

TRAVAUX DU COMITÉ FRANÇAIS D'HISTOIRE DE LA GÉOLOGIE (COFRHIGÉO)

TROISIÈME SÉRIE, t. XXVI, 2012, n° 10
(Communication écrite)

Maurice GENNESSEaux & Jean MASCLE

La naissance et le développement de la géologie marine à Villefranche-sur-Mer : des années 1950 au milieu des années 1980

Résumé. La géologie-géophysique marine a, de peu, précédé la naissance de la révolution pour les sciences de la Terre qu'aura été la tectonique des plaques. En France, la création et le développement de cette discipline sont essentiellement dus à un homme, Jacques Bourcart qui, dès avant la Seconde Guerre mondiale, eut l'intuition de ce que l'on pouvait attendre de l'étude du domaine marin et particulièrement de ce qu'il nomma alors le précontinent, notre marge continentale d'aujourd'hui. C'est à partir de Villefranche-sur-Mer, où il vint régulièrement au cours des années 1950-1960, que Bourcart et une poignée d'élèves entreprirent les analyses successives du précontinent de la région de Nice, puis peu à peu de l'ensemble de la marge méditerranéenne française. La création du Cnexo, ancêtre de Ifremer, l'accès à des moyens à la mer modernes (navires et engins) permirent ensuite d'étendre ces découvertes et analyses à l'ensemble du bassin méditerranéen occidental. Dès la fin des années 1980, soit en moins de 25 ans, les caractéristiques géologiques et géophysiques de la Méditerranée occidentale, ainsi que les grandes phases de son évolution, furent connues.

Mots-clés : Jacques Bourcart – marge continentale – Méditerranée occidentale – vallée sous-marine du Var – golfe du Lion – Messinien – Bassin Tyrrhénien – XX^e s.

Abstract. The development of marine geological-geophysical studies has preceded the birth of the Plate Tectonics concept only by a few years. In France, the creation of this new research field is mainly due to Pr. Jacques Bourcart who, before World War II, had already the intuition that the analysis of the marine geological domain, and particularly of what he used to call the "Precontinent", our today Continental Margin, was a major issue. It's from Villefranche-sur-Mer, where Bourcart used to come regularly in 1950-1960, that he initiated with a few students systematic researches, first in the area around Nice then, progressively, all along the French Mediterranean margin. The creation of Cnexo, ancestor of Ifremer, and the availability of modern and well-equipped research vessels allowed later on the development of marine geology programs to the entire western Mediterranean basin. By the late 80, in less than 25 years, all the main characteristics of the Western Mediterranean Sea, as well as the stages of its evolution, were well-established.

Key words: Jacques Bourcart – continental margin – Western Mediterranean – Var submarine valley – Gulf of Lions – Messinian – Tyrrhenian basin – 20th century.

I - Les débuts (des années 1950 aux années 1970) (M. G.)

Introduction

Étant, paraît-il, le témoin le plus ancien de cette grande aventure, il ne m'est pas facile, après une longue retraite loin de ce magnifique site méditerranéen, de raviver mes souvenirs « *océanographiques* ». Compte tenu des moyens techniques alors disponibles, nos recherches des débuts n'ont laissé en effet que peu ou pas de traces avant l'explosion des découvertes scientifiques des années soixante. En préambule, je signale cependant que dans un petit mémoire célébrant les 125 ans de la station zoologique de Villefranche-sur-Mer, publié en 2011, Jean Mascle a retracé les premiers essors et les grandes étapes de la recherche en géologie sous-marine, initiées par le professeur Jacques Bourcart et cantonnées, un temps, à la rade de Villefranche et à son environnement côtier proche. Outre un hommage au créateur de la discipline, Jacques Bourcart, on trouvera dans ce chapitre une brève revue des principaux travaux conduits et des résultats obtenus au cours de ces années par les géologues marins de Villefranche sur ce monde géologique incomparable et toujours plein de surprises qu'est la Méditerranée. Enfin, ce chapitre se conclura par une évocation un peu plus détaillée de ce qui fut un terrain de recherches de proximité et de qualité, non seulement pour moi-même, mais aussi pour la majeure partie des chercheurs villefranchois : la pente continentale niçoise et le delta sous-marin du Var qui fut, qui plus est, le lieu d'un effondrement sous-marin et d'un tsunami spectaculaire vers la fin des années 1970 et qui demeure à la fois un objet d'étude et un modèle.

Jacques Bourcart : le fondateur

Dés la fin de la Seconde Guerre mondiale, Jacques Bourcart fut le grand précurseur de la géologie marine et sous-marine en France. Sa carrière scientifique fut plutôt surprenante : études de médecine, éveil océanographique lors de séjours à Roscoff, conscrit au Maroc, médecin et géologue en Albanie (durant la Grande Guerre) ; là, il rédigea sa thèse tout en acquérant une grande estime de la part des Albanais ; il fut ensuite directeur de l'Institut chérifien pendant dix ans, puis maître de conférences à la Sorbonne au cours des années 1930. S'orientant plus spécifiquement vers le domaine marin dès la fin de la Seconde Guerre mondiale, Jacques Bourcart acquit rapidement une grande compétence sur la dynamique et la physico-chimie sédimentaire, ce qui le conduisit à devenir expert lors de la réalisation du barrage de la Rance, et, avec Gilbert Boillot, pour les études sur la baie du Mont-Saint-Michel déjà menacée d'ensablement ; chargé de cours à l'École des ponts et chaussées, conseiller pour la construction de barrages hydroélectriques au Maghreb,

conseiller de la Marine nationale, succédant à Léon Lutaud, Jacques Bourcart devint, en 1955, directeur du laboratoire de géographie physique de la Sorbonne, enfin membre de l'Institut.



Fig. 1. Jacques Bourcart (1891-1965).

Dès 1945, Jacques Bourcart vint régulièrement, pour ses vacances, à Villefranche-sur-Mer, où il fut d'abord hébergé à la station zoologique, créée dès la fin du XIX^e siècle dans un ancien baignoir, et alors dirigée par le professeur Trégouboff. Plus tard, au cours des années 1950, l'aménagement d'un bâtiment annexe dit de la « *Vielle Forge* » lui donna l'occasion d'installer un véritable petit laboratoire de géologie marine. J'ai plaisir à me souvenir de ses longues dictées à son épouse, « *secrétaire* » de toute heure et de longue date. Doté d'une mémoire exceptionnelle, Jacques Bourcart pouvait sans interruption ajouter à son texte des données de toutes sortes ; sa « *secrétaire* » le sermonnait quand il avait une hésitation et nous blâmait gentiment quand nous les dérangions. Ses premiers travaux à la mer furent entrepris avec la « *Sagitta* », petit pointu océanographique de la station zoologique, dans la rade de Villefranche et au long du littoral de la baie des Anges pratiquement exempts de plateau continental. Quand nous lui parlions d'acquérir un bateau plus adapté et donc plus grand, il répondait invariablement, sachant les servitudes que cela entraînait, « *je ne veux pas laver de draps* » !

Avec Ginette Enard, sa dessinatrice, et Claude Lalou, géochimiste, nous entreprîmes ensuite la cartographie systématique de la marge continentale nord-méditerranéenne. Bourcart bénéficia alors de levés bathymétriques, réalisés entre 1935 et 1937 au niveau du golfe du Lion par l'ingénieur Marti avec un échosondeur de son invention ; avec ces documents, tenus secrets pendant l'occupation allemande, et ses propres levés, Jacques Bourcart entama, dès 1950, la publication de ses premières cartes bathymétriques, puis publia en 1958, en couronnement de ces études, une carte générale de la marge

méditerranéenne française, document illustrant un fort relief découpé par une suite ininterrompue de canyons ou grandes vallées sous-marines.

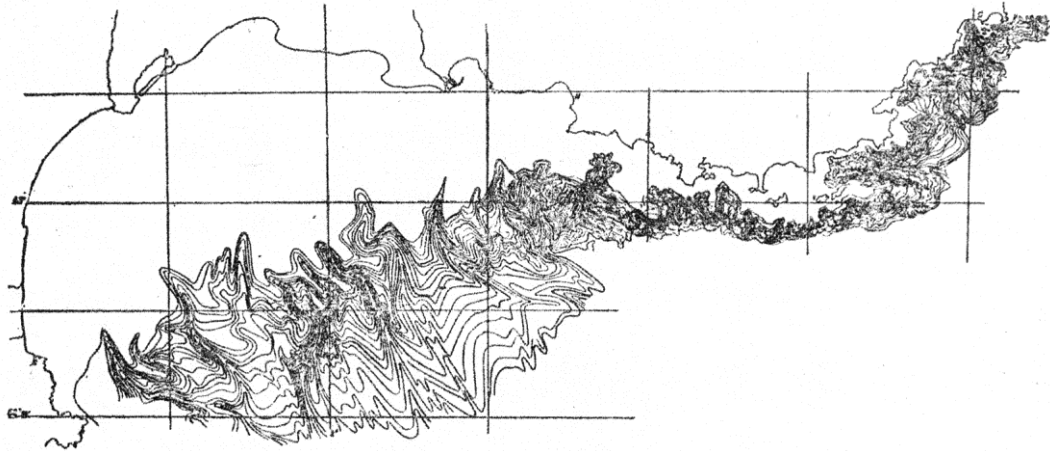


Fig. 2. Carte des gorges sous-marines du golfe du Lion, d'après des levés de Marti et Anthoine, complétés par ceux de l' « Ingénieur Elie Monier » (Légende originale de la figure 72 de l'ouvrage de J. Bourcart, *Les Frontières de l'Océan*).

La flexure continentale et la marge continentale selon Jacques Bourcart

Avant-guerre, Jacques Bourcart imagina un concept géotectonique qu'il fut sans doute le seul à vraiment défendre : la flexure continentale. Mais il voulait également lui associer une preuve qu'il jugeait irréfutable : le creusement aérien des canyons sous-marins. Ce sont ces deux idées qu'il développera jusqu'en 1958 dans plusieurs ouvrages, le premier publié dès 1927 sous le titre *La théorie de la Flexure continentale*. C'est sans doute leur proximité, ainsi que le nombre important de vallées sous-marines (19 bien caractérisées tout au long de la marge méditerranéenne française) qui l'attacha à Villefranche-sur-Mer (et ce jusqu'à sa retraite en 1965), où il fonda un laboratoire de géologie sous-marine en 1955. Ses vues et schémas sur l'orogénèse et la subsidence étaient en accord avec les idées d'Émile Haug, en particulier celle concernant la synchronisation des mouvements synclinaux et anticlinaux, idée fortement contestée par la suite et, bien sûr, aussi sur la fixité des aires continentales. Mais Bourcart associait ces deux mouvements, opposés, à une continuité de part et d'autre du rivage, de la croûte continentale. La partie bombée vers le haut représentait dans sa vision le socle continental émergé, la partie en dépression le socle continental sous-marin, tous deux caractérisés par une certaine « souplesse ». Bien qu'il n'en ait pas fait une généralisation mondiale, il admettait que, dans la majorité des cas, la ligne d'inversion des mouvements pouvait sensiblement correspondre au littoral, ce dernier n'ayant que peu varié au cours des temps géologiques. A tel point qu'il incluait dans ses entités le couple du concept géosynclinal-géanticlinal, mais aussi par exemple des ensembles comme Bretagne/Manche ou falaise nord-flamande/mer du Nord. Ce modèle allait le conduire à une autre hypothèse qui lui tenait à cœur. Un soulèvement continental aboutissant à une érosion terrestre et à une sédimentation dans le domaine marin pouvait conduire, en sens inverse, à une réduction du détritique terrestre, ainsi qu'au soulèvement de la marge continentale,

voire à son émergence et à son érosion ainsi qu'« *au creusement fluvial ou torrentiel des canyons sous-marins* ».

Ce concept de flexure continentale, bâti sur un excès de choix des meilleurs arguments, n'a pas fait école, d'autant plus qu'il arrivait en même temps que ceux de la dérive des continents ou, un peu plus tard, de la tectonique des plaques ! Mais reconnaissons que ce foisonnement d'idées, certes parfois pas toujours bien ordonnées dans ses ouvrages, honore fortement son auteur.

L'essor progressif du laboratoire de géologie sous-marine : la marge méditerranéenne française au cours des années 1960-1970

C'est l'étude des canyons méditerranéens (marge continentale du Sud de la France et de Corse), de leur morphologie, bathymétrie, structure, remplissage et fonctionnement qui a, de fait, constitué la majeure partie de l'activité du professeur Bourcart et de son équipe d'alors, initialement très réduite (Claude Lalou, François Otman, Eloi Klimek, Maurice Genesseeux). Au début des années 1950, la rusticité des moyens d'étude et l'absence effective de navire de recherches constituaient encore des obstacles. En 1948, ce furent plusieurs croisières sur le *Chasseur 142* puis sur l'avisos *Élie Monier*, sur lequel Bourcart fut reçu au sifflet comme un commandant de la Marine nationale, qui permirent la réalisation de bons levés bathymétriques au long de la marge des Maures et de l'Esterel. Un souvenir amusant me revient : lors du premier embarquement, le sondeur, qui était un émetteur dirigé en oblique pour la détection des sous-marins, fut remis à la verticale pour le sondage bathymétrique ; mais les échos très distants étaient imprimés à l'iode, très instable ; dans les secondes suivantes, ces échos devaient être renforcés au crayon. Redoutable odeur par mauvais temps et pendant tout un quart ! Mentionnons également les difficultés de positionnement d'un navire sans radar lors des levés bathymétriques. Les trois membres de l'équipe, chacun armé d'un sextant, devaient suivre la variation angulaire entre deux amers côtiers jusqu'à un top radio, et ce à la seconde près. Une mobilisation pendant des heures avec des erreurs que le dévoué commandant Houot devait corriger avec son grand compas à trois branches pour obtenir une précision du lever très variable, suivant la distance à la côte et le roulis pour les observateurs.

Les moyens de travail se sont ensuite considérablement améliorés avec l'utilisation de la *Calypso*, ancien dragueur de mines américain de 42 m, que Jacques-Yves Cousteau acquit en 1950 pour un franc symbolique, et dont des mécènes assurèrent l'équipement. Dotée d'une grue, d'un sondeur perfectionné et d'un radar, la *Calypso* fut louée par le CNRS pour plusieurs campagnes fécondes. Ce fut véritablement une ère nouvelle qui commençait. C'est un peu plus tard que notre laboratoire acquit un carottier à piston (importé de la Scripps grâce à Francis Shepard) ; ce fut le premier appareil de ce type utilisé en France. La pénétration dans les sédiments fins et peu compactés pouvait alors atteindre 10 m. Nous découvrîmes ainsi, bien avant la disponibilité des données de sismique réflexion, la similitude fréquente des dépôts marneux meubles du Quaternaire récent, d'épaisseur

souvent « excessive », due à l'intense érosion alpine. La pénétration dépassait par contre rarement 10 cm dans les marnes indurées pliocènes. Le carottage dans les dépôts très grossiers de coulées gravitaires (matériaux non cohésifs) était incertain et même souvent erroné du fait d'un granoclassement artificiel dans le tube de carottage lors des opérations de récupération. La perte, un jour, du carottier à piston fut une catastrophe, surtout en l'absence de crédits de renouvellement ! La connaissance de la dynamique sédimentaire au sein des canyons du Var et de Corse s'en trouva malgré tout prodigieusement améliorée !

Canyons et vallées sous-marines

Afin de discuter à la fois de la formation et de l'âge des canyons méditerranéens que nous avons étudiés, on doit distinguer ceux du golfe du Lion où, à l'exception du « *rech* » Lacaze-Duthiers (bordure pyrénéenne), ces derniers s'apparentent à un front de delta, sans doute peu actif aujourd'hui sauf à ses extrémités pyrénéenne et provençale. Nous indiquons plus loin qu'au Messinien le Rhône n'entaille que faiblement le rebord ; le comblement, lors de la transgression pliocène, a probablement en grande partie oblitéré le relief sédimentaire de la pente continentale fini-messinienne ; le rôle majeur d'entaille du rebord et du creusement relativement aisé revient donc surtout aux régressions quaternaires répétées. Le creusement du front de delta par des glissements boueux et des courants de turbidité (qui alimentent le delta profond ou « *deep sea fan* ») suggère une érosion régressive du rebord continental central sous l'action des houles. Les loupes de décollement observées sur la pente continentale présagent peut-être de nouvelles vallées. La tête du canyon Bourcart (proche du « *rech* » Lacaze-Duthiers), que nous avons explorée en plongée avec la soucoupe *Cyana*, correspond quant à elle à un cirque parfaitement régulier et peu pentu et qui n'annonce pas de vastes glissements sédimentaires. On remarqua alors que les dépôts sédimentaires semblent réduits sur le plateau externe, phénomène observé très fréquemment sur la plupart des larges plateaux continentaux du fait de l'érosion due aux courants et aux ondes de tempête.

Les canyons entaillés dans des roches cristallines suscitent de tout autres réflexions. Manifestement, comme l'observa Bourcart, ils offrent des caractères de fleuves et ne peuvent donc avoir été creusés sous la mer. Une émergence de leur base jusqu'à -2 000 m est quant à elle impensable à l'échelle mondiale ; de même un creusement sinueux au sein d'un réseau de failles croisées est incapable de tracer un lit ; les coulées boueuses, ou courants turbides, sont des mécanismes impuissants. Il ne restait alors comme mécanisme que celui d'une déformation souple de la lithosphère, c'est-à-dire la flexure continentale (soulèvement) afin de permettre l'exondation et le creusement aérien ! Mais Bourcart, bien qu'il ait effectivement envisagé une importante régression dite « *pontienne* », n'avait pas pu connaître l'épisode messinien (décrit seulement en 1970), entraînant un assèchement partiel de la Méditerranée et non un soulèvement de ses marges.

De nos jours, la communauté scientifique estime que le creusement des canyons de Méditerranée s'est fait au cours de la période de régression messinienne, soit durant un peu moins d'1 million d'années. On peut toutefois remarquer :

- qu'une telle durée paraît très brève pour produire de telles entailles, atteignant parfois plusieurs centaines de mètres au sein de roches cristallines ;
- qu'en admettant un niveau possible de dépôts évaporitiques vers -1500 m sous le niveau actuel de la mer, on ne peut pas aisément expliquer le prolongement de telles vallées (actuellement décelables par sismique) de leur cours supérieur (rocheux) jusqu'à -2 500 m (voire plus) en milieu sous-marin.

On en est conduit à suggérer qu'en Méditerranée occidentale, un tracé aérien de ces vallées a pu s'amorcer au large des Maures et de la Corse, dès le début de la période du rifting oligocène ; ces vallées auraient ensuite été comblées par la couverture sédimentaire miocène, puis déblayées durant le Messinien et le Quaternaire (soulèvements tectoniques). L'érosion aurait été facilitée par le contrôle tectonique ; un tracé en « zigzag » des réseaux de failles croisées semble d'ailleurs compatible avec la morphologie actuelle des canyons de la marge rocheuse méditerranéenne. L'histoire proposée de ces vallées est sans doute un cas assez spécifique à la Méditerranée occidentale du fait de l'importante régression messinienne, épisode que Bourcart n'avait pas pu connaître.

D'autres chercheurs du laboratoire de Villefranche-sur-Mer, pour la plupart en cours de thèse, poursuivirent peu après l'étude de la marge provençale et de ses canyons sous-marins : Gilbert Bellaiche et Guy Pautot au large de l'Esterel, Jean Mascle au large des Maures, Jean-Pierre Rehault et Maurice Gennesseaux sur le canyon du Var et au large de la Corse, Alain Mauffret à la périphérie du bassin catalan, tous alors sous la direction de Louis Glangeaud, qui, en 1960, succéda à Jacques Bourcart. Peu de temps après, l'acquisition par le CNRS d'un chalutier dieppois, le fameux *Catherine Laurence*, aménagé par Wladimir Nestéroff pour la plongée, le carottage, et la sismique réflexion, vint alors compléter les possibilités de campagnes à la mer à partir des navires du tout jeune CNEXO.

Le cas du golfe du Lion

Au-delà de la Côte d'Azur, lieu privilégié de nos recherches d'alors, notre attention fut également attirée par l'évolution géodynamique du golfe du Lion et de sa marge, modelée par de nombreuses vallées sous-marines (Fig. 2). À près de 20 ans d'intervalle, deux études furent conduites, la première au cours des années 1950 par Jacques Bourcart. Pour l'essentiel, le golfe du Lion correspond à un vaste plateau continental cénozoïque. À la suite de levés antérieurs dus à Georges Pruvost, la première étude entreprise nous permit, avec peu de données, de dresser une ébauche de la structure et de l'histoire sédimentaire de cette région. Des forages effectués en Camargue avaient montré que le plateau est également recouvert par une série miocène de 800 m d'épaisseur, reposant sur un épais substratum mésozoïque. Le creusement des vallées terrestres et sous-marines se serait donc effectué durant le Miocène supérieur, comme l'ont démontré des dragages réalisés sur les versants du canyon Lacaze-Duthiers au large de Banyuls. La transgression pliocène fut rapide (la fameuse « révolution pliocène » de Bourcart) ; cette dernière combla les vallées de « marnes bleues » planctoniques. Le toit du Pliocène est souligné par un soulèvement et un surcreusement des canyons, régis ensuite par les variations quaternaires du niveau

marin. Les nombreux canyons offrent un trajet complexe, avec des captures et des affluents, cours sinueux facilités par la plasticité des marnes. Au pied de la marge, des leviers postérieurs de sismique réflexion ont par la suite démontré que la base de leurs dépôts profonds était recouverte d'un épais dépôt de turbidites deltaïques récentes (le « *deep sea fan* »). Dans le « *rech* » Lacaze-Duthiers, les versants entaillés au sein du Miocène et plaqués de Pliocène nous ont alors apporté la preuve d'un creusement aérien au cours du Tortonien-Messinien. Plus tard (en 1978) nous entreprîmes, avec Dominique Lefebvre, une nouvelle étude de la structure du golfe du Lion ainsi que de la phase messinienne d'assèchement méditerranéen ; nous avons alors accès aux enregistrements d'un dense réseau de sismique réflexion pétrolière, ainsi qu'à des données de plusieurs forages profonds fournis par la Compagnie française des Pétroles. Un traitement informatique des données bathymétriques et sismiques permit d'obtenir des cartes en 3D restituant la topographie messinienne du plateau deltaïque, et de démontrer, dès 1979, la probable faible profondeur du bassin messinien.

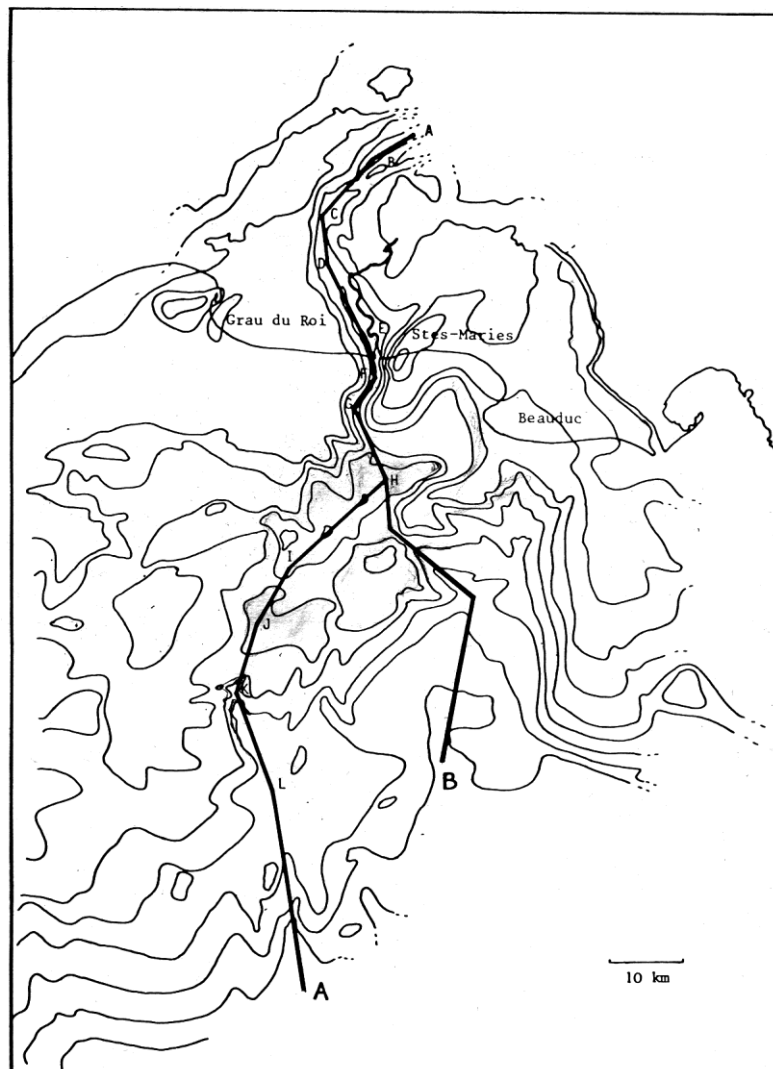


Fig. 3. Les isochrones du toit du Messinien sous le golfe du Lion illustrent la traversée du plateau continental messinien par le Rhône, divisé en deux branches, la faible déclivité du cours et parfois même des cours inverses de type endoréique.

Le vaste delta du Rhône, limité à l'ouest par le « *rech* » Lacaze-Duthiers (versant pyrénéen) et à l'est, par le canyon de la Cassidaigne (baptisé ainsi par Bourcart), possède un socle acoustique, probablement mésozoïque, très fortement fracturé en horsts et grabens, de même orientation SW-NE que les structures du rift liguro-provençal. Ces horsts auraient donc les caractères de blocs basculés générés durant l'Oligocène. Au sein des grabens, la transgression miocène a recouvert l'ensemble des couches sédimentaires, peu déformées, de près de 1 000 m de sédiments, créant un plateau continental primitif peu profond et une pente continentale faiblement inclinée, qui préfigure le front du delta actuel, toutefois incomplet dans sa partie orientale et provençale. On constate, comme l'indiquait très tôt Bourcart, que la transgression pliocène s'est faite très rapidement, sans conglomérat de base. Elle recouvre directement les reliefs de la surface d'exondation messinienne et dépose d'épaisses couches de « *vases bleues* » plus déformées sur le front de progradation deltaïque. Les forages indiquent que les faunes y sont bathyales et cela même en milieu peu profond. Aujourd'hui, près du littoral, le plateau continental est recouvert près de son rebord, par des sédiments résiduels, contenant souvent des débris coquilliers fortement glauconieux et du quartz.

Un lever bathymétrique par sondeur multifaisceau, réalisé ultérieurement par l'Ifremer (sous la direction de Guy Pautot et Gilbert Bellaiche), a permis depuis de cartographier l'ensemble de la marge et du large « *deep sea fan* » profond, accumulation deltaïque de coulées turbiditiques quaternaires.

Le Messinien et ses évaporites

L'événement messinien (« *Messinian event* »), autrement dit l'assèchement marin partiel de l'ensemble des bassins de Méditerranée et le dépôt concomitant d'épaisses couches salifères (donnant localement naissance à des diapirs), furent l'un et l'autre l'objet de nombreuses controverses, tant cet événement demeure exceptionnel à l'échelle du Globe. Un premier indice en fut révélé lors de la découverte par le commandant Alinat (alors en poste au Musée océanographique de Monaco), avec l'aide d'une *troïka* (traîneau sous-marin tracté conçu par Jacques-Yves Cousteau et équipé de caméras), d'un bombement métrique accidentant le fond marneux de la mer Ligure et que Bourcart interpréta comme un front de turbidites. Peu de temps après (1962), une équipe de chercheurs américains mit en évidence, par sismique réflexion continue utilisant un émetteur acoustique de 100 000 joules (et ceci pour la première fois en Méditerranée), un ensemble de dômes traversant le Plio-Quaternaire depuis le toit du Miocène supérieur. La densité de ces structures fit d'abord conclure à des diapirs de boues. Une grande incertitude régnait alors à propos de la stratigraphie du bassin occidental, que la sismique réflexion et réfraction ne pouvait lever avec certitude. À cette époque, la plupart des géologues traditionnels, dont Glangeaud, identifièrent sous le Plio-Quaternaire un socle interprété comme continental et directement recouvert d'une couverture de marnes attribuées au Trias, donnant naissance à des diapirs. Les 27 forages réalisés en Méditerranée en 1970, sous la direction de Bill Ryan et Ken Hsü, lors de la prodigieuse campagne DSDP 13 du navire *Glomar Challenger*, avec une équipe internationale à laquelle participèrent Nestéroff et Pautot, pénétrèrent en réalité des dépôts

miocènes jusqu'au Langhien. Les séries échantillonnées sont globalement constituées de marnes bleues, avec une faune planctonique peu abondante, connue dans d'autres bassins continentaux. Ces dépôts sont recouverts d'un Messinien évaporitique (Miocène terminal), sous la forme d'une couche épaisse de 400 à 900 m, présente dans l'ensemble de la Méditerranée, et bien mise en évidence, en sismique réflexion, par de forts réflecteurs.

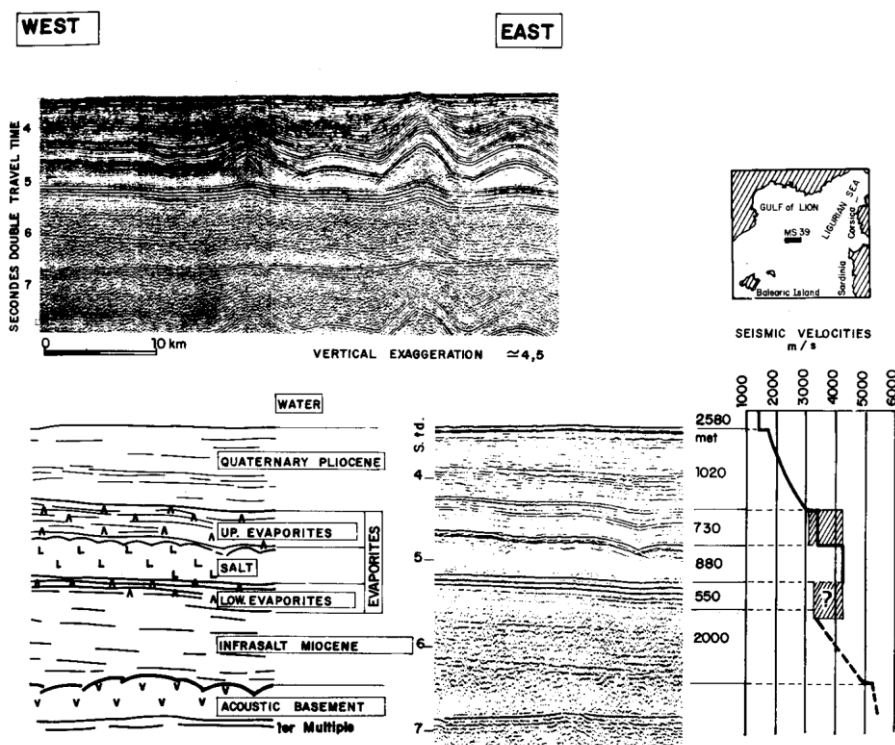


Fig. 4. Profils sismiques illustrant la présence de Messinien évaporitique au centre du bassin occidental ; l'interprétation stratigraphique ainsi que les vitesses sismiques de ces formations sont également indiquées (d'après Rehault *et al.* 1985).

L'un des forages pénétra sur 70 m ces dépôts salifères, tout en montrant que les stratifications y sont très complexes et variées. La base de la série est parcourue de laminations dolomitiques contenant des faunes planctoniques. Le type de dépôts salifères varie de place en place et de bassin en bassin. Ce sont des gypses, halites, anhydrites, ces dernières surtout présentes dans le bassin occidental. Au toit de la formation, la présence de boues dolomitiques indique le passage aux marnes pliocènes. À l'échelle de la Méditerranée, les masses d'évaporites déposées sont énormes ; on estime en effet que plus d'un million de kilomètres cubes de sels et gypses, soit 5% de la salinité mondiale, furent alors déposés !

La bathymétrie messinienne

Comme indiqué plus haut, la profondeur des dépôts évaporitiques au sein du bassin messinien a été l'objet de nombreuses controverses et publications, qu'on ne peut résumer qu'avec beaucoup de précautions et de raccourcis. De nombreux événements tectoniques et sédimentaires se sont en effet succédé depuis l'Oligocène (début du rifting de

Méditerranée occidentale) jusqu'au Quaternaire le plus récent. Ce sont souvent des hypothèses portant soit sur la subsidence thermique, le taux de sédimentation, ou encore des effondrements ou des accélérations des mouvements distensifs. Pour certains auteurs comme Hsü, Ryan ou encore Xavier Le Pichon, se fondant sur des données géophysiques, la profondeur de dépôt, environ 2 500 m, serait restée sensiblement la même au cours de tout le Miocène, en soustrayant toutefois quelques 800 m dus à un réajustement isostatique temporaire durant la période d'assèchement ayant conduit aux dépôts évaporitiques. De nombreux autres auteurs pensent, au contraire, à une faible profondeur du bassin suivie d'un rapide approfondissement au cours du Plio-Quaternaire. Rehault (1980) propose un bassin anté-messinien de 2 200 m de profondeur, de 1 100 m durant la période régressive, puis de 1 900 m après le retour rapide des eaux pliocènes. De même, Mauffret, se fondant sur le refroidissement crustal, fournit de nombreux arguments dans ce sens et estime la profondeur du bassin au cours du Messinien à des valeurs entre 500 et 1 000 m.

L'analyse d'enregistrements sismiques nous confirma dans nos travaux avec Lefebvre (1980) que le Rhône messinien, sur le continent et dans la même vallée qu'actuellement, offrait, quant à lui, un encaissement de 800 m (y compris son creusement tortonien). Mais son cours devient progressivement moins profond et sinueux sous la partie centrale du plateau continental, avec, du fait de fractures orthogonales, un fort relief devenant même, en plusieurs points, un milieu endoréique. Près du rebord continental, aucune érosion fluviale n'est plus décelable sur les coupes sismiques. Ces deux caractéristiques, mesurées et non contestables, indiquent que le profil de base était alors atteint et que le transport sédimentaire vers la pente deltaïque était forcément réduit. En tenant compte d'une pente de 200 m du cours inférieur, qu'il faut ajouter, le rivage de la mer devait donc se situer aux alentours de -1 000 m sous le niveau actuel des océans, donc très en dessous des premières valeurs souvent admises, citées plus haut.

Soulignons que cette estimation, aujourd'hui fortement partagée, se fonde sur l'examen de données solides, géographiquement fiables et directement interprétables. Pour conclure, j'estime, en accord avec des collègues hydrologues, que le bassin occidental ne se serait asséché que partiellement et que l'épaisseur des dépôts salifères a nécessité de très nombreux remplissages successifs. Des variations fréquentes ont été constatées dans ces dépôts ; elles sont dues à de nombreuses oscillations des fonds au niveau de Gibraltar, du sud du Rif et au nord des Cordillères bétiques, zones soumises aux effets de la collision continentale africano-eurasienne. Mais on ne parle que peu des cycles glaciaires mondiaux durant le Messinien ; ces derniers ont peut-être joué un rôle tout aussi important dans le contrôle des oscillations du niveau marin en Méditerranée. La période du Messinien, d'une durée brève et parfaitement délimitée géologiquement, résulte d'une accumulation d'événements très variés qui lui ont permis de conserver de nombreux mystères !

II - Le cas particulier de la marge continentale niçoise et de la vallée sous-marine du Var (M. G.)

Bref aperçu sur la géologie des Alpes-Maritimes et du domaine marin ligure proche au cours du Néogène

Dans cette région, les mouvements tectoniques, qui diffèrent de ceux du domaine pyrénéo-provençal, sont soulignés par une première phase, dite anté-burdigalienne, qui se traduit par la mise en place de plis anticlinaux, notamment dans l'autochtone (presqu'île du Cap-Ferrat, cap d'Antibes), ainsi que par l'amorce de grands synclinaux (Conte, Menton). Cette tectonique demeure active au cours de tout le Miocène, période caractérisée par une très forte érosion et des écaillages tectoniques. Au Tortonien (Miocène supérieur), des nappes, curieusement ancrées par le front, se plissent en rides serrées (arcs de Castellane et de Nice) en produisant d'énormes formations bréchiques (Vence, Menton). Mais c'est au cours du Pontien (Messinien) que se situe la phase majeure ; cette dernière se traduit par un déplacement méridional de l'arc de Nice vers la basse vallée du Var ainsi que par le détachement et le soulèvement de la couverture du Mercantour.

Cette activité tectonique, qui coïncide assez curieusement avec la période d'assèchement de la Méditerranée, correspond également à une phase majeure d'érosion fluviale qui détermine le creusement de la majorité des futures vallées sous-marines de Marseille à Menton. C'est après l'envolement de ces fleuves que se seraient façonnés les canyons rocheux des Maures et de l'Esterel. C'était, pour Bourcart (qui comme nous l'avons déjà dit ne pouvait avoir connu l'évènement messinien), la preuve du rôle joué par la flexure continentale dans le creusement aérien des fleuves côtiers, les futurs canyons. Nous fûmes tentés d'appliquer cette idée à la vallée sous-marine du Var, mais son enfoncement par subsidence, considérablement plus important que ne l'implique la théorie, ne permet pas d'observer en surface son soubassement. On ignore d'ailleurs si le « *bed-rock* » de la vallée du Var correspond ou non à un synclinal individualisé entre les massifs jurassiques d'Antibes-Vence et l'arc de Nice.

La pente continentale de la baie de Nice (ou baie des Anges)

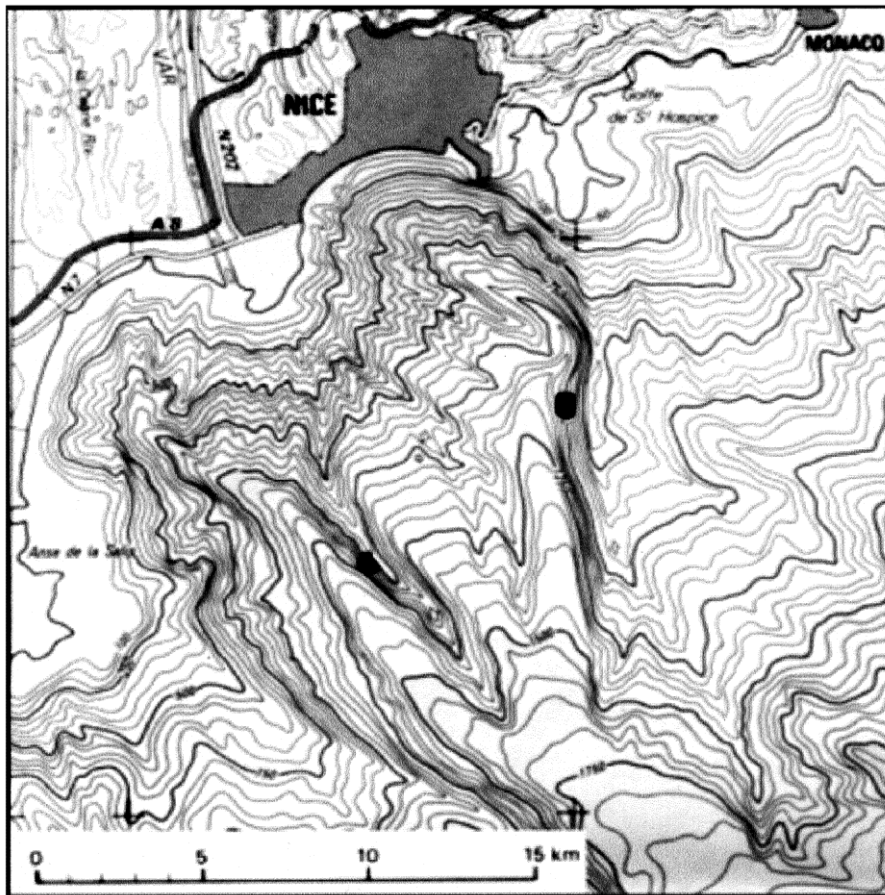


Fig. 5. Carte bathymétrique du système Var réalisée par sondeur multifaisceaux par l'Ifremer (campagne SEANICE, G. Pautot). Pour les profondeurs inférieures à 500 m, la carte a été complétée par les données d'un relevé effectué par Decca Survey-France sous la direction de Maurice Genesseeux et Jean-René Vanney. On peut observer que les canyons du Var et du Paillon bordent un prodelta constitué d'une accumulation de vases et de galets d'âge quaternaire. Les zones en noir indiquent des pentes et crêtes pliocènes. L'érosion régressive y est particulièrement accentuée.

L'ensemble de la baie de Nice offre des caractères structuraux tout à fait spécifiques qui expliquent l'évolution de sa topographie sous-marine. Ne disposant pas de données sur la topographie du « *bed-rock* », j'avais demandé, en 1963, à Pierre Muraour, d'effectuer quelques sondages par sismique réfraction, technique difficile à mettre en œuvre dans une zone à fort relief et, qui plus est, à proximité d'un littoral très urbanisé. Le positionnement était alors effectué depuis la terre par des géomètres. À bord du petit navire *L'Espadon*, les tirs étaient faits avec des charges de 10 à 50 kg de gomme Nobel. « *Sur ce modeste bateau chargé de plusieurs tonnes d'explosifs, il nous fallut prêter main forte pour pousser à l'eau des charges lourdes, équipées de détonateurs et de mèches lentes allumées. Un coup de mauvais temps a même contraint le navire « boutefeu » à s'abriter, hors la loi, dans la baie de Villefranche. La presse niçoise parla alors de pêches à l'explosif !* ».

La présence supposée sur le rebord oriental du Mont Boron, d'une faille N-S, dite faille de Villefranche-sur-Mer, fut confirmée par la mise en évidence d'un rejet de 500 m ; de

même celle d'une faille transverse, visible, vers environ 1 200 m de profondeur, du pied du cap Ferrat jusqu'au Var. Un troisième accident, de direction SSO-NNE, avec un rejet de 1 000 m, fut découvert au travers du delta. Ces données, certes encore parcellaires, firent penser à un réseau de failles croisées ; la faille de Villefranche, N-S, ainsi d'ailleurs que le synclinal du Var, serait issue de la tectonique alpine tandis que les failles transverses (de même que celles découvertes plus tard en base de marge) façonnent les blocs basculés issus du rifting de la Méditerranée occidentale, d'âge oligo-miocène. Ces observations sont d'ailleurs en bon accord avec celles provenant de sismiques réflexions obtenues ultérieurement par Rehault. Le domaine central de la baie des Anges, assimilable à un pseudo-delta, est donc vraisemblablement installé sur un graben découpant un socle acoustique et localisé par plus de 1 200 m de profondeur sous le plateau littoral, et vraisemblablement découpant des calcaires jurassiques.

Le Pliocène à proximité du Var

A partir du Plaisancien (Pliocène basal), la mer envahit profondément les gorges, ou rias, entaillées dans les abrupts côtiers, simultanément à la subsidence des marges continentales. Il est important de souligner qu'à cette époque, la tectonique connaît un temps d'arrêt, aboutissant, sous un même climat aquatique général, à un épais dépôt continu et identique dans l'ensemble de la Méditerranée, connu sous le terme de « vases bleues ». Ce dépôt est essentiellement formé de vases contenant peu de silts et de sables, mais de la matière organique et des faunes pélagiques abondantes. Ces vases sont présentes à la périphérie du cours inférieur du fleuve Var, à l'exception de quelques faciès bioclastiques.

Les conglomérats, produits par la reprise de la tectonique, réduisent l'importance de ce faciès vases bleues, mais en sont peut-être aussi de simples équivalents continentaux. En effet sur la bordure, très raide, du canyon du Paillon au sud du cap Ferrat, entre 600 et 1 000 m de profondeur, la succession des subdivisions stratigraphiques du Pliocène, qui y a été carottée presque en totalité, ne comporte pas d'éléments grossiers. Un âge du delta uniquement pliocène, et donc de ces conglomérats, comme le pensent certains, semble très douteux ; ces dépôts grossiers pourraient donc être, *pro parte*, d'âge infra-quadernaire.

Le Quaternaire à proximité du Var

Les oscillations du niveau marin, liées aux phases glaciaires, et la persistance de l'orogénèse, ont considérablement réduit les possibilités de levés stratigraphiques, sauf pour le Tyrrhénien dit « *Tyrrhénien à strombes* ». En domaine marin, la présence de faunes planctoniques spécifiques d'une période climatique facilite parfois la tâche. On admet que la régression glacio-eustatique du Riss correspond au modèle orographique actuel, peu modifié par l'équivalent würmien. C'est de cette époque que datent les profils encaissés de la plupart des cours d'eau qui se jettent dans la baie des Anges, Paillon, Var, Cagne et

Loup. L'érosion, violente, a entraîné vers le large la plupart des dépôts antérieurs. Dans la baie des Anges, s'édifie alors, entre Var et Paillon, un grand cône deltaïque dont les galets très abondants proviennent en grande partie des conglomérats pliocènes.

La vallée sous-marine du Var : un chantier d'intérêt exceptionnel

À proximité de Villefranche-sur-Mer, et en liaison directe avec le fleuve Var, gros fournisseur d'éléments rocheux et marneux, la vallée sous-marine du Var fut, pour Bourcart et Genesseeux, le meilleur terrain de recherche pour l'étude de l'évolution d'un canyon creusé dans des marnes ; la vallée aérienne est en effet entaillée dans d'énormes masses de poudingues pliocènes à l'origine de volumineux dépôts instables au niveau de l'estuaire (réduit aujourd'hui par des barrages sur le cours du fleuve), et sources de glissements et de courants de turbidité. L'instabilité est parfois telle qu'un petit avion tombé dans la tête du canyon n'a jamais pu être retrouvé malgré des recherches avec la soucoupe plongeante Cousteau. Jusqu'au début de la plaine bathyale (-2 000 m) le cours pentu (décroissant progressivement de 15 à 2%) de la vallée sous-marine est creusé dans des vases compactes quaternaires et pliocènes à pente vive, et, en pied de vallée, dans des dépôts messiniens consolidés. Révélée par la sismique réfraction (Pierre Muraour, Maurice Recq), une structure en graben, limitée par des failles parallèles au littoral, forme le soubassement de la baie des Anges, comme nous l'avons déjà indiqué. Genesseeux et Jean-René Vanney ont, à cette époque (1979), réalisé au sein du canyon des prospections photographiques au moyen de la troïka Cousteau, qui mit en évidence des fonds de sables et galets, plus fréquents dans le cours du Paillon, petit fleuve côtier voisin devenu passif sauf en période orageuse.

La partie inférieure du cours de la vallée, longeant vers l'est le pied de la pente continentale, est quant à elle entièrement formée de masses de dépôts terrigènes grossiers souvent granoclassés (coulées boueuses et turbidites), qui débordent latéralement du lit, ce qui met en évidence la haute densité et le volume important des coulées boueuses.

Les grands traits du canyon sous-marin du Var

Avec celles du canyon de la Roya, les pentes des deux canyons de la baie des Anges (Var et Paillon) sont parmi les plus fortes que l'on connaisse. Ces pentes atteignent 10 % dans la partie moyenne (6°) et s'élèvent à 40 % (21°) au voisinage de la côte. Il en va de même pour toutes les têtes de canyons de la Cagne et du Paillon et des autres ravins côtiers. Il s'agit du trait majeur, assez rare malgré tout, de ces fonds de baie où la pente continentale débute juste au littoral. La tête de canyon du Var présente une topographie particulière ; connectée directement au lit du fleuve, elle est en effet déviée aussitôt vers le SO, donc en opposition avec l'action des très fortes crues et l'absence d'obstacle rocheux. Il a même été suggéré que cette déviation vers l'ouest résulterait d'un gauchissement général récent de l'ensemble de la Provence !

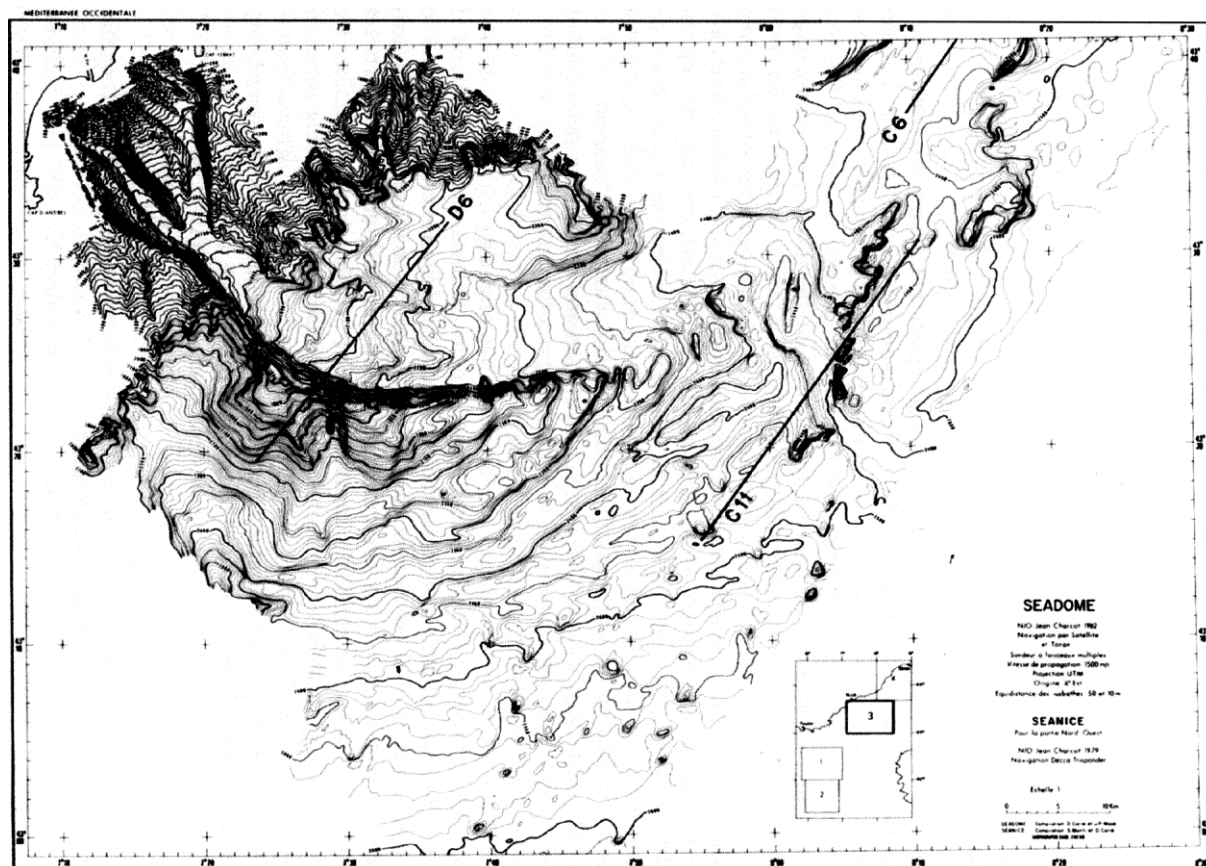


Fig. 6. Bathymétrie de la marge niçoise. Carte réalisée avec un sondeur multifaisceaux par l'Ifremer (Campagnes SEADOME et SEANICE ; Guy Pautot). Les canyons du Var et du Paillon se rejoignent en base de pente continentale. Au niveau de la plaine bathyale, les coulées boueuses du Var sont déviées par une imposante ride sédimentaire qui maigrit et s'estompe vers l'est. De nombreux dômes salifères émergent au sud.

Dans le cas du Var, on doit plutôt évoquer des causes anthropiques, dont les travaux de l'aéroport, les nombreux barrages, les prélèvements de galets, les forages de puits dans le cours inférieur, qui ont tous contribué à considérablement réduire les apports grossiers et la vitesse d'écoulement des crues. Suivant une fréquence variable, le Var dépose ses charges sédimentaires dans les premiers dix mètres de profondeur. Les déferlements de houle peuvent transporter vers l'ouest une partie des sédiments grossiers le long du littoral occidental jusqu'à Antibes, mais la plus grande masse des dépôts, de toutes tailles, peut s'accumuler dans la tête du canyon et donner naissance à des glissements et des courants de turbidité, souvent mineurs, les éléments terrigènes les plus fins flottant en longs nuages qui dérivent vers l'ouest de la baie. On a pu draguer dans le bas cours du canyon de la Cagne des galets tachés de goudron, montrant l'existence d'effondrement des cordons littoraux.

En collaboration avec le laboratoire d'océanographie physique du Muséum (Henri Lacombe), des enregistrements, alors uniques dans la littérature scientifique, d'une succession de courants turbides caractéristiques, ont été effectués en 1980 sur le fond du canyon par 850 m de profondeur. Certes de faible vitesse (1,20 m/s au front), ces courants traduisent l'activité d'écoulements peu chargés en terrigènes, en alternance probable avec

des courants turbides plus épais venant de la tête du canyon. Les courantomètres placés sur le fond n'auraient pu résister à des vitesses plus élevées ! La montée des vitesses de courant est instantanée (front du courant) et le ralentissement très progressif. Le tracé des enregistrements reproduit parfaitement ceux obtenus en maquette. Soulignons que les courants de turbidité susceptibles de traverser le bassin ligure ont, à l'origine (au débouché dans le cours bathyal), des montées en vitesse quasi instantanées passant de 0 à 17.10^3 m/h. On note également que la période d'écoulement turbide n'est alors apparue que pendant 4 jours sur un enregistrement de 30 jours, en avril, mois généralement pluvieux et de débits très turbides dans le lit du Var. Notons enfin, d'une manière plus distractive, la similitude sans relation entre l'enregistrement vitesse/temps du courant et son profil en long.

Avec Vanney, nous pouvions affirmer, grâce aux observations faites lors de plongées en *Cyana* et aux relevés photographiques faits avec la troïka, que dans le lit pentu de la partie supérieure du canyon les éboulements de dépôts semblent se transformer très vite en courants de turbidité, sans toutefois laisser une déformation sensible sur le lit. Ces observations confirmèrent nos conclusions antérieures : durant le Quaternaire, le Var a été façonné par une érosion régressive intense, creusant à la base de la pente continentale des grès messiniens consolidés et de marnes pliocènes compactes, puis sur la pente fortement redressée du lit aérien, des couches de poudingues pliocènes, sans doute faillés. On peut donc en conclure qu'actuellement, le canyon a atteint un profil d'équilibre provisoire imposé, et ne transporte seulement que des charges sédimentaires modérées. Les rétentions anthropiques de matériaux sédimentaires et les pompages d'eaux dans le lit du Var aérien renforcent sans doute cette situation de stabilité apparente du profil en long du lit tout au long de sa traversée de la pente continentale.

Le canyon au niveau de la plaine bathyale

Au confluent du canyon du Var et du Paillon, la pente du lit s'adoucit (2 %) et le cours s'élargit, en continuité directe avec le cours de la marge. Le cours traverse les affleurements messiniens, mis en évidence par sismique réflexion et par un carottage. Au-delà, débute le bassin océanique ligure proprement dit, c'est-à-dire très probablement une modification structurale importante soulignée par une zone de failles majeures qui se décèle en de nombreux points au pied de la marge ligure. Rehault y suppose la présence d'une croûte continentale amincie (vraisemblablement actuellement subsidente), jalonnée de formations latérales volcano-détritiques issues du rift oligocène. Cet effondrement aurait mis en saillie une barre sédimentaire volumineuse, plus ou moins parallèle à la côte et de 200 m de hauteur. Cette falaise est composée de sédiments plio-quatérnaires très compactés (10 cm de pénétration maximale avec un carottier à piston), peut-être en partie contrôlée par un diapirisme salifère sous-jacent. Ce relief détourne le cours du canyon profond vers l'est, parallèlement aux fracturations du socle. Ainsi se détermine le trajet des dépôts grossiers et fins issus des écoulements turbiditiques du Var sous-marin.

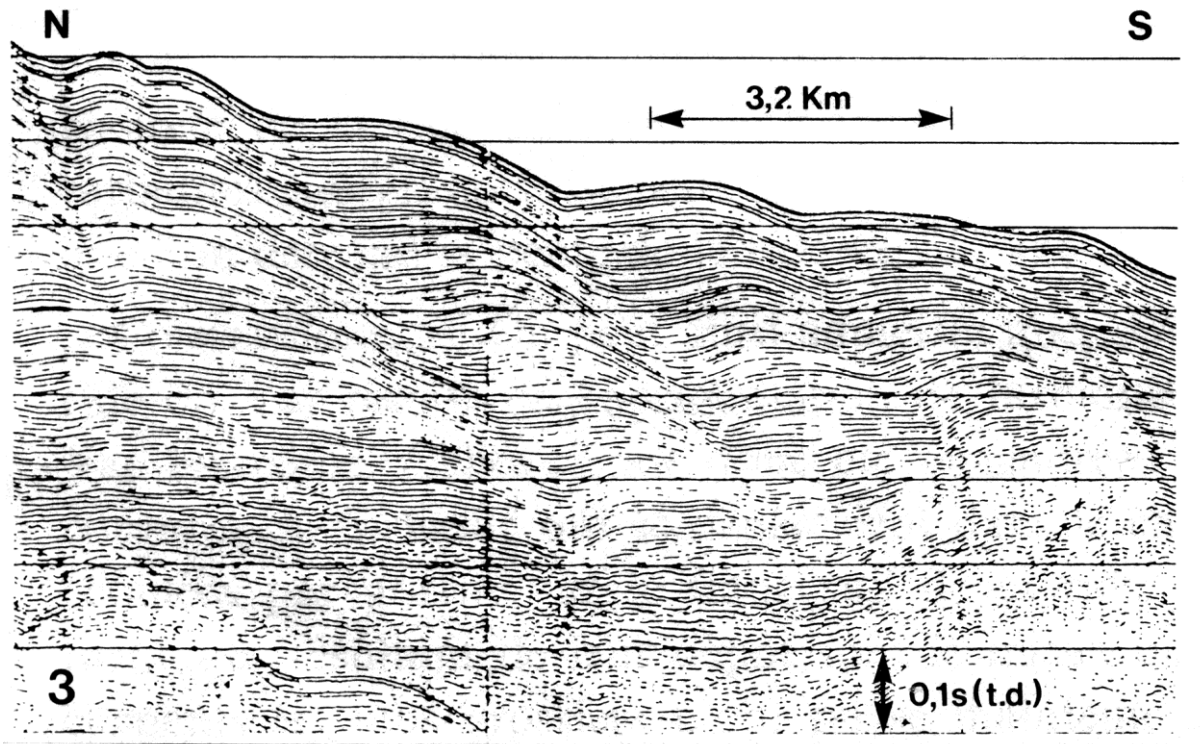


Fig. 7. Les rides sédimentaires du Var sont des constructions sédimentaires d'âge plio-quaternaire, de plus de 600 m d'épaisseur, résultant de la dynamique et de la sédimentation spécifique de courants de turbidité sablo-marneux (d'après Foucault et Genesseeux).

Les coulées boueuses ne peuvent franchir cette barre vers le sud et l'érodent en se répandant sur une large aire de dépôts, jusque dans les chenaux de la pente continentale voisine. Les courants de turbidité, plus riches en dépôts sablo-marneux, peuvent, par contre, franchir cette levée sédimentaire et alimenter sur le fond de mer des nappes de croissance sédimentaires. La construction de ce pseudo-système dunaire se fait par des dépôts sédimentaires remarquablement bien stratifiés, constitués d'alternances de dépôts sableux et pélitiques. Ces dunes ont des extensions latérales très variables, contrôlées par la dimension des masses turbides. Mais leur construction se manifeste généralement sous la forme d'aggradation des sections dunaires vers le sommet de la ride, et ce sans relation spécifique avec une déformation des dépôts sous-jacents. Peu d'explications ont été données à ce phénomène, qu'un de mes collègues expliquait par des courants de fond, existant effectivement d'ailleurs à cette profondeur, mais qui ne peuvent transporter des matériaux de la granulométrie des sables. Il ne faut pas oublier qu'un courant de turbidité est un corps très complexe qui s'étire sur un fond peu pentu, à une vitesse de quelques kilomètres/heure. Comme dans un enregistrement de courant turbide de 1,20 m/s obtenu à cette époque sur le fond du canyon du Var, il apparaît constitué d'une tête qui peut, sur le fond, atteindre une hauteur de plus de 100 m, qui porte la masse la plus dense et contient les éléments les plus grossiers. Cette tête peut alors être soit érosive sur une forte pente, soit sédimentaire en fonction de sa charge (hauteur) et de la pente du fond. Le corps et la queue du courant (parfois de plusieurs kilomètres de large) sont de volume et de granulométrie décroissante et déposent généralement des sédiments de plus en plus fins. Une séquence granoclassée, carottée, peut donc avoir des couches de plusieurs origines

successives. Dans le cas spectaculaire du Var, où densités et granulométries des écoulements sont souvent voisines, la partie amont de la dune, moins pentue, retirerait de la tête plus de charges grossières que les parties suivantes où sablons et pélites forment des lits plus fins, expliquant sans doute ainsi le déplacement vers l'amont des unités dunaires. À la fin du phénomène turbiditique, les marnes déposées ressemblent alors souvent aux dépôts pélagiques, mis à part des débris de faunes benthiques.

Ce sont ces types de franchissement de barre et de dunes par les courants de turbidité qui sont relatés plus loin dans le paragraphe consacré à la catastrophe du port de Nice alors en construction. Bourcart étudia longuement ces dépôts profonds de coulées boueuses riches en éléments grossiers, parfois granoclassés, ou représentés par des sédiments turbiditiques plus fins et d'âge subactuel. On peut suivre la trace de ces apports à l'est, jusqu'au canyon de la Roya (autre grand pourvoyeur de dépôts grossiers), et même, après l'accident de Nice (voir plus loin), jusqu'à la marge du nord de la Corse.

Les dépôts gravitaires grossiers de ce remplissage basal proviennent quant à eux d'une activité quaternaire passée et ne peuvent se renouveler que lors d'événements sismiques ou d'erreurs humaines ; on peut également penser à cet égard au désastre survenu lors de la rupture du barrage de Malpasset, qui entraîna de nombreuses pertes en vies humaines, mais ne créa cependant pas d'écoulement gravitaire sous-marin détectable.

III - Un cas d'école : la catastrophe du 16 octobre 1979 et l'effondrement des remblais de construction du futur port de Nice (M. G.)

Vers 14 heures, le 16 octobre 1979, on assista à l'effondrement en mer d'un vaste remblai récent ainsi que de la digue du futur port de commerce de Nice, entre l'aéroport, au Nord, et le rebord du plateau continental, au sud.

Cette catastrophe créa un tsunami, phénomène surtout fréquent dans le Pacifique et dans l'océan Indien, et marqué par de puissantes ondes de marée qui débordent largement le littoral en causant d'énormes dégâts. Quand l'origine en est la rupture d'une faille océanique à fort rejet, ou un glissement de dépôts importants de la marge continentale, l'onde est souvent précédée d'un retrait de la mer, par appel d'eau, plus ou moins long suivant l'énergie mise en jeu, avant de s'inverser. L'équilibre hydrostatique se rétablit par la formation d'ondes de marée destructrices. Un mur d'eau, plus ou moins oscillant, engendre des ondes longues qui ne sont pas des ondes de surface. Au contact des côtes, leur périodicité est variable et peut atteindre 10 à 15 minutes. En mer, elles ne sont pas détectables à bord des bateaux. Les riverains de la côte du Chili sont alertés quand ce signe apparaît et fuient rapidement vers les hauteurs ; sur les côtes du Japon, l'alerte est également de rigueur.

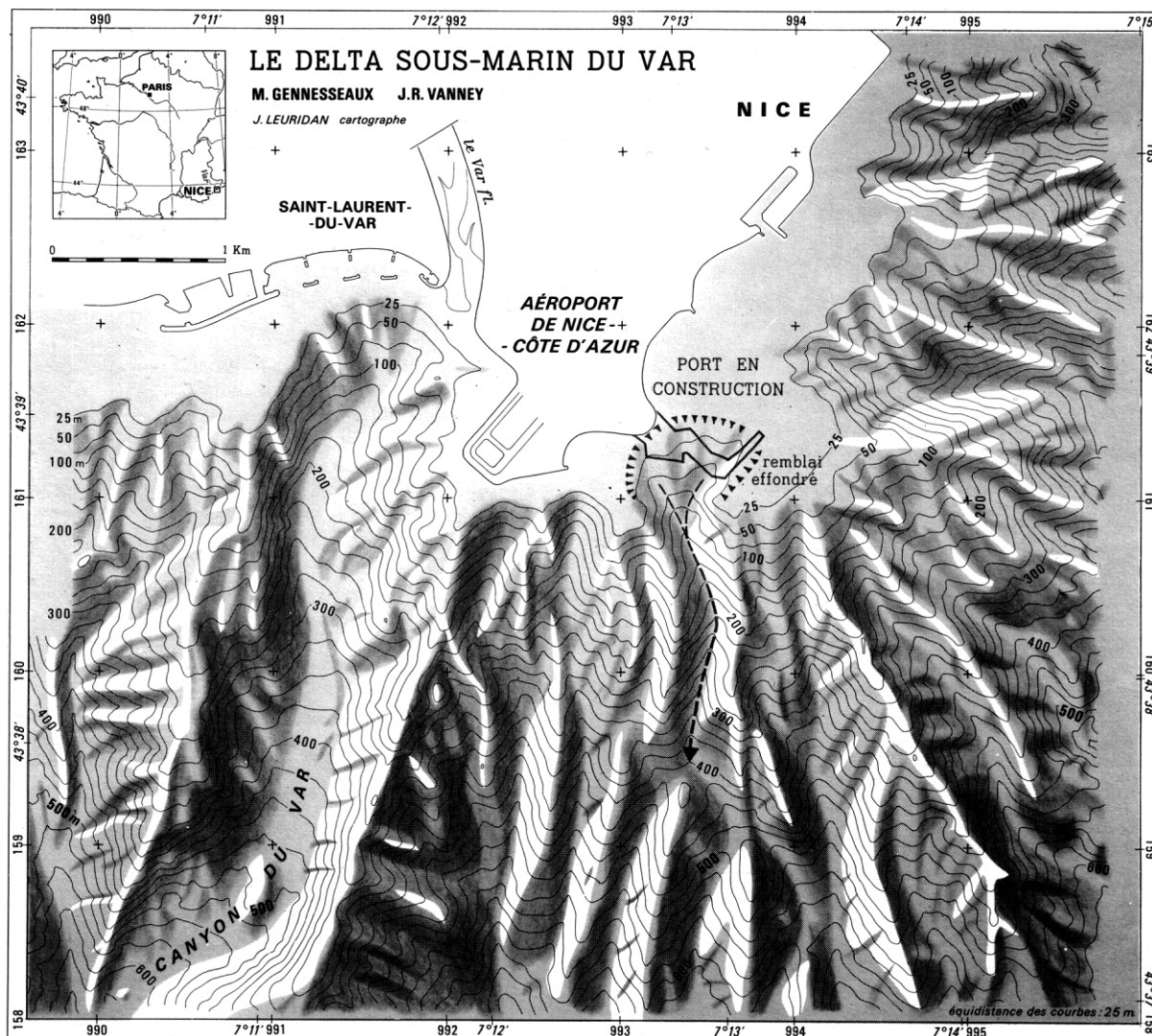


Fig. 8. Plate-forme, delta, et zone de glissement du Var (d'après Vanney et Gennesseaux) ; en noir la zone de construction et de remblais effondrés du futur port de Nice, en gris la masse de sédiments arrachés au plateau et glissant vers le canyon du Var.

C'est bien un phénomène de ce type, mais mineur, qui survint en ce jour d'octobre 1979 dans la baie des Anges ; son origine en fut le glissement de masses sédimentaires sur la pente continentale du canyon du Var et en provenance d'une zone instable de la plate-forme littorale alors en voie de surcharge de remblais pour la construction des digues d'un futur port de commerce.

Dès 1962, j'avais déjà donné l'alerte sur les interventions humaines potentiellement dangereuses dans le Var inférieur, et surtout sur la maigreur de la plate-forme littorale bordant un pro-delta de vases et de galets probablement d'âge risso-würmien. La cause en était déjà la construction de l'aéroport (en 1943), qui interrompit le transfert, vers l'est, des galets vers la plage niçoise et qui détourna, vers l'ouest, le débouché du fleuve, aboutissant ainsi à réduire gravement l'apport sédimentaire sur la plate-forme. L'extension de l'aéroport vers le sud, d'abord de 50 km² (en 1965), suivie d'une autre extension, les deux accompagnées de la construction de multiples barrages sur le cours inférieur du Var, ont eu

pour résultat de modifier totalement la distribution sédimentaire dans la baie des Anges. Une dernière surcharge, anthropique, sur le plateau, de plus trop proche du rebord de la plate-forme, semble avoir été fatale.

Cet effondrement entraîna la mort d'une femme (près de la plage la Salis à Antibes), et celle de 10 ouvriers travaillant sur le chantier. « *On m'a raconté que l'un de ces ouvriers, alors au pilotage de son engin entraîné vers le large, avait téléphoné à la tour de contrôle de l'aéroport étonné de voir la mer monter autour de lui !* ». Cette observation souligne la lenteur initiale du glissement sur la plate-forme. De fortes critiques avaient d'ailleurs été émises concernant les risques de déstabilisation des remblais déposés sur le rebord de la plate-forme littorale. « *On dit même qu'un ingénieur de l'Équipement, en charge des travaux, avait donné sa démission deux ans avant leur début* ».

J'ai moi-même été étonné de ressentir sur le sol, avant les événements, la forte vibration engendrée par les puissantes dameuses, responsables de la déstructuration des sols. Des géophysiciens de l'Ifremer (dont Nabil Sultan et Gabriela Dan) ont par la suite étudié les mécanismes qui ont pu entraîner l'instabilité de la plate-forme. La première cause concerne la trop grande proximité du chantier et du rebord du plateau, où les risques de glissement sont les plus élevés. Les coupes sismiques montrent une très faible accumulation sédimentaire, puis un amincissement des lits vers le rebord bordé d'une faille d'effondrement délimitant la pente continentale.

Ajoutons encore à ce tableau des causes possibles, des résurgences de nappes phréatiques profondes (24 et 45 m) qui réduisent certainement la cohésion des dépôts sédimentaires. L'effondrement des remblais et jetées en construction sur la pente du delta du Var aurait été responsable d'un abaissement brutal, mais classique, du niveau de la mer, de plus de 3 m sur le pourtour de la baie, suivi d'une onde de marée puissante (issue d'une onde longue) qui balaya et déborda le littoral de la baie, causant des dégâts à Antibes. Un bloc rocheux (haut de 2 m sur le fond), ignoré et immergé près de la pointe de la Salis fut ainsi visible pendant plusieurs minutes. Des oscillations secondaires du niveau marin se poursuivirent, tout en décroissant d'amplitude, pendant plus de quatre heures, et furent ressenties de Monaco jusqu'à l'île du Levant, sur plus de 85 km de distance. Des enregistrements d'amplitudes furent alors assurés par les marégraphes de Nice, de Villefranche et de l'île du Levant, mais ces derniers étant réglés en « *médimarémètres* », la précision de la chronologie et de l'amplitude des oscillations fut sensiblement réduite !

En revanche, on possède des données précises sur les déplacements sédimentaires sur le chantier lui-même. D'après les témoins, le glissement aurait débuté sur la partie est du port, en bordure d'un talus de pente de 10 à 20°. Selon un expert désigné, on peut estimer que 10 millions de m³ de sédiments (3 millions de remblais et 7 millions de sous-sol) ont d'abord glissé lentement sur la plateforme deltaïque, entre les fonds de 10 à 20 m. Après une accumulation temporaire vers -150 m de profondeur, ils auraient traversé plus rapidement la pente inclinée de 10 à 20%. En utilisant un thalweg élargi, les masses regroupées, combinées à l'accélération sur la pente, auraient fourni, par érosion des flancs du canyon, une masse de 100 millions de m³, qui aurait évolué dans le lit du canyon du Var

(vers -800 m) en une coulée boueuse rapide, débouchant dans la plaine bathyale (-1800 m) en courant de turbidité. Ces conclusions paraissent cependant un peu simplistes, car, selon d'autres spécialistes, une telle masse ne pourrait avoir engendré les ondes de marées enregistrées.

Dernièrement, Dan et ses collègues (2007) ont rapporté deux scénarios d'experts désignés. Un premier propose une fracture initiale de la pente du delta qui, remontant jusqu'à la plate-forme du port, aurait provoqué l'effondrement des remblais et la formation d'un tsunami. On ne peut cependant imaginer qu'un tel processus, en deux temps, ait pu créer une onde de marée aussi forte et une vitesse d'effondrement pouvant justifier l'importance de la catastrophe. Un deuxième scénario fait état d'un effondrement de pente continentale (10^8 m^3), à 15 km de la côte, générant un tsunami qui provoqua un abaissement du niveau marin de 2,5 m. L'émersion des digues du port, créant par surcharge une liquéfaction de bancs sableux, expliquerait l'effondrement des remblais. Mais les traces d'une faille d'effondrement sur la pente continentale adverse n'ont pas été retrouvées. Bien que les données soient insuffisantes, cette dernière expertise fut cependant validée par les enquêteurs.

Avec l'aide d'un spécialiste d'hydrodynamique, nous avons évalué qu'une masse de glissement de 400 millions de m^3 était requise pour justifier l'énergie nécessaire au déroulement des phénomènes observés. Ces volumes sont justifiés quand on examine la distance du trajet du courant de turbidité (200 km), mais aussi la puissance nécessaire pour la rupture de 2 câbles sous-marins, à 80 et 110 km de l'éboulement. Les câbles Gênes-Baléares et Gênes-Sassari (Sardaigne) ont été endommagés sur 80 km de long pour le premier et 30 km pour le second. On imagine facilement le film catastrophe, par 2 000 m de fond, avec un tel flot chargé et « *bouillonnant* » de plus de 50 m de hauteur à la tête, dépassant une vitesse de 17 km/h pour le premier et 7 km/h pour le second (malgré les frottements sur le fond et le freinage hydrique), et après le franchissement de la bordure sédimentaire du canyon du Var, haute de plus de 20 m ! Le reste du courant de turbidité est allé mourir au pied de la marge de Corse, sur plus de 50 km de distance.

S'il est évident qu'une imprudence a présidé à la conception de ce projet de port, on peut cependant garder un doute sur le point de départ du glissement. Les équipes de l'IFREMER n'ont estimé le volume du glissement qu'à 10 millions de m^3 , enrichi de 100 millions de m^3 sur la pente, ce qui est manifestement insuffisant pour occasionner les ruptures de câbles, ou même créer l'onde de marée ayant affecté la baie de Nice. On peut envisager qu'un autre glissement, initiateur, ait pu intervenir sur le versant ouest du canyon (cap d'Antibes), très pentu, où d'abondants sédiments fins, provenant du Var, viennent en majorité prograder sur la plate-forme antiboise.

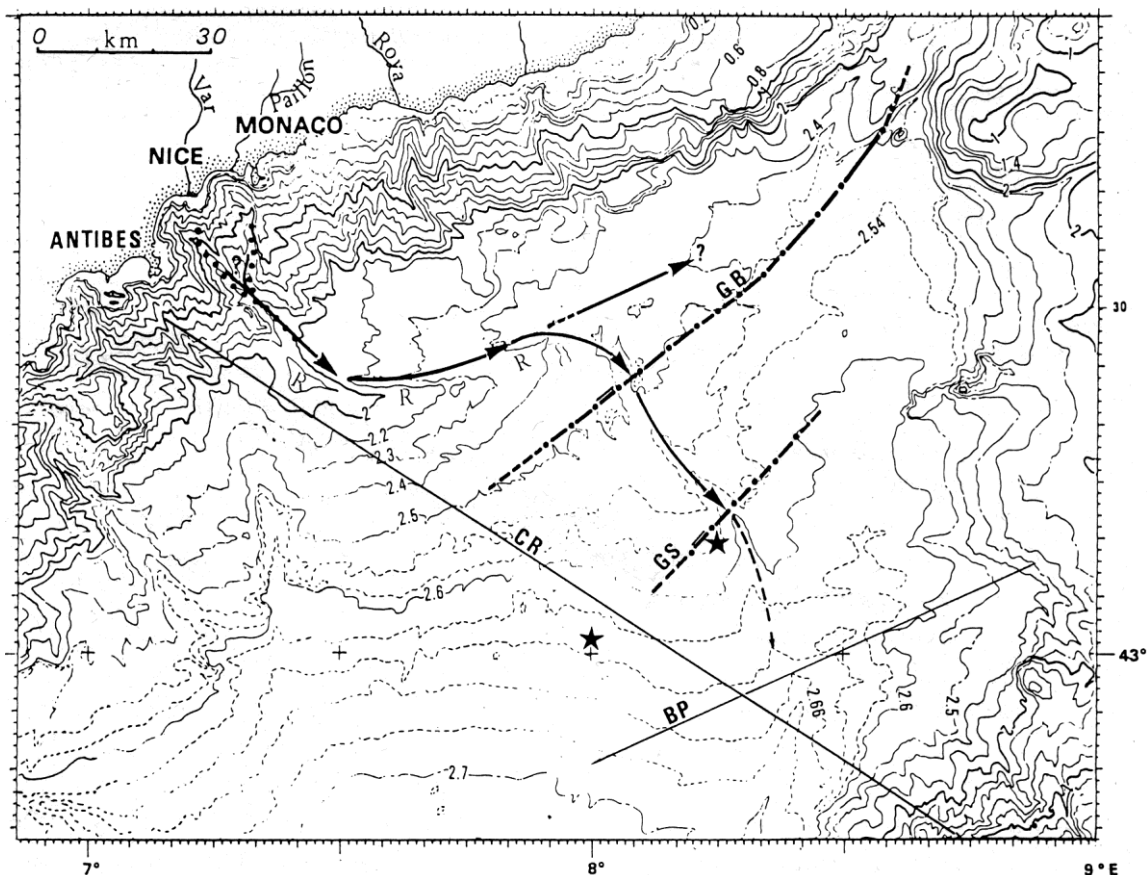


Fig. 9. Les ruptures par le courant de turbidité de câbles téléphoniques, horodatées et localisées avec précision, sont des indications précieuses ayant permis de connaître le trajet et la vitesse d'un phénomène sous-marin grandiose qui se déroula « silencieusement » sur plus de 250 km, jusqu'à la marge corse.

À titre d'argument (mais non scientifique) je peux rapporter la confiance d'un géomètre chargé de levers sur le chantier. Présent près du site lors de l'inondation de la côte de Cagnes-Saint-Laurent, il accourut jusqu'au petit port de service construit sur le bord de la digue, mais éloignée du glissement, pour examiner l'état de son bateau. Le rencontrant le lendemain il me dit : « C'est curieux, quand je suis arrivé au port, il ne s'était encore rien passé ici ». Je n'ai jamais pu le revoir. Cela indiquait-il qu'un autre glissement serait intervenu avant celui de l'aéroport ? Un premier glissement sur la pente antiboise, sans cause connue, se serait déclenché avant le décollement des remblais (prêts à glisser !) du futur port. Je présente cependant cette hypothèse avec beaucoup de réserves. On doit noter en effet que :

1. des observations, lors de trajets avec la troïka effectués en remontant le chenal jusqu'au débouché supposé du canyon du port, n'ont montré aucun signe de profonde érosion, ni de dépôts grossiers hormis quelques blocs de grosse taille ne pouvant provenir d'un ancien chantier de l'aéroport ;
2. un an après, lors d'une plongée en soucoupe *Cyana* depuis la base probable de cet événement (-800 m), nous avons observé dans le lit de ce petit canyon un grand désordre avec des éboulis, des entailles profondes dans les marnes pourtant peu cohésives des parois ; un trajet incertain, et surtout des bruits très

anxiogènes d'écoulements sédimentaires en surplomb, laissant augurer des risques graves d'enfouissement du sous-marin par effondrement des parois, nous ont poussé à quitter très rapidement les lieux ; un an après les événements, les traces du passage et des arrachements étaient encore très apparentes (ou persistantes ?) sur ces pentes redressées ; en revanche, le lit sableux au débouché du thalweg du Var était parfaitement lisse, montrant que des écoulements turbides, ou non, pouvaient restituer rapidement la topographie régulière du lit majeur ;

3. on ne peut évaluer avec certitude le volume des arrachements sédimentaires, ni même certifier l'emplacement, pour appuyer l'hypothèse d'un double effondrement validée par les autorités ; il est en effet difficile de juger de variations topographiques en comparant des cartes anciennes où la position du bateau n'est connue qu'à 50 m près par radar ou sextant, aux cartes obtenues par sondeur multifaisceaux positionnées grâce aux relevés satellitaires ou au GPS ; des essais de comparaison des sondages bathymétriques ont été demandés au SHOM, et estimés valables par les chercheurs de l'IFREMER ; nous avons fait la même demande au SHOM en vue de rechercher des variations importantes de la profondeur d'eau dans toute la baie des Anges, mais la carte fournie était parsemée de grandes taches ovoïdes totalement insolites, qui soulignaient l'imprécision des cartes bathymétriques antérieures au sinistre et plus encore, bien sûr, dans notre cas sur les pentes continentales ;
4. Nabil Sultan et ses collègues ont dernièrement mis en évidence l'instabilité de la pente continentale bordant la plate-forme de l'aéroport ; je pense que dans la situation actuelle il faut insister sur ce point car :
 - le nourrissage du delta du plateau de la zone dite de la Californie (aéroport) s'est effectué pendant le dernier Würm, par abaissement du niveau marin et creusement de la vallée inférieure du Var ; actuellement, des modifications anthropiques graves (barrages dans le lit inférieur, barrière sédimentaire créée par l'aéroport) ont réduit les apports détritiques ; manifestement, la pente de la baie s'érode en se redressant, comme le montre le trajet supérieur du canyon du Var ; l'abondance des entailles, canyons, thalwegs de toutes tailles indique la fréquence des érosions ; dans le delta lui-même, j'ai jadis carotté des marnes pélagiques pliocènes affleurant sous une couverture quaternaire mince et dispersée ; de nombreuses photos attestent de dépôts marneux récents, déformés, hétérogènes ; il n'y a donc plus apparemment de développement visible du delta sous-marin du Var ;
 - le réchauffement climatique actuel se traduit par une plus grande fréquence de fortes tempêtes dites décennales ; les vibrations du déferlement des houles aggravent l'instabilité des rebords de la plate-forme ;
 - le delta est construit sur un demi-graben ; la fracture nord, peut-être active, est parallèle et proche du littoral ; la subsidence plio-quaternaire et actuelle explique la raideur des pentes et active les éboulements ;
 - les mesures géotechniques effectuées sur les sédiments du plateau (Sultan) ont clairement montré des alternances de lits sableux et marneux

perméables ; leur déstructuration, ou liquéfaction, sous l'action des circulations de nappes d'eaux interstitielles, est hautement responsable de décollements et glissements des couches superficielles surchargées ; des remontées gazeuses (issues de marnes organiques) percent fréquemment des couches sédimentaires ; ce phénomène joue un rôle, non défini mais probable, dans l'instabilité du substratum sous-jacent ;

- enfin, parmi les facteurs à prendre en compte lors de cette catastrophe mentionnons des pluies diluviennes durant une partie de la semaine, et encore la veille du désastre !

En 2010, Didier Laynaud et Nabil Sultan ont conclu de leurs mesures que la couche superficielle du plateau, jusqu'à 30 m de profondeur, était instable et que des couches plus profondes pouvaient aussi présenter des faibles cohésions.

On peut ainsi sérieusement penser de l'ensemble de ces observations anciennes et récentes que la pérennité de la stabilité de l'aéroport, voire de la plate-forme dite de la Californie, n'est pas totalement garantie. Heureusement, des opérations de surveillance sont maintenant régulières (Ifremer).

Quoi qu'il en soit, à la suite de toutes ces études et analyses, le projet de port fut heureusement abandonné.

IV - La naissance de la Méditerranée occidentale (M. G. et J. M.)

A cours des années 1970 et 1980, l'un des grands thèmes de recherches du laboratoire de géologie marine de Villefranche, devenu à la suite de l'arrivée de Glangeaud, en 1965, la station de géodynamique sous-marine de Villefranche-sur-Mer, fut dédié à l'analyse de l'ensemble du bassin occidental méditerranéen dont on peut dire, dans un grand raccourci, que sa naissance (comme d'ailleurs plus tard aussi celle de la mer Tyrrhénienne) fut, à la suite de la convergence Afrique-Eurasie, la conséquence directe de la disparition d'un océan d'âge mésozoïque, la néo-Téthys ou pour certains la Mésogée.

L'accès à des navires hauturiers spécialisés, tels les navires océanographiques *Jean-Charcot*, *le Noroît*, ou peu après *le Suroît* (opérés par le tout nouveau CNEXO), et équipés d'outils géophysiques et géologiques performants (sismique réflexion et submersibles scientifiques en particulier), permit une analyse progressive d'autres secteurs du bassin, plus éloignés des côtes françaises que les marges provençales ou de la Riviera et de la Corse. Ce travail ne fut bien sûr pas entrepris par le seul laboratoire de Villefranche : des équipes de l'Institut français du Pétrole (IFP), disposant alors du premier outil de sismique multitrace à usage scientifique (Bernard Biju-Duval, Lucien Montadert et leurs collègues), ou encore du CNEXO lui-même (Jean-Marie Auzende, Jean-Louis Olivet, Guy Pautot, tous d'ailleurs anciens du laboratoire de Villefranche), participèrent alors à cet effort devenu national. C'est ainsi qu'à la suite des marges du golfe du Lion (sur lesquelles travaillait également une équipe de Perpignan), de la Provence et de la Riviera, les marges

continentales catalane, algérienne et sarde commencèrent peu à peu à révéler une partie de leurs secrets géologiques, et même le centre du bassin, longtemps demeuré inexploré et énigmatique (certains l'imaginaient d'origine continentale et d'âge triasique), commença à être également l'objet d'études mettant en œuvre des techniques nouvelles, telles des mesures de flux de chaleur, ou encore d'imagerie acoustique profonde, par exemple par sismique réfraction.

Il n'est pas possible dans le cadre de cet article d'évoquer, ni même de résumer, l'ensemble de ces études. Le lecteur pourra se référer, pour ne rester que sur l'apport des chercheurs de Villefranche-sur-Mer, à trois articles fondamentaux publiés au milieu des années 1980 par Rehaut, en collaboration avec Boillot, Mauffret et Mascle. Rehaut, qui venait de soutenir sa thèse d'État en 1980 (quelques années après celle de Mauffret, soutenue en 1976), et ses collègues proposèrent à cette époque trois synthèses générales concernant l'état des lieux et l'évolution du bassin occidental, voire de l'ensemble de la Méditerranée, y compris de la Méditerranée orientale, et ce depuis l'Oligocène. Près de trente ans après, ces travaux, que l'on peut qualifier de fondateurs, demeurent en grande partie d'actualité, à quelques retouches près, bien sûr, compte tenu de l'évolution des techniques mises en œuvre, ainsi que de l'accumulation ultérieure et de la qualité des résultats nouveaux.

Né au sein de chaînes de montagnes, elles-mêmes issues de la convergence générale, puis de la collision, au cours de l'Éocène, entre Afrique/Apulie et Europe, le micro-océan, qui s'étend de Gibraltar aux rivages ligures, que représente la Méditerranée occidentale, résulte lui-même de cette convergence, mais dans une configuration de frontières de plaques quelque peu modifiée au cours du temps. Les modalités de la naissance et de l'évolution du bassin méditerranéen occidental telles qu'elles émergeaient alors progressivement, et que seuls les concepts de la tectonique des plaques permirent d'explicitier, furent pourtant longtemps réfutées ; vers la fin des années 1960, un éminent professeur, encore adepte de la fixité des masses continentales, et évoquant la rotation de la Corse dont on lui parlait, demandait alors en riant : « *et si elle n'avait pas roté* » ?

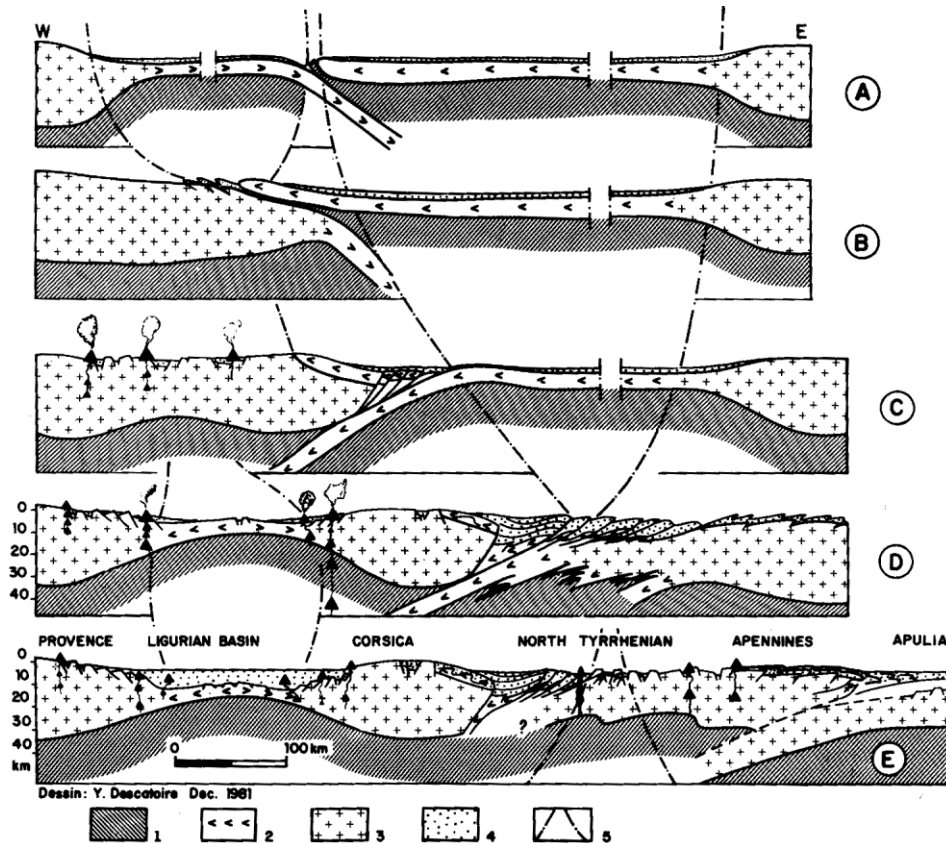


Fig. 10. Les grandes étapes de l'évolution du bassin méditerranéen occidental (d'après Rehault *et al.* 1985).

Les différentes études démontrèrent que c'est au cours d'une période allant de l'Éocène supérieur au Miocène moyen que se manifestèrent les premiers indices des phénomènes géologiques qui donneront par la suite naissance au bassin méditerranéen occidental. À cette époque, alors que la microplaque Ibérie vient tout juste de s'accréter définitivement, par collision, à l'Europe (création des Pyrénées) et que se déposent, au sud et à l'est de ce nouveau fragment d'Europe, d'épais dépôts de type flysch, la convergence Afrique/Europe se poursuit en aboutissant à la création d'une nouvelle subduction, mais alors à vergence nord-occidentale, donc opposée à la précédente, dont atteste bien un volcanisme calco-alcalin, avec des manifestations connues en Sardaigne mais aussi à Biot près de Nice. Alors que s'active cette subduction, un amincissement crustal régional, ou rifting, peut-être l'une des conséquences collatérales de la collision alpine, affecte, au cours de l'Oligocène, une vaste bande du bâti européen, de direction NNE-SSW, s'étendant de l'actuelle plaine d'Alsace (voire au-delà) au golfe de Valence et englobant les Limagnes, la vallée du Rhône, le soubassement du golfe du Lion ; on en retrouve également les traces aux Baléares comme en Provence ou encore en Sardaigne. Les grabens nouvellement créés, que l'on retrouve de nos jours à la périphérie du bassin et sous ses marges, sont accompagnés d'une sédimentation essentiellement continentale, que des prélèvements effectués à cette époque, par exemple lors de plongées en *Cyana* dans les canyons provençaux (Bellaïche et ses collègues) et/ou lors de forages scientifiques au large de Majorque (campagne DSDP 42), permettent de rapporter à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur. Localement, cette phase de rifting s'accompagne d'un magmatisme

alcalin, plus ou moins contemporain du volcanisme calco-alcalin, marqueur, quant à lui, de la subduction. Autrement dit, le processus de subduction peut dès lors être considéré comme le moteur principal d'une évolution en bassin de type « *arrière arc* » de la branche sud-occidentale du rift européen, dont les éléments septentrionaux deviennent progressivement inactifs.

À partir de 21-22 Ma, la fin du rifting périméditerranéen aboutit finalement à la création d'un étroit bassin océanique (une centaine de kilomètres tout au plus), bien mis en évidence à la fois par sa structure crustale typique (caractérisée par une croûte très mince de l'ordre de 4/5 km comme le montrent les données de réfraction), par la récupération, lors de plongées, de plusieurs échantillons de type basalte tholéiitique (au large de la Corse notamment) ou de tristanite datée d'environ 18 Ma, ou encore par la mise en évidence d'anomalies magnétiques plus ou moins alignées indiquant un fonctionnement de type dorsale océanique.

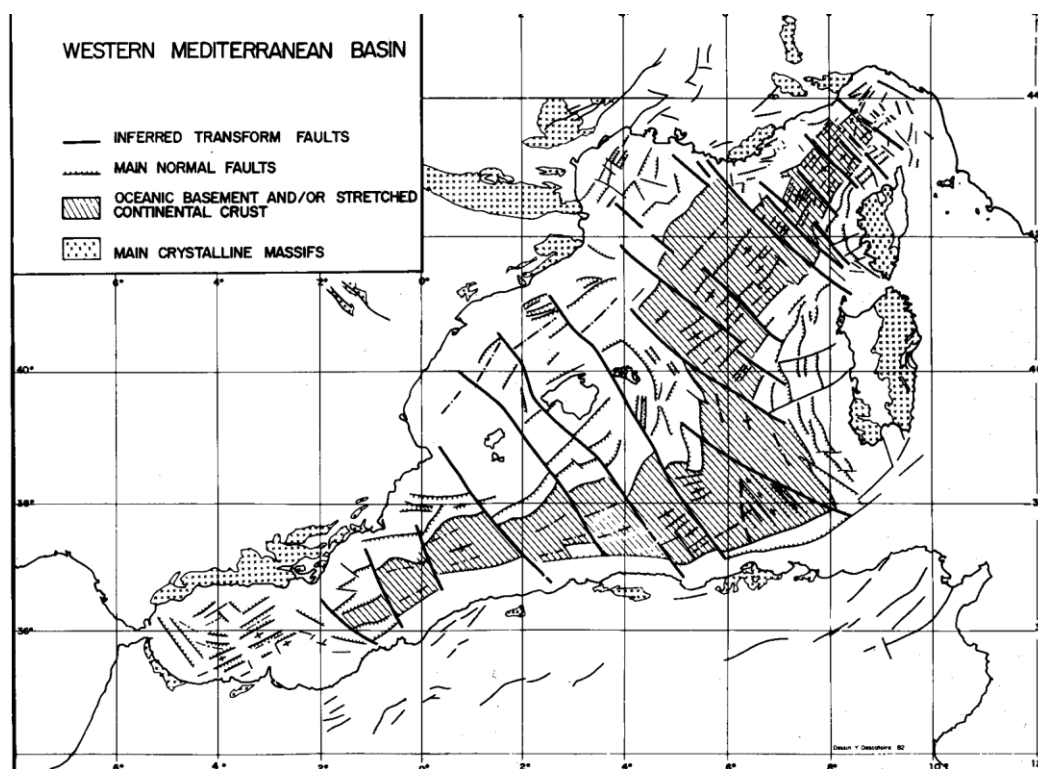


Fig. 11. Schéma général du bassin méditerranéen occidental (d'après Rehault *et al.* 1985).

Mauffret avait d'ailleurs déjà noté, dès 1976, la relative similitude entre ce bassin marginal méditerranéen et celui que représente la mer du Japon, tout en indiquant que les processus de formation semblaient identiques à ceux ayant abouti à la création des grands espaces océaniques.

L'ouverture océanique de la Méditerranée occidentale, apparemment très rapide (3 Ma), peut, en plan, être décrite par une rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, du bloc Corse/Sarde d'environ 25 à 30°, ce que confirme d'ailleurs également des mesures paléo-magnétiques obtenues à cette époque. Les chercheurs de Villefranche, comme d'ailleurs leurs collègues de l'IFP, mirent également bien en évidence la présence

d'épais dépôts, à vitesse sismique élevée, attribués à un Messinien salifère, « *en sandwich* » entre un Miocène inférieur à supérieur, d'abord plutôt de faciès détritique puis marin, et une couverture Pliocène/Quaternaire marine, hypothèses s'appuyant sur les quelques résultats de forages des deux campagnes DSDP conduites en Méditerranée, en 1971 et 1976, respectivement.

Autrement dit, en 1985, c'est-à-dire moins de vingt-cinq ans après le début d'une exploration systématique, l'essentiel de l'histoire géologique du bassin méditerranéen occidental, dont on ignorait pratiquement tout dans les années 1950, était élucidé, même si, bien sûr, restaient à préciser de nombreux points concernant les modalités et les processus ayant présidé à sa création, points sur lesquels de nombreux chercheurs travaillent encore de nos jours.

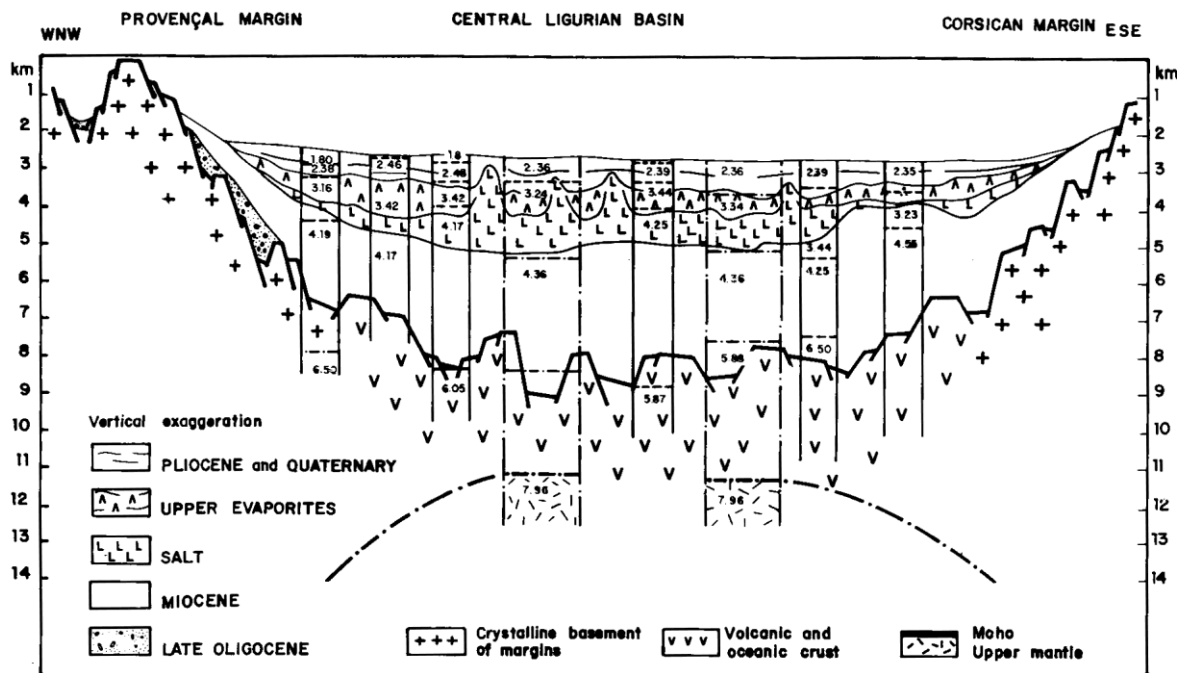


Fig. 12. Coupe générale à travers l'ensemble du bassin méditerranéen occidental entre les Maures et la Corse (d'après Rehault *et al.* 1985).

V - La mer Tyrrhénienne (J. M.)

L'accès accru à des moyens à la mer de plus en plus puissants (navires et outils), s'ajoutant à la naissance de nouveaux concepts, comme par exemple l'étirement continental et la création concomitante des marges continentales, nous inclina à regarder ailleurs, un peu plus loin que les chantiers de proximité qu'avaient été ceux de la marge méditerranéenne française ou de la périphérie du bassin occidental. C'est vers la fin des années soixante-dix que Rehault, Genesseeux et quelques étudiants (Laurence Viaris, Eric Moussat, Michel Thommeret, entre autres) commencèrent alors à s'intéresser à la micro-Méditerranée que représentait la mer Tyrrhénienne, dont on ignorait alors la nature et l'âge (certains parlaient même alors d'un fragment continental effondré recouvert de sédiments

remontant au Trias !). Ce petit espace marin, coincé entre le bloc corso-sarde à l'ouest, l'Italie péninsulaire à l'est et la Sicile au Sud, correspond en fait à une région d'extension tectonique affectant une plaque supérieure, la bordure européenne, au sein d'une zone de convergence : l'arc calabrais. Ce petit bassin peut donc être, comme tel, qualifié de bassin de type arrière-arc. À l'inverse de la plupart des bassins arrière-arc créés en domaine intra-océanique, cependant la mer Tyrrhénienne est née et se développe par extension d'un domaine continental épais, voire même épaissi, car antérieurement lieu de plusieurs collisions continentales, dont la dernière en date est issue de la phase alpine. Nos collègues italiens (surtout des chercheurs de Bologne) avaient entrepris son étude depuis le début des années 1970 sous l'impulsion de Raimondo Selli, et avaient déjà à disposition de nombreux résultats tant géophysiques (sismique réflexion) que géologiques (échantillons dragués et/ou carottés). Les enregistrements de sismique réflexion ainsi que la morphologie y montrent clairement, de part et d'autre de petits bassins centraux profonds (3 500 m), une structure en blocs basculés orientés NO-SE ; sur le versant sarde ces blocs documentent un soubassement continental, formé de granites et gneiss et une couverture de calcaires mésozoïques. À l'est, au long du versant campanien et calabrais, ce sont surtout des éléments provenant de la structuration alpine, voire apenninique, qui constituent l'armature de ces blocs. La couverture sédimentaire, fortement tectonisée, comporte, d'ouest en est, des séries allant du Tortonien (discordant) au Pliocène ; le Messinien, atypique du point de vue de sa signature sismique, est variablement épais et n'existe pas dans le domaine oriental du bassin. La coupe de la couverture sédimentaire se termine par une série complète de dépôts pliocènes, d'abord de faciès « *Trubi* » à la base, puis quaternaires, qui recouvrent, en adoucissant ses reliefs, le domaine bathyal profond. Après la réalisation de plusieurs campagnes sur des navires du CNEXO ou du CNR italien, et en étroite coopération avec nos collègues italiens, trois opérations décisives furent conduites par les chercheurs de Villefranche et de Paris au cours des années 1980 : (a) une campagne, *Cyrrhène*, mettant en œuvre le submersible *Cyana*, (b) une campagne de sismique réflexion multitrace conduite sur le *Nadir* en 1985 avec l'outil sismique de l'IFP, enfin (c) une campagne de forages scientifiques, la campagne *ODP 107* en 1986 à bord du navire de forage *Joides Resolution*.

Constitué de chercheurs français, dont Maurice Gennesseaux, Jean-Pierre Rehault, Georges Mascle, Alain Mauffret, Claude Robin, et italiens dont Augusto Fabbri, Ricardo Polino, Renzo Sartori, le groupe *Cyrrhène* procéda, au début des années 1980, à une série de 17 plongées avec le submersible *Cyana* ; ces dernières furent surtout axées sur les pentes des blocs basculés néogènes bordant le fond des petits bassins centraux (de type océanique) de la mer Tyrrhénienne et accidentés de grands volcans, les monts Vavilov, Magnaghi et Marsili.



Fig. 13. Deux vues prises par la *Cyana*, vers $-3\ 000$ m de profondeur, sur les parois volcaniques du mont Vavilov et sédimentaires (Paléozoïque) du mont De Marchi.

La grande déception de cette campagne fut de se heurter à une cimentation post-messinienne, quasi totale, de presque tous les affleurements ; ce phénomène rendit pratiquement impossible les tentatives de prélèvements, mais heureusement pas les observations ; et ce jusqu'à $3\ 500$ m de profondeur (un record pour la *Cyana*, d'habitude limitée à $3\ 000$ m).

Ces observations, ainsi que les diverses analyses structurales, soulignent la continuité des mouvements tectoniques, surtout verticaux, se répétant du Miocène supérieur à nos jours dans le domaine ; à l'ouest d'une grande faille, dite centrale, bordant la marge sarde à l'est, les divers blocs basculés issus de fractures NE-SO, d'âge tortonien, découpés par des failles transverses, furent soumis à une intense érosion aérienne. Des dépôts messiniens, de nature salifère seulement en milieu de marge, témoignent d'une activité tectonique permanente durant cette période ; au cours du Plio-Quaternaire l'extension perdure, en particulier dans le SE du bassin, en générant de nouveaux blocs émergeant de la plaine bathyale suivant une fracturation de direction plutôt N-S.

La plupart des pentes, très abruptes, visitées durant la campagne *Cyrrhène* sont couvertes d'un détritique de toutes dimensions, galets, blocs parfois métriques, provenant vraisemblablement d'une érosion aérienne d'âge tortonien, celle accompagnant le rifting, réactivée en partie peu après lors de l'épisode messinien. Des dépôts plus fins, sans doute autochtones, tapissent la plupart des replats. Mais presque partout une cimentation carbonatée, ayant abouti à des enduits trop résistants pour les moyens de prélèvement de la *Cyana*, réduisit les possibilités de prélèvement. Les quelques échantillons obtenus, ainsi que les prélèvements antérieurs, indiquent que phyllades, quartzites et roches calcaires affleurent directement le long des pentes de la faille centrale, tandis que les reliefs de la bordure apenninique, tels les monts De Marchi et Flavio Gioia, sont constitués d'une épaisse formation à litage fin, en fait constituée de phyllades grésopélitiques. Au centre de cet ensemble, issu d'un rifting récent, le volcan Vavilov, le plus volumineux (38 km sur 18 km) des trois ensembles volcaniques cités, atteint $3\ 000$ m de dénivelée à partir du socle acoustique. Son relief semble plus récent que celui de la croûte océanique encaissante ($3,5$

Ma) dont il semble issu ; les datations d'échantillons ont en effet fourni des âges entre -2 et $-0,1$ Ma. Les observations faites à partir de la *Cyana* le long de ses versants ont montré que le volcan Vavilov était composé d'au moins deux ensembles distincts.

De la base (circa $-3\ 500$ m) jusqu'à $-1\ 500$ m, on observe les effets d'extrusions polifissurales avec des coulées en coussins, parfois de 25 à 50 m d'épaisseur et formant des tombants quasi verticaux, ainsi que des tubes en structure radiaire, l'ensemble étant affecté d'un réseau de failles de même orientation que celles des blocs basculés continentaux voisins. Ce bâti semble être globalement basculé vers l'ouest (d'environ 10°), dispositif interprété alors comme un effet direct de la subduction, toujours active dans le Sud-Est du massif.

À partir de $-1\ 500$ m de profondeur, les plongées indiquèrent la présence de deux centres éruptifs, mais n'ayant émis des coulées en « *pillows* », et conformes à la pente, que dans la partie inférieure ; au-dessus de $-1\ 000$ m les laves observées apparaissent plus fluides, voire scoriacées en surface. Le cône sommital actuel semble avoir été mis en place, au Pléistocène inférieur, en milieu aérien. Les échantillons des laves les plus récentes, provenant de ces coulées aériennes probables, indiqueraient pour Robin, l'un des scientifiques embarqués, une subsidence de 500 m, soit de l'ordre de 5 mm/an, et considérée comme résultant d'un réajustement isostatique.

Les différentes analyses, tant sur roches antérieures à *Cyrrhène* que celles faites sur des échantillons de la campagne, indiquent des différences importantes entre les laves du Vavilov et celles provenant de la croûte océanique environnante. Le mont Vavilov ne peut donc pas correspondre à un simple centre d'expansion océanique, mais plus vraisemblablement à une structure composite réactivée sous l'effet de la subduction toujours active au SE.

Au cours de l'hiver 1985, une équipe de Villefranche (dont Jean Mascle), épaulée par quelques universitaires de Bologne (en particulier Sartori) acquit, sous la direction de Rehault, et grâce à la mise en œuvre d'un équipement de l'Institut français du Pétrole, un ensemble de profils sismique réflexion dits multitraces à travers l'ensemble du bassin tyrrhénien. Ces profils très pénétrants, mais offrant aussi une très bonne définition, constituèrent la première imagerie sismique systématique et de qualité, non seulement à travers la marge continentale sarde, le bassin Vavilov et la marge campanienne, mais aussi le bassin dit du Marsili et une partie de la marge calabraise.

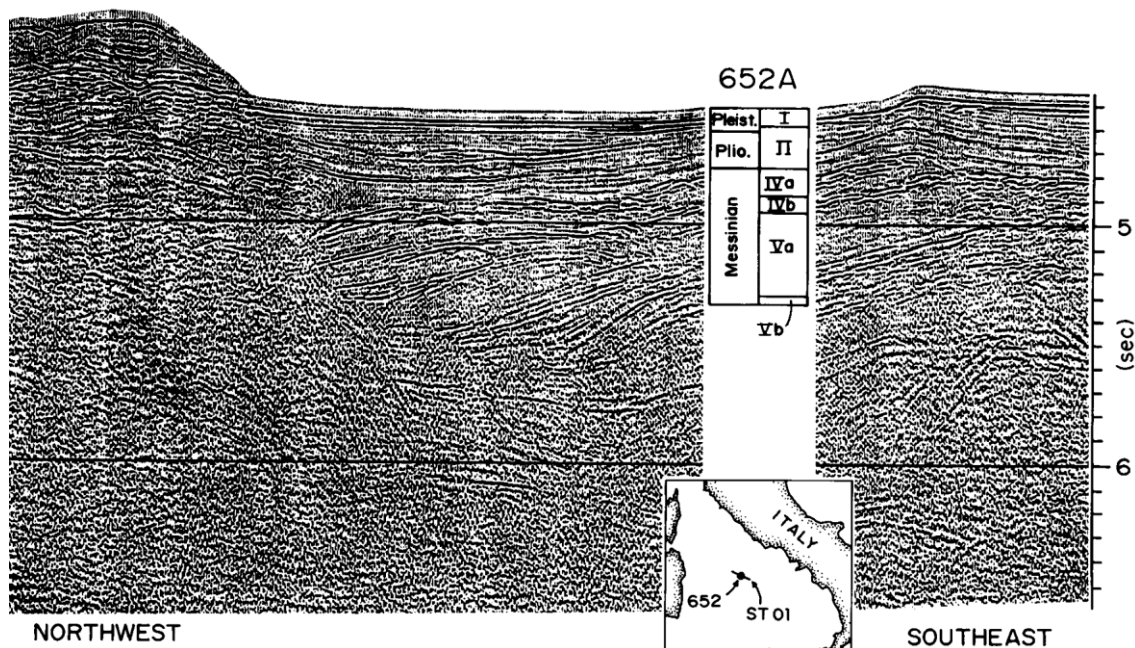


Fig. 14. Profil sismique multitrace à travers l'un des blocs basculés de la marge sarde.

Le traitement de ces données fut presque une course contre la montre car, outre la grande qualité des images sismiques qu'ils apportaient, ces profils étaient absolument indispensables aux choix définitifs, tant scientifiques qu'en terme de sécurité nécessaire, qu'il fallait présenter très rapidement aux différents comités du récent *Ocean Drilling Program*, qui avait retenu dans son calendrier une campagne de forages scientifiques en mer Tyrrhénienne avec son nouveau navire foreur, le *Joides Resolution*, et ce au cours de l'hiver 1986 ! La course au traitement fut gagnée grâce à l'efficacité du service spécialisé de l'IFP, le seul alors en France à être capable d'effectuer ces opérations pour le compte d'un laboratoire universitaire ; ces données permirent également d'obtenir l'aval des différentes instances du programme ODP, dont les redoutables « *Planning* » et « *Safety Committees* », sans l'avis final desquels aucune campagne de forages scientifiques n'était envisageable et finalement programmable. Non seulement les nouveaux profils sismiques, de très grande qualité après traitement, permirent de confirmer une partie des interprétations et conclusions provenant des travaux antérieurs, mais ils fournirent aussi la base de plusieurs nouvelles hypothèses concernant le « *timing* » et les mécanismes d'ouverture du bassin tyrrhénien. La géométrie et la stratigraphie sismique des différentes unités sédimentaires accompagnant l'étirement de la croûte continentale est-sarde furent particulièrement bien précisées, de même que les caractéristiques géotectoniques de la transition continent/océan au niveau des bassins Vavilov et Marsili. Ces données démontraient en particulier que la marge sarde offre une grande similitude, tant en ce qui concerne ses dimensions, sa structure géologique (autrement dit son découpage en blocs basculés et demi grabens), que sa structure crustale (aminçissement progressif faisant passer l'épaisseur crustale de 35 km en haut de marge à quelques 6/7 km face au bassin Vavilov), avec la plupart des marges passives créées à la périphérie de grands espaces océaniques, tel l'océan Atlantique. Les différences avec ces derniers objets concernent pour l'essentiel les modalités (le moteur si l'on veut) de l'étirement et, bien entendu, la vitesse de création. La stratigraphie sismique confirmait en

effet en grande partie les hypothèses antérieures, c'est-à-dire une phase de rifting débutant vraisemblablement au Miocène supérieur (Tortonien ?) et se terminant au cours du Pliocène supérieur, donc une création de la marge en quelques millions d'années (6 à 7 tout au plus), ce qui est rapide comparé aux longues périodes de rifting (20 à 40 millions d'années) des marges passives classiques précédant la mise en place de la croûte océanique. Une telle différence impliquait un mécanisme de création lui-même très différent, ce que la proximité d'une collision voisine (pouvant mettre en jeu un épaissement et un effondrement gravitaire) et/ou d'une subduction (et son retrait progressif) pouvait permettre d'expliquer. La disponibilité de ces nouvelles données, acquises en continu du haut de marge à sa base extrême, permet également de se rendre compte que ce rifting n'était pas synchrone tout au long de la marge, mais semblait progresser dans le temps du haut de la marge (où il débutait dès le Tortonien), atteignant la marge inférieure seulement à partir du Messinien (avec de beaux exemples de bassin messiniens « *synrifts* »), en se terminant en base de pente continentale, au cours du Pliocène moyen, avant de « sauter » vers le SO dans la région qui, deux millions d'années plus tard, donnerait naissance au petit bassin Marsili, très comparable au bassin Vavilov, et également accidenté en son centre d'un gros appareil magmatique possédant plusieurs centres d'émission.

Quelques mois plus tard, le 26 décembre 1985, le *Joides Resolution* appareillait de Malaga pour un peu plus de 45 jours afin de réaliser 11 forages, répartis en 7 sites, à travers l'ensemble de la mer Tyrrhénienne, depuis le bassin Marsili (site ODP 650) jusqu'en en haut de la marge continentale sarde (site ODP 654). L'équipe scientifique embarquée (codirigée par Jean Mascle et Kim Kastens, jeune chercheuse américaine du Lamont Doherty Geological Observatory) comprenait une vingtaine de chercheurs, dont quatre Français (Christian Auroux, Georgette Glaçon, Georges Mascle et Jean-Pierre Rehault) et quatre Italiens (Enrico Bonatti, Pietro Curzi, Renzo Sartori et Rodolfo Sprovieri), pour la plupart sédimentologistes ou spécialistes, soit du bassin tyrrhénien et de ses bordures, soit du paléo-environnement méditerranéen. Les 11 forages, par des profondeurs d'eau entre 3 590 m pour le plus profond (site 651) et 2 218 m pour le moins profond (site 654) permirent de collecter un peu plus de 2 km cumulés d'échantillons sur près de 3 500 m de sédiments et de roches forés. Les résultats furent à la hauteur des espérances.

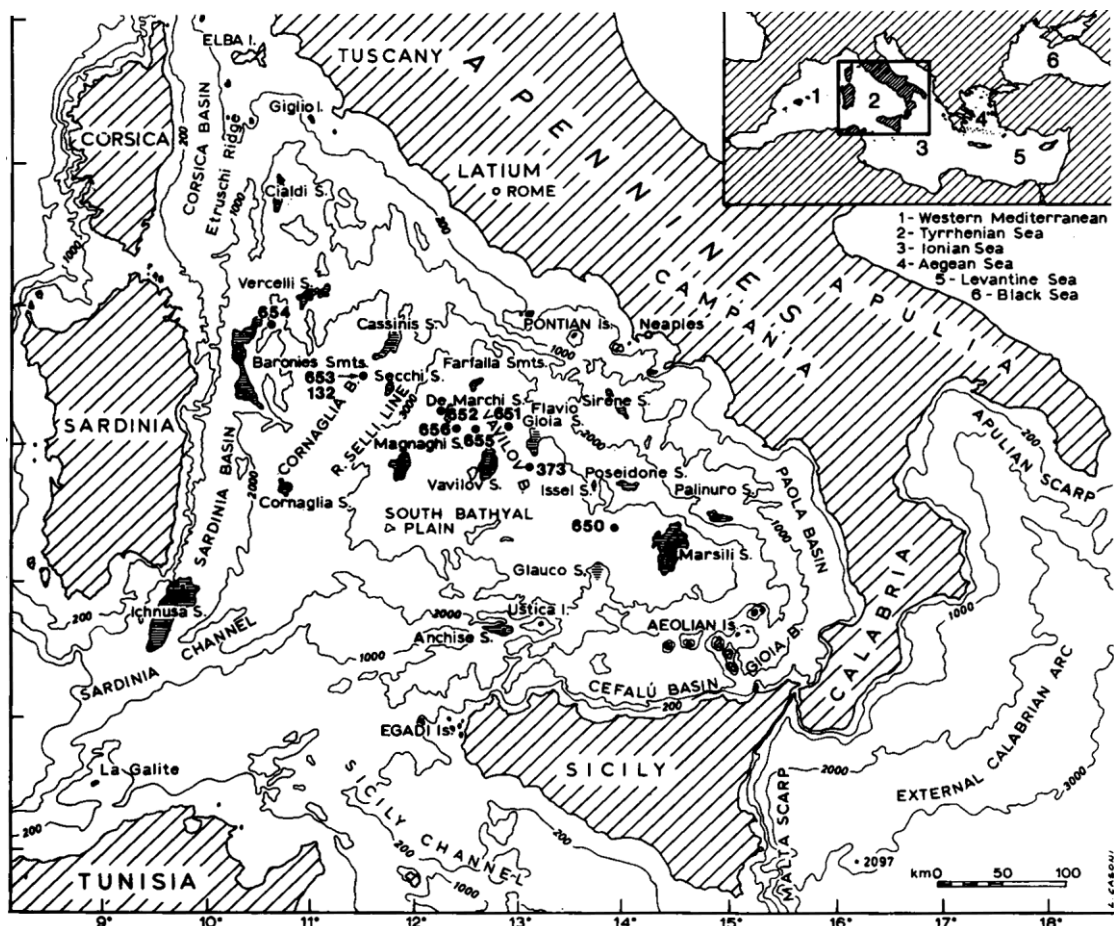


Fig. 15. Carte du bassin Tyrrhénien et localisation des forages ODP 107.

Le 18 février, le navire foreur arrivait à Marseille avec une équipe scientifique fatiguée, mais riche d'une expérience inoubliable ; ces presque deux mois en mer, avec un groupe de spécialistes en sciences de la Terre de presque toutes disciplines, avaient passé à une vitesse incroyable et les mille et quelques pages du rapport (« *Initial Reports* ») fournissant les résultats préliminaires de la campagne étaient quasi prêtes à être publiées (la légendaire efficacité américaine !).

Après l'excitation de la découverte, quasi permanente à l'arrivée de chaque carotte de forage, commença alors une tout autre période, celle de l'analyse détaillée de l'ensemble des résultats afin d'élucider non seulement l'histoire et l'évolution du petit bassin arrière-arc tyrrhénien, mais également les mécanismes de son extension ainsi que des conditions environnementales et paléo-océanographiques qui avaient accompagné sa création. L'équipe de chercheurs embarqués, comprenant également des scientifiques allemands, américains, britanniques, japonais, publia alors, dans les mois et années qui suivirent, de nombreux articles avec l'aide de nombreux autres spécialistes ayant demandé un accès à des échantillons ; presque quatre ans après la campagne, le volumineux volume (772 pages) des « *Scientific Results* », qu'il est impossible de résumer ici, représenta, avec celui des résultats initiaux, une véritable « bible » concernant non seulement l'évolution d'un bassin arrière-arc, né d'une subduction dans un environnement continental (tous les sites du « *leg ODP 107* »), mais aussi d'une manière plus générale certains aspects de l'évolution

de la Méditerranée, de l'impact de la crise messinienne (sites 654, 652), ou encore des fluctuations paléo-océanographiques et de l'activité volcanique méditerranéenne, au cours du Pliocène et du Quaternaire (sites 650, 651, 653).

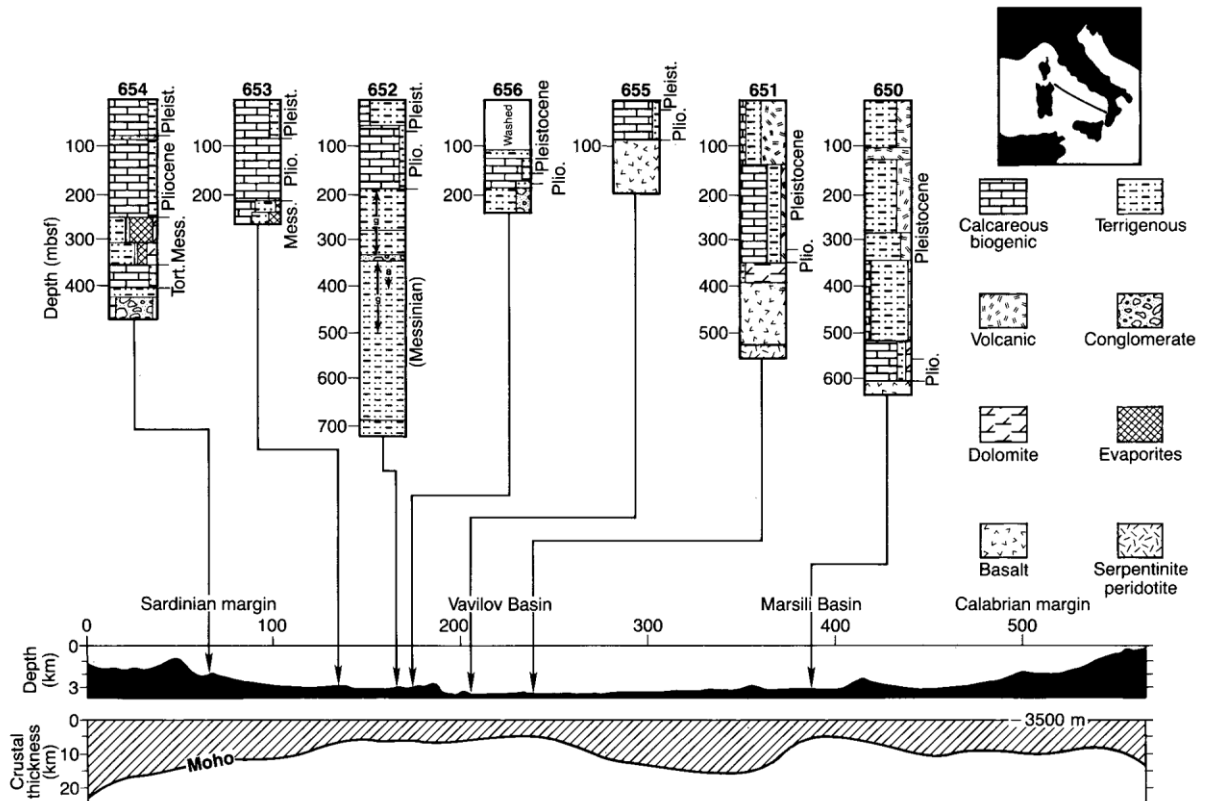


Fig. 16. Localisation des sites ODP 107 au long d'un profil topographique et crustal à travers la mer Tyrrhénienne ; un log simplifié indique la nature et l'âge des différents sédiments carottés ainsi que ceux des roches forées.

Parmi les découvertes et résultats les plus significatifs citons sur le plan de la tectonique et de l'évolution structurale : (1) la démonstration de la coïncidence entre événements extensifs au sein du bassin, et compressifs à sa périphérie, contemporanéité qui plaide en faveur d'un mécanisme d'effondrement gravitaire d'une lithosphère continentale surépaissie du fait de collisions antérieures ; (2) le diachronisme affectant la création de croûte océanique au sein des deux bassins profonds (Vavilov puis Marsili) qui suppose un mécanisme de recul progressif (de type « *roll back* ») du front de subduction ; (3) l'établissement du fait que le rifting affectant la marge sarde a effectivement bien débuté au cours du Tortonien, juste après un changement majeur du mouvement relatif Afrique-Europe, qui pourrait l'avoir favorisé ; ce rifting se traduit d'ailleurs par une extension très rapide, elle même diachrone au long de la marge, phénomène explicable par l'activation d'une grande zone de détachement crustal à pendage oriental et également compatible avec le mécanisme de « *roll back* » déjà invoqué ; (4) l'extrême jeunesse du bassin Marsili, créé seulement au cours du Pliocène terminal et du Pléistocène (les premiers hominiens pourraient avoir vu sa formation !) qui a ensuite subsidé très vite, peut-être sous l'effet d'un refroidissement très rapide dû à sa petite taille ; (5) enfin le fait qu'un ensemble de péridotites, directement issues du manteau supérieur, existe juste sous quelques centaines

de mètres de basaltes, au sein du bassin Vavilov ; autrement dit le manteau est subaffleurant à quelques centaines de mètres sous le centre du bassin tyrrhénien.

Au plan de l'évolution sédimentaire et paléo-environnementale, citons quelques résultats significatifs comme : (1) le constat que depuis le Messinien, et jusqu'au Pléistocène, la sédimentation semble avoir été surtout contrôlée par des variations climatiques, ce qui se traduit par une forte cyclicité, même si dans le cas du Messinien il demeure difficile de savoir si ce contrôle est dû à une alternance de périodes arides et humides, ou aux variations en apport d'eau d'origine atlantique ; (2) la présence d'une longue période de transition (de l'ordre de 250 000 ans) entre le Messinien, représenté par une grande variété de faciès (soulignant une grande variété d'environnements de dépôts) et le rétablissement final de conditions de sédimentation, normales au début du Pliocène ; (3) l'existence, au cours du Pliocène supérieur et du Pléistocène, de nombreux épisodes de sapropèles, sans que l'on puisse invoquer pour ces dépôts un apport massif d'eau douce (mer Noire et/ou Nil) comme dans le cas du bassin méditerranéen oriental ; une hypothèse raisonnable réside à la fois dans la combinaison des effets d'une productivité parfois fortement accrue et d'une stratification importante de la couche d'eau ; une telle explication est éventuellement généralisable à l'ensemble de la Méditerranée.

On pourrait citer de nombreux autres résultats qui ont enfin permis de calibrer les données géophysiques par la réalité géologique, valables non seulement pour le bassin tyrrhénien mais transférables à l'ensemble du domaine méditerranéen. Le « *leg ODP 107* » fut, à beaucoup de points de vue, une révolution à cet égard.

Par la suite, au cours des années 1990, le dossier tyrrhénien fût peu à peu repris par nos collègues italiens qui, tout en poursuivant des études de détail, en dressèrent une magnifique carte morphologique grâce à des relevés bathymétriques multifaisceaux, qui démontrent d'ailleurs sans ambiguïté la présence de nombreux édifices volcaniques récents à l'axe des massifs magmatiques Vavilov et Marsili ; la nature de mini-dorsales de ces édifices ne peut plus, à mon avis, faire de doute même si ces « *dorsales* » ont été contaminées par un magmatisme d'arc (ce qui n'est pas surprenant compte tenu de la proximité avec la subduction et les volcans calco-alcalins). Pendant que nos amis italiens reprenaient en quelque sorte la possession scientifique de leur mer interne, les équipes françaises, fortes de cette expérience en Méditerranée occidentale, commençaient à s'attaquer à l'analyse du bassin méditerranéen oriental, où les attendaient des édifices tectoniques, ou sédimentaires, d'une toute autre ampleur tels les prismes d'accrétion (arc calabrais, ride méditerranéenne) ou les grands appareils sédimentaires (delta et cône du Nil), et des phénomènes et processus encore inconnus dans les années 1980, tels les sorties de fluides et autres volcans de boue. Mais ceci est une autre histoire !

En guise d'épilogue : une campagne de sismique réflexion multitrace et de sismique grand angle (mettant en œuvre des OBSs, Ocean Bottom Seismometers, ou sismographes marins) a récemment été conduite en mer Tyrrhénienne par une équipe de géophysiciens marins de Barcelone et de Bologne. De l'analyse de ces données, qui fournissent effectivement des images remarquables de la structure profonde du bassin, les chercheurs

ont conclu, entre autres, que le manteau supérieur devait être très proche sous le bassin Vavilov. Ils avaient tout simplement oublié, ou ignoré, les résultats du leg ODP 107 qui, 25 plus tôt, avait permis d'échantillonner, *in situ*, et sous la forme de péridotites serpentinisées, ce manteau supérieur subaffleurant. Ainsi va la science !

Remerciements

Nous remercions l'ensemble des personnels, chercheurs, enseignants-chercheurs des différents laboratoires de Villefranche et de Paris d'alors, les marins et personnels techniques des divers navires de l'Université, du Cnrs, du Cnexo devenu par la suite Ifremer, de la Marine Nationale, ceux de la *Calypso*, sans lesquels ces travaux n'auraient jamais vu le jour. Il n'est pas possible ici de les citer tous.

Avec une pensée particulière pour nos collègues italiens avec lesquels une coopération toujours amicale et fructueuse a existé lors de notre découverte commune de la géologie de la Méditerranée occidentale !

Cet essai de synthèse de ce que nous avons alors tenté de faire tous ensemble leur est dédié.

Remerciements à Gilbert Boillot et Georges Mascle pour leurs avis et relectures de ce texte.

Choix de références bibliographiques (par ordre chronologique)

1) Les débuts (des années 1950 aux années 1970)

BOURCART, J. (1948). Sur la géologie du Rech Lacaze-Duthiers, canyon sous-marin du Roussillon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **2**, 26, (D), p. 1827-1829.

BOURCART, J. (1949). Les déformations récentes et leur influence sur le modelé actuel, la Théorie de la Flexure continentale. *Comptes Rendus du 16^e Congrès International de Géographie de Lisbonne*, p. 167-190.

BOURCART, J. (1958). *Problèmes de Géologie sous-marine*. Masson Editeur. Paris, 127 p.

BOURCART, J. (1958). Carte du Précontinent Sous-Marin entre Antibes et Gênes. *Publication spéciale du Musée océanographique de Monaco*.

BOURCART, J., GENNESSEAU, M., KLIMEK, E. et LE CALVEZ, Y. (1960). Les sédiments des vallées sous-marines au large dans le golfe de Gênes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **251**, (D), p. 1344-1345.

BOURCART, J. (1960) Carte topographique du fond de la Méditerranée occidentale. *Bulletin de l'Institut océanographique de Monaco*, 1163, p. 3-20.

ALINAT, E. et COUSTEAU, J.-Y. (1962). Accidents de terrain en mer Ligure. *In : Colloque national du CNRS, Villefranche-sur-Mer, 4-8 avril 1961*. CNRS éditeur, p. 121-123.

- BOURCART, J., GENNESSEAUX, M. et KLIMEK, E. (1961). Sur le remplissage des Canyons sous-marins de la Méditerranée française. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **252**, (D), p. 3695-3698.
- BOURCART, J. (1963). La Méditerranée et la Révolution du Pliocène. In : *Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot*, Société géologique de France, **1**, p. 33-52.
- GENNESSEAUX, M. (1964). L'évolution des fonds sous-marins de la Baie des Anges et le delta du Var. *Les Cahiers du Cerbom*, **XIII**, (1), p. 3-17.
- BELLAICHE, G. (1969). *Étude géodynamique de la marge continentale au large du massif des Maures*. Thèse d'État, Université de Paris, 221 p.
- MASCLE, J. (1969). Géologie sous-marine du canyon de Toulon. *Cahier océanographique*, **XXIII**, p. 241-249.
- PAUTOT, G. (1970). *La marge continentale au large de l'Estérel (Fr) et les mouvements verticaux pliocènes*. Thèse d'État, Université de Paris.
- CLAUZON, G. (1975). Preuves et implications de la régression endoréique messinienne au niveau des plaines abyssales : l'exemple du midi méditerranéen français. *Bulletin de l'Association française de Sédimentologie*, **429**, p. 317-331
- CLAUZON, G. (1978). The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). Une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, **29**, p. 15-40.
- GENNESSEAUX, M. et LEFEBVRE (1980). Le paléo-cours inférieur du Rhône au Messinien. *Géologie méditerranéenne*, **7**, (1), p. 71-80.

2) La marge continentale niçoise et la vallée sous-marine du Var

- GEZE, B. (1963). Caractères structuraux de l'arc de Nice (Alpes Maritimes). In : *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot*. Société géologique de France, **2**, p. 289-300.
- MURAOUR, P., DUCROT, J., GENNESSEAUX, M., GROUBERT, E. et MARCHAND, J.-P. (1965). Étude sismique par réfraction sur la pente continentale niçoise. *Bulletin de l'Institut océanographique de Monaco*, **6**, 1364.
- GENNESSEAUX, M. et GLAÇON, G. (1972). Essai de stratigraphie du Pliocène sous-marin de la Méditerranée occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **275**, (D), p. 1863-1866.
- GENNESSEAUX, M. et REHAULT, J.-P. (1979). La ride sédimentaire du Var : implications tectoniques et phénomènes sédimentaires liés aux marges continentales. *Rapport de la Commission internationale pour l'étude scientifique de la mer Méditerranée*, **247a**, p. 261-262.
- GENNESSEAUX, M. et VANNEY, J.-R. (1988). Cartographie de précision du Prodelta du Var, marge continentale de Provence. *Mappemonde*, **88-2**, p. 4-7.

- GENNESSEAUX, M., MAUFFRET, A. et PAUTOT G. (1980). Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **290**, (D), p. 959-962.
- FOUCAULT, A., GENNESSEAUX, M. et CLERC-RENAUD, T. (1986). Dunes sous-marines engendrées par les courants de turbidité sur la pente sud de la ride du Var (mer Ligure, Méditerranée Occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **303**, (II), p. 129-134.
- DAN, G., SULTAN, N. et SAVOYE, B. (2007). The 1979 Nice Harbor catastrophe revisited : Trigger mechanism inferred geotechnical measurements and numerical modeling. *Marine Geology*, **245**, p. 40-63
- SULTAN, N., SAVOYE, G., JOUET, D., LEYNAUD, D., COCHONAT, P., HENRY, P., STEGMAN, S. et KOPF, A. (2010) Investigation of possible submarine landslide at the Var delta front (Nice, continental slope, southern France). *Canadian Journal of Geotechnics*, **47**, p. 486-496

3) La naissance de la Méditerranée occidentale

- ALLAN, T.D. et MORELLI C. (1971). A Geophysical Study of the Mediterranean Sea. *Bolletino Geofisica Teorica e Applicata*, **13**, (50), p. 9-142.
- MAUFFRET, A., AUZENDE, J.-M., OLIVET, J.-L. et PAUTOT, G. (1972). Le bloc continental baléare (Espagne). Extension et évolution. *Marine Geology*, **12**, p. 289-300.
- AUZENDE, J.-M., BONNIN, J. et OLIVET, J.-L. (1973). The origin of the Mediterranean Basin. *Journal of the Geological Society of London*, **129**, p. 607-620.
- FINETTI I. et MORELLI C. (1973). A geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Bolletino Geofisica Teorica e Applicata*, **15**, (60), p. 263-341.
- RYAN, W.B.F., HSÜ, K.J., *et al.* (1973). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. XIII*, Washington (US Government Printing Office) ,514 p.
- HSÜ, K.J., RYAN, W.B.F et CITA, M.B (1973). Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, **242**, p. 240-244.
- BIJU-DUVAL, B. (1974). Carte géologique et structurale des bassins tertiaires du domaine méditerranéen, commentaires. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, **5**, p. 607-639.
- MAUFFRET, A. (1976). Étude géodynamique de la marge des îles Baléares. Thèse, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Paris, 137 p.
- BIJU-DUVAL, B., LETOUZEY, J. et MONTADERT, L. (1978). Structure and evolution of the Mediterranean Basin. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **42**, (1), p. 951-984, Washington.
- BELLAICHE, G., REHAULT, J.-P., ROBIN, C., GENNESSEAUX, M., AUZENDE, J.-M. et BOIVIN, M.-C. (1979). Petrological evidence of a typical oceanic crust in the Western Mediterranean Sea. *Marine Geology*, **32**, p. 11-18.

- REHAULT, J.-P. (1981). *Évolution tectonique et sédimentaire du bassin ligure (Méditerranée occidentale)*. Thèse d'État, tome 1, 105 p. ; tome 2, figures.
- REHAULT, J.-P., BOILLOT, G. et MAUFFRET, A. (1984). Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, **55**, p. 447-477.
- REHAULT, J.-P., MASCLE, J. et BOILLOT, G. (1984). Évolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène. *Memoria della Societa Geologica Italiana*, **27**, p. 85-96.
- REHAULT, J.-P., BOILLOT, G. et MAUFFRET, A. (1985). The Western Mediterranean basin. In: STANLEY, J. D. & WEZEL, F. C. (Eds), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag, N.Y., p. 101-129.

4) La mer Tyrrhénienne

- FABBRI, A. et SELLI, R. (1972). The structure and stratigraphy of the Tyrrhenian Sea. In : STANLEY, D.J. (Ed.), *The Mediterranean Sea, a natural sedimentation laboratory*. Stroudsburg (Dowden, Hutchinson, Ross), p. 75-81.
- BOCCALETTI, M. et MANETTI, P. (1978). The Tyrrhenian Sea and adjoining regions. In: NAIRN, A. E. M., *et al.* (Eds), *The Oceans and Margins*. New York (Plenum), p. 149-191.
- VANNEY, J.-R. et GENNESSEAUX, M., (1984). Versants escarpés dans une mer jeune : Reconnaissance en submersible en mer Tyrrhénienne. *Acta Geographica*, (3), **71**, p. 28-39.
- GENNESSEAUX, M., REHAULT, J.-P., *et al.*, (1986). Résultats de plongées en submersible Cyana sur les blocs continentaux basculés et le mont Vavilov (mer Tyrrhénienne centrale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **12**, (II), p. 785-792.
- MASCLE, J., KASTENS, K., AUROUX, C. et LEG 107 SCIENTIFIC PARTY (1988). A land-locked back-arc basin : preliminary results from ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea. *Tectonophysics*, **146**, p. 149-162.
- KASTENS, K. A., MASCLE J., *et al.*, (1988). ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, p. 1140-1156.
- MASCLE, J. et REHAULT, J.-P., (1990). A revised seismic stratigraphy of the Tyrrhenian Sea: implications for the Basin evolution. In : KASTENS, K. A., MASCLE, J., *et al.* (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **107**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 617-636.
- KASTENS, K. A. et MASCLE, J. (1990). The Geological Evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of O.D.P. Leg 107. In: KASTENS, K. A., MASCLE, J., *et al.* (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **107**, College Station, TX, (Ocean Drilling Program), p. 3-26.
- KASTENS, K. A., MASCLE, J., *et al.* (1990). *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **107**, College Station, TX, (Ocean Drilling Program), 772 p.