondrait à une phase d'extension généralisée dans le domaine CPK, la deuxième, tortonienne, accompagne la formation de la mer tyrrhénienne.

Si les canyons du canal sont messiniens, l'essentiel du mouvement d'ouverture s'achève avant que l'érosion fluviatile n'attaque les escarpements pendant la crise évaporitique. L'analyse des orientations de la fracturation et de son expression morphologique montre que presque toutes les structures régionales ont été réactivées lors des phases de rifting.

Bien que la région soit supposée tectoniquement inactive depuis le Messinien, ou soumise à une légère extension, la morphologie des escarpements sud révèle l'existence de glissements gravitaires remaniant la surface d'érosion. L'analyse indique qu'ils sont associés à des rides et à des dômes formés par soulèvement dont l'origine est à rechercher dans **l'existence d'un régime compressif probable**, qui pourrait perdurer jusqu'à l'Actuel, et ce bien que le canal soit présentement asismique.

Par contre, les tectoniques extensives plio-quaternaires des régions environnantes (Canal de Sicile, graben du Campidano en Sardaigne, et Mer Tyrrhénienne ne)n'ont pas d'incidence morphologique notable au niveau du canal.

Afin d'expliquer les singularités de la région étudiée par rapport au domaine CPK terrestre, un scénario possible d'évolution est représenté sur la figure 41

Les reconstitutions cinématiques décrivant la dérive des blocs CPK impliquent la présence de décrochements importants entre la Sardaigne et les Kabylies.

Dans cette reconstitution, le socle au Sud du canal serait le prolongement méridional du socle sarde. Situé nettement à l'arrière du front lors de la collision à l'Oligocène, il subi les effets atténués de cette phase phase orogénique, et ne présente pas notemment les déformations et le métamorphisme qui caractérisent le domaine CPK (fig. 40a). Un décrochement, (l'Accident Paul Fallo)t accomode la rotation de la Sardaigne par rapport aux Kabylies. Son jeu amène en vis-à-vis le socle du canal de Sardaigne et la marge africaine (fig.

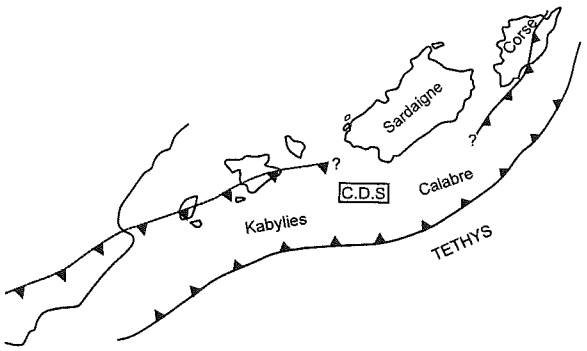


FIG. 41a. – Oligocène supérieur

Les chevauchements éocènes à vergence européenne n'ont pas été observés ni dans le canal de Sardaigne, ni dans le domaine CPK.

41b). A la bordure du socle, la Dorsale Calcaire et des Flyschs Maurétaniens sont de ce fait supprimés tectoniquement entre les jalons kabyles et péloritains.

On trouve sur le socle à affinité sarde du canal des séries sédimentaires à affinités CPK. On tiendrait

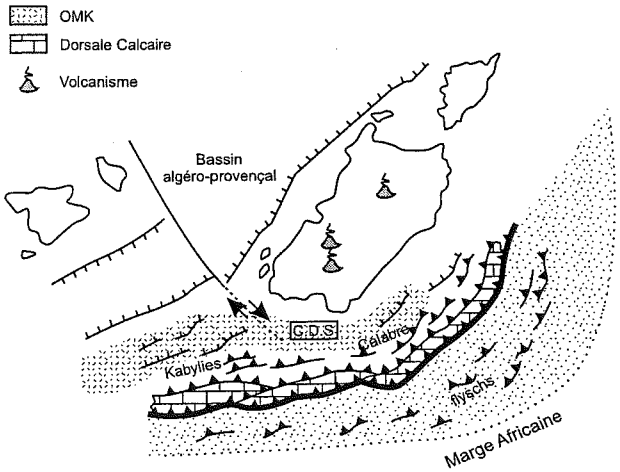


FIG. 41b. – Miocène inférieur

Structuration en nappe du socle CPK, ouverture du bassin Algéo-Provençal. Le socle du Canal de Sardaigne n'est pas affecté par un métamorphisme aussi important que dans le domaine CP aujourd'hui émergé. L'OMK (oligocène-miocène kabyle) se dépose dans une zone en extension précoce.

ici la bordure septentrionale des bassins oligo-miocènes du domaine CPLK, inconnue partout ailleurs. Sur la figure 41b sédiments chevauchés par les écailles de socle sous le Plateau tunisien sont considérés comme

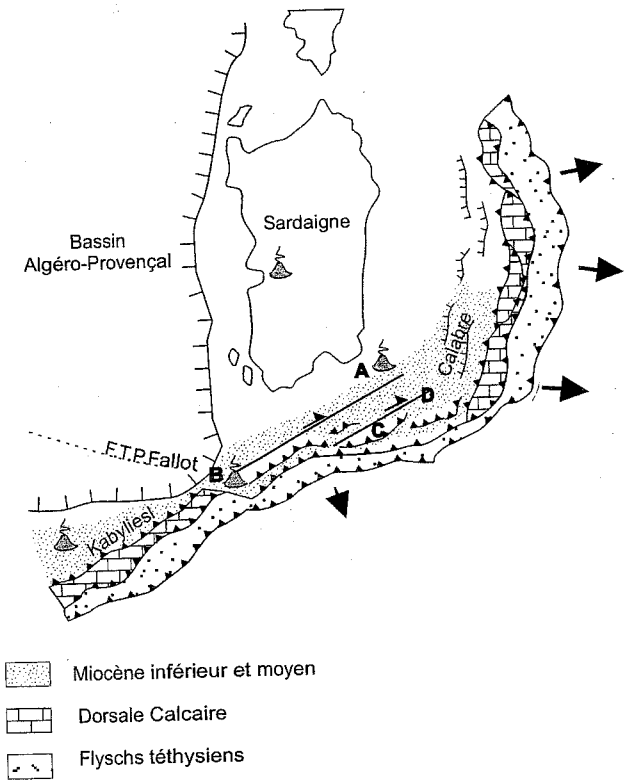


FIG. 41c. – Miocène inférieur-moyen.

La zone transformante met en vis à vis le socle du Canal de Sardaigne et la marge africaine. La collision oblique est accomodée par une reprise des chevauchements à unités de socle sur une couverture sédimentaire autochtone ou africaine (C : Sentinelle), et par des décrochements (D : Escarpement Sud). Un volcanisme calco-alcalin se manifeste au mont Cornacya (A) et aux Sorelles (B).

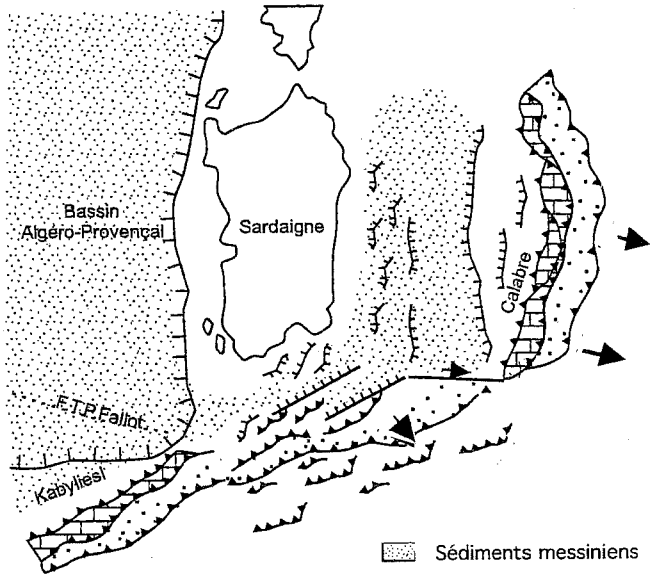


FIG. 41d. – Tortonien-Messinien

Ouverture du Canal de Sardaigne et de la Mer Tyrrénienne. L'ouverture du Canal cesse rapidement, tandis que l'ouverture Tyrrhénienne se poursuit jusqu'au Quaternaire et s'océanise.

miocènes. La structuration intervient quand la région parvient au contact de la marge africaine. Dans le cas où les sédiments chevauchés soient oligo-miocènes, cela implique soit que, dans ce secteur, le socle possédait encore à l'Oligocène ou au Miocène une couverture méso-cénozoïque, (contrairement à ce que l'on observe dans les parties internes du socle CPK) ; soit que des chevauchements hors séquence ont affecté des formations appartenant au domaine des flyschs ou à la marge africaine déjà chevauchées par le socle lors d'un premier stade de collision.

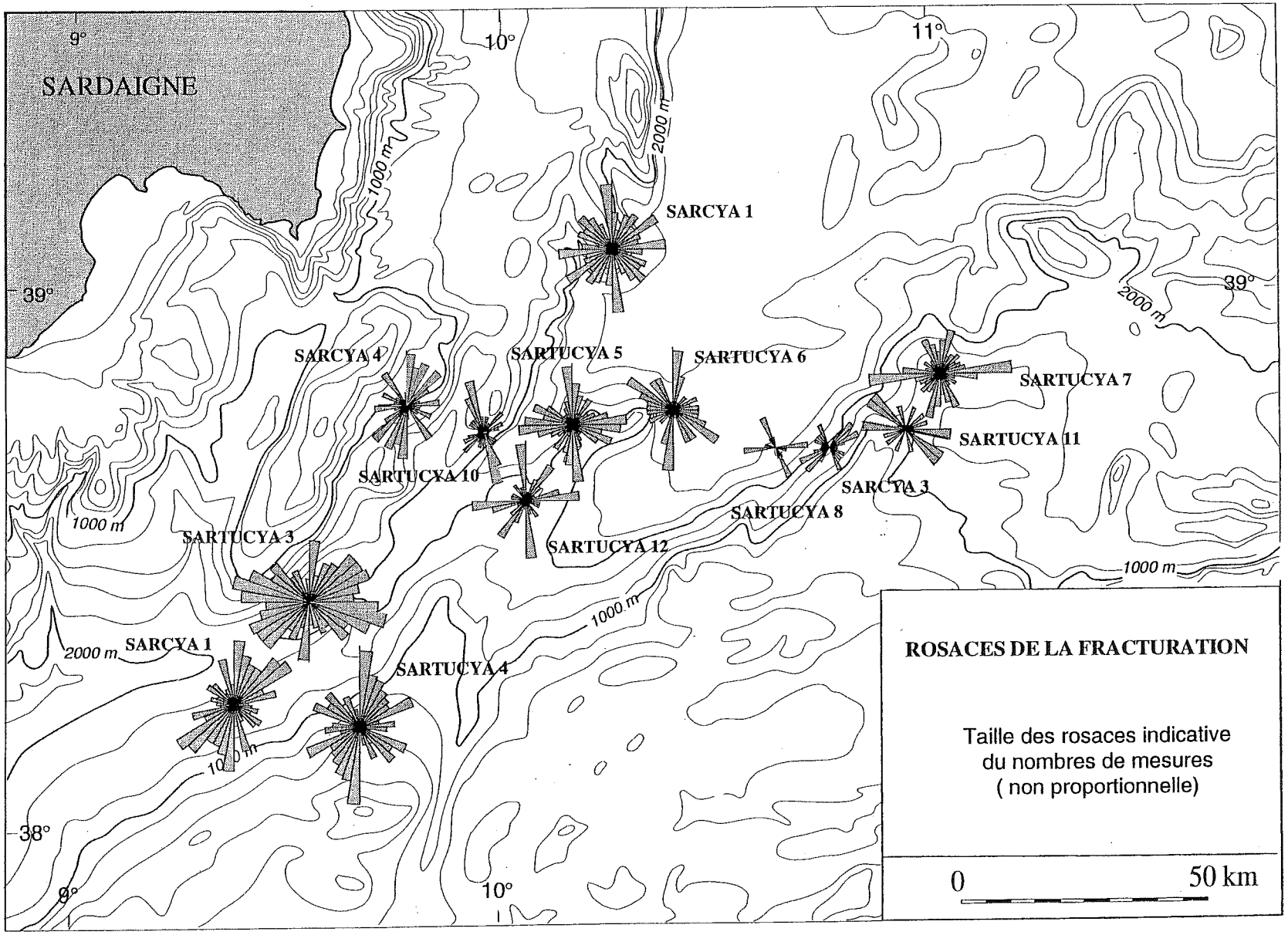


Fig. 42.– Rosaces de la fracturation en fonction du nombre de mesures.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 – Position du Canal de Sardaigne dans le cadre structural de la Méditerranée Occidentale ..... p. 11
Fig. 2 – Carte bathymétrique générale du Canal de Sardaigne ..... p. 12
Fig. 3 – Carte de localisation des dragages productifs ..... p. 23
Fig. 4 – Carte de positionnement des profils sismiques consultés ..... p. 118
Fig. 5 – Carte toponymique du Canal de Sardaigne ..... p. 118
Fig. 6 – Carte de localisation des sites de plongée des campagnes Sarcya et Sartucya et de la couverture bathymétrique multifaisceaux du transit valorisé Bretane ..... p. 25
Fig. 7 – Le submersible CYANA et le système d'acquisition d'image embarqué ..... p. 120
Fig. 8 – L'acquisition des données multifaisceaux. Méthode et artefacts résiduels ..... p. 122
Fig. 9 – Carte bathymétrique simplifiée de la Mer Tyrrhénienne ..... p. 124
Fig. 10 – Différentes coupes schématiques de la Calabre Centrale ..... p. 124
Fig. 11 – Reconstitution de la marge européenne avant l'ouverture du bassin Algéro-Provençal ..... p. 125
Fig. 12 – Expansion du bassin Algéro-Provençal aux dépens du domaine téthysien ..... p. 126
Fig. 13 – Structure transversale du Canal de Sardaigne selon deux profils sismiques ..... p. 128
Fig. 14 – Asymétrie structurale du Canal de Sardaigne ..... p. 130
Fig. 15 – Photos formations plio-quaternaires ..... p. 132
Fig. 16 – Photos formations ante messiniennes ..... p. 133
Fig. 17 – Cartes de localisation des sites de prélèvement de l'Oligo-Miocène et des flyschs crétacés-paléocènes ..... p. 134
Fig. 18 – Photos formations messiniennes ..... p. 135
Fig. 19 – Cartes de localisation des sites miocènes moyen et supérieur ..... p. 136
Fig. 20 – Photos formations du socle ..... p. 139
Fig. 21 – Carte de localisation des sites où le socle apparaît ..... p. 140
Fig. 22 – Structure en gradins sur le Mont Ichnusa à deux échelles différentes ..... p. 141
Fig. 23 – Plongées sur l'escarpement inférieur de la marge sarde ..... p. 141
Fig. 24 – Interprétation des profils sismiques MS117 et CS-04 ..... p. 142
Fig. 25 – Interprétation de quelques niveaux stratifiés observés sur la marge sarde ..... p. 143
Fig. 26 – Carte morphostructurale de la Ride Médiane ..... p. 144
Fig. 27 – Carte morphostructurale de l'Escarpement Sud de Cornaglia ..... p. 146
Fig. 28 – Evolution de l'Escarpement Sud de Cornaglia ..... p. 148
Fig. 29 – Processus de formation des filons sédimentaires ..... p. 151
Fig. 30 – Failles oligocènes délimitant un sytème de blocs basculés dans les Monts Péloritains ..... p. 151
Fig. 31 – Structures responsables des plis dans la couverture Plio-Quaternaire sur les escarpements au Sud du canal de Sardaigne ..... p. 152
Fig. 32 – Coupes géologiques interprétatives sur l'Escarpement Sud de Cornaglia ..... p. 152
Fig. 33 – Schémas des évolutions possibles des escarpements du Canal de Sardaigne ..... p. 153
Fig. 34 – Carte morphostructurale de l'Éperon de la Sentinelle ..... p. 154
Fig. 35 – Coupes interprétatives de l' Éperon de la Sentinelle ..... p. 155
Fig. 36 – Morphologie d'arrachements sur l'Escarpement des Sorelles ..... p. 156
Fig. 37 – Carte bathymétrique de l'Éperon de Teulada ..... p. 156
Fig. 38 – Fracturation sur l'Éperon de Teulada ..... p. 157
Fig. 39 – Répartition géographique des directions de fracturation dominantes ..... p. 158-159
Fig. 40 – Schéma géologique et structural du Canal de Sardaigne Ouest ..... p. 160
Fig. 41 – Évolution du Canal de Sardaigne depuis l'Oligocène dans le contexte de la Méditerranée Occidentale ..... p. 161-162
Fig. 42 – Rosaces de fracturation en fonction du nombre de mesures ..... p. 163

Bibliographie

AÏTE M.O. & GÉLARD J.-P. (1997). – Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande-Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. géol. France*, 168, **4**, 423-436.

ALLOUC J. (1986). – Les encroûtements sous-marins de Méditerranée orientale : une explication génétique. *Rev. Instit. fr. Pétrole.*, **41**, 3.

AMBROSETTI P. *et al.* (1987). – Neotectonic map of Italy. Feuille 5. Bosi C., coordonateur.

AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. et ZUPPETTA A. (1976). – L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene appeninico-maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, **17**, 1-60.

AUZENDE J.-M., BONNIN J. & OLIVET J. L. (1975). – La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bull. Soc. géol. France*, (7), **17**, 4, 486-495

AUZENDE, J.-M. (1969). Etude par sismique réflexion de la bordure continentale algéro-tunisienne entre Bougie et Bizerte. *Thèse.* Faculté des Sciences, Paris.

BARRAUD J. (1997). – Le diapirisme salifère sur le plateau Nord-tunisien. *Mémoire de Maîtrise*, Université Joseph Fourier

BATTICI G., DELLA VEDOVA B., PELLIS G., & TORELLI L. (1983). – Lineamenti geologico-strutturali del canale di Sardegna e aree limitrofe. *Atti conv. annuale Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida,* Roma, 1983.

BERTRAND H., BOIVIN P. & ROBIN C. (1989). – Évolution géochimique d'un bassin d'arrière arc : la mer Tyrrénienne au Pliocène. *C. R. Soc. Géol. France*, **308**, sér. II, 1423-1429.

BIJU-DUVAL B. & COLANTONI P. (1985). – Géologie des fossés du détroit Siculo-tunisien. *Rev. Instit. fr. Pétrole*, **40**, 6.

BOUILLIN J.-P. (1984). – Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrébides en Calabre; conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **25**, 5, 321-338.

BOUILLIN J.-P. (1986). – Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bull. Soc. géol. France*, II, **4**, 547-558.

BOUILLIN J.-P., POUPEAU G., TRICART P., BIGOT-CORMIER F., MASCLE G., TORELLI L. & l'Équipe scientifique embarquée (1998). – Premières données thermo-chronologiques sur les socles sarde et kabylo-péloritain submergés dans le Canal de Sardaigne (Méditerranée occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **326**, 561-566

CARMIGNANI L. *et al.* (1987) – Structural model of the hercynian basement of Sardinia. Modello strutturale d'Italia.

CATALANO R., D'ARGENIO B., MONTANARI L., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1985). – Marine geology of the NW Sicily offshore (Sardinia Channel) and its relationships with mainland structures. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, 207-215.

COLANTONI P. & TAVIANI M. (1984). – Paléobiocoenoses profondes à Scléractiniaires sur l'escarpement de Malte-Syracuse : leur structure, leur âge et leur signification. *Rev. Instit. fr. Pétrole*, **39**, 5.

COMPAGNONI R., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1989). – Crystalline and sedimentary rocks from the scarps of the Sicily-Sardignia Trough and Cornaglia Terrace (southwestern Tyrrhenian Sea, Italy): Paleogeographic and geodanamic implications. *Chemical Geology,* **77**, 375-398.

CONTI P., FUNEDDA A. & CERBAI N. (1998). – Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy). *Journ. Structural Geology*, **20**, 2/3, 121-133.

COULON C. (1977). – Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne. Pétrologie, géochimie et génèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Marseille, 385 p.

DEPARDON S. (1995). – Le réamincissement crustal dans le Canal de Sardaigne. *Mémoire de Maîtrise*, Univ. Joseph Fourier.

DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. W. H. & KNOTT S. D. (1989). – Kinematics of the western Mediterranean. *in* : Coward M. P., Dietrich D. et Park G., éd., Alpine Tectonics, *Spec. Publ.*, Soc. Geol., London, **45**, 265-283.

DI GIROLAMO P. (1984). – Magmatic character and geotectonic setting of some tertiary-quaternary italian volcanic rocks: orogenic, anorogenic ant "transitional" association. A review. *Bull. volcanol.*, **47**, 3, 421-432.

DOGLIONI C., GUEGEN E., SABAT F. & FERNANDEZ M. (1997). – The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova*, **9**, 109-112.

DURAND-DELGA M. & FONTBOTÉ J.-M. (1980). – Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *in* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, *26e Congr. géol. intern.*, Paris, Coll C5, 7-85.

FABRETTI P., SARTORI R., TORELLI L., ZITELLINI N. & BRANCOLINI G. (1995). – La struttura profonda del margine orientale della Sardegna dall'interpretazione di sismica a riflessione e a rifrazione. *Studi Geologici Camerti*, Vol. speciale, **2**, 239-246.

KASTENS K. & MASCLE J. (1990). – The geological evolution of the Thyrrenian sea: an introduction to the scientific results of ODP leg 107. *Proc. O. D. P., Scientific results.*, **107**, 3-26.

KEZIRIAN F., BARRIER P., BOUILLIN J.-P. & JANIN M.-C. (1994). – L'Oligo-Miocène Péloritain (Sicile) : un témoin du rifting du Bassin Algéro-Provençal. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **319**, sér. II, 699-704.

MARINI A. & MURRU M. (1983). – Movimenti Tettonici in Sardegna fra il Miocene superiore ed il Pleistocene. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **6**, 39-42.

MASCLE G. & TRICART P. (1994). – SARTUCYA. *Proposition de campagne à la mer IFREMER-I.F.R.T.P.*

MONTADERT L., RAVENNE C., BIJU-DUVAL B., MOREL Y., BUROLLET P.F., CLAIREFOND P., PERRIER R., BAUDRIMONT A., ORSOLINI P., WINNOCK F., BIZON G., BIZON J.-J., BORSETTI A.M., COLANTONI P., TAVIANI M., CLAUZON G. & MASCLE G. (1983). – Exemples de sédimentations condensées sur les escar-pements de la mer Ionienne: observations à partir du submersible Cyana. *Rev. Instit. fr. Pétrole*, **38**, 4.

MONTADERT L., RAVENNE C., BIJU-DUVAL B., MOREL Y., BUROLLET P.F., CLAIREFOND P., PERRIER R., BAUDRIMONT A., ORSOLINI P., WINNOCK F., BIZON G., COLANTONI P., TAVIANI M., CLAUZON G., MASCLE G. & CHARIER C. (1983). – Dépressions circulaires au pied de l'escarpement de Malte et morphologie des escarpements sous-marins : problèmes d'interprétation. *Rev. Instit. fr. Pétrole*, **38**, 5.

MONTIGNY R., EDEL J. B. & THUIZAT R. (1981). – Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetism data of tertiary volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 261-271.

MOUSSAT E. (1983). – Evolution de la mer Tyrrhénienne centrale et orientale et de ses marges septen-trionales en relation avec la néotectonique dans l'arc calabrais. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Paris VI, 122 p.

REKHISS F. (1985). – Les roches intrusives miocènes de la Galite. *Notes Serv. Géol. Tunisie*, 51, 177-196.

SARTORI R. (1990). – The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of perityrrhenian areas. *in* Kastens K. A., Mascle J. *et al.*, *Proc. O.D.P., Scient. Results*, **107**, 715-730.

SARTORI R., MASCLE G., BOUILLIN J.-P., GIRAULT J., NAUD G., PASINI M. & PIBOULE M. (1990). – Types and Sources of large rock clasts and Heavy minerals from ODP sites 652, 653, 654 and 656 in the Tyrrhenian sea. Implications about the nature of the East Sardinia Passive continental Margin. *Proc. O.D.P. Scient. Results*, **107**, 29-35.

SAVELLI C. (1988). – Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea : implication for the process of opening in a young inter-arc basin of infra-orogenic (Mediterranean) type. *Tectonophysics*, **146**,163-181.

SERRI G. (1990). – Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implications. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **41**, 219-242.

SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI P. (1993). – Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the neogene quaternary magmatism of central Italy. *Tectonophysics*, **223**, 117-147.

TORELLI L., TRICART P., ZITELLINI N., ARGNANI A., BOUHLEL I., BRANCOLINI G., DE CILLIA C., DE SANTIS L. & PEIS D. (1992). – Une section sismique profonde de la chaîne Maghrébides-Apennins, du bassin tyrrhénien à la plateforme pélagienne (Méditerranée centrale). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, **315**, 617-622.

TRICART P. & TORELLI L. (1994). – Extensionnal collapse related to compressionnal uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, **238**, 317-329.

VACHARD D., BARRIER P., MONTENAT C. & OTT D'ESTEVOU P. (1987). – Dykes neptuniens, brèches internes et éboulis cimentés des escarpements de faille du détroit de Messine au Plio-Quaternaire. *Doc. et Trav. IGAL*, **11**, 127-141.

VOLLMER R. (1991). – On the Origin of the Italian Potassic Magmas - A One-Dimensional Diffusion-Controlled Model of Source Metasomatism. *Earth Planet Sci. Lett.*,**107**, 3-4, 487-498.

GÉOLOGIE ALPINE
MÉMOIRE H.S.

T. 1	MARTIN (S). 1960. - Les pécoptéridées du Bassin houiller de la Mure (Isère). Leur signification stratigraphique. 126 p.	30 F
T. 2	SARROT-REYNAULD (J). 1961. - Etude géologique du Dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. T 1 : Le socle cristallin de la couverture paléozoïque. 215 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	30 F
T. 4	VIALON (P). 1966. - Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes (Italie). 282 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	30 F
T. 5	CHEYLAN (G). 1966. - Etudes géologiques des aménagements hydrauliques de la compagnie du Bas-Rhône-Languedoc. 343 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	30 F
T. 6	RADELLI (L). 1967. - Géologie des Andes Colombiennes. 457 p. Thèse d'Etat. Grenoble. I	épuisé
T. 7	SCHNEIDER (B). 1967. - Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. 242 p. Thèse de Docteur Ingénieur Grenoble I.	30 F
T. 8	COLLOQUE sur l'hydrogéologie karstique du Massif du Vercors. Grenoble le 16 Novembre 1968. Tome I (100 p.) et II (p 101 à 186).	t.I épuisé t. II 10 F
T. 9	ANTOINE (P). 1971. - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. 367 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	30 F
T.10	GIRAULT (J). 1976. - Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion. 86 p.	20 F
T.11	ARNAUD-VANNEAU. 1980. - Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Volumes 1 (267 p.), 2 (269 à 874) et 3 (19 p. + 113 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.12	ARNAUD (H). 1981. - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le barrémo-bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. Vol 1 (311 p.), 2 (314 à 804) et 3 (19 p. + 115 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.13	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 11 et 12 Décembre 1986. Institut Dolomieu. Volume 1. 469 p.	150 F
T.14	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 10 et 11 Décembre 1987. Institut Dolomieu. Volume 2. 305 p.	150 F
T.15	COLLOQUE A.G.S.E. " Risques naturels dans le S.E de la France". Avignon, 19 et 20 Octobre 1989. 251 p.	100 F
T.16	6ième COLLOQUE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET. Auris-en-Oisans, 20-23 Mars 1991. 97 p.	épuisé
T.17	COLLOQUE INTERNATIONAL sur les événements de la limite Cénomanien-Turonien. Grenoble, 24-26 Mai 1991. 129 p.	épuisé
T.18	COLLOQUE A.G.S.E. " Enregistrement de l'Eustatisme sur les marges Ouest-Tethysiennes au Mésozoïque". Lyon, 23 et 24 Novembre 1989. 136 p.	épuisé
T.19	GUILLOT (S). 1993. - Le granite de Manaslu (Népal central). Marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. Etude structurale, métamorphique et géochimique. 97 p. + annexes. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.20	Lower Cretaceous cephalopod biostratigraphy of the western Tethys : Recent developments, regional synthesis and outstanding problems. IGCP 262 : Tethyan Cretaceous Correlations. Lower Cretaceous Cephalopod Team. 1994. 320 p.	450 F
T.21	DARMENDRAIL (X). 1994. - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison des mouvements. 174 p. Thèse d'Université. Chambéry	non publié
T.22	JOUANNE F. 1994. - Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison des données géodésiques historiques. Thèse de l'Université de Savoie. 153 p.	150 F
T.23	CHALARON (E). 1994. - Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen. 134 p. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.24	BLANC-ALÉTRU (M.-C.). 1995 - Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. 299 p., 14 pl., 156 fig. Thèse de l'Université de Neuchâtel (Suisse).	épuisé
T.25	BLANC (E.)1996. - Transect plate-forme - bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts des sédiments. 311 p., 7 pl., 180 fig. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé

T.26	LEMENNICIER (Y.) 1996. - Le complexe métamorphique du Sud Karakoorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan - Nord Pakistan). Etude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. 171 p. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.27	CROUZET (C.) 1997. - Le thermopaléomagnétisme : méthodologie et applications. 197 p. Thèse de l'Université de Savoie.	150 F
T.28	LAZARRE (J.) 1997. - Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le massif du Pelvoux (Hautes-Alpes, france). Tectonique des socles et ds bassins à la limite secondaire-Tertiaire. 201 p. Thèse d'Université. Lyon I	170 F
T.29	FUDRAL (S.) 1998. - Étude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales, de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint-Maurice (France). 306 p. Thèse de l'Université de Savoie.	275 F
T.30	CHAPRON (E.)1999 – Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays alpin (Lac du Bourget, Léman) durant le quaternaire récent. 261 p. Thèse de l'Université de Lille.	240 F
T.31	Les Paléoalpins - Hommage à Pierre Bintz. 239 p.	250 F
T.32	DENIAUD (Y.) 2000 - Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équAtoriennes au cours du Néogène : étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse. 157 p. Thèse d'Université Grenoble I,..	160 F
T.33	BERNAUS (J.-M.) 2000 - L'Urgonien du bassin d'Organyà (NE de l'Espagne) : micropaléontologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle 138 p. Thèse d'Université Grenoble I	150 F

GÉOLOGIE ALPINE
BULLETIN

	du	T. 33	1956	au	T. 55	1979	30 FF	l'exemplaire
	du	T. 57	1981	au	T. 69	1993	50 FF	l'exemplaire
sont épuisés		*T. 56*	*1980*	*et*	*T. 61*	*1985*		
		T. 70	1994		100 FF	l'exemplaire		
		T. 71	1995		100 FF	l'exemplaire		
		T. 72	1996		100 FF	l'exemplaire		
		T. 73	1997		130 FF	l'exemplaire		
		T. 74	1998		130 FF	l'exemplaire		
		T. 75	1999		150 FF	l'exemplaire		

T 70 1994 = 3 articles géologie alpine + Thèse d'Université TALAVERA MENDOZA O. - Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique méridional). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique des Cordillères méxicaines, p. 47-242.

T 71 1995 = 5 articles géologie alpine + Thèse d'Université BENITEZ S. - Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire, p. 3-163.

La liste des sommaires des bulletins est fournie sur demande adressée au Service Documentation de l'Institut Dolomieu
Voir aussi sur le Web http://www.univ-savoie.fr/labos/lgca/produ

GÉOLOGIE ALPINE
SÉRIE SPÉCIALE "COLLOQUES ET EXCURSIONS"

N°1	Géoatelier Alpin. Résumés.	Grenoble, 12-13 Novembre 1992. 105 p.	50 F
N°2	Mesure de la déformation récente et actuelle. Résumés.	Chambéry 18-19 Mai 1993. 54 p.	épuisé
N°3	ODP Leg 143 post-cruise meeting. Field-trip.	Grenoble, 1-4 Juillet 1993. 106 p.	50 F
N°4	Les Bassins d'avant-chaînes. Résumés. Séance de la Société Géologique de France. Grenoble, 21-22 Novembre 1994. 111 p.		épuisé

AUTRES

Fichier ORBITOLINIDAE par A. ARNAUD-VANNEAU 1978. Ed. SNEA(P) . Types figurés -143 espèces ..... 250 F

CONDITIONS DE VENTE

Les prix indiqués sont à majorer des frais d'expédition. Prix préférentiels pour commande en nombre, nous consulter.

Adressez vos demandes à : *Institut de Géologie - Association Dolomieu. Documentation*
15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble cedex (France)
Tel : 04 76 63 59 76 Fax : 04 76 87 82 43 E-mail : ptalour@ujf-grenoble.fr