

# Le Messinien de la Méditerranée... vingt ans après \*

*The Messinian of the Mediterranean... twenty years later*

Georges BUSSON <sup>(1)</sup>

Mots-clés : Synthèse bibliographique (Miocène sup.), Messinien, Cartographie de terrain, Théorie, (Bassin profond desséché), Genèse, Évaporites, Bassins en chapelets, Diatomites, Méditerranée, Région méditerranéenne.

## Résumé

Une vingtaine d'années après la mise en évidence de la présence très générale en Méditerranée des évaporites messiniennes, les controverses ne sont pas closes sur l'interprétation de ces dépôts. La théorie du bassin profond desséché est tout d'abord replacée dans son contexte historique, ses fondements et son énoncé en sont rappelés. A la suite des attédissements apportés à cette théorie par ses promoteurs eux-mêmes, sa réfutation en est exposée, prenant en compte le bilan des sels, la signification de l'absence des organismes marins, le fixisme — ou la mobilité — structurale des fonds méditerranéens depuis le Messinien, l'interprétation du schéma concentrique des dépôts. On examine aussi l'interprétation parfois donnée à des canyons de la marge méditerranéenne, en particulier de la côte provençale, à l'appui de la théorie. Puis l'on réfute également un prétendu consensus qui s'établirait autour d'une valeur de régression de l'ordre de 1 000 m. En réaction contre la théorie du bassin profond desséché, l'ensemble des évaporites messiniennes de Méditerranée ont pu être considérées comme des précipitites, interprétation qui est également discutée et réfutée.

Dans une deuxième partie, l'auteur montre le caractère très fécond des enseignements généraux que peuvent apporter ces évaporites messiniennes. Le schéma concentrique des grands groupes de faciès a été analysé de façon détaillée (faciès carbonatés, laminites planctono-euxiniques, gypse, sels) aussi bien sur des bassins périphériques, épicontinentaux, que sur les dépôts de la Méditerranée profonde actuelle. On tente ensuite de remonter au déterminisme de cette sédimentation complexe : les facteurs climatiques ; la prise en compte des déformations avant, pendant et après le Messinien ; le rôle de l'eustatisme ; les transgressions et les régressions réglées par les facteurs morphostructuraux. On conclut à la probabilité de jeux interactifs entre des bassins en chapelets.

Enfin, dans une troisième et dernière partie, un certain nombre de problèmes spécifiques, d'interprétation parfois encore délicate, sont exposés. Comment concilier l'hyperaridité de ce Miocène terminal — indispensable pour rendre compte de ces dépôts d'évaporation — avec le développement parfois important des faciès détritiques ? L'exceptionnelle prolifération des diatomées est replacée dans son cadre régional puis, dans un contexte mondial. Les reconstitutions paléogéographiques que l'on propose pour interpréter ces dépôts largement évaporitiques ont eu des conséquences sur la répartition des faunes et des flores, aussi bien marines que continentales, qui intéressent même les biogéographes de l'Actuel. L'auteur prend parti sur deux points : l'improbabilité du maintien sur place de faunes sténohalines anté-messiniennes (en particulier de poissons) et, pour les faunes terrestres, la probabilité de passages relativement aisés entre l'Europe et l'Afrique, même sans invoquer un bassin profond desséché. Enfin, les implications des relations entre les bassins centraux (actuellement immergés sous la Méditerranée) et les bassins marginaux épicontinentaux sont analysées, confirmant largement la prédominance d'un mécanisme hydrodynamique à double flux pour exister ces dépôts évaporitiques et leur pérennité. On insiste dans les conclusions générales sur l'adéquation existant entre les modèles théoriques récemment présentés par A. Jauzein d'une part et, d'autre part, la disposition des faciès et des bassins observées sur le terrain.

Une table des matières figure à la fin de l'article page 57.

## Abstract

About 20 years after the discovery of the very general occurrence of Messinian evaporites in Mediterranean, controversies about the interpretation of these deposits are not closed.

First, the theory of deep desiccated basin is considered in its historical context. Its bases and terms are recalled. After the cooling of this theory even by its originators, the theory is disproved taking into account the

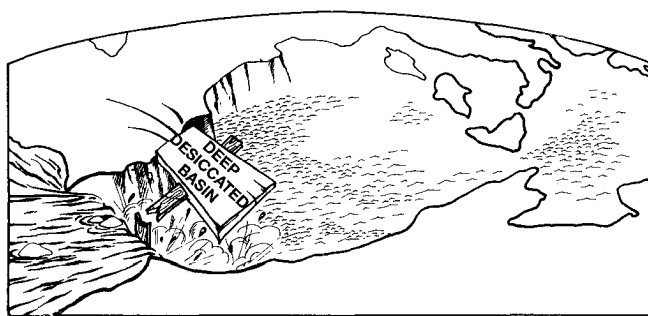
\* Manuscrit reçu le 17 juillet 1990, accepté le 20 novembre 1990.

(1) SDI O189 (CNRS), Laboratoire de Géologie du Muséum, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

salt balance, the significance of marine organism lacking, the structural steadiness — or mobility — of sea bottom since Messinian, and the interpretation of the concentric pattern of deposits. The interpretation sometimes given to canyons of Mediterranean margins, especially on the provencal coast, to support the theory is examined. Then a so-called consensus around a regression value of about 1 000 m is disproved. In a reaction to the deep desiccated basin theory, the whole of Messinian Mediterranean evaporites were considered as « precipitates », an interpretation which is also discussed and refused.

In a second part, the general lessons drawn from these messinian evaporites appear very fruitful. The concentric pattern of the main facies is analysed very thoroughly (carbonates, plancton-euxinic laminites, gypsum, salts), both on peripheral, epicontinental basins and on deposits of modern deep Mediterranean. Then we attempt to go back to the determinism of this complex deposition: climatic factors, strains before, during and after the Messinian; the part of eustasy; onlap and offlap due to morpho-structural factors. The conclusion is that interactions between basins arranged in series are likely.

Finally, in the third section, are exposed some specific problems, difficult to interpret. How is it possible to conciliate the superaridity in uppermost Miocene — absolutely requisite to account for evaporite deposits — and the sometimes large spreading of detrital facies ? The extraordinary proliferation of diatoms is placed in a regional framework, then in a worldwide one. Paleogeographical reconstructions proposed for the interpretation of these mainly evaporitic deposits had effect on the distribution of both marine and terrestrial fauna and flora. This is interesting even for biogeographers of the present day. The author sides with two points: it is unlikely that ante-messinian stenohaline fauna (especially the fishes) remained locally, and for terrestrial fauna, rather easy crossings between Europa and Africa are likely, even without a deep desiccated basin. Finally, consequences of relationships between central basins (now covered by Mediterranean) and marginal epicontinental basins are analysed. They confirm the prevalence of an hydrodynamic process with a double flow to explain these evaporitic deposits and their persistence. In general conclusions, the agreement between theoretical model recently presented by A. Jauzein and the facies distribution on the field is emphasized.



## 1. Introduction

Il y a une vingtaine d'années, le géant salifère messinien était mis en évidence et s'imposait comme un des problèmes majeurs de la géologie sédimentaire. Successivement, en effet, les missions sismiques préparatoires et les forages du Leg 13 (1970) démontraient l'énorme extension d'évaporites d'âge messinien sous les bassins orientaux et occidentaux de la Méditerranée (fig. 1). Et, du même coup, les séries évaporitiques du même âge, connues de longue date sur les affleurements côtiers périphériques (Espagne, Algérie, Tunisie, Sicile, Italie, îles Ioniennes, Chypre, Israël, etc ...) n'étaient pas, comme on l'avait presque universellement cru, des bassins confinés, isolés, au bord d'une paléo-Méditerranée ; ils n'étaient que les témoins marginaux d'un bassin évaporitique légitimement appelé le « Géant salifère messinien » (Hsü, 1972 ; Busson, 1979a).

L'importance de cette découverte était telle qu'elle avait de quoi étonner, au sens le plus fort et le plus ancien de ce terme. D'une part, ce bassin salifère était immense en comparaison des appareils évaporitiques minuscules de la nature actuelle. Il s'étalait sur plus de

3 000 km de l'est à l'ouest et de 1 000 km du nord au sud. Il représentait une superficie minimale de 2,5 millions de km<sup>2</sup> ; l'épaisseur de la série à évaporites pouvant atteindre 2 000 m sous les plaines abyssales algéro-provençales (Rehault 1981, in Clauzon *et al.* 1989) et une épaisseur encore supérieure en Méditerranée orientale (3 000 m in Rouchy 1982c). Le volume de la série évaporitique pouvait être estimé à 1 000 000 km<sup>3</sup>. Ce géant salifère obligeait à envisager des dispositifs morphologiques - résultante complexe de phénomènes structuraux et sédimentaires-, des phases climatiques, éventuellement des mouvements eustatiques que l'on n'avait pas imaginés auparavant ou en tout cas pas avec la même ampleur. Et, de ce fait, la considération de ce géant poussait à remettre en question beaucoup des interprétations données jusqu'alors aux régions périphériques, européennes, nord-africaines, proche-orientales.

L'intérêt était d'autant plus grand que cet immense appareil salifère s'avérait reposer en partie sur les régions alpines ouest-européennes et nord-africaines et en partie sur le craton prolongeant la plate-forme afri-cano-arabe. Une originalité supplémentaire semblait constituée par la nature de la croûte sous-jacente à cet appareil : océanique sous certaines aires géographiques et « continentale atténuée » (attenuated continental margins, Schreiber 1988). Dans le centre des bassins tels que celui de la Mer Tyrhénienne, on estime, en outre, qu'il pourrait ne pas y avoir de sédiments entre la croûte et les dépôts du Miocène supérieur (Réhault *et al.* 1987).

Mais il faut bien reconnaître que l'intérêt immense des implications de cette découverte n'aurait pas suffi à lui assurer le retentissement qu'elle a depuis vingt ans, si elle ne s'était accompagnée d'une controverse paléogéographique passionnée. Les interprétations données à certaines observations faciologiques, à certains profils sismiques conduisaient certains auteurs à peindre des

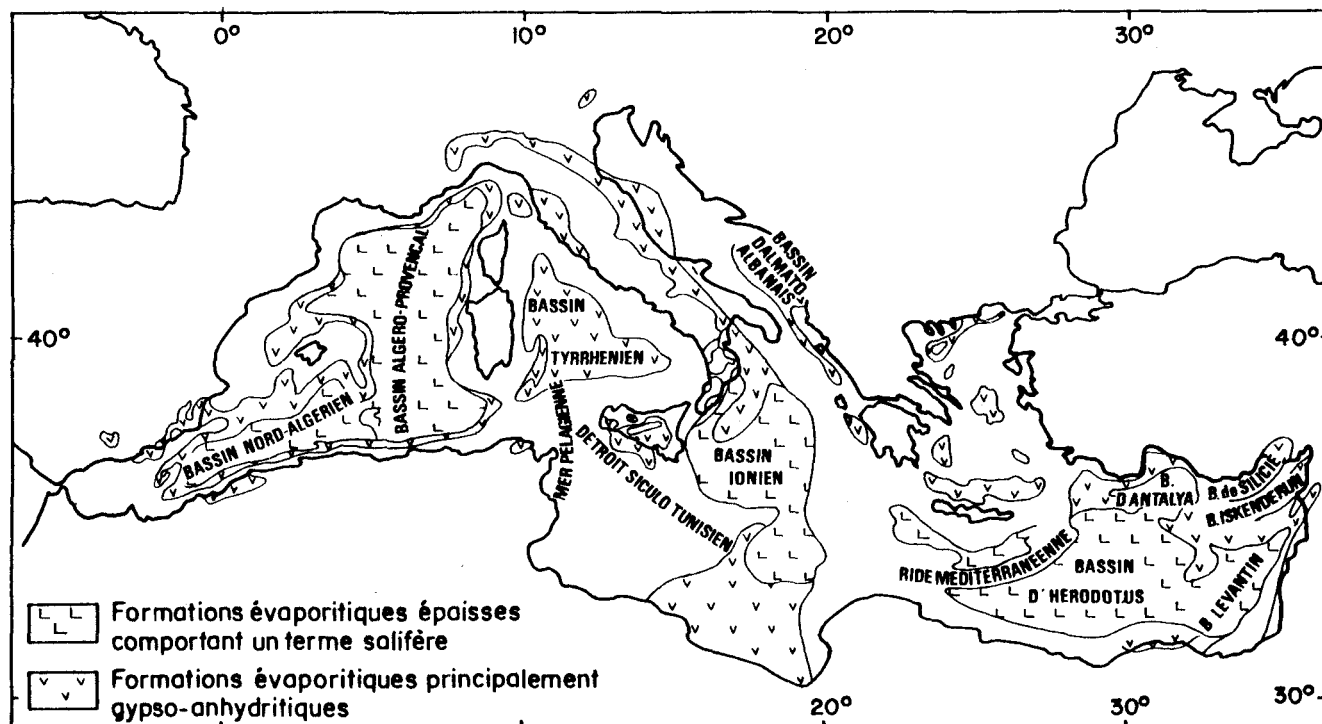


Fig. 1. - Répartition des évaporites messiniennes dans le bassin méditerranéen. D'après Rouchy (1989, fig. 1 modifiée).  
Fig. 1. - Distribution of Messinian evaporites in the Mediterranean area (after Rouchy, 1989, modified from fig. 1).

phénomènes grandioses, spectaculaires, jamais évoqués, au moins à cette échelle, dans l'imaginaire géologique : Méditerranée occupée par un vaste désert de sel blanc, situé "plusieurs milliers de mètres sous le niveau de l'océan" ; immense cascade à l'aube du Pliocène, remplissant rapidement cet immense bas-fond. D'un autre côté, depuis vingt ans, les arguments et les observations n'ont pas manqué pour combattre cette théorie du "bassin profond desséché".

Cet équivalent géologique de la bataille d'Hernani n'a pas attiré que l'intérêt scientifique. La réaction la plus facile consistait à ridiculiser les tenants des différentes opinions : ainsi Biju Duval *et al.* (1976) écrivaient : "...La controverse fait rage. Elle appartient plus au domaine de la foi que de la science. Il y a les inconditionnels de la dessiccation pour qui la Méditerranée messinienne était un désert de sel profond de 2 500 m, alimenté périodiquement par un Niagara d'eau salée en provenance de l'Atlantique. Il y a les partisans du dépôt en lagunes peu profondes suivi par un effondrement brutal du bassin il y a 6 Ma. Il y a ceux enfin pour qui les saumures se sont déposées (sic) sous une épaisseur d'eau importante mais difficile à définir exactement." Ces interprétations statiques et ces oppositions manichéennes sont clairement schématisées par Warren (1989) dans une figure reproduite ci-contre (fig. 2). Mais surtout beaucoup penseront que la controverse est apaisée. Il apparaît ici ou là qu'il y aurait un consensus sur un chiffre de régression du niveau marin de l'ordre de 1 000 ou 1 200 m, autour duquel tout le monde pourrait s'accorder. Les tenants du bassin profond desséché ont admis qu'à certaines époques il n'était pas desséché (*cf.* Busson, 1979a, page 231) et certains faits rendent difficilement soutenable qu'à certaines époques il ait été réellement profond (*cf. infra* § 2.B.2.). En revanche, il n'y aurait plus de tenants de l'hypothèse d'évaporites peu profondes si, réellement, un consensus s'est fait autour d'une

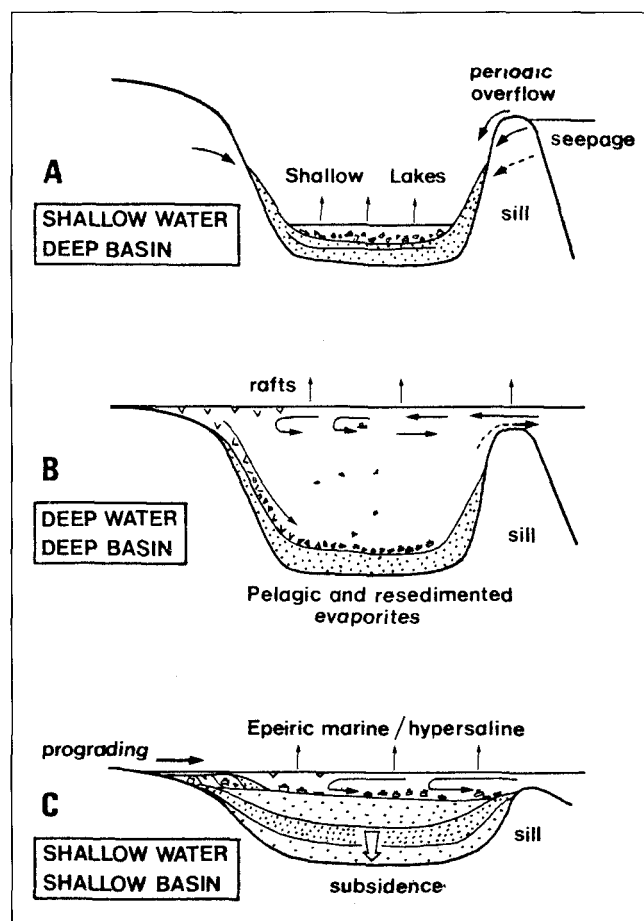


Fig. 2. - Différents types de bassins à évaporites suivant l'épaisseur de la tranche d'eau et la dénivelée avec l'océan. (D'après Warren, 1989, fig. 1-15).

Fig. 2. - Different types of evaporite basin according to depth of water and elevation above sea level (after Warren, 1989, figs 1-15).

régression de 1 000 ou 1 200 m. Et d'aucuns estimeront qu'il est peu utile de réveiller un débat qui semblait enfin clos.

Cela n'est pas notre opinion pour trois raisons. Tout d'abord, faute d'une réponse claire face à cette nécessité d'interprétation paléogéographique, on ne pourra apporter une réponse satisfaisante à ces implications qui ont été évoquées ci-dessus, à la fois pour le domaine méditerranéen lui-même, mais aussi pour ces aires souvent si complexes qui l'entourent sur les actuels continents. Au problème que j'évoquais ci-dessus, ajoutons ici la soif de comprendre des paléo-biogéographes qui aimeraient savoir si les faunes et les flores de la Méditerranée miocène ont pu perdurer ou non au travers de ce que l'on a appelé la crise de salinité ; ou encore qui aimeraient savoir quelles étaient les facilités de passage à cette même époque entre les aires continentales du Nord de la Méditerranée et celles du Sud.

Le deuxième point c'est que le consensus n'est que d'apparence, apparence qui ne résulte d'ailleurs que de la lassitude générale des protagonistes. Ainsi G. Clauzon, dans un exposé général récent à la Société de Biogéographie (Paris, 14 février 1989) exprimait un credo très convaincu sur une théorie du bassin profond desséché, très analogue à celle donnée par Hsü en 1972. Et, par ailleurs, des arguments existent pour réfuter la valeur prétendument admise par tous de régression du niveau marin, ou plus exactement la signification même de cette donnée chiffrée (cf. infra § 2.D.).

Enfin le troisième domaine, d'intérêt plus que jamais vivace de cette controverse, est d'ordre méthodologique. Comment a-t-on pu, en ne considérant que les données marines profondes arriver à l'hypothèse révolutionnaire du bassin profond desséché ?

Comment quelques auteurs ont pu y rester attachés pendant deux décennies ? Enfin, au-delà des implications régionales considérables déjà évoquées ci-dessus, l'interprétation paléogéographique a des répercussions globales. N'a-t-on pas supposé que le désert blanc messinien avait favorisé un âge glaciaire (Hsü *et al.*, 1978), n'a-t-on pas calculé la montée eustatique - c'est-à-dire du niveau océanique - résultant de l'assèchement d'une Méditerranée "analogue à l'actuelle" et, sur un plan plus général encore, l'interprétation paléogéographique donnée à ce prodigieux appareil salifère met en cause tous les grands problèmes liés à la sédimentation confinée en général : origine marine ou continentale du stock ionique des grandes accumulations évaporitiques ; cristallisation "profonde" ou sub-aérienne des sels ; mécanismes génétiques responsables de la disposition des grands groupes de faciès, latéralement (classement antéro-postérieur, concentrique, etc ...) et verticalement, en particulier relations universelles entre couches riches en matière organique et évaporites et relations entre roches salines et carbonates ; dépôt des sels pendant la rétraction d'une nappe de saumures en assèchement, ou lors d'une phase transgressive ; interactions hydrologiques entre bassins confinés successifs ; déterminisme morphologique, climatique ou autre de ce type de dépôt ; potentialités en hydrocarbures de l'enchaînement des faciès évaporitiques marins, etc ...

## 2. La théorie du bassin profond desséché et ses réfutations

### A. L'exposé de la théorie

L'hypothèse d'un bassin profond desséché (deep desiccated basin) a été imaginée en 1970 au cours du

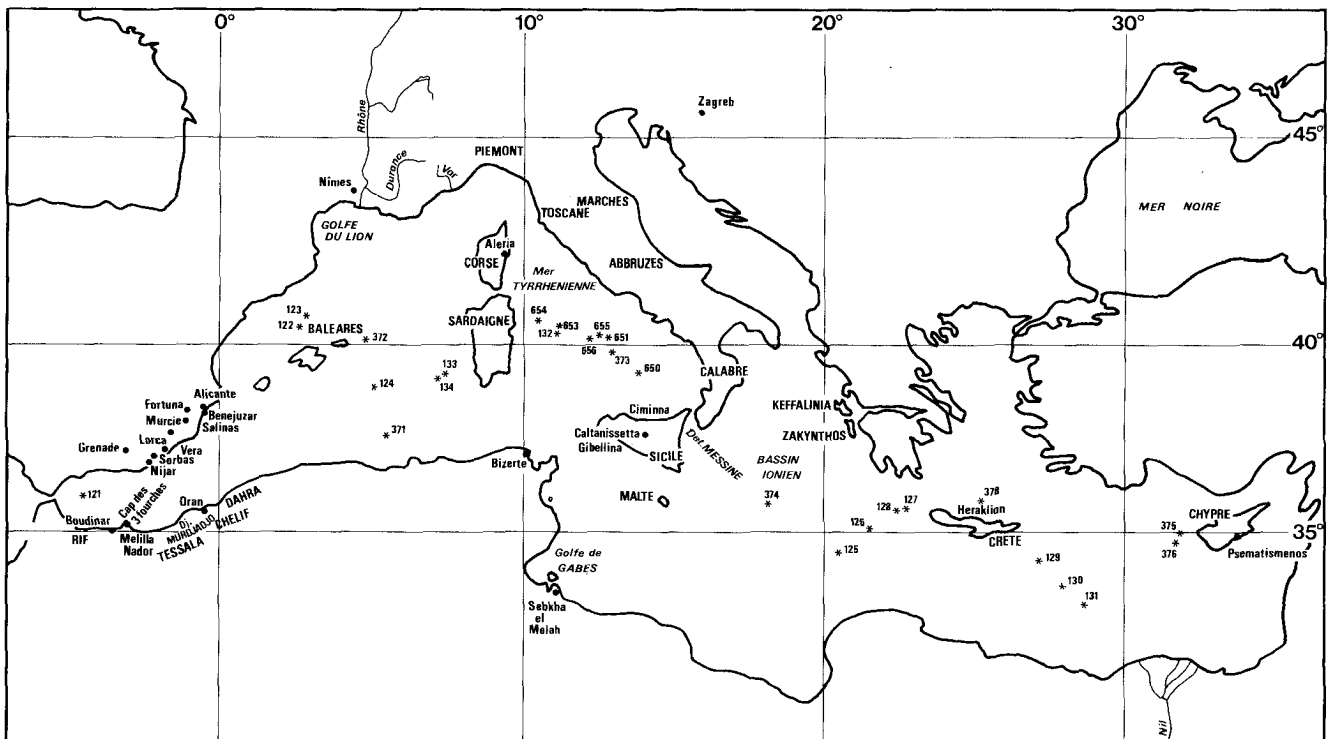


Fig. 3. - Carte de localisation des sites DSDP en Méditerranée et des principaux noms de lieux cités dans le texte.  
Fig. 3. - Map showing location of DSDP sites in the Mediterranean and the names of principal sites mentioned in the text.

Leg 13 pour tenter de comprendre les conditions paléogéographiques de genèse du géant salifère messinien de Méditerranée. Cette théorie, ses fondements, ses applications ont fait l'objet d'une multitude de travaux. Deux articles fondamentaux exposent les opinions de ces auteurs après le Leg 13 : Hsü, 1972 et Hsü *et al.*, 1973. A la suite du Leg 42A la théorie a été à nouveau exposée, en particulier dans l'article fondamental paru dans la collection des Blue books (Hsü *et al.*, 1978). L'exposé des fondements de la théorie qui va suivre mêle des observations et des arguments apportés au cours de Leg 13 et du Leg 42A (voir fig. 3 pour la localisation des différents sites). Toutefois, j'évoquerai plus bas les modifications que les auteurs de la théorie lui ont apportées à la suite du Leg 42A qui a fourni d'autres données et dont l'équipe de chercheurs était assez sensiblement différente.

## A.1. Les fondements de la théorie

### A.1.1. Le site de dépôt des évaporites messiniennes était profond.

Le fait que les évaporites messiniennes se seraient déposées "plusieurs milliers de mètres" en contre-bas du niveau océanique mondial reposait sur l'interprétation de deux types de faits d'observation.

#### a. Les profils sismiques.

Les récits du Leg 13 révèlent que le géophysicien Ryan aurait été persuadé que les évaporites messiniennes de Méditerranée s'étaient déposées dans des conditions profondes et desséchées dès la première découverte de gypse dans une carotte. Cette anecdote est significative quant au poids de la considération des profils sismiques pour placer les dépôts messiniens de Méditerranée dans une situation profonde dès l'époque du dépôt. Cela est affirmé dès le Leg 13 (Hsü *et al.*, 1973). A la suite du Leg 42A réalisé en avril-mai 1975 (Hsü *et al.*, 1978), on trouve, au sujet du bassin Baléare : "Seismic evidence proves the existence of a deep Balearic Basin long before the salinity crisis began." Et, plus loin, "the relief of the M-reflector (rappelons que celui-ci correspond approximativement au toit des évaporites) closely simulates the relief of the present submarine topography, indicating that the Messinian bottom was not much different from that of today".

Ce fixisme structural qui paraît si surprenant à la lumière des données de tous les affleurements périphériques ou insulaires était conforté par la régularité, par le calme remarquable des profils dans une partie au moins du bassin évaporitique où les déformations, les failles, les plissements sont relativement rares. Il est vrai que la sismique fait apparaître une quasi-horizontalité de ces séries, une allure très "post-tectonique" et, en outre, une concordance très régulière sur de vastes aires avec les séries plio-quaternaires susjacentes.

#### b. Les arguments écopaléontologiques.

Les analyses de foraminifères, en particulier benthiques, interprétées par comparaison avec la répartition en fonction de la profondeur des faunes analogues dans la Méditerranée actuelle ou dans des aires océaniques voisines, ont apporté aux partisans du bassin

profond des arguments qu'ils ont considérés comme décisifs. Dans certains cas, par exemple pour l'interprétation du Pliocène inférieur, l'observation des ostracodes a également été utilisée.

Ainsi l'analyse de ces faunes ferait apparaître les sédiments méditerranéens miocènes anté-messinien comme profonds. A titre d'exemple, rappelons qu'au forage 372 (Hsü *et al.*, 1978), les foraminifères benthiques indiqueraient une profondeur d'eau de 900 m dès le Burdigalien et une profondeur de 1 500 m avant la fin du Serravallien. Dans le bassin levantin, au puits 375 (*Ibid.*) les microfaunes tortoniennes indiqueraient un dépôt sous une profondeur de 1 000 m d'eau, tandis qu'au 377 le forage a pénétré dans un Miocène moyen mésobathyal.

Au sein du Messinien, dans la série dite des Evaporites supérieures (*cf. infra*), des foraminifères pélagiques ont été découverts dans des marnes intercalées entre des lits d'anhydrite (forage 124) ou entre des bancs de halite (forage 134).

Enfin, au-dessus du Messinien, les microfaunes - dont les ostracodes psychrosphériques - établiraient que, dès ses premières couches, le Pliocène correspondrait lui aussi à une "profondeur de 1 000 à 1 500 m (Hsü *et al.*, 1978). Or, on sait que ce Pliocène recouvre soit le Messinien évaporitique, soit un Messinien terminal à faciès saumâtre ou lacustre (lac-mer), voire à faciès purement continental.

Devant ces interprétations, la conclusion des promoteurs de la théorie est nette : le bassin était profond avant, pendant et après la crise de salinité.

### A.1.2. Le site de dépôt des évaporites messiniennes était desséché.

#### a. L'observation de faciès d'émersion.

Dès le forage 124, des faciès, sensés être typiques de dépôt de sebkha (diagenèse sub-aérienne), étaient observés. Sans entrer dans le détail de phénomènes qui ont été si souvent décrits, je rappellerai qu'il y a eu la présence de tapis algaires (identifiés par les structures cyanobactériennes ou interprétés d'après des mudstones dolomitiques laminés), des nodules d'anhydrite, la présence de craquelures de dessiccation (ou d'une craquelure de dessiccation), la détermination de diatomées d'eau saumâtre ; les données de la géochimie ont pu aller dans le même sens. Ainsi, à titre d'exemple, les valeurs isotopiques mesurées par Kuehn et Hsü (*in* Hsü *et al.*, 1978) montrent une variabilité remarquable, difficile à concevoir si les sels avaient été engendrés dans un corps d'eau épais et profond, *a priori* mieux tamponné.

Un argument plus surprenant a été tiré de la présence de foraminifères pélagiques entre des bancs évaporitiques (présence déjà signalée ci-dessus) : les promoteurs de la théorie considèrent comme peu plausible qu'une telle succession ait été engendrée sous corps d'eau profond ; car il serait difficile de concevoir une triple substitution de corps d'eau à salinité très différente (saumures, puis eau de mer normale, puis saumures correspondant à cette succession faciologique).

Notons qu'une telle interprétation pour certains de ces dépôts des Evaporites supérieures n'était pas mise

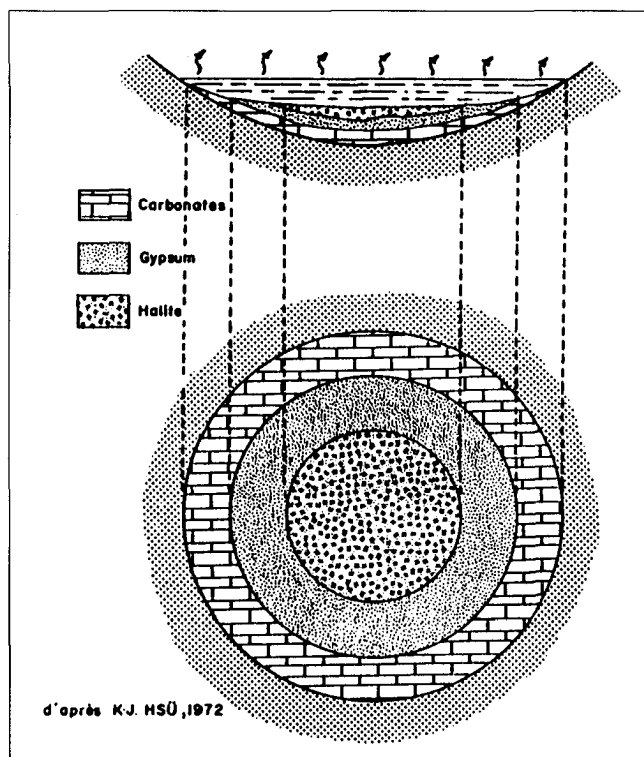


Fig. 4. - Représentation en carte et en coupe du schéma concentrique des dépôts évaporitiques (bull's eye pattern). D'après Schmalz (1966), Hsü (1972), etc. La coupe apparaît particulièrement discutable, cf. texte ci-joint.

Fig. 4. - Map and section of bull's eye pattern evaporitic deposits (after Schmalz, 1966, Hsü, 1972, etc.); the section in particular is open to debate; see text.

en doute par un auteur tel que Nesteroff (1973), opposé par ailleurs à la théorie du bassin profond et desséché.

*b. L'interprétation de la disposition concentrique (Bull's eye pattern) (fig. 4).*

Hsü (1972) et Hsü *et al.* (1973) ont noté que les faciès dominants (carbonates, sulfates de calcium, chlorures) s'organisaient géographiquement de façon grossièrement concentrique. C'est le "bull's eye pattern", suivant une locution empruntée d'ailleurs à Schmalz (1966). D'après Hsü, s'appuyant sur Hunt *et al.* (1966), sur Jones (1965), Hardy (1968), cette disposition serait caractéristique de la dessiccation progressive d'une playa, c'est-à-dire d'une nappe d'eau salée continentale, endoréique en assèchement partiel, puis complet. Toujours d'après Hsü (1972) un bassin relié à l'océan (et donc alimenté par lui) montrerait un classement tout différent : les sels les plus solubles précipitant à l'extrémité distale, continentale et les sels les moins solubles près de la liaison avec la mer ouverte (fig. 5).

Les mêmes auteurs, tenants d'une Méditerranée messinienne de morphologie analogue à l'actuelle, calculent ce que donnerait l'assèchement imaginaire de la Méditerranée actuelle (fig. 6). Celle-ci, coupée de l'océan et soumise à l'évaporation et à l'assèchement, commencerait à déposer du sulfate de calcium quand son niveau aurait baissé jusqu'à 1 700 m au-dessous du niveau océanique mondial et de la halite quand cette baisse atteindrait 2 250 m. Or, ces chiffres seraient

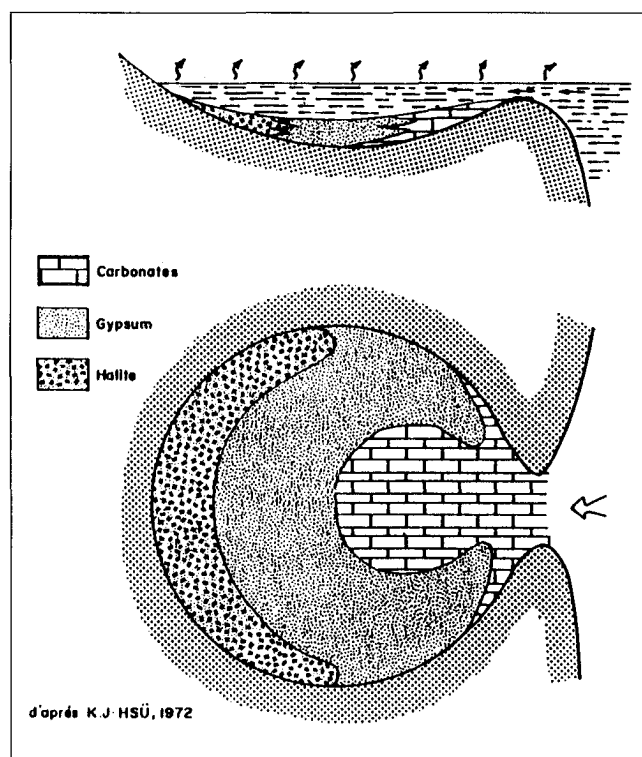


Fig. 5. - Représentation en carte et en coupe du schéma antéro-postérieur des dépôts évaporitiques (tear drop pattern). D'après Schmalz (1966), Hsü (1972), etc. La coupe apparaît particulièrement discutable, cf. texte ci-joint.

Fig. 5. - Map and section of tear drop pattern evaporitic deposits (after Schmalz, 1966; Hsü, 1972, etc.); the section in particular is open to debate; see text.

exactement ceux que l'on mesure en tenant compte d'une baisse isostatique d'un millier de mètres imposée par la surcharge de la mer pliocène : car la disposition concentrique s'accompagne d'un classement altimétrique où le sulfate de calcium messinien est repéré à 2 300 et 2 700 m de profondeur actuelle et la halite du même âge à 3 220 m (à l'époque du Leg 13).

On conçoit sans peine combien un tel raisonnement a pu renforcer l'idée d'une identité très poussée entre la morphologie de la Méditerranée messinienne et l'actuelle. Par une approche toute différente, les auteurs arrivaient au même résultat que par l'interprétation des profils sismiques. Dès lors, la théorie du bassin profond acquerrait une très grande force.

Après le Leg 42A, Hsü *et al.* (1978) disent que l'on a pu vérifier l'hypothèse de la disposition en *bull's eye pattern* de chaque bassin profond. Et ils répètent que cela peut être considéré comme un argument pour une dessiccation progressive des différents bassins. Le dépôt du gypse devrait commencer quand la moitié (?) de la mer originelle aura été enlevée par évaporation et quand la profondeur de l'eau était donc encore de 1 000 m.

*c. L'absence de turbidites.*

Hsü *et al.* (1973) observent que si ces bassins profonds avaient été recouverts d'une tranche d'eau jusqu'au niveau océanique, ils n'auraient pas manqué de présenter des coulées de turbidites. Or, ces dernières

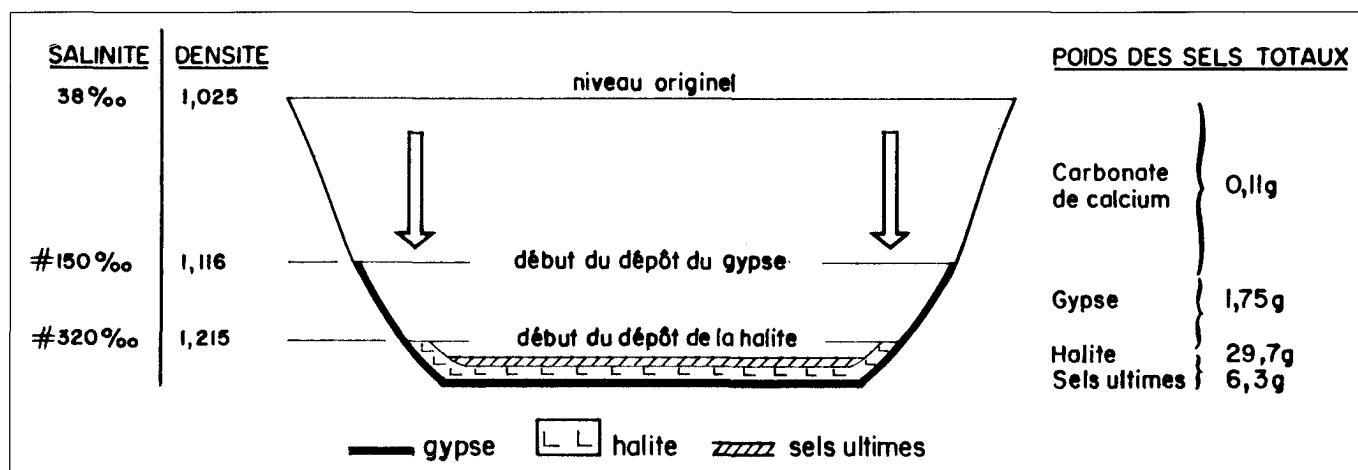


Fig. 6. - Schéma de l'évaporation statique de l'eau de mer : ce type d'évaporation — sans réalimentation concomitante par l'eau des océans — serait celui qui se réaliserait dans un bassin complètement séparé de l'océan. Ce dernier dispositif s'impose à l'évidence pour aboutir à un « bassin profond desséché ». On notera que le sulfate de calcium et plus encore la halite se cantonnent nécessairement dans ce schéma aux aires les plus profondes. Les quantités de sels déposés par kilo d'eau de mer, les salinités et densités des saumures au début de la précipitation des différents sels sont rappelées en regard de ce schéma.

Fig. 6. - Diagrammatic representation of the static evaporation of sea water. This type of evaporation, that is, without replenishment by sea water, occurs in a basin completely cut off from the sea. This would eventually lead to a « deep desiccated basin ». Note that calcium sulphate and even more so, halite, are necessarily in this scheme confined to the deepest areas. The amounts of salts deposited per kilogram of sea water, and salinity and density of brine at the commencement of precipitation of each of the various salts are compared in this diagram.

n'ont pas été observées dans les carottes prélevées dans les différents forages.

#### A.1.3. Le caractère profond et desséché est confirmé par la nature continentale des dépôts.

Cette dernière partie de la démonstration correspond à la théorie pure et dure. Les trois types d'interprétations ou d'arguments sur lesquels elle repose, développés en 1972 et 1973, n'ont pas tous été repris par la suite par les promoteurs de la théorie.

##### a. La quantité et le bilan des sels.

Hsü *et al.* (1973) notent que la dessiccation d'une Méditerranée analogue à l'actuelle ne saurait produire les quantités de sels observées dans ce Messinien méditerranéen, de l'ordre du million de km<sup>3</sup> pour la seule halite. Pour sortir de ce dilemme - dans lequel ils se sont eux-mêmes enfermés -, les auteurs disent qu'il faut donc faire appel aux apports ioniques continentaux, c'est-à-dire imputables au ruissellement. Et ces auteurs sont confortés dans une telle opinion par le fait que le bilan des carbonates et du sulfate de calcium par rapport aux chlorures est beaucoup plus élevé que la proportion de ces différents sels dans l'eau de mer. Or, chacun sait que dans les fleuves et rivières la proportion des carbonates et des sulfates par rapport aux chlorures est en général plus élevée que dans l'eau de mer.

##### b. L'absence de restes organisés dans les couches évaporitiques.

Hsü *et al.* (1973) constatent l'absence de restes organisés, en particulier marins, dans les couches d'évaporites, dolomie, sulfate de calcium, halite, sels de potasse, etc ... S'il y avait eu alimentation en sels par une « cascade d'eau marine », ils estiment que l'on devrait trouver de tels restes dans les bancs salins du

bassin méditerranéen. Leur absence milite donc en faveur d'un bassin continental. Observons qu'une telle prise de position est encore maintenue dans Schreiber et Hsü (1980).

##### c. L'existence de vallées ou de canyons sur les marges méditerranéennes, creusés pendant l'abaissement du niveau de base messinien.

L'examen du remplissage des vallées de certains fleuves ou rivières (Rhône et Durance, Var, Nil, etc...) et leur prolongement en mer sont à l'origine de ces arguments. Le creusement de ces vallées ou canyons daterait du Messinien, ainsi qu'en feraient foi d'une part les derniers sédiments sous-jacents sculptés par cette érosion et d'autre part le remplissage de ces canyons. En outre, ces talwegs pourraient se suivre jusque dans les plaines abyssales et ils marqueraient le creusement imputable à l'abaissement du niveau de base de cet âge. Lors de la phase des playas desséchées, celles-ci auraient en effet constitué le niveau de base ayant déterminé un important creusement sur toutes les régions amont.

Une régression endoréique aussi considérable et aussi longuement maintenue (pour permettre de tels creusements) est un des arguments les plus forts en faveur d'un passé purement continental. Nous verrons ci-dessous qu'il s'agit d'une des interprétations dont la survie est la plus tenace jusque dans les années récentes.

#### A.1.4. Conclusion : l'énoncé de la théorie.

Dès 1972, Hsü écrivait : « The deep sea drilling cruise to the Mediterranean has provided for the first time samples of evaporites from a giant basin which has retained much of its original settings... Those upper Miocene evaporites are not deep-water salts, but were deposited in desiccated deep basins during times of isolation when salt lakes and playas were present on the



bottom of the Mediterranean, thousands of meters below sea level". Dans ces aires marines, la déformation qui aurait affecté ce Messinien serait la baisse isostatique d'un millier de mètres provoquée par la surcharge des eaux pliocènes qui ont fait brutalement irruption dans le bassin.

Nous verrons ci-dessous les différences d'interprétation apparues avec le Leg 42A. Mais il est à noter que l'essentiel était conservé. En particulier la motion de synthèse votée à Grenade faisait état d'une profondeur de 1 500 m sous le niveau océanique pour le bassin avant la crise de salinité messinienne. Or, cette motion a été votée par tous les participants du Leg 42A, à l'exception de G. Bizon et F.H. Fabricius !

En dépit de tous les faits qui peuvent être opposés à cette théorie - et que nous évoquerons ci-dessous -, son succès a été considérable et son adoption quasi-générale. Je me contenterai de deux exemples. Le premier est celui de Gwirtzmann et Buchbinder (1976) qui considèrent le bassin oriental de la Méditerranée messinienne comme une dépression endoréique comparable à l'actuelle Mer morte. Le second est celui de Biju-Duval *et al.* (1976, p. 813) qui écrivent : "si, par exemple, le détroit de Gibraltar était fermé... les bassins seraient asséchés en quelque 3 000 ans" <sup>(1)</sup>. Les notions rappelées ci-dessous (§ II.B.2.c) permettront d'apprécier le caractère catégorique de ces affirmations et les précisions (?) chiffrées qu'elles comportent.

## A.2. Le contexte de la naissance de cette théorie.

### A.2.1. Fécondité et faiblesse des explorations océanologiques.

Depuis une trentaine d'années les explorations océanologiques (méthodes géophysiques et forages profonds) ont été parmi les plus importantes pour renouveler et améliorer la connaissance que nous avons de notre planète et de son évolution, en particulier pendant les temps méso-cénozoïques. Mais de tels progrès ne peuvent aller sans une contrepartie. Les résultats, de portée parfois considérable, amenés par ces explorations ont peut être pu faire oublier à certains scientifiques l'importance des connaissances patiemment amassées sur les continents voisins pendant des décennies, voire des siècles. L'exploration d'un domaine immensément nouveau doit être à l'origine de synthèses générales également renouvelées ; au lieu de cela, il est regrettable qu'elle puisse être l'occasion d'oubli ou même d'abandon de connaissances acquises dans d'autres domaines ! Les interprétations données en 1973 et 1978 au Messinien méditerranéen illustrent peut-être quelque peu cet écueil des explorations océanologiques dont nous dirons quelques mots, non pour critiquer ces auteurs, mais pour tenter de démontrer la logique de l'erreur et d'éviter ainsi son renouvellement.

(1) Une telle idée est tenace. Warren explique, dans un ouvrage particulièrement récent (1989), que quand le flux des eaux venant de l'ouest a été arrêté, il y a 5,5 Ma, par un barrage tectonique, en 1 000 à 10 000 ans la Méditerranée s'est asséchée, créant une série de bassins lacustres pérennes et éphémères sur ce qui était auparavant le plancher profond de la Méditerranée à 2 km ou plus au dessous du niveau de l'Atlantique.

Rappelons d'abord le caractère très dispersé et très superficiel des données de forage. Cette Méditerranée messinienne, constituée de bassins complexes - et vraisemblablement parfois cloisonnés - couvrant 2,5 millions de km<sup>2</sup>, n'avait été reconnue à l'époque de l'élaboration de la théorie que par onze forages. La plupart de ces forages n'ont pas pénétré de plus de 100 m dans la série messinienne (exceptionnellement 160 m), c'est-à-dire de l'ordre du dixième de l'épaisseur totale du Messinien évaporitique tel qu'on peut l'inférer des interprétations des profils sismiques dans les plaines abyssales. L'unité de Sel principal, la plus épaisse, n'avait jamais été ni traversée, ni même touchée par un forage dans le domaine marin. Si l'on considère à la fois les legs 13 et 42 A, des 22 sites forés au total, 13 seulement ont traversé des roches salines (gypse, anhydrite ou halite), nous rappelle Warren (1989). Il faut prendre conscience que c'est avec des données aussi faibles que les auteurs ont élaboré une théorie aussi audacieuse, et surtout l'ont appliquée à l'ensemble des phénomènes qu'ils unifiaient arbitrairement sous le titre de crise de salinité messinienne. Cette dispersion, cette minceur des données de base rendent encore plus grave le fait d'avoir tant négligé ce qui était connu des terrains homologues dans toutes les régions péri-méditerranéennes.

Schreiber consacrait récemment une analyse d'ouvrage au livre de Hsü : "The Mediterranean was a desert". Elle écrit : "Spending a month or two on a scientific vessel is inevitably frustrating. The tools available are only those with which the voyage begins ; right or wrong, there is not another bolt, nut or resistor to be had. "Pour moi, il est clair que ce bagage "de départ", irrémédiablement limité, concerne aussi bien l'équipement matériel que, dans le domaine intellectuel, l'aptitude à être ouvert aux données des autres auteurs et des autres domaines. Certes, Hsü *et al.* (1973) citaient, au sujet des affleurements périphériques, Kozari *et al.* (1968), Ognibet (1967), Rios (1968), Tortochaux (1968), Freundenthal. (1969) et au sujet de la crise de salinité du Miocène supérieur les auteurs suivants qui l'avaient étudié à terre : Gentil (1918), Trévisan (1958), Gignoux (1960) et Ruggieri (1967). Observons que dans le manuel de Gignoux (1960), une cinquantaine de lignes sont consacrées au Miocène supérieur évaporitique dont la plus grande partie consiste en une discussion purement stratigraphique. Observons encore que sur l'Afrique du Nord dont les enseignements sont d'une inépuisable richesse à l'égard du problème envisagé, les auteurs ne citent que la note très brève, ancienne et vieillie de Gentil (1918) et celle de Tortochaux qui s'intéresse essentiellement aux évaporites triasiques ! Et ces auteurs ignorent les oeuvres de Perrodon (1957), Gourinard (1952,1958), S.N. REPAL (1952), Anderson (1936), sans compter une multitude de cartes géologiques de détail pour n'évoquer que la vallée du Chélif et la région oranaise. Or, ces documents prouvent la permanence, l'ampleur et la généralité des déformations intra-messinienne et post-messinienne, y compris d'âge quaternaire. En toute certitude, le Villafranchien est plissé, souvent relevé à la verticale autour de toutes les grandes structures du Chélif (fig. 7), le Calabrien est brutalement flexuré dans le Dahra (Laffitte, 1950), les niveaux quaternaires les plus récents systématiquement réhaussés dans la région oranaise, etc ... Mieux au fait de cette bibliographie et des faits qu'elle a dévoilés, ces



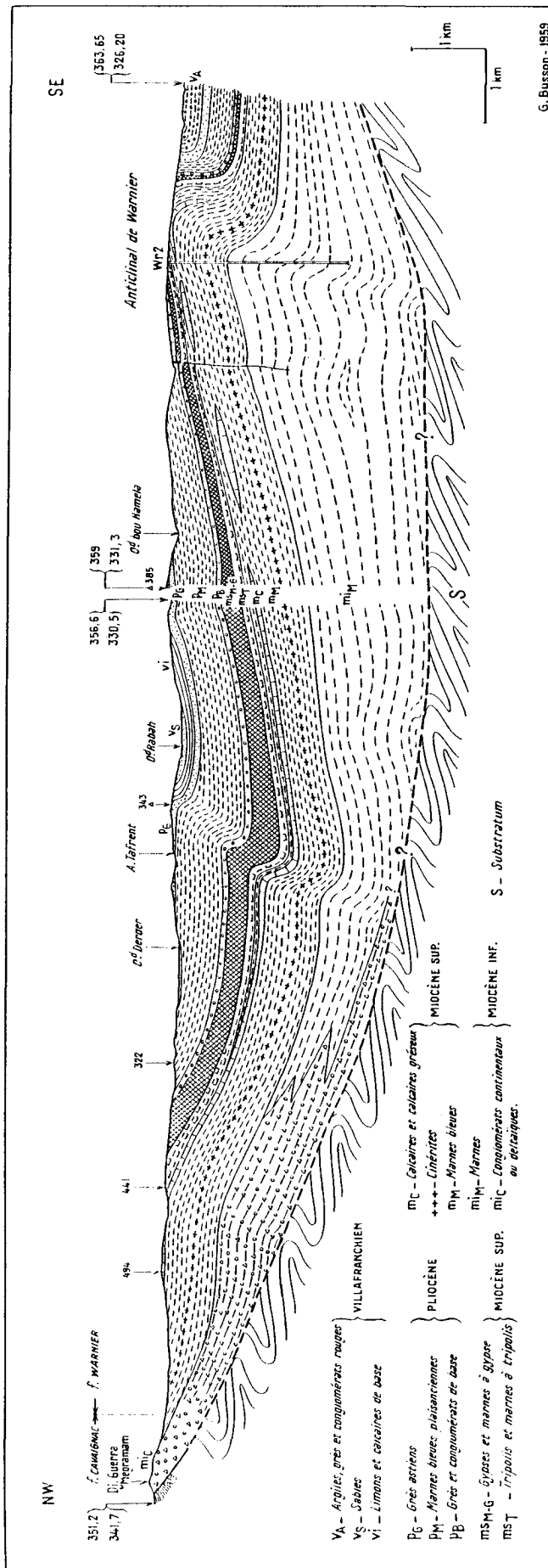


Fig. 7. - Coupe des terrains miocènes post-nappes sur la carte géologique à 1/50 000 Warnier montrant la structuration des terrains miocènes et quaternaires, ainsi que la poursuite de déformation jusqu'après le dépôt du Villafraanchien rouge. Busson avec la collaboration de J. Boulaine (1959).  
Fig. 7. - Section of Miocene post-nappe terrains on the Warnier 1:50 000 geological map, showing the structure of the Miocene and Quaternary formations and the subsequent deformation till after the deposition of the red Villafraanchian (Busson and Boulaine, 1959).

auteurs auraient-ils pu défendre ce fixisme structural - à l'exception d'un millier de mètres de subsidence isostatique pliocène - qui est la caractéristique la plus frappante de leur théorie. Certes, Hsü *et al.* (1973, p. 1209) admettaient : " There has been local deformation of the Mediterranean evaporite. The evaporites of Sicily (solfifera), of Marche-Abruzzi, of Crete, of Cyprus, etc. may (sic) represent uplifted segments of the evaporitic formation in regions of active Plio-Pleistocene tectonics."

En fait, on est bien loin de la réalité. Sur la plus grande partie du pourtour méditerranéen, au Miocène supérieur, se sont mis en place - ou se sont confirmés - les bassins et les aires en relief et l'essentiel des mouvements date de cette époque et des époques qui lui ont fait suite jusqu'à l'Actuel. Hsü *et al.*, mieux au courant de cette réalité, n'auraient-ils pas perçu combien il était peu probable que les domaines actuellement émergés d'une part, immergés d'autre part, aient eu des comportements structuraux totalement différents et même opposés, alors qu'ils ne sont séparés que par le niveau de la mer actuelle.

Nulle part, sans doute, ailleurs que dans une mer intérieure, inscrite dans des régions aussi complexes et aussi mobiles, une connaissance insuffisante des données des affleurements pouvait se révéler dangereuse pour les interprétations et synthèses développées par les océanologues.

Leur préparation ne semble pas avoir été meilleure pour l'interprétation, si délicate et si controversée d'ailleurs, des accumulations évaporitiques. C'est un point que nous réexaminerons plus bas.

Toutes les découvertes de l'exploration des océans ont aussi conduit à élaborer la tectonique globale. Non seulement, le géologue était en mesure d'observer ou de mesurer des déformations de l'écorce terrestre, mais il était aussi en mesure de les relier logiquement à tout un enchaînement de phénomènes parfois d'importance planétaire. Si la géodynamique et ses interprétations explicatives des mouvements de l'écorce terrestre existaient avant la tectonique globale, il n'est pas moins vrai que cette science a considérablement étendu ses capacités d'interprétation et d'explication, grâce à cette grande découverte océanique. Mais un glissement a alors pu s'opérer, par lequel on privilégie, sur les observations mêmes, les déductions logiques mais nullement prouvées de la géodynamique. Ainsi, les partisans du fixisme structural le plus rigide du Messinien méditerranéen admettent une subsidence pliocène et vont même jusqu'à la chiffrer à 1 000 m puisqu'elle est le résultat calculable (?) de la surcharge des eaux pliocènes entrées après l'effondrement du seuil dit de Gibraltar et, comme je l'ai rappelé antérieurement (Busson, 1979a), même les plus chauds partisans du fixisme structural admettent ici ou là une subsidence plus ou moins importante du moment qu'elle découle logiquement de la géodynamique (subsidence due au refroidissement du manteau, subsidence intra-arc, etc). Or, il est d'autant plus grave de tendre à substituer ainsi à l'observation ou à la déduction des affirmations de faits logiques mais néanmoins imaginaires, que ces affirmations sont issues d'une science jeune, aux acquis récents considérables, et qui reste entachée d'une certaine incertitude dans les applications qu'on tente de lui donner.

## A.2.2 L'interprétation bathymétrique des évaporites au début des années 1970.

Comme toute tentative d'interprétation, la théorie du bassin profond desséché a été marquée par les modes scientifiques du moment. Un des aspects les plus caractéristiques à cet égard est celui de l'interprétation bathymétrique donnée aux roches salines.

Parmi les scientifiques préoccupés d'évaporites, les années 60 sont primordialement marquées par la découverte des évaporites de diagenèse sub-aérienne des platiers supratidaux de la côte des Pirates (Abu Dhabi). Certes, antérieurement, des faits analogues avaient été évoqués mais jamais avec une telle importance, jamais avec une paragenèse aussi complète, y compris dolomite, gypse, anhydrite, jamais avec des études aussi brillantes. La contrepartie de cette découverte est la suivante : il a suffi, depuis cette époque, que l'on trouve dans n'importe quelle accumulation évaporitique au monde un des caractères présents dans ces évaporites de diagenèse sub-aérienne pour que l'on interprète ce dépôt comme une cristallisation diagénétique de sebkha. Ce processus était d'autant plus inévitable que les appareils évaporitiques actuels sont très chichement représentés dans notre géographie et que, en particulier, il n'y a pas l'équivalent des accumulations grandioses déposées soit dans de grands bassins (Zechstein, Messinien), soit sur d'immenses plates-formes (Dévonien canadien, Trias saharien, etc...). Les exposés et les discussions de la soixantaine de spécialistes récemment réunis dans une *Penrose conference* (Windsor, Ontario, août 1988) ont, hélas, confirmé ce réflexe de qualifier de dépôts de sebkha (c'est-à-dire de platiers subaériens) toutes masses évaporitiques offrant localement à l'observation tel ou tel caractère présent à Abu Dhabi. En fait cette démarche a exposé les auteurs à trois types d'erreur.

1) Certaines structures, fautes d'être caractéristiques de diagenèse sub-aérienne, sont au moins liées soit à des dépôts peu profonds (par exemple les tapis algaires), soit à l'existence d'émersions au moins éphémères et/ou sporadiques (par exemple les fractures de dessiccation). Mais dans le désir très vif qu'ont les auteurs de retrouver des traits environnementaux de la nature actuelle, bien des fois les identifications se sont avérées tout à fait douteuses. Dans combien de cas ce qui a été appelé fentes de dessiccation n'était en réalité que des fractures de synérèse (Dellwig, 1972) sans aucun rapport avec une émersion de la couche affectée ? Et dans combien de cas n'a-t-on pas appelé tapis algaires des "mudstones laminés" sans caractéristiques organiques et pouvant tout aussi bien représenter des laminites planctono-euxiniques (cf. ci-dessous) dont la signification environnementale est évidemment toute différente.

2) D'autres structures présentes dans des environnements sub-aériens de la nature actuelle ne sont pas caractéristiques de ces seuls environnements. Il en est ainsi tout spécialement de l'anhydrite nodulaire dont bien des auteurs (cf. Rouchy, 1982 ; Orti Cabo *et al.*, 1984 ; Moretto, 1986 ; Dumas, 1988) ont démontré qu'il s'agissait de la forme de croissance diagénétique du sulfate de calcium de toute profondeur et de tout âge. Or, combien d'affirmations de dépôts de sebkha ne sont basées sur rien d'autre que sur la présence de nodules d'anhydrite.

3) Enfin l'erreur méthodologique la plus fréquente, et la plus lourde de conséquence, consiste à étendre à toute une série évaporitique, pouvant faire plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (ou plus de 1 000 m d'épaisseur), le caractère "tidal" repéré à un niveau sur quelques millimètres ou quelques centimètres de série. Ici encore, les exposés et les débats à la récente *Penrose conference* ont démontré que cette démarche intellectuelle reste d'usage courant. Le glissement est facilité par la rareté des critères d'évaporites sous-aquatiques. Certes, les trémies - ou parfois même les radeaux de trémies (Moretto, 1986) - témoignent d'une cristallisation opérée à l'interface saumures/atmosphère avant de tomber sur le fond. Mais leur repérage n'est pas toujours facile et, au demeurant, exige la possession de carottes ; alors que les caractères des sebkhas d'Abu Dhabi affectant les séries moins solubles ou insolubles seront plus fréquemment préservés et observables.

Notons que dans le cas spécifique du Messinien et de la théorie du bassin profond desséché, les promoteurs de la théorie ont simplifié indûment un problème d'interprétation fort complexe, en le réduisant à une opposition <sup>(1)</sup> aussi schématique qu'artificielle : les évaporites sont des sédiments très peu profonds, subaériens, ou bien les évaporites sont des dépôts profonds suivant les conceptions de Schmalz.

Ainsi pour Hsü *et al.* (1978) "the basin may be either shallow (King, 1947 ; Scruton, 1953) or deep (Schmalz, 1970)(sic) <sup>(2)</sup>". Une telle opposition appelle trois remarques.

1) Il n'est pas admissible de réduire les interprétations de dépôt d'évaporites sous une certaine tranche de saumure aux concepts et aux schémas développés par Schmalz (1969). De nombreux auteurs (parmi lesquels Richter-Bernburg, 1955 ; Janshin, 1961 ; Busson, 1968 ; Pannekoek, 1965 ; etc.), dont certains d'ailleurs cités par Schmalz, ont développé et argumenté de telles interprétations, de façon plus ou moins différente de ce qu'a élaboré Schmalz. Or, dans la mesure où certains schémas et interprétations de Schmalz sont franchement erronés, les interprétations profondes, confinées à ce seul auteur, deviennent alors facilement critiquables ...

2) Toujours dans le cadre de cette dialectique simplifiée, il n'est pas admissible d'amalgamer à l'interprétation d'un bassin desséché les idées défendues par King (1947) ou par Scruton (1953). Pour le premier, l'hypothèse de l'intervention d'un seuil au-dessus duquel des saumures refluaient du bassin évaporitique vers la mer ouverte, suffit à prouver que cet auteur ne faisait pas naître toutes les évaporites qu'il étudiait dans un bassin desséché. Quant au second, la continuité de type estuarien qu'il a suggérée entre l'eau de

mer et les saumures du bassin évaporitique suffit à prouver que les conceptions de cet auteur étaient aux antipodes de playas situées plusieurs milliers de mètres sous le niveau de l'océan.

3) Cette opposition entre des interprétations extrêmes, artificiellement créée et entretenue, dissimule le fait simple que les évaporites - comme bien d'autres faciès - ont pu se déposer à des profondeurs très variées. C'est l'indifférence bathymétrique de ces sédiments, dont nous allons maintenant dire un mot.

W. Dean (1979), il y a un peu plus de 10 ans, résumait très simplement le débat : "Before the mid-1960s, the students of the "deep-water school" of evaporites had the classroom pretty much to themselves... In recent years, the widespread and often uncritical acceptance and application of the sabkha model has tended to over-emphasize evidence supporting the subaerial origin of evaporites... In the last few years and particularly in 1978, the general theme is that there are deep-water evaporites deposited below wave base, shallow-water evaporites deposited above wave base but with no evidence of complete desiccation, and supratidal or sabkha evaporites that formed in marginal marine environments that were dry most of the time. Some evaporite deposits exhibit evidence of having been deposited in basins in which water levels fluctuated considerably by evaporative drawdown ; some deposits began as deep-water evaporites and ended as sabkha evaporites ". Une telle position correspond tout à fait à la réalité. Comme la littérature géologique francophone est insuffisamment connue de beaucoup d'auteurs, il faut rappeler que des prises de position analogues avaient été publiées bien avant le calendrier évoqué par W. Dean. Il y a une vingtaine d'années j'exprimais déjà cette conviction (Busson 1972, p. 369) : " L'expression d'indifférence bathymétrique que j'ai employée dès 1968 (p. 159) est justifiée par le fait observable que lorsqu'une masse d'eau se concentre par confinement, la précipitation peut avoir lieu dans toutes les tranches d'épaisseurs. Elle vise à dégager les sédiments évaporitiques de la signification bathymétrique -le plus souvent insuffisamment fondée- que leur attache la plupart des auteurs". On est loin ici de la position caricaturale forgée de toutes pièces par Dronkert (1985). Ajoutons que la gamme des profondeurs doit être ouverte encore plus largement. Les études remarquables de Hilly *et al.* (1988) ont fourni une interprétation aux "cheminées" remplies de matériel le plus divers dans des couches de halite bien stratifiées : il s'agit de remplissages subaériens consécutifs aux dissolutions occasionnées par la baisse de la nappe de saumures interstitielles, très au-dessous de la surface topographique de la halite antérieurement déposée pendant certains épisodes vraisemblablement répétitifs. Tout est donc possible, depuis des dépôts "profonds" jusqu'à des émergences beaucoup plus poussées que celles invoquées pour les diagenèses de sebkha subaérienne.

### A.3. Les attédissements apportés à la théorie par ses promoteurs eux-mêmes.

Après le Leg 42A, paraissait en 1978 le "Blue book" élaboré par Hsü et une équipe différant assez

(1) Dronkert (1985), dans le même souci de symétrie balancée entre deux extrêmes, oppose aussi les interprétations très peu profondes de Friedman et les interprétations systématiquement profondes que j'aurais moi-même données aux dépôts évaporitiques : "One of the most passionate deep water evaporite advocates is Busson... Busson and Friedman are certainly the most extreme protagonists of the school of evaporite modelists."

Cette opposition permet à Dronkert de se placer dans la position du scientifique raisonnable, modéré et... au-dessus des débats stériles. Mais elle est fondée sur une présentation de mes publications qui est contraire à leur lettre et à leur esprit, ainsi que suffiront à l'établir les quelques citations que je rappellerai ci-dessous (cf. § 3).

(2) Il s'agit en réalité de Schmalz (1966).

sensiblement de celle du Leg 13. En outre, en 1980, Schreiber et Hsü revenaient sur la description et les interprétations à donner aux évaporites messiniennes de Méditerranée. Dans ces publications importantes, on note une atténuation remarquable de certaines des prises de position, particulièrement peu plausibles, de 1972-1973.

Dans les Evaporites supérieures - toujours les seules à être carottées -, les découvertes de faunes marines dans des marnes intercalées entre les bancs évaporitiques sont devenues encore plus nombreuses. Au total, on a ainsi recensé des foraminifères, en particulier pélagiques, à ces niveaux dans les forages 124, 132, 134, 372, dans lesquels les "faunes marines sont au-dessus ou dans les intercalations entre les évaporites". L'abondance, la variété de la faune, le degré de nanisme, diffèrent suivant les niveaux mais, par exemple dans le forage 372 (carotte 9), des *Globotruncana* carénés apparaissent comme une faune particulièrement peu confinée. Et l'on peut lire : le bassin desséché était alors partiellement, ou totalement, rempli par de l'eau de mer (sic). Loin de leur position de 1972-1973, les auteurs admettent que le bassin a été rempli d'eau marine de façon répétée pendant le temps de dépôt de ces **Evaporites supérieures**. Entre les phases de dessiccation, le bassin aurait pu être rempli de telle sorte que les communications soient entièrement rétablies avec l'Atlantique. Nous voici loin du bassin desséché et de toutes ses implications : impossibilité de tout reflux, alimentation en sels provenant essentiellement des continents périphériques, remise en question de l'interprétation donnée au *bull's eye pattern*, etc...

Pour ce qui est du **Sel principal**, les auteurs (Hsü *et al.*, 1978) ont enfin fait le rapprochement avec le sel du bassin de Caltanissetta en Sicile. Ce sel, bien laminé, avec ses séquences se poursuivant sur de grandes distances, est considéré comme s'étant déposé "in fairly deep water" d'après Schreiber *et al.* (1976). Hsü *et al.* ajoutent : "much of the salt was precipitated from a deep brine pool" donc avec un "steady influx of seawater"... Plus loin les auteurs parlent d'un flux continu. La profondeur de dépôt est estimée, au moins à certaines époques, à "plusieurs centaines de mètres d'eau". Schreiber et Hsü (1980) écrivent (p. 130) : "...Both of us suggested that some of the Messinian salts were deposited in a deep-water environment (Schreiber *et al.* 1976 ; Hsü *et al.* 1978). A progressively desiccated deep basin must have held brine pools of different depth before its final desiccation". Et dans le même article (p. 130) : "...The brines from the Miocene mediterranean shelf areas of sulphate deposition might flow into the central basin of halite precipitation during the evaporative drawdown phase of salinity crisis." Dans une telle hypothèse, il est évident que les bassins centraux à halite n'avaient, quant à eux, aucune raison d'être desséchés. Bref, nous voici loin, décidément, du désert de sel blanc, en contre-bas de plusieurs milliers de mètres au dessous du niveau des océans.

Tout en admettant une alimentation - parfois même continue - en eau de mer, Schreiber et Hsü (1980) continuent à défendre l'isolement pendant le dépôt des couches salines elles-mêmes, poussés par l'argument qui est pourtant le plus faible : la stérilité des bancs d'évaporites eux-mêmes en restes organisés. Schreiber

et Hsü disent surtout (p. 130) : "The question (is) whether the height of the brine level of salt basin was not the same as the world-wide sea level in the open oceans". Schmalz et d'autres ont postulé que ce devait être le même, sans quoi le reflux des saumures profondes était impossible ... Eux-mêmes (Schreiber et Hsü) ont montré que la ségrégation minérale des dépôts évaporitiques n'impliquait pas nécessairement un reflux. Cette constatation est assez surprenante. Car, par exemple au niveau des Evaporites supérieures, la quantité de sulfates est tellement plus importante que celle de halite, qu'on voit mal comment échapper à l'obligation d'un reflux des saumures (ou au moins d'une partie des saumures post-sulfatées) vers la mer ouverte. Et tout ceci, finalement, s'explique par l'interprétation erronée donnée aux schémas concentrique et antéro-postérieur : "...A refluxing of brines to open oceans should result in a tear drop pattern of saline zonation... In contrast progressive desiccation gives a bull's eye pattern, which relates facies distribution to the topographical contours of the basins". Nous revien-drons ci-dessous sur ces schémas.

Quant au fixisme structural - le point le plus noir de la théorie - la position des promoteurs est un peu ambiguë. Comme je l'ai déjà évoqué ci-dessus, Hsü *et al.* (1978) admettent une subsidence de 1 500 à 2 500 m dans certains bassins dans la mesure où ils peuvent invoquer les concepts de la tectonique des plaques : le refroidissement du manteau, une subsidence intra-arc, etc. Mais, officiellement, comme l'expriment clairement Hsü et Bernoulli (1978) : "...Mediterranean basins, except perhaps the Aegean, are not Pliocene-Quaternary creations". Ailleurs, ils n'admettent de subsidence que pour les bassins égéen et tyrrhénien, le seul mouvement d'enfoncement généralisé étant toujours la subsidence isostasique en réponse à l'inondation pliocène.

## B. La réfutation de la théorie

### B.1. Le caractère profond du bassin

#### B.1.1. Les arguments écopaléontologiques

Il a été rappelé ci-dessus que l'examen des microfaunes (foraminifères et ostracodes principalement), mené par plusieurs spécialistes, aurait abouti à l'image de bassins profonds avant, pendant et après la crise de salinité messinienne. Quelques observations, d'importance inégale, doivent être rappelées.

a. Si l'on tient compte des indications bathymétriques tirées des faunes analysées dans les séries sous-jacentes et susjacentes au Messinien, il faut évidemment tenir compte également de celles qui ont été étudiées dans les couches messiniennes elles-mêmes. Rouchy (1982 c) rappelle à ce sujet : "les informations fournies par la microfaune (messinienne) dans tous les bassins actuellement émergés ainsi que dans la partie inférieure de la formation salifère de Caltanissetta... n'indiquent pas des valeurs très importantes de profondeur, mais seulement de l'ordre de quelques centaines de mètres (observations personnelles ; Bizon *et al.*,

1979 ; Heimann 1977; Meulenkamp et Zachariasse, 1973)".

b. Dans certains cas, ce sont les observations elles-mêmes sur lesquelles se fondent les auteurs qui doivent être réévaluées. Ainsi, G. Bizon (communication orale) fait observer que les ostracodes psychrosphériques dont Benson (1973) a tiré argument pour interpréter le Pliocène comme un dépôt profond, se situent en fait relativement haut dans la série pliocène et sont en outre relativement rares.

En outre, il est plausible qu'au Pliocène une circulation anti-estuarine ait existé -au moins à certaines époques- entre la Méditerranée et l'Atlantique. Or un tel type de circulation peut parfaitement rendre compte de la pénétration d'eaux de fond froides atlantiques dans une Méditerranée qui, quelle que soit sa profondeur à cette époque n'avait aucune raison de posséder l'homéothermie à 13° qui la caractérise actuellement (cf. Benson, 1972 in Barrier *et al.* 1989.)

c. Les réticences que l'on peut éprouver face aux interprétations sont à la fois plus nombreuses et plus graves. Ces études reposent sur un travail de détermination et d'analyse considérable. Les spécialistes interprètent les populations messiniennes par assimilation à des assemblages actuels dont la profondeur de vie est connue. Les interprétations chiffrées qui en résultent ont un grand caractère de rigueur. Une seule remarque devrait néanmoins en faire sentir la grande fragilité. N'est-il pas évident que les caractères des populations benthiques (Wright, 1978) ou l'indice foraminifères planctoniques / foraminifères benthiques utilisé par presque tous les auteurs, n'ont de signification qu'en milieux ouverts, comparables aux milieux actuels où ces instruments ont été étalonnés. N'est-il pas évident, par exemple, que dès lors que dans tel forage océanique le Tortonien supérieur montre des traces légères mais indubitables de confinement, ces étalonnages et les évaluations chiffrées n'ont plus aucun sens : car il est vrai que même la plus légère hypoxie du fond suffira pour modifier les populations benthiques, les amoindrir, augmenter considérablement (et fallacieusement) l'indice planctonique et donc surévaluer considérablement la profondeur.

A ce sujet, un exemple doit être rappelé malgré son caractère caricatural. Hsü *et al.* (1978), dans les données sur le continent, écrivent : "The onset of salinity crisis is commonly indicated by the contact of Calcare di base on "Tripoli" signifying a very rapid change from a bathyal environment of hemipelagic sedimentation, to a shallow, or subaerial environment of carbonate deposition and diagenesis..." Les tripolis messiniens, si fréquents dans tous les bassins, bien en dehors du seul domaine du "calcaire de base", ont été vraisemblablement engendrés dans un système d'eaux stratifiées. Il en résulte qu'ils sont évidemment très appauvris en faunes benthiques. Mais qualifier leur milieu de formation de bathyal est un non-sens. Rouchy (1982) a décrit des séquences répétitives où ces tripolis précèdent immédiatement des couches de très faible profondeur (dessalées, puis gypseuses). Un tel enchaînement correspond évidemment au passage d'un système d'eaux stratifiées à un système d'eau unique et non pas à l'incompréhensible saut entre des profondeurs bathyales et un milieu de lagune.

## Conclusion.

En dehors des doutes que l'on peut éprouver sur l'exposé de certaines observations ou sur des interprétations, on doit aussi récuser le parti qui a été tiré de certaines interprétations éco-paléontologiques. Ainsi à supposer que le Serravallien, traversé dans le site 372 sous les Evaporites supérieures messiniennes, soit effectivement de faciès profond, en quoi cela peut-il prouver que ces Evaporites supérieures soient également profondes ? Rien n'autorise en effet, dans un domaine aussi mobile que ces régions méditerranéennes, à nier a priori et sans le moindre argument toute possibilité de mouvements verticaux pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres dans les 7,5 millions d'années séparant le Serravallien d'un Messinien élevé<sup>(1)</sup>.

### B.1.2. Le fixisme des fonds méditerranéens depuis le Messinien.

Nous avons vu l'importance déterminante de cette conviction dans la genèse de la théorie et dans ses survivances prolongées. Je ne ferai ici qu'évoquer quelques observations qui sont en désaccord avec une telle conviction.

#### a. Les mouvements intra-messiniens.

Dans les forages des legs 13 et 42A, les auteurs ont signalé, au niveau du Messinien, la recrudescence d'éléments détritiques ainsi que la fréquence des micro-faunes remaniées de niveaux plus anciens. Ces manifestations sont évidemment à rapprocher de la très nette recrudescence du détritisme qui apparaît sur de nombreux affleurements continentaux péri-méditerranéens ou même en position insulaire (exemple conglomérats d'Aléria en Corse). Elles sont donc des indices de réactivation des déformations tectoniques d'âge messinien.

D'importants mouvements du même âge sont évidemment ceux qui ont affecté la région de Gibraltar *sensu lato*. Même parmi les partisans les plus convaincus d'une intervention de l'eustatisme au nombre des phénomènes responsables des entraves aux circulations entre océan et Méditerranée, personne, me semble-t-il, ne nie entièrement le rôle d'une création de reliefs dans cette région, ayant largement participé à ces entraves. D'ailleurs l'érection de ces reliefs a été prouvée, en particulier dans le domaine sud-rifain par des études relativement récentes (Feinberg, 1978).

D'autres manifestations de ces mouvements intra-messiniens sont les discordances, signalées en tant d'endroits. L'une d'elles, particulièrement caractéristique et bien documentée, est celle qui, dans le bassin de Caltanissetta, sépare la série inférieure, très largement salifère, d'une série supérieure, marneuse, diatomitique et gypseuse (fig. 8 reprise d'après Decima et Wezel, 1971). Ce bassin sicilien, avec sa série inférieure salifère épaisse, est un témoin du domaine méditerranéen central (pour ne pas dire profond), rehaussé

(1) Différents auteurs (Schreiber, 1988 et Kastens *et al.*, 1987) attribuent, en effet, les couches évaporitiques au Messinien supérieur.

jusqu'en position émergée par les mouvements post-messiniens. Mais les aires messiniennes demeurées en Méditerranée profonde offrent, en particulier sur les profils sismiques, de nombreux exemples de discordance, surfaces de ravinement, etc ... Sans entrer ici dans le moindre détail, je dirai seulement que toutes ces surfaces ne sauraient être imputées à des régressions et qu'une partie d'entre elles, au moins, relève ici encore de ces mêmes mouvements intra-messiniens.

#### b. Les déformations totales.

Une partie du domaine, actuellement profond, est caractérisée par des réflecteurs très calmes, d'allure parfois plus ou moins parallèle et quasi-horizontaux, qui a suggéré à beaucoup d'auteurs une immobilité presque totale des couches messiniennes depuis leur dépôt ; ce qui entraînait que celui-ci s'était fait en condition profonde par rapport au niveau des océans. Cette dernière hypothèse est en contradiction avec un grand nombre de faits exposés par une multitude d'auteurs et dont certains sont encore évoqués ou développés dans la présente note. L'interprétation fixiste donnée à ces profils sismiques nous paraît donc erronée et appelée à un nouvel examen critique de la part des spécialistes. Au demeurant, rien n'exclut que de vastes pans de ces bassins méditerranéens aient subsidé de plusieurs milliers de mètres au cours des cinq derniers millions d'années, sans déformation notable, interne des couches miocènes.

Par ailleurs, en insistant sur ces aires non déformées, il ne faudrait pas occulter les régions plus ou moins considérablement déformées depuis le Messinien. Il en est ainsi de toutes les régions profondes où la tectonique salifère a été active, constituant d'ailleurs la première manifestation décelée du grand bassin évaporitique profond. Il en est ainsi aussi avec les parties centrales aux séries épaisses et salifères, rehaussées jusqu'à l'émergence et où certaines parties des couches évaporitiques peuvent approcher le millier de mètres d'altitude : le témoin le plus remarquable étant le bassin sicilien de Caltanissetta déjà cité ci-dessus.

Il a été rappelé ci-dessus que, dès le Leg 42A (Hsü *et al.*, 1978), le dogme de l'immobilité des fonds méditerranéens a été localement battu en brèche, sans que l'on ait le moins du monde, officiellement au moins, renoncé à la théorie du bassin profond desséché. Plus remarquable encore est le cas d'auteurs qui, soutenant implicitement ou explicitement, la théorie du bassin profond desséché, citent des déformations considérables de certaines parties des fonds méditerranéens : ainsi, Biju Duval *et al.* (1976) chiffrent à sept milliers de mètres les déformations post-messiniennes ayant agi en Méditerranée occidentale et 15 à 16 milliers de mètres celles mesurées en Méditerranée orientale.

En conclusion, le fixisme structural, qui constituait un des fondements les plus importants de la théorie du

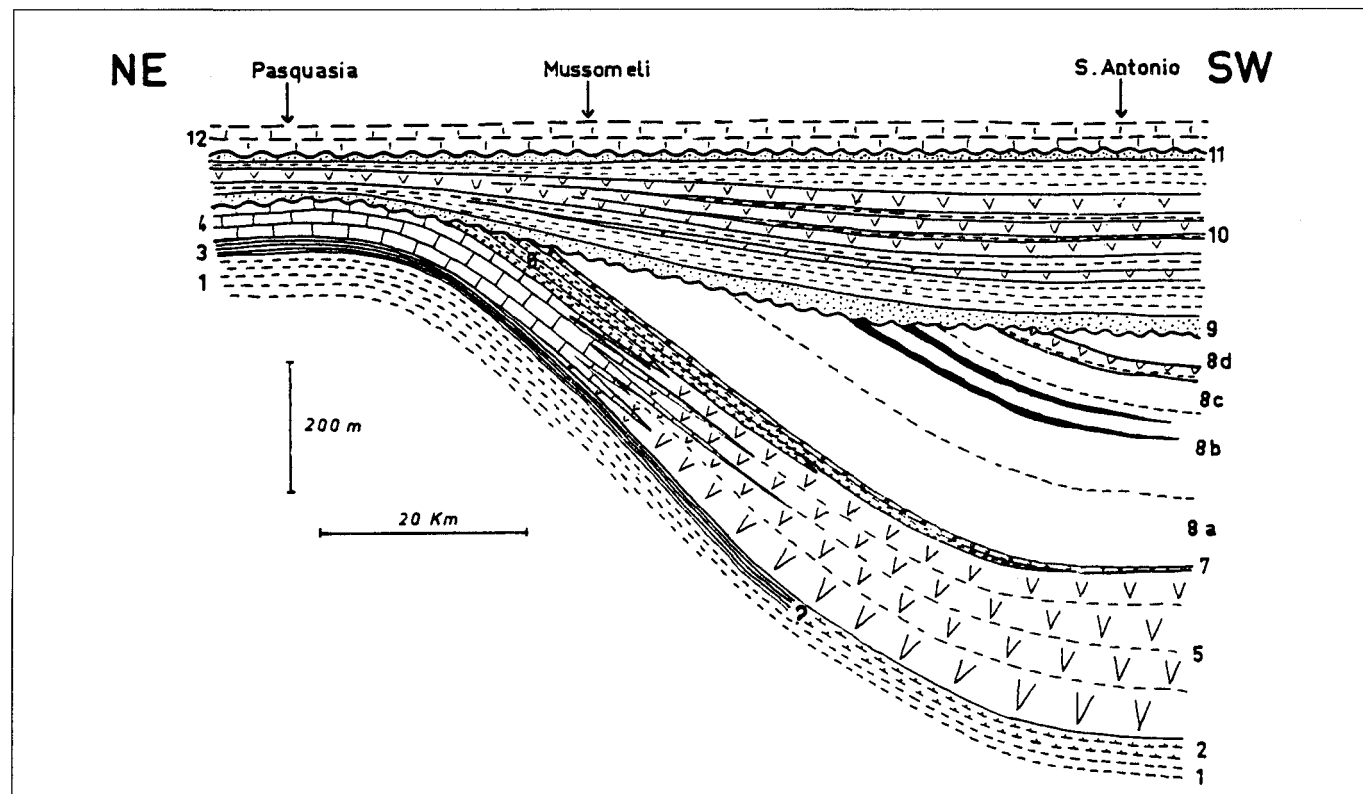


Fig. 8. - Schéma des rapports stratigraphiques entre les formations du Messinien de Sicile d'après Decima et Wezel (1971, fig. 10). On remarquera la série salifère inférieure et la série marno-diatomitico-gypseuse supérieure, rappelant la succession du Messinien des plaines abyssales (série du Sel massif, puis Evaporites supérieures).

Fig. 8. - Diagram of the stratigraphic relations between the Messinian formations in Sicily according to Decima and Wezel (1971, fig. 10). Note the lower saliferous and the upper marl-diatomitic-gypsum beds, which resemble the Messinian succession of the abyssal plains (Massive Salt followed by Upper Evaporites).

bassin profond desséché, semble ne pas pouvoir être défendu. Contraire à tous les faits et à toutes les évidences dans le domaine émergé, il est contredit par un faisceau d'arguments dans les domaines immergés, même dans leurs parties les moins perturbées ; alors qu'il n'est pas incompatible avec un important mouvement de subsidence régionale.

### B.1.3. L'absence de turbidites.

Hsü et al. (1973) prétendent que le bassin profond était desséché puisque les turbidites n'existent pas dans les carottes du Leg 13 prélevées en Méditerranée profonde. La réfutation est évidente. Toutes les carottes du Leg 13 proviennent des "Evaporites supérieures". Or les Evaporites supérieures, que ce soit en Méditerranée actuellement profonde ou ailleurs, n'ont jamais été un dépôt profond, point capital sur lequel nous reviendrons ci-dessous. Des dépôts sous profondeur de saumures plus importantes ont peut-être existé dans la série salifère ; mais celle-ci n'a jamais été traversée dans les plaines abyssales où elle tend à se cantonner, en dehors du moins des affleurements des régions actuellement émergées.

## B.2. Le caractère desséché du bassin.

### B.2.1. Réfutation du dépôt des évaporites en bassin profond et desséché.

Les deux notions de 1) bassin en cours de desiccation et de 2) évaporites d'origine continentale sont tout à fait enchaînées dans la théorie du bassin profond desséché. Dans la mesure où les auteurs admettent un bassin profond et desséché, il faut *ipso facto* qu'il soit coupé de l'océan. Dès lors, le seul contenu en sel de l'eau originelle étant insignifiant, il faut que ce bassin soit alimenté par ruissellement à partir des régions continentales périphériques. Rappelons qu'à l'appui de cette hypothèse, les promoteurs de la théorie ont cité 1) un bilan général des sels déséquilibré en faveur des carbonates et des sulfates et au détriment des chlorures par rapport aux teneurs de l'eau de mer en ces ions et 2) l'absence de restes marins dans les couches évaporitiques, restes que l'on devrait y trouver - disent-ils - s'il y avait eu alimentation par l'eau de mer. En outre, le classement concentrique (*bull's eye pattern*) et altimétrique des différents grands groupes de faciès établirait les conditions de dessiccation progressive.

#### a. Le bilan des sels et l'absence des organismes marins.

Ces deux arguments témoignent d'une méconnaissance étonnante des dépôts évaporitiques.

Le caractère azoïque des couches salines (au sens large) est tout à fait habituel, même dans les accumulations évaporitiques marines les plus sûres, attestées, par exemple par un passage latéral de faciès très progressif depuis les couches franchement marines jusqu'aux couches lagunaires les plus poussées. Le fait et son mécanisme apparaissent clairement dans les dépôts actuels. Ainsi, au Kara Bogaz Gol, malgré l'extrême abondance des organismes (poissons, mammifères, etc...) amenés par le chenal d'arrivée d'eau, il ne semble pas qu'il y ait fossilisation. Ces animaux, tués dès leur

introduction dans les eaux sursalées, sont rapidement la proie des carnivores et surtout sujets à une décomposition aérobie très rapide. Dans le lac Asal, où les eaux marines d'alimentation cheminent par des fissures, aucun auteur n'a signalé le dépôt de restes d'organismes marins en association avec les évaporites, alors que la totalité du stock ionique provient de l'océan voisin.

Au surplus, si le Messinien se singularise par rapport aux autres bassins évaporitiques à l'égard de faunes et de flores marines, c'est dans le sens inverse à celui indiqué par les promoteurs de la théorie : les évaporites messiniennes sont plutôt plus riches en restes marins que ne le sont la plupart des autres accumulations. Rouchy (1986) rappelle ainsi que, outre les foraminifères des intercalaires marneux (*cf. ci-dessus, voir également Cita, 1973, Bizon et al., 1978*), le sel de Caltanissetta a livré des foraminifères pélagiques, benthiques ; le gypse balatino de Sicile contient des nanofossiles calcaires (Rouchy, 1976) ; les bancs gypseux de Psematismenos (Chypre) s'intercalent de couches à diatomites marines, etc.

Ces données paléontologiques sont d'ailleurs corroborées par les données de faciès pratiquement partout. La série messinienne succède en continuité à des séries marines et, en outre, les paragenèses salines représentées sont caractéristiques des évaporites marines et diffèrent franchement des paragenèses purement continentales. Elles sont également corroborées par les études géochimiques. C'est ainsi que les halites de Caltanissetta ont des teneurs en brome correspondant bien à une origine marine (Rouchy, 1982c). Les études isotopiques établissent bien l'origine marine de la plupart des sulfates malgré l'intégration de proportions variables d'eaux météoriques dans le réseau.

Il est d'ailleurs à remarquer que cette même convergence entre les données paléontologiques et les données faciologiques (en particulier géochimiques) existe pour caractériser le passage progressif depuis les environnements sursalés de la série inférieure jusqu'aux environnements de plus en plus dessalés de la partie élevée de la série supérieure : microfaunes saumâtres se substituant progressivement aux microfaunes marines intercalées, teneurs en brome des halites des Evaporites supérieures moins élevées et plus fluctuantes que celles de la série inférieure, etc...

Voyons maintenant le bilan des sels. Depuis plus d'un siècle (Ochsenius, 1877), une littérature monumentale sur les évaporites est occupée en grande partie à expliquer ces différences de bilan entre, d'une part, les roches évaporitiques des différents bassins et, d'autre part, la proportion des ions présents dans l'eau de mer. Les solutions proposées à ce problème n'ont pas manqué : reflux des saumures après dépôt d'une partie des sels, bassins séparés à remplissage monominéral, seepage-refluxion, etc. Non seulement de tels déséquilibres n'excluent pas l'origine marine d'évaporites ; mais au contraire, avec des modalités très différentes, ces déséquilibres en sont le caractère habituel ! Notons qu'à la limite il en est de même de n'importe quelle accumulation minérale. Qui mettrait en doute, devant la présence dans une série marine de couches calcaires ou de bancs de fer ou de niveaux phosphatés, l'origine océanique des éléments (Ca, Fe, P) sous prétexte que le bilan dans lequel ils se trouvent est sans



commune mesure avec leur importance relative dans l'eau de mer ? N'est-il pas au surplus évident que les carbonates ont toute chance d'être plus abondants que leur importance relative dans l'eau de mer, dès lors qu'ils profitent de l'élaboration biologique et qu'ils ne nécessitent pas de concentration supérieure à la normale ? Et il n'est pas moins évident que les sulfates ont également plus de chance d'être sur-représentés par rapport, par exemple, à la halite dès lors qu'ils ne nécessitent, pour cristalliser, qu'une concentration quatre fois supérieure à celle de l'eau de mer, la halite ne commençant qu'avec une concentration neuf fois supérieure à celle de l'eau de mer. En outre, carbonates et sulfates ont une conservation bien meilleure que les chlorures, tellement plus solubles.

Mais au bilan - c'est-à-dire aux rapports - des sels s'ajoutent des objections à la théorie, liées à la quantité des sels. On a dit par ailleurs (Busson et Perthuisot, 1986) combien les évaporites de diagenèse interstitielle (du type sebkha d'Abu Dhabi) étaient de production dérisoire en comparaison des dépôts sub-aquatiques. Dans un même laps de temps de quelques milliers d'années, la Sebkha El Melah de Zarzis a produit 30 m d'épaisseur de halite alors que les sebkhas sub-aériennes fournissent quelques décimètres d'évaporites très mêlées du sédiment originel et limitées aux premiers termes de la série, carbonates et sulfates. Mais encore les sebkhas sub-aériennes sont-elles alimentées par la mer, que peut-il en être des playas intracontinentales ? Le modèle du désert blanc de sel, en contrebas de l'océan, a peut-être été suggéré à Hsü par la Mer Morte actuelle qui a fait l'objet d'une description remarquable trois ans avant le Leg 13 (Neev et Emery, 1967). Mais cet appareil n'est, en quelque sorte, que l'affleurement de la nappe salée par la dissolution superficielle d'une énorme masse d'évaporites marines pléistocènes sous-jacentes. Cette Mer Morte est passionnante à bien des égards, mais elle n'est pas un modèle de dépôt, elle n'est qu'un modèle de remaniement, d'affleurement, peut-être d'érosion par déflation éolienne. En vérité, le désert blanc, imaginé par les promoteurs de la théorie pour rendre compte du paysage messinien méditerranéen, aurait été un site d'une parfaite stérilité. Non seulement un tel modèle ne pourrait rendre compte de plus de 1 000 m (voire de plusieurs milliers de mètres) de roches salines, mais si les phases de dessiccation sont apparues, elles ont dû se caractériser plutôt par de la perte de matériel que par l'engraissement indispensable du dépôt sédimentaire. L'alimentation par les fleuves n'est même pas un pis-aller, ainsi que nous allons le voir maintenant, en même temps que nous allons examiner des objections de principe d'une gravité encore supérieure.

#### b. L'impossibilité d'une alimentation en sels par le ruissellement continental.

Depuis l'apparition de la théorie du bassin profond desséché (Hsü, 1972 ; Hsü *et al.*, 1973), l'alimentation des évaporites par le ruissellement continental m'a paru tout à fait improbable, à l'exception d'une contribution tout à fait minime par rapport aux sels d'origine marine (déjà évoquée in Busson, 1979a). *A fortiori*, la croyance à cette alimentation confine à l'incohérence quand les auteurs admettent en même temps des cours d'eau messiniens ayant eu un pouvoir érosif considérable. Ainsi,

quand Clauzon (1979-1980) affirme que le Rhône, la Durance, le Var, etc..., à la faveur d'une régression eustatique (sic), ont creusé leur cours sur plus de 1 000 m et, en même temps, très largement déblayé les interfluvies, il est contradictoire d'admettre un synchronisme - et *a fortiori* un enchaînement - entre ces phénomènes et le dépôt d'évaporites massives. A l'évidence, des cours aussi puissants, se jetant dans un tel bassin endoréique 1) n'auraient pas permis une telle baisse du niveau de la nappe liquide ; 2) auraient amené le dépôt de sédiments détritiques considérables (au moins égaux aux marnes pliocènes et quaternaires) et 3) n'auraient évidemment pas été compatibles avec un épisode de sursalure et, *a fortiori*, avec le dépôt d'évaporites. Une telle conviction restait néanmoins intuitive et méritait d'être confortée par un minimum d'évaluations chiffrées, ce qui a été réalisé récemment par A. Jauzein (1984) dont les résultats méritent d'être rappelés ici.

Jauzein évalue les évaporites messiniennes de Méditerranée à plus de  $10^6$  km<sup>3</sup>, dont plus de 800 000 km<sup>3</sup> de halite. Il observe que la totalité du ruissellement continental apporte actuellement aux océans quelques 200 Mt de NaCl. Il faudrait donc 10 Ma de la totalité des apports annuels des fleuves aux océans pour atteindre le cubage messinien et cet étage n'a pas dépassé 1,5 Ma<sup>(1)</sup>. Et au surplus ce cubage n'est que le volume résiduel, après toutes les dissolutions et érosions intervenues depuis 5 Ma ! Si l'on s'en tient aux apports de tous les grands fleuves actuels tributaires de la Méditerranée, il faudrait 150 Ma pour avoir le sel nécessaire. Ces chiffres sont accablants pour la théorie. Au surplus, il est évident que si les apports d'eau douce avaient augmenté dans ces proportions, le bassin méditerranéen se serait déversé à flots dans les océans, y perdant le maigre stock ionique que lui dispensait ce formidable ruissellement fluvial. L'idée même de conditions évaporitiques en présence d'un tel déluge est évidemment inconcevable. La conclusion de Jauzein est catégorique : non seulement il n'y a pas eu de bassin salin desséché, profond, mais en outre les fermetures éventuelles n'ont pu être que temporaires. L'essentiel, dans l'alimentation en sels de ce bassin, a été réalisé pendant les époques d'ouverture, avec ou sans courant de retour.

#### c. L'impossibilité de dessécher un bassin marin profond.

Dès 1979, je rappelais que bien des auteurs n'ont pas été convaincus par la théorie du bassin profond desséché. Tout récemment encore, Dietz *et al.* (1988) soulignaient l'in vraisemblance de la dessiccation totale d'un bassin méditerranéen devenu endoréique. Dietz rappelle que, si l'on en juge à partir des conditions physiographiques actuelles, ce bassin draine 19 000 000 de km<sup>2</sup> et les fleuves et rivières qui y aboutissent s'alimentent en régions aussi bien tempérées que tropicales. En fait, le chiffre de 19 000 000 de km<sup>2</sup> peut être mis en

(1) Warren (1989), invoquant Cita (1982), réaffirme que les évaporites messiniennes de Méditerranée ont pu se déposer en une période de 200 000 ans. Dans la mesure où cette affirmation est crédible, elle renforce le poids de l'argumentation de Jauzein. Précisons néanmoins que la précision de cette évaluation a quelque chose d'étonnant. Saint-Martin et Rouchy (1990) viennent de rappeler - références à l'appui - que la datation du Messinien par des auteurs récents fluctue entre 6,7 Ma et 5,6 Ma. Warren (ibid.) parle même de 5,5 Ma. Certes, la durée d'un phénomène a une large indépendance par rapport à la datation de l'époque dans laquelle il s'inscrit, mais la précision de ces estimations n'a parfois d'égal que leur caractère invérifiable.

doute ; le chiffre cité par Cruzado (1985) qui évalue la superficie du bassin de drainage des tributaires de la Méditerranée à environ 4 000 000 de km<sup>2</sup> apparaît plus plausible. Ce bassin de drainage est néanmoins énorme. En outre, il faut se souvenir que le bassin de la Mer Noire qui atteindrait environ 1 500 000 de km<sup>2</sup> (Tixeront, 1970) s'étend jusqu'à 60° de latitude Nord et l'immense bassin versant du Nil descend quant à lui jusqu'à l'équateur. Rien ne donne à penser que le bassin versant de la Méditerranée messinienne ait été moins grand et se soit étendu à des zones latitudinales moins variées.

Mais, Jauzein (1984) et Jauzein *et al.* (1984) peu convaincus - comme bien d'autres - par la théorie du bassin profond desséché, ont été les premiers, semble-t-il, à entreprendre et mener à bien une tentative de modélisation rigoureuse prenant en compte tous les facteurs et paramètres accessibles. Cette tentative de modélisation a été conduite de façon très générale et, en outre, a fait l'objet d'applications à des bassins proches de la Méditerranée actuelle. Les auteurs ont distingué et considéré deux systèmes possibles : 1) le système à double flux, c'est-à-dire admettant un courant de reflux, et sur lequel nous reviendrons ci-dessous ; 2) les bassins à simple flux ou "bassins oscillants", où la nappe libre subit des variations du niveau (qui reste inférieur au niveau océanique) et qui sont induits soit par des changements affectant la "section de transfert", soit par des modifications climatiques. Dans le cas de ces bassins, l'apport d'eau de mer reste donc inférieur au déficit en eau douce et, par ailleurs, Jauzein (*op. cit.*) a considéré, dans un premier temps au moins, que le bassin confiné ne possédait pas d'émissaire. Je n'évoquerai ici que l'étude faite sur ces bassins oscillants.

Parmi les éléments que Jauzein prend en compte, énumérons :

- la surface de la nappe d'eau libre (s) ;
- la surface (S) de l'ensemble des bassins versants ;
- l'influx d'eau de mer (i) comprenant aussi bien un éventuel "fleuve d'eau de mer" que des résurgences ;
- les précipitations sur la nappe d'eau libre (p) ;
- le flux d'eau douce à partir des bassins versants (r) ;
- le flux d'évaporation à partir de l'eau libre (e).

L'évaporation qui affecte la nappe d'eau (ou de saumures) libre dans le bassin est proportionnelle à la surface résiduelle de cette nappe et, en première approximation, à l'activité de l'eau (loi de Raoult). Autrement dit : toutes choses égales concernant la section de transfert et le climat en particulier, plus la nappe résiduelle se réduit et se sale, moins le jeu de l'évaporation est actif. Observons aussi que les apports en eau douce (p + r) et en eau de mer (i) - toutes choses égales toujours - resteront inchangés et leur importance deviendra donc proportionnellement de plus en plus grande au fur et à mesure que le volume de la nappe résiduelle deviendra plus petit.

Il est hors de question de reprendre ici l'ensemble des raisonnements, calculs et résultats de Jauzein, mais seulement d'évoquer quelques faits remarquables et indispensables pour une meilleure compréhension et une meilleure interprétation du Messinien méditerranéen. Dans un bassin oscillant (c'est-à-dire à apports d'eau restant inférieurs à l'évaporation), tout flux d'eau

de mer décroissant ou constant, induit une évolution originale : le niveau de la saumure s'abaisse jusqu'à atteindre rapidement une valeur minimale puis remonte lentement à salinité croissante, pouvant amener le dépôt de séquences salines transgressives. Dans tous les cas où le flux d'eau de mer est supérieur à la moitié du déficit évaporatoire initial, il est impossible d'atteindre le dépôt de la halite avant que le niveau de la saumure n'ait retrouvé l'état initial. Au contraire, tout flux d'eau de mer croissant tend à provoquer un remplissage rapide du bassin et ces bassins oscillants apparaissent comme des objets instables dont le devenir est de se remplir le plus rapidement possible. La fermeture brutale de la Méditerranée actuelle ne permettrait d'obtenir le dépôt de la halite qu'à la condition qu'une préconcentration lors d'un régime transitoire (entre le régime originel à double flux et un régime à simple flux ou sans flux) ait augmenté la salinité. A titre d'exemple, seule une préconcentration considérable, puisque supérieure à cinq permettrait d'obtenir, dans l'hypothèse d'un flux décroissant, un dépôt de halite en phase régressive. En tout état de cause, et du fait des facteurs rappelés ci-dessus, les différentes simulations opérées établissent qu'il est physiquement impossible d'assécher un grand bassin profond. L'assèchement est possible si le grand bassin est peu profond (par exemple quelques dizaines de mètres). Mais, pour un grand bassin profond, l'assèchement ne serait réalisable que si ses parois étaient rigoureusement verticales et s'il n'y avait aucun apport d'eau douce (même de condensation !).

La conclusion de ces études est catégorique : dans un bassin analogue ou peu différent de la Méditerranée actuelle, quelle que soit la fermeture de la section de transfert et les conditions climatiques, il est impossible d'atteindre le "désert de sel blanc" plusieurs milliers de mètres sous le niveau de la mer.

Jauzein ajoute deux faits que les auteurs prennent rarement en considération. Un abaissement de niveau de plusieurs milliers de mètres rendrait le seuil extrêmement vulnérable à l'égard de l'érosion, et le maintien de son étanchéité pendant des temps géologiques apparaît improbable. D'autre part, cet auteur invoque "l'évapo-eustatisme" rappelant que l'eau de la Méditerranée actuelle, évaporée, puis redistribuée par précipitation et ruissellement aux océans, élèverait le niveau de ceux-ci d'une hauteur de 7 m. Une telle élévation eustatique ne peut constituer qu'un mécanisme antagoniste de l'assèchement dans la mesure où il ne pourrait que faciliter un franchissement du seuil et un nouvel envahissement des aires méditerranéennes.

Je reviendrai maintenant sur le caractère essentiel d'un bassin desséché, d'un désert de sel blanc : la stérilité d'un tel modèle. A supposer qu'une mer profonde s'assèche complètement, après qu'elle ait déposé son stock de sel -au demeurant fort limité- que se passera-t-il ? Rien ou plutôt, du fait d'une inévitable déflation éolienne dans un tel contexte désertique, un enlèvement plus ou moins important du sel déposé. Or, n'est-il pas évident que pour déposer des séries à intercalations évaporitiques épaisses parfois de plusieurs milliers de mètres dans un laps de temps aussi court (la partie supérieure de l'étage Messinien) il a nécessairement fallu au contraire, le jeu d'une sédimentation active, entretenue, rapide. Les bassins à double flux,

entrecoupés de périodes à bassins oscillants ont pu être les sites d'une telle productivité sédimentaire ; certainement pas le désert de sel blanc.

d. *Le schéma concentrique (bull's eye pattern) (fig. 4) et sa signification.*

1) *La discussion du schéma concentrique.* De même que, souvent, des auteurs considèrent qu'il y a une crise de salinité, de même en ce qui concerne les faciès peut-on considérer et cartographier ceux-ci en prenant en compte, globalement, tout l'intervalle messinien. Une telle carte donne un schéma concentrique particulièrement caractéristique, presque caricatural ; le sel massif étant en effet en partie cantonné aux plaines abyssales ou dans d'autres aires centrales (tel le bassin sicilien), les Evaporites supérieures, surtout sulfatées, s'étendant au-delà de ces aires et les faciès carbonatés, assez purs, étant cantonnés à certains glacis marginaux. Le schéma est évidemment moins net si l'on se cantonne à un intervalle ayant sans doute plus d'unité stratigraphique : par exemple le Sel principal (dont on connaît mal malheureusement les équivalents latéraux) ou les Evaporites supérieures. Néanmoins, dans ce dernier cas, apparaît encore un schéma concentrique, puisque ces Evaporites supérieures ne présentent de lentilles de chlorure que dans les parties les plus profondes du bassin et, à l'autre extrémité de la chaîne des faciès, les équivalents carbonatés sont toujours cantonnés aux marges.

2) *La discussion de l'interprétation du schéma concentrique.* En présence des interprétations de Hsü (1972), Hsü *et al.* (1973) ou encore de Schreiber et Hsü (1980), notre réaction n'est plus de réticence, mais de refus. Il a déjà été rappelé ci-dessus la disposition des dépôts d'une playa continentale en assèchement (Hunt, 1960) montrant un schéma concentrique (sous le déterminisme de la cuvette topographique). Et ce fait avait suffi aux auteurs cités pour interpréter les accumulations les plus importantes (par exemple de l'ordre du million de km<sup>3</sup>) comme le résultat d'un tel assèchement. Schreiber et Hsü (1980) écrivent encore : un *bull's eye pattern* implique un reflux ou un flux négligeable pendant la genèse des évaporites avec référence à Schmalz (1970). Les auteurs cités précisent même que s'il n'y avait pas eu dépôt au cours d'un assèchement complet, on aurait une disposition des faciès de type antéro-postérieur (*tear drop pattern*) (fig. 5).

Je ne reviendrai pas ici sur l'impossibilité, en évaporant l'eau initiale d'une mer comparable à la Méditerranée actuelle, d'obtenir le bilan et la quantité des sels du Messinien et même d'obtenir la dessiccation. Ce qui est plus important de souligner, c'est le caractère foncièrement erroné des interprétations ainsi données par ces auteurs aux schémas concentrique et antéro-postérieur.

Dans plusieurs publications (dont Busson, 1968, 1972, 1978, 1979b, 1988), j'ai cherché à approfondir les différences réelles entre ces deux types et les différences génétiques auxquelles ils correspondaient. Le schéma antéro-postérieur peut être mis primordialement en corrélation avec les évaporites de plate-forme. Certes, l'alimentation peut y avoir été continue (mais non point cantonnée à un inlet, mais tout le long d'une bordure de plate-forme), mais ce qui compte c'est l'immensité de la plate-forme, sa planéité et le piège

hydrodynamique qu'elle a pu créer. Au contraire, le schéma concentrique correspond aux évaporites de centre de cuvette où un creux topographique, bien individualisé, permettait une ségrégation des salinités dans le temps et à la verticale (alors que dans le cas précédent, cette ségrégation était synchrone et à l'horizontale). Ainsi, ce deuxième type permet le dépôt successif de faciès carbonatés marins sur les bordures tout en maintenant un centre de bassin affamé ; puis le dépôt de sulfates en position intermédiaire et, enfin, le remplissage salin des parties les plus centrales restées vacantes jusqu'à une phase avancée. C'est, à l'évidence, à ce schéma que s'apparentent les dépôts messiniens méditerranéens et ce schéma n'exclut en rien ni une alimentation marine continue, ni des reflux sinon permanents, du moins répétés.

e. *La répartition altimétrique des dépôts.*

Il a été dit ci-dessus que la répartition altimétrique présente des faciès sulfatés et chlorurés en particulier avait été considérée par Hsü *et al.* comme étant la cote de dépôt originel, à l'exception d'une subsidence isostatique d'un millier de mètres induite au Pliocène. On a dit également qu'une telle répartition altimétrique avait été considérée comme une confirmation de l'hypothèse de l'assèchement, les différents groupes de faciès (carbonatés, sulfatés, chlorurés) étant censés s'être déposés à des cotes correspondant à la saturation en ces sels dans l'hypothèse d'une dessiccation de la Méditerranée actuelle.

Un cas est particulièrement significatif, c'est celui des cycles qui apparaissent fréquemment dans les évaporites supérieures. Ainsi, Hsü *et al.* (1978) écrivait : "In a 20 meter section from Hole 374...some five cycles were recognized. They resemble Messinian cycles described from Sicily...Garrison *et al.* (this volume) interpreted a cycle as indicative of a general lowering of water level, of increasing salinity, and of increasing degree of subaerial exposure". Et ces auteurs admettent donc que ces cycles et les phénomènes qui en sont responsables et qui viennent d'être évoqués se sont reproduits cinq fois à des milliers de mètres de dénivellée !

Rouchy et Orszag-Sperber (1980) ont observé que "les formations évaporitiques des forages D.S.D.P. 375 (à -2 000 m) et du bassin de Polémi (à + 60 m) présentent des caractères comparables qui s'accorderaient mal avec la pré-existence de telles dénivellées au cours du Messinien". Rouchy (1982c) revient sur le fait : si des dénivellées aussi importantes avaient existé entre les séries des sites 372 et 375 par exemple et, d'autre part, la série des bassins à terre au Messinien, "nul doute que les dépressions correspondant aux sites océaniques auraient piégé des quantités beaucoup plus importantes d'évaporites". Ce même auteur illustre à nouveau, en 1986, certaines de ces successions, très analogues, repérées, d'une part, plusieurs milliers de mètres sous le niveau de la mer actuelle et, d'autre part, sur les continents émergés. J'ai déjà dit également et tenté de démontrer rapidement (Busson, 1979a) que l'on était obligé d'admettre, en fait, des déformations très importantes de la série des Evaporites supérieures, par exemple : même si la partie centrale des bassins - qui admet des intercalations chlorurées - était légèrement en contrebas des séries plus marginales, l'essentiel des dénivellées actuellement observées est dû à des

déformations d'âge très probablement messinien et, évidemment, post-messinien.

Si ce classement altimétrique des grands groupes de faciès avait été une réalité, le mécanisme invoqué entraîne qu'il eût dû être généralisé. Le sel, par exemple, se serait déposé partout quand le niveau de l'eau aurait baissé de 2 250 m (3 000 m sous le niveau actuel). Mais alors, comment expliquer la présence de sel dans tant de séries continentales, marginales (en Sicile, en Calabre, en Toscane, dans le Piémont, à Chypre, en Israël ou encore -plus récemment découvert- à Lorca etc.), dès lors qu'il s'agit de zones axiales ou de dépôts-centres relativement subsidents. Si l'on peut à la rigueur admettre que le bassin de Caltanissetta a été remonté par des déformations post-messiniennes depuis des profondeurs abyssales jusqu'à des altitudes qui peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau de la mer, un mouvement similaire est-il réellement plausible pour tous ces sites continentaux et marginaux où l'on rencontre le sel ?

Est-il réellement plausible que les cycles si similaires qui apparaissent dans la coupe du site 375 d'une part et dans la coupe du bassin de Polémi d'autre part, aient été séparés par une dénivelée de plusieurs milliers de mètres. Ces cinq (ou six) cycles débutent par les mêmes couches, passent par les mêmes diatomites, par les mêmes faciès dessalés, finissent par les mêmes gypses, et cinq fois cette succession analogue eut été obtenue en deux localités, dont l'une dominait l'autre d'au moins 2 000 m !

Non, une Méditerranée avec une topographie comparable à l'actuelle qui se dessècherait, ne saurait engendrer une formation comparable aux Evaporites supérieures. Un tel événement paléogéographique n'aurait pas donné les mêmes successions, en particulier marneuses, diatomitiques, gypso-anhydritiques, etc ... en toutes les parties d'un bassin à relief aussi contrasté. Il faut se rappeler que ces faciès existent non seulement dans les aires les plus centrales du bassin (avec quelques passées chlorurées il est vrai) mais aussi jusqu'aux limites extrêmes de la *transgression messinienne* dans les positions continentales les plus marginales. Les gypses sont présents dans d'innombrables bassins tels que ceux de Lorca, San Miguel, le Chéelif, la Seybouse, le nord de la Tunisie, la Sicile, etc ... pour n'évoquer que le sud de la Méditerranée occidentale. Dans le nord du Chéelif, sur le Dahra, nous rappellerons ci-dessous que cette transgression messinienne marnotripolacée et gypseuse a dépassé tous les termes antérieurs du Miocène pour venir en transgression discordante sur le Numidien horst du Bahache (Busson *et al.* 1959). N'est-il pas évident qu'il n'y a pas là les dépôts d'une mer en rétraction considérable mais les dépôts d'une mer au chimisme complètement modifié, mais à l'extension nullement restreinte par rapport aux termes précédents et suivants (*cf.* ci-dessous). Cela n'exclut pas des dessiccations locales ou temporaires pour ces Evaporites supérieures (*cf.* Busson, 1979a). Mais ces dessiccations affectaient un domaine sub-horizontale à cette époque messinienne et qui doit la structuration et ces dénivelées considérables depuis les reliefs péri-méditerranéens jusqu'aux aires abyssales actuelles à des déformations postérieures au dépôt.

La même interprétation est éminemment probable pour les faciès saumâtres ou continentaux, si générali-

sés à la fin du Messinien (le lac-mer des auteurs). Si des bassins centraux profonds s'étaient opposés à des bassins marginaux déjà perchés en contre-haut par rapport à eux, les aires centrales auraient toute chance d'être caractérisées par des dépôts lacustres épais et les bassins perchés, au contraire, par de minces paléosols ou des faciès Arenazzolo. Or, la réalité consiste en une mosaïque beaucoup plus complexe qui donne à penser que la topographie de cette fin du Messinien était relativement complexe, différenciée, mais non conforme à l'image très simplifiée, imposée par la théorie du bassin profond desséché. Les dénivelées actuelles sont héritées des déformations post-messiniennes.

#### f. Conclusion.

Il importe de comprendre que la théorie du bassin profond desséché pour l'interprétation des évaporites messiniennes n'est pas une simple phase historique dont la discussion n'aurait qu'une importance secondaire. Nous touchons là un concept aussi fallacieux qu'enraciné dans les esprits comme "modèle" de genèse des grandes accumulations évaporitiques. Dans les discussions, à la *Penrose Conference* sur les évaporites marines (Windsor, août 1988), le modèle général des bassins évaporitiques, présenté par exemple par D. Shearman, et qui recevait le plus large consensus, était le suivant. La Mer Rouge actuelle offre sur ses rivages de petits appareils évaporitiques : ce sont des évaporites de sebkha. Pour que des dépôts importants apparaissent, il faut et il suffit que le niveau de l'océan passe au-dessous de la cote la plus basse du Bab el Mandeb (ou que le Bab el Mandeb soit rehaussé) et, dès lors, dit Shearman, la vaste fosse représentée par la Mer Rouge pourra se remplir d'évaporites. Cet exemple, très général, peut et doit recevoir les mêmes réfutations que le bassin profond desséché de la Méditerranée messinienne.

On a rappelé ci-dessus les objections graves, définitives, développées par Jauzein face à un tel modèle. On y a ajouté plusieurs autres objections.

a. Ce schéma est d'une grande stérilité. A supposer que le dessèchement se réalisât, la totalité des sels ne représenterait que quelques mètres qui seraient immanquablement dissous à la première invasion de la mer, toujours tentée de se précipiter dans ce bassin en contrebas.

b. Le modèle du désert blanc serait d'une terrible fragilité. Non seulement, en effet, une fois toute saumure desséchée (?), la sédimentation ne s'engraisserait plus, mais la déflation éolienne - inévitable en climat désertique - serait un efficace agent de soustraction.

c. Dans un tel processus, la halite, par exemple, serait immanquablement cantonnée au-dessous de la courbe ipsométrique limitant le dixième du volume des eaux de la Mer Rouge actuelle, c'est-à-dire à une sorte de grande flaque résiduelle, localisée très en retrait et très en contrebas des dépôts immédiatement antérieurs. Or, ce n'est pas ce que l'on constate dans la quasi-généralité des grandes accumulations évaporitiques (qu'elles soient de plate-forme ou de bassin - comme les messiniennes -). La plupart du temps les évaporites ne sont pas sensiblement en retrait par rapport aux termes précédents. Une multitude d'exemples illustrent même la transgressivité sur les bordures des

séquences salines (Busson, 1968), phénomène bien connu - et bien apprécié - des géologues pétroliers (*onlap* des géologues américains).

Les évaporites messiniennes de Méditerranée ne correspondent pas à un bassin profond desséché. L'unité du Sel principal semble s'être sédimentée sous une certaine profondeur d'eau et ne pas avoir connu de phases de dessiccation ou que très sporadiques. Quant aux Evaporites supérieures, elles ont connu dans les différents bassins et sous-bassins des phases d'émersion ou de sub-émersion mais ne se sont jamais déposées à une profondeur importante.

## C. Manifestations tardives et récurrentes de la théorie et leurs réfutations

Comme il a été dit ci-dessus dans le résumé des paragraphes précédents, en dehors de la théorie bien structurée (Hsü, 1972 ; Hsü *et al.*, 1973, 1978), d'ailleurs en partie atténuée par ses propres promoteurs, ce qui perdure et qui se manifeste ici et là, de façon ouverte ou plus implicite, est une certaine croyance à ce modèle et l'emploi d'une terminologie qui y correspond étroitement. Pour que l'on juge de la diffusion et de la pénétration dans les esprits de cette théorie, je prendrai à dessein un exemple chez des scientifiques non géologues. Gaudant évoquait récemment (communication orale, février 1989, Société de Biogéographie) les travaux d'ichthyologistes italiens tels que Sorbini *et al.* (1979) et Landini. Ces spécialistes constatent que les faunes de poissons méditerranéennes actuelles et déjà pliocènes (dès le Pliocène inférieur) diffèrent profondément des faunes messiniennes. L'hypothèse d'un renouvellement à la fin du Miocène à partir des poissons atlantiques leur paraît donc légitimement probable. Or, le fait n'est pas présenté au cours de l'exposé de Gaudant comme le résultat de salinités anormales, largement suffisantes pour avoir exterminé toute faune de poissons dans les bassins affectés, mais comme le résultat d'une dessiccation.

*Mais, en dehors de ces phénomènes diffus, la théorie du bassin profond desséché a bénéficié d'un regain d'arguments dans des publications portant sur une très importante régression d'âge messinien dont un des produits et des témoignages les plus remarquables serait le creusement de vallées et de canyons, en particulier - mais pas uniquement - sur la marge provençale. C'est ce que nous allons examiner ici.*

### C.1. Les observations et interprétations de Clauzon sur la régression provençale, les canyons méditerranéens et la théorie du bassin profond desséché

Clauzon (1974, 1979-1980, 1980) a mené d'importantes études sur les vallées actuelles et fossiles de cours d'eau tels que le Rhône, la Durance, etc ... en utilisant à

la fois des données de terrain, les profils sismiques et les forages profonds (à terre et en mer) disponibles. Dans les régions provençales examinées, faute de pouvoir tenter ici une analyse ou un résumé de données abondantes, je n'évoquerai que les résultats les plus spectaculaires affirmés par cet auteur. Clauzon (1979-1980) affirme d'une part que dans tous les puits la discontinuité miocène-pliocène correspond à une importante troncature de la série miocène sous-jacente. A une époque que Clauzon rapporte au Messinien, il y a eu non seulement un creusement formidable de ces vallées provençales, aussi bien dans la partie actuellement continentale que dans la partie immergée, mais également une tranche érodée considérable sur les interfluvies. "C'est en Camargue que ce creusement messinien conserve sa plus grande ampleur ... Les variations (d'épaisseur du Pliocène sous le delta du Rhône) échappaient au contrôle tectonique et procédaient exclusivement de la fossilisation sédimentaire d'un réseau hydrographique très encaissé... L'intégralité du canyon messinien se trouve fossilisée sous les sédiments plio-quaternaires..." Clauzon considère que ces vallées (par exemple celle de la Durance) procèdent d'un extraordinaire effondrement du niveau de base qui dépasserait le millier de mètres. Clauzon affirme depuis plus d'une décennie que les creusements ont pour moteur "une oscillation eustatique de 2 000 m, calculée au niveau des plaines abyssales". Enfin, il étend considérablement le champ d'assertions affirmées par lui en Provence : "cette notion d'érosion messinienne est ubiquiste sur les marges de la Méditerranée fini-miocène."

Clauzon envisage les phénomènes tectoniques et le rôle qu'ils ont pu avoir dans ces creusements spectaculaires. Mais il est remarquable que dans cette démarche Clauzon privilégie des déformations à petite ou moyenne échelle dont l'importance est évidemment dérisoire par rapport à ce que l'on cherche à expliquer. Ainsi, après avoir cartographié l'anticlinal de Mirabeau traversé par le cours de la Durance et après l'avoir daté, il conclut que le facteur tectonique n'est pas à l'origine du creusement, car au lieu de le précéder dans le temps il lui fait suite <sup>(1)</sup>.

Ou encore, trouve-t-on dans Clauzon (1979-1980), évoquant des déformations à la limite Pliocène-Quaternaire dans la région de Nîmes : "Des accidents tels la faille de Vauvert... en témoignent. Leur composante verticale ne dépasse pas quelques dizaines de mètres ce qui est mineur vis-à-vis des chiffres (de creusement) évoqués précédemment". Même quand il évoque l'érosion aréolaire sur les marges méditerranéennes et qu'il l'oppose à l'érosion linéaire qui se serait exercée sur les continents, il ne voit encore que le jeu de l'érosion eustatique (!) et ne songe pas à y identifier la zone de flexure (entre les parties aval soumises à un enfoncement important et les parties amont affectées d'un exhaussement complémentaire), zone qui est évidemment particulièrement exposée à un creusement. Clauzon évoque bien un mouvement positif de cette marge messinienne "propre à renforcer l'action de l'érosion qui l'a démantelée"; mais il s'agit là d'une citation isolée et dont il n'a tiré aucun parti, ne confiant qu'à l'abaissement du niveau de base créé par la régression eustatique l'interprétation des creusements observés.

(1) Ceci ne faisant que prouver que les déformations tectoniques ont continué après le Messinien ; ce dont personne ne doute.

Le cas de l'interprétation de la coupe de Vera est particulièrement révélateur (Clauzon, 1980). Comme partout ailleurs, dit-il, on y observe une ria pliocène fossilisant un ravinement messinien. On sait qu'à Vera, alors que dans l'axe du bassin les séries miocènes et pliocènes sont grossièrement concordantes, sur une partie des bordures, au contraire, les terrains messiniens et pliocènes sont affectés de pendages différents. Pour Clauzon (1980), "ce dispositif constitue un exemple original de discordance progressive centrifuge, affectant en surface une configuration elliptique régulière" (?). Il explique également que "l'ancienne cuvette sous-marine (Messinien) se métamorphose en bassin versant". La discordance indubitable de la bordure est attribuée à un ravinement intervenu entre le creusement de la vallée messinienne et l'invasion par la ria pliocène marine.

Avant de réfuter ces affirmations, notons que les *déductions logiques* (ou qui sont censées l'être) sont privilégiées par Clauzon bien au-delà des observations. Ainsi Clauzon (1979-1980), après avoir chiffré l'abaissement des plaines abyssales à une valeur de l'ordre de 1 500 m, affirme : "compte tenu de la réponse isostatique à la décharge hydraulique lors de la crise de salinité messinienne, cela implique pour le bassin pré-évaporitique une profondeur de l'ordre de 2 000 m." En vérité c'est prendre là comme prémisse une évaporation d'un bassin profond qui reste à démontrer. Ou encore, à Vera, Clauzon (1980) réfute l'origine tectonique de la discordance - malgré son évidence - sous le prétexte que "le système de distension permanente (du Miocène moyen au Quaternaire) "n'est pas à même de rendre compte de la configuration elliptique de la discordance de ravinement périphérique". Ainsi Clauzon nie l'origine évidente d'une observation indubitable (même pour lui) au nom de phénomènes très globaux, très généraux, dont il reste bien entendu à vérifier l'applicabilité en tous les points et à tous les instants.

En définitive, Clauzon (1979-1980) écrit que ses "conclusions sont incompatibles avec l'hypothèse d'un bassin peu profond, effondré ultérieurement (Nesteroff, 1973 ; Burollet et Byramjee, 1974 ; Stanley *et al.*, 1974, 1976)".

## C.2. Éléments de réfutation

Il convient d'abord d'achever l'indispensable critique de ce qu'avance Clauzon au sujet du site de Vera. La "ria pliocène fossilisant un ravinement messinien" est toute différente des canyons du Rhône ou de la Durance. Non seulement, elle n'est pas encaissée dans un Miocène anté-messinien, non seulement elle n'est pas une cuvette sous-marine ayant subi un creusement, mais elle correspond à des aires sédimentaires différenciées, la partie axiale ayant été le siège d'une sédimentation vraisemblablement plus importante et plus rapide que les aires latérales peut-être plus résistantes. Si, jusqu'à un certain point, ses flancs se sont mués en bassin versant ce n'est pas à cause d'une régression messinienne de 2 000 m ; c'est parce que ses flancs ont été précocement ployés suivant un schéma dont Rouchy a démontré la généralité (*cf.* ci-dessous). La meilleure preuve en est cette différence de pendages reconnue par tous et qui ne peut s'expliquer que par un mouvement ayant affecté les couches miocènes et non (ou moins) les couches pliocènes et, en aucun cas, par

un simple ravinement. Quant au fait que les sommets de ces deux séries (messinienne et pliocène) se situeraient dans la région à peu près à la même altitude, cela est évidemment imputable au jeu d'une érosion plus ou moins nivelante dont l'éventuelle généralité et la datation demanderaient des études géomorphologiques qui, à ma connaissance, n'ont pas encore été menées à bien.

Le creusement des vallées - en particulier provençales - et sa mise en relation avec l'abaissement "eustatique" du niveau de base pendant la crise de salinité, ont déjà reçu de la part de Rouchy (1982b) des critiques que l'on peut considérer comme définitives.

**Celles-ci portent d'abord sur les datations.** Rouchy (*ibid.*) a par exemple infirmé les arguments de datation avancés par Clauzon dans la région de Cucuron. Il a rappelé qu'il n'était pas légitime de considérer les horizons à Congries comme synchrones dans tout le bassin méditerranéen. Plus grave, il a rappelé de façon réitérée qu'une partie importante de la lacune rhodano-languedocienne ne datait pas du seul Messinien, à plus forte raison de la partie du Messinien qui correspond à la sédimentation des évaporites, mais qu'elle pouvait couvrir un laps de temps comprenant le Tortonien et une partie du Messinien, soit environ 3 M.A. Or, une telle rectification est de portée considérable. Elle laisse un temps beaucoup plus grand pour l'action de mouvements épéirogéniques ayant favorisé le creusement de ces vallées. Elle permet de mieux imaginer le devenir du volume formidable de matériel érodé : il est plus logique, en effet, d'en voir le résultat dans les marnes tortoniennes ou de la partie inférieure du Messinien du domaine méditerranéen que dans les évaporites massives ou dans les quelques cônes de déjection dont la sismique indique la présence, solution à laquelle nous acculait la mise en contemporanéité de ces creusements avec la seule crise de salinité. En outre, étendus à cette période, ces creusements sont donc contemporains de phases transgressives dans les autres régions du domaine méditerranéen ; et ce fait permet de mieux réfuter l'imputation de ces creusements à une régression marine généralisée.

D'autres objections aussi sérieuses portent sur le **volume déblayé** par cette érosion "eustatique". Rouchy a ainsi contesté l'importance des érosions avancées par Clauzon dans les séries traversées par les forages pétroliers du golfe du Lion. Il a montré que des étages entiers avaient été ajoutés au volume érodé en omettant de prendre en compte les faciès saumâtres ou continentaux sous lesquels se présentent en réalité ces étages. Le fait le plus grave est la base de calcul par laquelle Clauzon évalue la cote du niveau de base lors de la crise de salinité. Rouchy (1982b) a ainsi écrit : "Pour les différentes paléovallées examinées, la démonstration de Clauzon consiste schématiquement à ajouter à une valeur de creusement effectivement mesurée, comme celle du paléo-Rhône en Camargue (600 m), différentes valeurs de dénivelées observées sur son parcours et notamment celle qui sépare la cote du fond du paléocanyon dans le dernier point d'observation à terre du bord des évaporites en plaine abyssale, considéré comme niveau de base, celles-ci étant censées s'être déposées dans un domaine asséché ; la somme de ces valeurs est alors assimilée à la valeur de l'abaissement du niveau de base." Or, à l'évidence, on ignore si ces creusements ne sont que d'âge messinien (*cf. supra*), si les différentes parties ont été creusées à



la même époque et l'on ignore aussi la position respective de ces différentes parties avant les déformations miocènes et post-miocènes, plus probables encore sur ces domaines de marge que partout ailleurs. Les calculs de Clauzon n'ont pas de fondement valide.

L'hypothèse de ces creusements considérables d'âge messinien qui seraient en relation avec une baisse du niveau de base de plusieurs milliers de mètres se heurte à des objections du point de vue des **mécanismes**. Tout d'abord, nous retrouverons des arguments déjà évoqués ci-dessus. Un bassin aussi profondément en contrebas par rapport au niveau océanique ne peut se concevoir qu'avec un seuil solide et étanche. Mais alors l'alimentation en sel doit provenir du ruissellement continental : nous en avons vu l'impossibilité. En outre, on ne comprend plus la présence de ces indices marins si récurrents, si répétitifs entre les bancs évaporitiques, voire même dans les bancs gypseux (voir ci-dessus § B.2.1.a), en particulier dans les Evaporites supérieures. D'autres arguments sont plus directs. Des érosions aussi considérables, en longueur (pour ce qui est des vallées et des canyons fluviaux) ou même en surface (pour ce qui est des interfluvies) dans un laps de temps aussi bref, auraient nécessité des flux d'eau énormes, transportant un matériel alluvial considérable. Or ces flux sont triplement incompatibles avec le désert salin desséché. a) Un tel volume d'eau aurait dilué les saumures et interdit la cristallisation de sel ; b) un tel volume d'eau aurait abouti à un bassin desalé, voire d'eau douce, se déversant en Atlantique (circulation de type estuarien ...) ; c) des flux alluviaux aussi importants auraient dû amener le développement d'une sédimentation argileuse, comparable à celle qui existe - précisément - dans le Miocène moyen ou supérieur (Langhien, Serravallien, Tortonien) de Méditerranée ; mais certainement pas des bancs d'évaporites parfois massives et parfaitement pures.

Dietz *et al.* (1988), quant à eux, mettent en doute qu'une partie au moins de ces creusements se soient faits en milieu sub-aérien : ils observent que les canyons sur les pentes continentales ne sont pas sculptés par les rivières, mais par des phénomènes sous-marins, en particulier par les courants de turbidité.

Du point de vue du **vocabulaire**, l'utilisation que Clauzon fait du terme eustatique est inadmissible. Car quand Clauzon parle d'une régression eustatique de 2 000 m en Méditerranée au Messinien, il n'entend pas par là que le niveau des océans a baissé de 2 000 m, mais seulement le niveau de ce corps d'eau purement endoréique qu'est devenue la Méditerranée selon lui. Or, tous les auteurs, depuis le créateur du terme (Suess, 1900) jusqu'aux auteurs les plus récents, promoteurs de cet extraordinaire regain d'intérêt pour les séquences eustatiques (Vail, Haq) ont compris les mouvements eustatiques comme des modifications du niveau océanique mondial. Il est vrai que le langage est une réalité dynamique. Mais pervertir un terme au point de le prendre à l'inverse de son acception universelle ne saurait clarifier les débats géologiques. En outre, comme l'a fait remarquer Rouchy (1982b), cette façon de faire est d'autant plus critiquable que le véritable eustatisme est invoqué par de nombreux auteurs pour rendre compte (ou pour aider à rendre compte) du dépôt des évaporites et des phénomènes associés, y compris par Clauzon lui-même (1979-1980).

Clauzon insiste sur le caractère **ubiquiste** de la **régression** messinienne dans la Méditerranée. En fait, si Clauzon généralise ainsi les notions qu'il a cherché à fonder dans le domaine rhodano-languedocien, ce n'est pas tant sur la foi d'études de détail qu'il aurait menées ailleurs : ses arguments sur le bassin de Vera ont été discutés ci-dessus et ce qu'il évoque de la vallée du Nil a déjà été contesté par ailleurs (Rouchy, 1982b). En fait, Clauzon n'affirme l'existence de cette généralité que parce qu'elle résulte logiquement de la régression de 2 000 m qu'il admet au large des côtes provençales. Comment admettre, en effet, que le niveau ait baissé d'une telle valeur au large des côtes provençales et qu'il soit resté *grosso modo* à la même cote qu'au Tortonien ou qu'au Pliocène, en Espagne, en Afrique du Nord, en Sicile, en Italie, en Méditerranée orientale, etc ... Or, il est parfaitement inexact qu'une régression messinienne, ubiquiste ait ainsi existé tout autour de la Méditerranée. Les terrains messiniens, au contraire, s'avèrent même souvent remarquablement transgressifs (cf. § 3.B.4.)

Il est intéressant de comparer l'extension des sédiments messiniens et celle de la mer pliocène. Rouchy (1982c) expose à ce sujet qu'"il est important de souligner que si la mer pliocène envahit, au-delà de la limite d'extension du Messinien, une paléo-surface d'érosion (domaine rhodano-languedocien par exemple), dans de nombreux autres cas, elle demeure nettement en retrait de l'extension maximum de la mer messinienne (Espagne, Maroc, Algérie, Chypre, etc ...". Or, on sait (Haq *et al.*, 1988) que l'étage pliocène - ainsi fréquemment resté inscrit dans le Messinien - n'est pas le moins du monde une époque de régression mondiale (fig. 9). La vallée du Chélif où les terrains du Miocène moyen-supérieur, du Messinien et du Pliocène prennent une

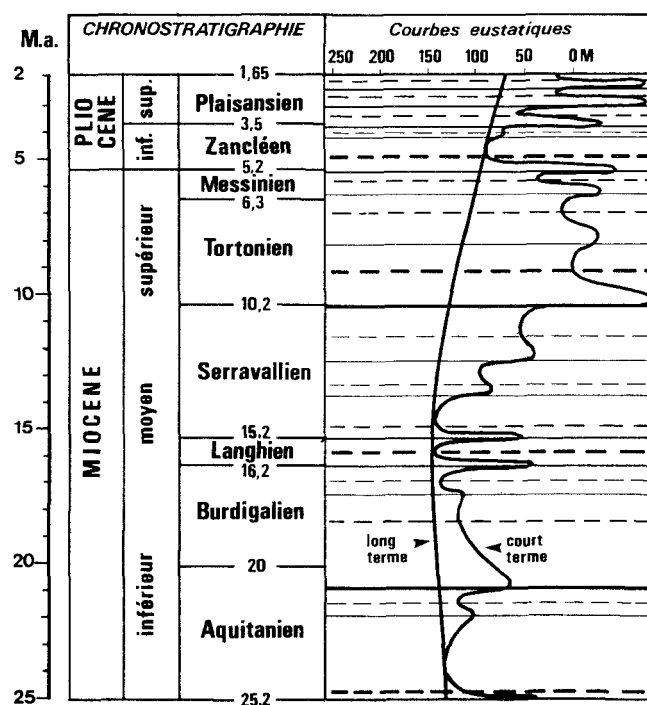


Fig. 9. - Reproduction partielle des courbes eustatiques pour le Miocène et le Pliocène. D'après Haq *et al.* (1988).

Fig. 9. - Partial representation of eustatic curves for the Miocene and Pliocene (after Haq *et al.*, 1988).



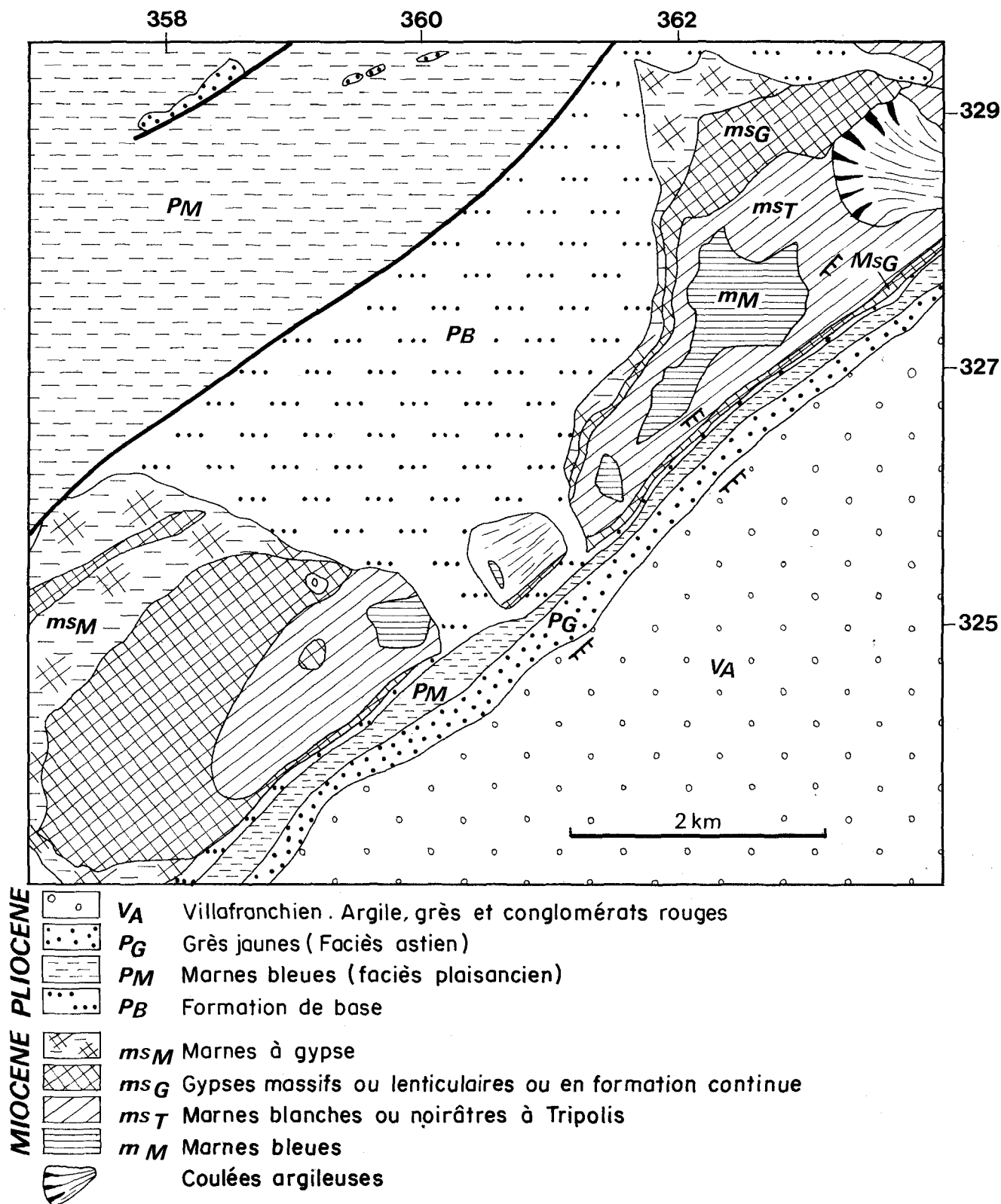


Fig. 10. - Reproduction simplifiée de la carte géologique du 1/50 000 Warnier, 2<sup>e</sup> édition (Busson avec la collaboration de J. Boulaine, 1959) montrant la transgression discordante du Pliocène sur les terrains du Miocène supérieur, imputable à une première ébauche de structuration fini-miocène.

Fig. 10. - Simplified Warnier 1:50 000 geological map (2nd ed., Busson and Boulaine, 1959), showing the Pliocene lying unconformably above the Upper Miocene, reflecting the initiation of end-Miocene deformation.

telle extension, où les conditions d'affleurement sont si favorables et où les lambeaux transgressifs sont si révélateurs, ne suggère jamais l'existence d'une régression d'ampleur kilométrique même brève. Les sédiments messiniens (y compris évaporitiques) y sont au contraire largement transgressifs sur certaines parties des continents émergés jusqu'alors.

On peut insister d'autant plus librement sur l'absence d'arguments fondant cette régression ubiquiste du Messinien qu'une autre régression, partout prouvée, semble bien s'étendre à tout le domaine méditerranéen où elle n'a pas eu pour résultat le dépôt d'évaporites : il s'agit de la régression se traduisant par d'indubitables faciès saumâtres et continentaux du sommet du Messinien, immédiatement antérieurs au Pliocène. Cette régression authentique et cette continentalisation ne sauraient évidemment expliquer les évaporites messiniennes sous-jacentes puisque celles-ci se trouvent dessous, quelquefois quelques mètres ou quelques dizaines de mètres ; mais, dans le Chélif par exemple, elles reposent plusieurs centaines de mètres plus bas ! Rouchy (1982b) écrit à ce sujet : "c'est en outre, paradoxalement à la fin de ces niveaux lagunolacustres et non avant que, dans de nombreuses autres régions méditerranéennes (Algérie, Espagne, Chypre, etc) apparaissent les indices les plus évidents d'émergence d'une part et de phases érosives paroxysmales caractérisées par l'intensification des décharges de matériel terrigène grossier d'autre part." Nous reviendrons ci-dessous sur ces phénomènes. Concluons en disant que si la bordure sud de la Méditerranée n'a pas gardé la moindre trace d'une régression plurikilométrique au Messinien, c'est que cette régression n'a pas existé et, dès lors, elle ne peut pas avoir existé non plus sur la bordure provençale. Les observations de Clauzon et celles qu'il a synthétisées et rappelées, qui ne sauraient être rejetées en bloc, doivent donc trouver une autre explication : la seule qui me paraît plausible est de faire appel à des déformations tectoniques si totalement sous-estimées par cet auteur.

Or ces **déformations tectoniques** messiniennes et post-messiniennes nous paraissent à la fois indubitables et d'une importance primordiale. Cette fin du Miocène représente dans beaucoup de régions la mise en place des principaux traits orographiques et bathymétriques, sans cesse aggravés depuis, jusqu'à l'époque actuelle. Considérant les Evaporites supérieures méditerranéennes et leur équivalent continental, nous avons vu ci-dessus (cf. également Busson, 1979a) l'obligation d'admettre un dépôt *grosso modo* isobathe de toute cette série dont les contrastes altimétriques actuels sont considérables (de près de plus de 1 000 m en de nombreux points des continents périméditerranéens, à plusieurs milliers de mètres sous le niveau des mers dans les plaines abyssales). C'est dire l'importance à la fois de l'immense mouvement de subsidence régionale des actuelles aires marines méditerranéennes (quelles qu'en soient les causes géodynamiques profondes dont la recherche n'est pas de ma compétence) et des mouvements de surrection, complémentaires, des aires continentales ; les unes et les autres pouvant être séparées par des zones de flexure susceptibles de correspondre à ces marges où les entailles érosives sont précisément les plus spectaculaires (cf. Rouchy, 1982b et c).

Clauzon (1979-1980) écrit : "Dans tous les puits la discontinuité Miocène-Pliocène correspond à une importante troncature de la série miocène sous-jacente". Observons que cela est localement vrai et merveilleusement observable dans le Chélif (SN Repal, 1952 ; Perrodon, 1957 ; Busson, 1959) : sur l'anticlinal de Warnier par exemple, une série pliocène de faciès d'ailleurs anormale, vient en transgression discordante sur un anticlinal chauve, ébauché entre le Miocène et le Pliocène, très nettement après les évaporites décapées par la discordance (fig. 10). Il y a discontinuité. Mais elle n'est nullement engendrée dans ces cas par un ravinement induit par une régression du niveau marin, mais par une ébauche de plissements indubitables.

Rouchy (1980, 1982, 1986), bénéficiant d'une connaissance de bassins messiniens particulièrement nombreux et variés, a documenté de façon approfondie d'autres déformations tectoniques, embryonnaires, intervenues déjà entre le Messinien et le Pliocène. J'y reviendrai ci-dessous (§ 3.B.2). Il en conclut (Rouchy, 1982b) : "la paléogéographie de la Méditerranée a été acquise en majeure partie au cours du Plio-quaternaire, à la suite d'une restructuration tectonique continue au cours de l'intervalle étudié..."

Est-il plausible que la marge provençale et languedocienne ait échappé à des mouvements qui apparaissent si généraux ? N'est-il pas plus vraisemblable que l'absence complète des évaporites messiniennes - si remarquable sur la plus grande partie du pourtour méditerranéen - doit y être plutôt imputée à des mouvements ante-messiniens, messiniens et post-messinien qu'à une régression de 2 000 m du niveau marin ? Et si, depuis ce Miocène terminal, rien ne s'y était passé hormis quelques déformations très locales et l'ingression marine de rias pliocènes, ne devrait-on pas être frappé dans ces régions par une horizontalité absolue de toutes les séries plio-quaternaires et par leur emboîtement schématique, seulement déterminé par les fluctuations du niveau marin. Il ne nous semble pas que cela soit le cas.

## D. Sur un prétendu consensus autour d'une valeur de régression de l'ordre de 1000 m

A la suite du Leg 42A (Hsü *et al.*, 1978) l'évaluation de la régression concomitante de la crise de salinité a été ramenée à une valeur moins forte qu'antérieurement : de l'ordre d'un peu plus d'un millier de mètres. Au fil des ans - et sans entrer dans le détail d'une analyse bibliographique qui serait fort longue - une valeur de cet ordre a été admise par beaucoup d'auteurs, par exemple par les océanographes de Villefranche. Rouchy lui-même (1982b) envisage "une profondeur maximum de l'ordre du millier de mètres, à l'aube de la phase évaporitique" <sup>(1)</sup>.

Cette position jouit *a priori* d'un préjugé favorable évident : d'une part, elle met fin à une controverse qui a beaucoup lassé ; d'autre part, elle a les apparences d'une position moyenne entre des extrêmes toujours suspects

d'être excessifs ; enfin, elle s'arrête à un chiffre, ce qui est indispensable à la soif de modélisation qui est une caractéristique de notre époque. Mais, malgré le consensus dont cette évaluation semble jouir actuellement, il importe d'insister sur l'irrecevabilité de ce chiffre.

Précisons qu'il n'est pas question pour nous de nier toute baisse du plan d'eau. La permanence d'un système à double flux ne rendrait pas compte des caractères de la sédimentation messinienne de Méditerranée. Les entraves dans la zone de transfert et l'aridité n'ont pas manqué d'amener de façon répétée l'influx d'eau de mer (additionné du ruissellement périphérique) au-dessous des pertes par évaporation. Et cette différence a eu pour résultat inéluctable des à-coups du niveau du plan d'eau plus ou moins vite réparés. J'ai moi-même évoqué superficiellement (Busson, 1979a) des phénomènes qui ont été les enregistrements de telles baisses du plan d'eau : progradation descendante d'appareils récifaux dans la région de Nijar, olistholites calcaires glissés immédiatement avant la sédimentation des gypses, etc ... Mais c'est Rouchy (1980) qui, en multipliant les observations, a réellement établi ces faits et, dans certains cas, a pu, entre une sédimentation récifale présaline et le début du dépôt des gypses dans des bassins marginaux, chiffrer, par exemple, la baisse du plan d'eau à 200 m. Mais accepter l'évidence de baisse du plan d'eau n'entraîne pas l'adhésion à une régression d'un peu plus de 1 000 m. J'ai exposé ci-dessus plusieurs arguments qui s'opposent plus ou moins catégoriquement à une régression de cette ampleur, tout spécialement si elle doit être concomitante du dépôt d'évaporites. J'ai déjà dit (Busson, 1979a) qu'une régression aussi forte n'aurait pas été compatible, par exemple dans le Chélif, avec une concordance aussi généralisée du Messinien et du Tortonien : ce dernier aurait inévitablement été marqué par des ravinements plus ou moins profonds. A ce sujet, les positions de Rouchy surprennent un peu, dès lors que, comme nous l'avons rappelé ci-dessus, il admet une régression de l'ordre du millier de mètres dans les bassins centraux tout en chiffrant à environ 200 m les régressions intervenues dans les bassins marginaux (Rouchy, 1986) : comment le niveau de base central n'aurait-il pas "tiré vers le bas" le niveau dans les bassins marginaux perchés ?

Mais le plus grave - car c'est une question de principe - c'est probablement d'avancer un chiffre qui réduit, amoindrit des événements fort longs, fort étendus et très différenciés dans chacun des secteurs géographiques, en les ramenant à un fait simple jusqu'à l'unicité. Personne ne précise où cette régression a atteint la valeur de 1000 m. Or n'est-il pas évident que les seuils tectoniques ont cloisonné ces bassins méditerranéens, engendrant un système de cuvettes séparées, se déversant sporadiquement les unes dans les autres dans une variété hydraulique et sédimentaire inépuisable. Jauzein (1984) et Jauzein *et al.* (1984), en cherchant à modéliser quelques traits des interactions entre de tels bassins séparés, ont contribué à souligner à la fois la complexité du système et en même temps la vitesse et

l'ampleur des variations qui affectent le corps hydraulique de chaque bassin. Mais surtout, personne ne précise à quel moment s'est produite cette régression : est-ce au début de l'unité de Sel principal - qui peut mesurer de l'ordre du millier de mètres - ou au milieu, ou à la fin ; est-ce au passage avec les Evaporites supérieures, pendant celles-ci (elles-mêmes épaisses de cinq à six cents mètres), à la fin de celles-ci ? L'unité de Sel principal, telle qu'elle est visible à Caltanissetta est une alternance de halite, de sels potassiques et magnésiens, d'anhydrite, de carbonates, d'argiles, de couches à foraminifères. Peut-on croire un instant que tout ceci se soit déposé dans les mêmes conditions et à la même bathymétrie et qu'en est-il des Evaporites supérieures où l'alternance maintes fois répétée va depuis des marnes à foraminifères planctoniques jusqu'à des chlorures de potasse ? Ne s'agit-il pas, à l'évidence, de ces bassins oscillants dont Jauzein *et al.* (1984) viennent d'approfondir l'étude ? Ces auteurs ont montré combien les baisses des niveaux pouvant affecter de tels bassins pouvaient être rapides, éphémères (et incompatibles avec le creusement de formidables vallées fluviales) et ont surtout rappelé qu'ils avaient toujours tendance à se remplir le plus rapidement possible.

## E. La création du terme "précipite" (Dietz *et al.*, 1988) et les évaporites du Messinien de Méditerranée considérées comme des "précipites"

Dietz *et al.* (1988) écrivent que le terme évaporite implique une dessiccation complète. Partant de ce postulat, ils concluent que la géologie a besoin d'un nouveau terme : précipite, roche créée par précipitation (sous une certaine tranche d'eau qui ne s'assèche pas). En outre, ils récusent la validité de la théorie du bassin profond desséché de K. Hsü (1972) et déclarent que les évaporites du Messinien méditerranéen sont des "précipites". Une contestation de la théorie du bassin profond desséché est la bienvenue après une longue période où son dogmatisme ne s'est que trop imposé. Les termes de Dietz *et al.* appellent néanmoins les plus sévères critiques (cf. Busson, 1989a et b).

1. Cette création sémantique est inutile. J'évoque dans ce texte avec quelle continuité dans le temps j'ai présenté les observations en faveur d'interprétations subaquatiques (sinon profondes) d'un grand nombre de masses salines. Il n'en reste pas moins que toutes les roches salines impliquent un bilan évaporatoire excédentaire ; elles peuvent donc toutes s'appeler légitimement évaporites.

2. La création du terme précipite est inutile et dangereuse. J'ai rappelé ci-dessus la quasi-impossibilité de dessécher un grand bassin évaporitique profond (Jauzein, 1984 et Jauzein *et al.*, 1984). J'ai aussi rappelé qu'à supposer que cette dessiccation se soit réalisée, elle ne représenterait qu'un appareil d'une grande stérilité, du fait de l'enlèvement du sel par déflation éolienne. Une telle dessiccation ne saurait rendre compte des épaisses

(1) Rouchy toutefois ajoute aussitôt : "ceci n'implique pas un abaissement du niveau de base de cette importance, compte tenu de la permanence de niveaux de saumures au moins résiduelles dans le bassin... La profondeur a évolué sans cesse et différemment au cours du temps et dans les divers ensembles tectoniques qui constituent le bassin méditerranéen.

accumulations extensives des grands bassins évaporitiques. Ces accumulations ne peuvent être expliquées au contraire que par un flux incessant de saumures. Bref, il apparaît que l'immense majorité des roches salines s'est déposée en conditions subaquatiques.

Par contre, ces roches salines déposées pour l'essentiel en conditions subaquatiques présentent très fréquemment dans leur masse des surfaces correspondant à des phases de dessiccation. Par exemple en fin de cycle, lors de ces phases de dessiccation, une partie plus ou moins importante des évaporites antérieurement déposées en conditions subaquatiques a pu être largement remodelée par diagenèse d'exondation. Il devient alors évident que la coexistence des termes d'évaporites (pour les roches impliquant une dessiccation complète) et de précipitites (pour les autres) serait la source de controverses interminables. Comment justifier une nomenclature reposant sur des phénomènes aussi subtils, aussi intriqués, aussi continus ? Une nomenclature lithologique doit être descriptive et non génétique. A fortiori, les conditions de genèse ne peuvent servir de fondement à une nomenclature quand elles sont aussi difficiles à préciser et à délimiter.

3. L'application de ces concepts au Messinien méditerranéen. Il est inutile de réaffirmer mon opposition à la théorie du bassin profond desséché. Une partie de l'unité dite du Sel principal a pu se déposer dans des conditions "profondes", c'est-à-dire sous une certaine tranche de saumures ; mais elle n'a pas été desséchée ou que très sporadiquement et très localement. Quant à l'unité des Evaporites supérieures, elle a été indubitablement desséchée à plusieurs reprises, mais par contre, elle n'a jamais été profonde. Mais néanmoins appeler "précipitite" comme le font Dietz *et al.*, le Messinien méditerranéen évaporitique est tout à fait inadmissible. Une telle position est presque aussi critiquable que la théorie du bassin profond desséché elle-même.

Dans les deux cas, en effet, en présence de phénomènes sédimentologiques et paléogéographiques infiniment variés et complexes dans le temps et dans l'espace, on propose une interprétation et un cadre environnemental uniques. Ce sont là des démarches "réductionnistes" poussées à l'extrême et évidemment incompatibles avec les faits.

### 3. Les enseignements de la série messinienne de Méditerranée

Sur un problème géologique aussi vaste et aussi complexe, ayant déjà fait l'objet de publications innombrables, on est obligé, dans une tentative de mise au point telle que celle-ci, de faire un choix. Le mien sera guidé, autant que faire se peut, par le souci constant de prendre en considération, simultanément, les données de la Méditerranée profonde et les données des affleurements ; car la plupart des erreurs évoquées ci-dessus ont comme origine, chez beaucoup d'auteurs, la méconnaissance ou la prise en compte insuffisante d'un des deux domaines.

## A. Traits paléogéographiques et mécanismes de la sédimentation : le schéma concentrique des grands groupes de faciès

Le schéma concentrique des grands groupes de faciès est un fait essentiel. Comme nous l'avons vu ci-dessus, sa mauvaise interprétation a été une des causes de reconstitution paléogéographique erronée. En fait, ce schéma concentrique est très ubiquiste dans des bassins d'âge, de taille et de contexte (carbonaté ou détritique par exemple) très variés : bassin silurien du Michigan (formation Salina) ; sous-bassin du Zechstein de l'Europe du Nord ; Sebkha el Melah de Zarzis, etc. Il est particulièrement intéressant d'ajouter les enseignements du Messinien méditerranéen, bassin si remarquable par sa taille, par sa complexité et son cloisonnement en sous-bassins, par son insertion partielle en domaine alpin et partielle en domaine cratonique, par l'importance volumétrique des sels présents, par son âge récent et, de ce fait, la fraîcheur de ses faciès, éventuellement pour ses potentialités en hydrocarbures, etc.

Par ailleurs, après que nous ayons réfuté ci-dessus le dessèchement comme hypothèse explicative à ce schéma concentrique, nous allons tester sur ce "modèle" messinien les hypothèses génétiques proposées pour ce que j'ai appelé ailleurs évaporites de bassin (Busson, 1968, 1972, 1978) ou, plus récemment, de centre de cuvette (Busson, 1988). Il sera frappant de retrouver, avec ce Messinien, le schéma paradoxal de la disposition des grands groupes de faciès : auréole externe, marginale, périphérique, mince où se cantonnent les faciès marins souvent carbonatés ; puis auréole intermédiaire à sulfate de calcium et, enfin - dans certains cas au moins - partie centrale épaisse où se cantonnent les chlorures qui occupent parfois l'essentiel. Tout se passe comme si une "mer annulaire" s'était maintenue autour d'un gigantesque et pérenne marais salant central ; disposition évidemment incongrue par rapport à la nature actuelle où les maigres sites évaporitiques (lagunes, sebkhas, etc.) se cantonnent aux marges de bassins marins francs (exemple : Mer Rouge, golfe arabo-persique, golfe du Mexique, etc.).

En outre, le schéma concentrique apparaît réalisé à plusieurs échelles différentes. Il se constate, en effet, aussi bien à l'échelle de la Méditerranée occidentale - ou à celle de la Méditerranée orientale - qu'à l'échelle de sous-bassins beaucoup plus réduits, parfaitement étudiables, en particulier sur les affleurements des aires émergées périméditerranéennes. Grâce aux études de détail, modernes, dont ce Messinien méditerranéen a fait l'objet (cf. par exemple Rouchy, 1980, 1982, 1984 et 1986), il est possible de vérifier, de documenter, d'illustrer et de mieux interpréter des phénomènes déjà évoqués dans d'autres bassins ou sur le plan plus général des mécanismes interprétatifs (Busson, 1968, 1972, 1978, 1979b). Rappelons, en particulier, les caractères objectifs de cette disposition : les grands groupes de faciès s'organisent non seulement en ordre concentrique, les éléments de la paragenèse se disposant de façon salin-croissant centripète. Pour peu que la subsidence de la partie centrale soit restée active après les évaporites, on a une disposition altimétrique. Les pas-

sages latéraux entre les grands groupes de faciès successifs se font non seulement par épaisseur croissante, mais souvent de façon tranchée, coïncidant avec une certaine épaisseur critique. Du point de vue du déroulement de la sédimentation et de ses mécanismes, on est amené à admettre un modèle de dépôt qui n'est ni celui du simple empilement de strates, ni celui de la progression latérale de prismes sédimentaires, mais un remplissage diachrone emboîté où les termes les plus marins se sédimentent d'abord, sur les marges, tandis que reste affaîmée la fosse centrale ; les sels les plus solubles remplissant en dernier les aires les plus basses, maintenues inactives (ou peu actives) pendant toutes les phases pénésalines grâce à un système d'eaux stratifiées (fig. 11).

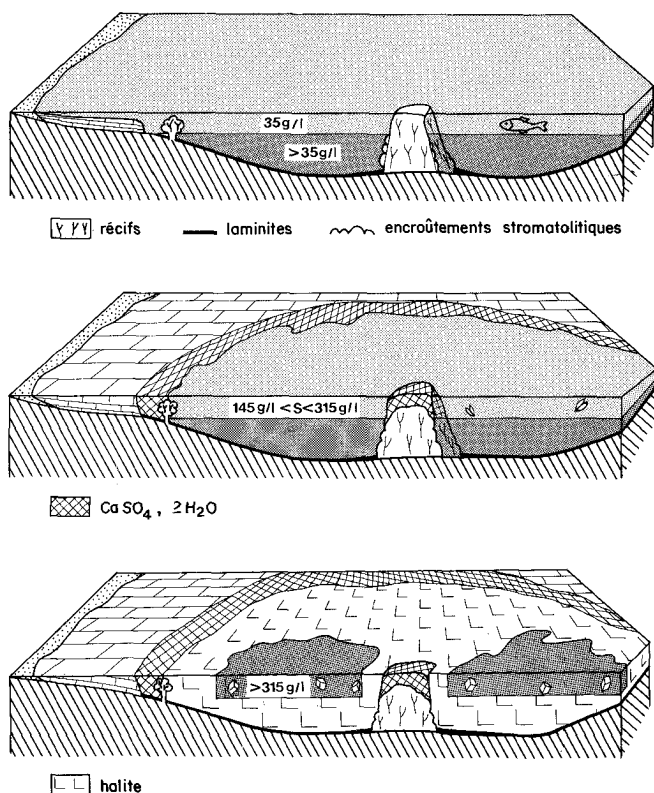


Fig. 11. - Blocs-diagrammes illustrant les conditions hydrologiques de genèse des évaporites de centre de cuvette et leurs phases successives.

Dans la première phase, un climat aride est responsable d'une première sursalure. La morphologie en cuvette amène le piégeage de ces eaux sursalées dans les aires déprimées entraînant l'apparition d'un système à deux corps d'eau. Les aires marginales, léchées par le corps d'eau supérieur oxygéné sont le siège d'une abondante sédimentation calcaire, grâce à la prolifération des organismes benthiques et planctoniques. Même en position centrale, des aires surélevées peuvent être le lieu de poussées récifales. L'aire la plus déprimée du bassin, baignée par le corps d'eau profond euxinique, n'est le siège que d'une très maigre sédimentation laminée, confinée aux débris d'organismes planctoniques ou nectoniques et à leur matière organique pouvant être bien conservée.

Dans la deuxième phase, la salinité a crû au point que les eaux superficielles peuvent déposer du sulfate de calcium (entre 150 et 300 g/litre environ). Comme dans la Mer Morte d'avant 1970, du gypse peut se déposer sur toutes les zones où le fond est baigné par les eaux superficielles oxygénées. Au-dessous d'une pycnocline, le maintien d'eau plus salée pérennise le système euxinique. Sous ces eaux euxiniques, le sulfate de calcium est absent ou rare et la sédimentation demeure le plus souvent assez maigre — comparée à ce qu'elle est sur les bordures — et fréquemment laminée.

Dans un troisième stade, la salinité (supérieure à 30 ‰) permet la cristallisation de la halite. Le remplissage de la fosse résiduelle peut être rapide, par exemple de l'ordre du décimètre par an.

## A.1. Les enseignements des bassins perchés (ou continentaux).

Les bassins existant sur les aires émergées actuelles - y compris les aires insulaires - ont fait l'objet d'études particulièrement fructueuses grâce à des conditions d'affleurement souvent excellentes. En position marginale par rapport au centre des bassins méditerranéens, parfois accrochés sur les premiers reliefs (bétiques, atlasiques, etc) bordiers, voire même partiellement transgressifs sur certains môles résistants de toute la sédimentation miocène antérieure (exemple : môle du Bahache dans le Dahra), ils méritent l'appellation de bassins perchés ; en particulier par rapport aux aires centrales méditerranéennes très subsidentes qui correspondent aux actuelles plaines abyssales. Toutefois, répétons que, par exemple lors des Evaporites supérieures, les dénivelées entre ces domaines ne devaient être que très faibles. Notons que, dans de nombreux cas, il n'est pas aisé de déterminer dans quelle mesure (et dans quelle partie de leur histoire messinienne) ces bassins marginaux étaient isolés ou non des grands bassins centraux. Dans quelle mesure, jouant en annexes évaporatoires, ils y déversaient des saumures et, enfin, dans quelle mesure ils pouvaient être atteints et perturbés par les saumures hypersalines qui ont pu remplir de façon répétée ces bassins centraux.

### A.1.1. Les bassins limités au gypse.

Dans de nombreux bassins du Levant espagnol, d'Afrique du Nord, d'Italie (pour s'en tenir à la

Dans une phase donnée, la ségrégation des salinités n'est plus horizontale (comme dans les évaporites de plate-forme), elle est verticale. Quant au dépôt de sels différents, il n'est plus synchrone, mais correspond — en grande partie au moins — à des dépôts successifs. La brutalité des passages de faciès entre les dépôts marginaux (calcaire massif, anhydrite massive) et les dépôts centraux (laminites pré-salifères) pourrait s'expliquer par le jeu d'une pycnocline et par la stabilité dans le temps de la position de celle-ci.

Fig. 11. - Block diagrams illustrating the successive hydrological conditions during genesis of basin center evaporites.

In the first phase, arid climatic conditions resulted in hypersaline water being trapped in depressions in the floor of the basin beneath less saline water, giving a two-layer system. The basin margins, covered by water with a higher oxygen content which gave rise to a proliferation of benthic and planktonic organisms, were the site of abundant calcareous sedimentation. Even in central parts of the basin, reefs could form on shoal areas. The deepest part of the basin contains only very thin laminated deposits formed by the debris of planktonic and nektonic organisms and their organic material which, deposited in the deep euxinic water, could be well preserved.

In the second phase, salinity increased to the point where surface water contained 150-300 g/l of calcium sulphate. As in the Dead Sea since up to 1970, gypsum could be deposited in all areas covered by oxygenated surface water. The continued existence of water with a higher salt content below a pycnocline perpetuated the euxinic system. Beneath these euxinic waters, calcium sulphate is absent or rare, and the deposited sediments, commonly laminated, were thin compared to those on the margins.

In the third phase, salt content exceeded 30 ‰, causing the precipitation of halite. The residual trench was filled at rates of as much as 10 cm/year.

At a given stage, the segregation of waters of differing salinities is no longer horizontal, as for the platform evaporites, but becomes vertical. Deposition of the various salts is no longer synchronous, but, at least for the most part, successive. The abrupt facies changes between marginal deposits — massive limestone and massive anhydrite — and central deposits — pre-halite laminites — could be explained by the effect of the pycnocline and its stable location through time.

Méditerranée occidentale), la paragenèse évaporitique n'a pas dépassé le sulfate de calcium. Dans bien des cas, il serait prudent d'ajouter (*cf. infra*) : dans l'état actuel des explorations. Toutefois cette sédimentation avortée est déjà extrêmement intéressante par les modalités des successions enchaînées qu'elle met en évidence, depuis les conditions marines les plus franches jusqu'aux milieux hypersalins.

#### a) Les constructions carbonatées.

Elles sont particulièrement représentatives de ces faciès bordiers, marins qui sont les premiers termes de la succession évaporitique. Faut-il rappeler que ces édifices carbonatés messiniens sont les homologues des récifs et des bancs du Silurien du Michigan, équivalents latéraux de la formation Salina, ou encore des récifs du

Dévonien moyen de l'Ouest canadien, équivalents latéraux de la formation Muskeg (par exemple dans les bassins de Rainbow ou Zama) ou encore des calcaires CA1 et CA2 des deux premières unités stratigraphiques du Zechstein germanique, etc. Dans tous ces cas, cette manifestation prémonitoire du bassin évaporitique se cantonne à des zones hautes, soit le plus souvent marginales, soit sur des "hauts" localisés dans le bassin.

En fait, les développements récifaux et l'extension des plates-formes carbonatées dans ce Messinien méditerranéen sont considérables. Il s'agit de ce que Saint-Martin (1987) qualifie d'explosion récifale de la province atlanto-méditerranéenne (fig. 12). Alors qu'au Miocène inférieur et moyen, le Maroc et l'Algérie occidentale ne présentaient pas de formations coralliennes importantes, celles-ci se développent et se généralisent

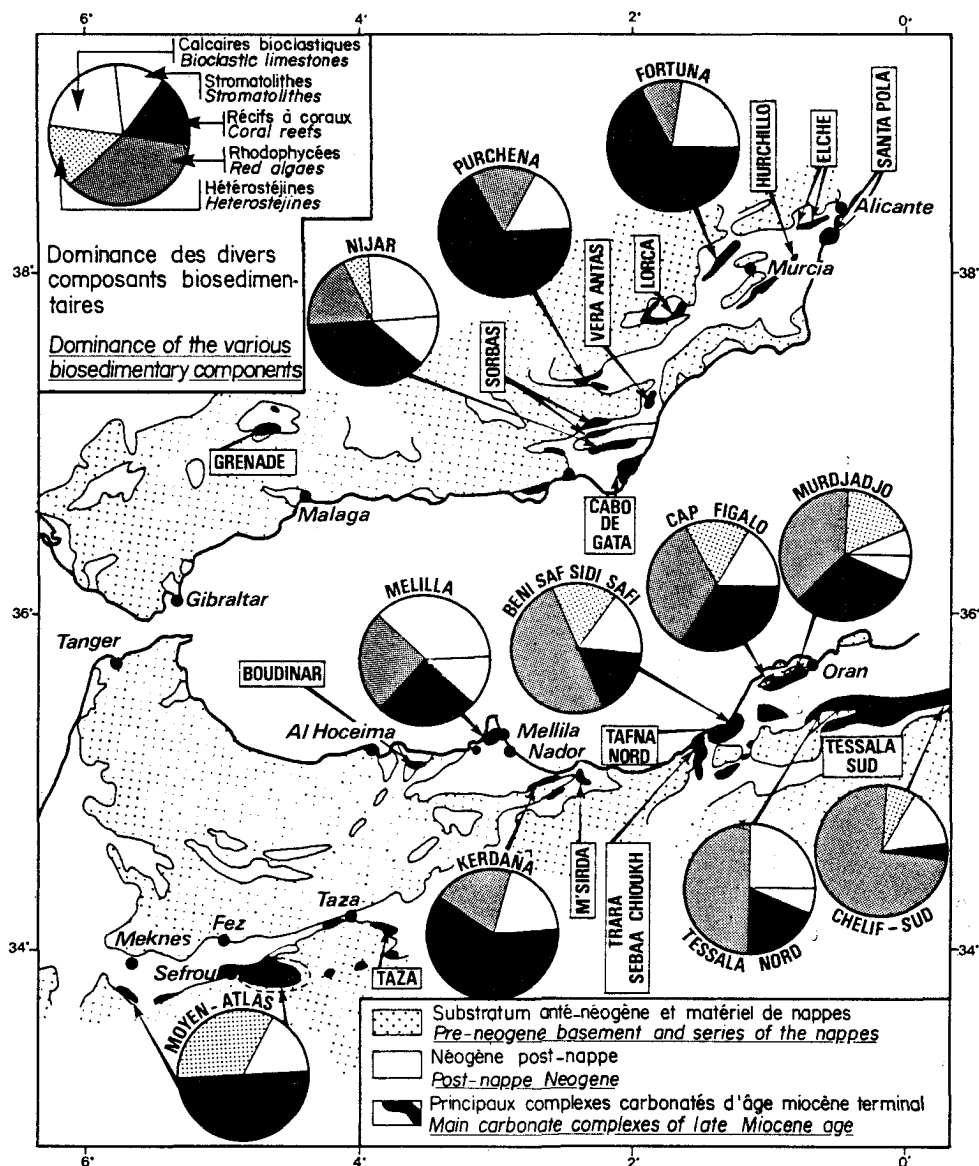


Fig. 12. - Répartition des principaux complexes carbonatés du Miocène terminal en Méditerranée occidentale et dans le domaine sud-rifain au Maroc, avec pour certains une estimation de la proportion relative des composants biosédimentaires. D'après Saint-Martin et Rouchy (1990, fig. 1).

Fig. 12. - Distribution of the principal carbonate complexes of the end-Miocene in the western Mediterranean and in the southern Rif. domain of Morocco. Estimate of the relative proportion of biosedimentary components are given for some of them. (After Saint-Martin and Rouchy, 1990, fig. 1).

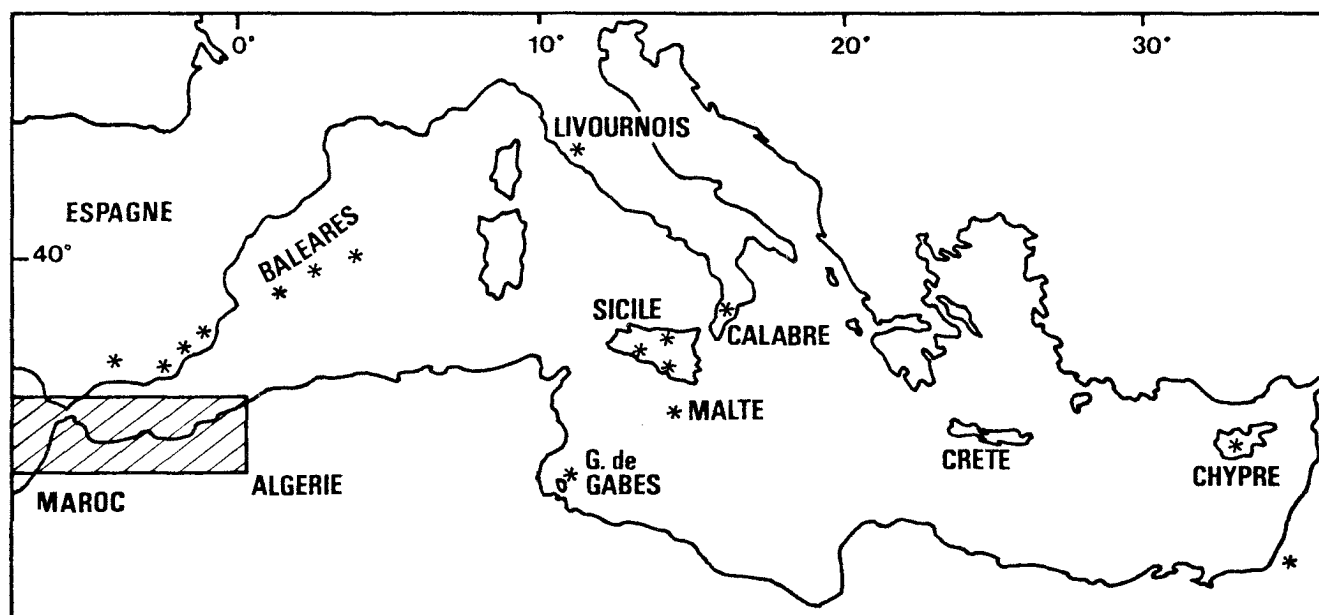


Fig. 13. - Répartition des principales zones de récifs coralliens du Miocène supérieur en Méditerranée. D'après Saint-Martin (1987, fig. 160).

Fig. 13. - Distribution of principal Late Miocene coral reefs in the Mediterranean. (After Saint-Martin, 1987, fig. 160).

en particulier à la faveur -pour cet auteur- de la transgression du Tortonien terminal-Messinien.

Saint-Martin souligne qu'à cette époque les formations coralliennes envahissent tout le domaine méditerranéen. Ce même auteur a ainsi évoqué les formations du sud-est de l'Espagne (Santa Pola, Fortuna, Elche, Sorbas, Nijar), Baléares, Livournois, Sicile, Malte, Golfe de Gabès, Crète, Chypre, Israël, Turquie, Syrie, etc... (cf. fig. 13 d'après Saint-Martin, 1987).

Les récifs de Méditerranée orientale sont en général de dimension plus réduite que ceux de Méditerranée occidentale et souvent associés à des plates-formes carbonatées étendues (Crète, Chypre, Israël). La taille plus restreinte des édifices et leur remplacement fréquent par des plates-formes carbonatées (soit à débris d'organismes, soit à Mélobésiées, etc...) attestent de conditions probablement plus confinées en cette Méditerranée orientale. Soulignons cependant que même dans les bassins dépendant de la Méditerranée occidentale, les plates-formes calcaires peuvent être importantes. Nous en reparlerons ci-dessous.

Ces bioconstructions, qu'il s'agisse de récifs ou de plates-formes à rhodophycées, par leur volume, par leur généralisation dans des bassins situés dans des contextes différents, attestent de l'importance de facteurs généraux qui en ont permis le développement. A ce titre, elles sont remarquablement importantes.

Nous nous intéresserons ici surtout aux bioconstructions de la partie occidentale et principalement sud-occidentale de la Méditerranée : à la fois parce qu'elles y revêtent une importance prééminente, parce que les relations avec le domaine atlantique y sont observables et enfin parce qu'elles ont fait l'objet d'études et de synthèses récentes (Rouchy, 1982a ; Saint-Martin, 1987 ; Saint-Martin et Rouchy, 1990). Sur un front de près de 800 km, des bioconstructions existent dans presque tout le sillon sud-rifain, la bordure septentrionale du Moyen-Atlas, dans des bassins intramontagneux

rifains, dans les bassins de Boudinar et de Melilla et en Algérie aussi bien dans le bassin de la Tafna que dans les environs d'Oran et dans le Chélif ; bref, dans presque tous les bassins marins de ces régions. Saint-Martin et Rouchy (1990) évaluent la superficie résiduelle de ces constructions à 1 800 km<sup>2</sup> pour l'Afrique du Nord continentale et 300 km<sup>2</sup> pour le sud de l'Espagne. Les plates-formes à rhodophycées qui ont frangé le rivage sud du golfe messinien préfigurant l'actuelle vallée moyenne du Chélif, se sont étalées sur plus de 100 km de long et sur une épaisseur pouvant atteindre 130 m (Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982a). Du point de vue de l'âge de ces bioconstructions, alors que la province atlanto-méditerranéenne était datée du Tortonien supérieur-Messinien par Saint-Martin (1987), elle semble désormais avoir perdu un peu de son unité (Saint-Martin et Rouchy, 1990). Dans les édifices des aires ouvertes sur l'Atlantique (partie occidentale du couloir sud-rifain), les marqueurs du Messinien de Méditerranée occidentale, n'existent pas. La base de la biozone à *Globorotalia humerosa* et *duertrei* -sous-jacentes aux récifs- daterait de 8 Ma et une partie de ces édifices daterait donc du Tortonien supérieur. Au contraire, en Méditerranée, les marqueurs du Messinien (*Globorotalia conomioza* et *Globorotalia mediterranea*) seraient présents sous de nombreux édifices dont l'âge intégralement messinien se trouverait ainsi établi : plates-formes du sud du Chélif, Murdjadjo et environs, Oranie occidentale, Cap des Trois Fourches, Sorbas, Nijar, Vera, Fortuna (Saint-Martin et Rouchy, 1990 avec références aux travaux de nombreux auteurs). Ces constructions, ainsi égrénées de façon presque continue, témoignent de communications marines indubitables entre Atlantique et Méditerranée. Par ailleurs, les points communs entre les bioconstructions de ces deux domaines et les différences qu'elles présentent seront évoquées ci-dessous dans le paragraphe consacré aux formations récifales.

Je ne m'étendrai pas sur la description de ces appareils dont plusieurs (par exemple Cap des Trois



Fourches au Maroc septentrional, Santa Pola près d'Alicante, Récif du Murdjadjo près d'Oran etc.) ont fait l'objet de descriptions détaillées, tant du point de vue géologique qu'écopaléontologique (Rouchy 1982 ; Saint-Martin, 1987 et nombreux autres travaux cités par ces auteurs : Maurin, Bernet-Rollande et Monty, *in* Saint-Martin et Rouchy 1990). La taille des constructions est éminemment variable : depuis de petits patches ou des lentilles intercalées dans divers sédiments jusqu'à des complexes très développés : le récif frangeant du Murdjadjo s'étend ainsi sur 30 km, tandis que des récifs circulaires, comme celui de Santa Pola ou du Cap des Trois Fourches montrent un diamètre pouvant dépasser 5 km (Maurin *et al.* 1980 ; Saint-Martin et Rouchy, 1986).

Ces bioconstructions proprement dites sont séparées du substratum par des **sédiments détritiques** où s'intercalent des niveaux riches en organismes, tels que grands foraminifères, brachiopodes etc., marquant le premier stade de l'invasion marine sur un socle hétérogène. Dans les bassins dépendant de la Méditerranée, le stade suivant - que Saint-Martin et Rouchy (1990) appellent pour cela le terme II- est représenté par les **constructions à rhodophycées**, suivant l'appellation de ces auteurs. C'est ce que l'on a appelé usuellement, par exemple en Algérie, les "calcaires à Lithothamnées". Il s'agit souvent de la phase principale de construction, remarquablement illustrée - comme il a été dit ci-dessus - sur la bordure sud de la Vallée du Chélif. Les constructions se développent parfois en corps sigmoïdes, progradants, comme au Cap des Trois Fourches (Saint-Martin et Rouchy, 1986).

Saint-Martin et Rouchy (1990) ont rappelé, en particulier à partir de leurs travaux précédents, les associations successives et les morphotypes présents, ainsi que la faune riche (bivalves, en particulier ostréidés, échinides, bryozoaires, brachiopodes etc.) associée aux algues rouges. Ces énormes constructions algaires admettent en leur sein des édifices coralliens, en lentilles ou en patches ; tandis que d'autres édifices coralliens en sont localement les équivalents latéraux. L'absence de ces plates-formes à rhodophycées (ou au moins leur discrétion) dans les bassins à ouverture atlantique (couloir sud-rifain occidental, nord du Moyen-Atlas) est une des différences qui apparaissent entre ces bassins ouverts et les bassins messiniens méditerranéens.

Dans la nomenclature de Saint-Martin et Rouchy (1990), les **récifs coralliens** eux-mêmes constituent le terme III, qui, normalement, recouvre les calcaires à rhodophycées. Les édifices dont l'épaisseur peut aller jusqu'à quelques dizaines de mètres présentent des morphologies remarquablement variées : constructions stratifiées, en lentilles allongées, en patches, en édifices emboîtés etc. Toutes les études ont confirmé que les communautés étaient formées par un petit nombre de genres, parmi lesquels domine largement *Porites* - celui-ci toujours présent -, souvent accompagné du genre *Tarbellastrea* etc. Esteban (1979), Rouchy (1982a et c), Saint-Martin (1987), ont mis en évidence une grande diversité des morphologies coloniales. De nombreux organismes ont ajouté leur matériel calcaire, parfois fort important, aux coralliaires eux-mêmes. Les débris d'accumulation à rhodophycées peuvent ainsi représenter une part importante des récifs, ainsi que les accumulations lumachelliques d'échinides, de mol-

lusques (dont des Pectinidés), de grands foraminifères (hétérostégines, amphistégines etc.) dont les tests peuvent représenter 80% du sédiment. Dans les épandages détritiques des talus récifaux, les articles d'*Halimeda* peuvent constituer des accumulations épaisses de plusieurs mètres (Bernet-Rollande *et al.*, 1980).

La signification éventuelle de l'oligo-spécificité de ces récifs messiniens, est difficile à apprécier. Le fait que les *Porites* sont des formes particulièrement résistantes, le fait que le genre peut constituer à lui seul certains récifs, en particulier - précisément - des récifs couverts ou jointoyés par des laminites à diatomées, convergent pour suggérer qu'une telle composition est au moins l'indice d'un confinement naissant. Toutefois cette conclusion tend à être contredite par deux observations. D'une part, le genre *Porites* pouvait déjà être abondant dans les constructions tortoniennes, étage qui ne présente pas les antécédents du Messinien méditerranéen. D'autre part, Rouchy (1986), Saint-Martin (1987), Saint-Martin et Rouchy (1990) confirment que ces communautés récifales sont remarquablement homogènes, de la Méditerranée occidentale à l'Atlantique ; or, les bassins de sédimentation atlantiques sont des milieux indiscutablement ouverts. Cette oligo-spécificité si particulière est dès lors peut-être à imputer à un autre facteur qu'aux premières manifestations d'un système évaporitique, facteur sur lequel on ne peut qu'émettre des suppositions.

Le récif à coralliaires, c'est-à-dire le récif "animal", est souvent recouvert par des **stromatolites**, qui constituent le terme IV de Saint-Martin et Rouchy (1990). Ces formations, jamais signalées dans le domaine atlantique, sont propres aux récifs méditerranéens. Ces stromatolites ont une épaisseur de quelques décimètres à plus de 10 m (par exemple au cap des Trois Fourches) ; ce qui peut leur valoir l'appellation de récifs cyanobactériens, qui constituent donc le récif "végétal". L'étude et l'interprétation de ces formations ont été délicates (Esteban, 1979 ; Bernet-Rollande *et al.*, 1980 ; Monty *et al.*, 1980 ; Rouchy, 1982a ; Saint-Martin et Rouchy, 1990). Formant parfois une banquette sur un replat du récif à coralliaires, on a pu croire fallacieusement que ces stromatolites s'interstratifiaient dans le récif animal. Par ailleurs, à Santa Pola par exemple, ils recouvrent et moulent une morphologie issue de dissolutions, de ravinements et de karstifications qui témoignent clairement d'une baisse du niveau aquatique. Bref ces cyanobactéries, dont l'adaptation aux milieux à salinité anormale est connue, attestent d'un milieu de dépôt confiné, qui a succédé à une chute du niveau de l'eau de mer (ou des saumures). En outre, les auteurs sus-cités ont signalé, intercalés dans ces stromatolites ou dans une position similaire - à la périphérie du récif -, des dépôts marins, caractérisés par des annélides polychètes, des Serpulidés, des mollusques, dont des Vermitidés etc. Les milieux à cyanobactéries de la reconquête, accompagnaient donc un retour de la mer après la régression responsable des karstifications. Ces phénomènes sont évidemment d'un intérêt extrême. Soulignons cependant la difficulté d'en tirer parti pour une meilleure reconstitution de l'histoire du Messinien méditerranéen. En effet a) ces épisodes sont réfractaires à toute datation précise et b) ils interviennent dans des successions toutes carbonatées, très minces, représentant en général à elles seules la plus grande

partie du Messinien (puisqu'elles ne sont le plus souvent recouvertes par aucun autre sédiment messinien) et la corrélation entre les trois phénomènes principaux qui y apparaissent et l'histoire beaucoup plus fournie et plus différenciée mise en évidence par les épaisses séries des aires méditerranéennes profondes actuelles est tout à fait impossible.

Une autre observation importante permet de relier les constructions récifales aux manifestations prémonitoires des dépôts évaporitiques. Il s'agit de la "migration descendante centripète" de ces appareils au cours de leur évolution historique. Plusieurs auteurs (Busson 1979a; Bernet-Rollande *et al.* 1980 ; Rouchy 1982a ; Saint-Martin et Rouchy 1990) ont évoqué, décrit et expliqué à Nijar, au Murdjajo, au Cap des Trois-Fourches etc. cette progradation récifale très particulière, se faisant vers le bas et vers le centre du bassin. Rouchy (1986) a écrit que ces phénomènes "illustreraient probablement d'ultimes tentatives de survie dans un bassin dont le niveau aquatique commençait à s'abaisser". Il est évident que cette baisse correspondait à un excédent du bilan évaporatoire, probablement au premier événement de cette nature intervenant dans le bassin.

Un autre ensemble d'observations objectives suggère l'existence d'un confinement naissant, déjà lors de ces phases de bioconstruction. Ainsi, dans le Chélif, les passages latéraux et les interdigitations entre les "calcaires à Lithothamnées" et les marnes marines, puis les tripolis laminés s'observent sur le terrain ainsi que le rappelle Rouchy (1982a), confirmant des données plus anciennes (Gourinard, 1952, 1958 ; SN REPAL 1952 ; Perrodon, 1957) dont les auteurs n'avaient peut-être pas à l'époque tiré le parti sédimentologique que permet l'évolution actuelle des connaissances. Une contemporanéité entre une partie au moins des récifs et l'existence précoce d'un confinement dans le bassin immédiatement voisin, attestée par le dépôt latéral et synchrone de laminites à diatomées, est maintenant démontrée. Saint-Martin et Rouchy (1990), revenant sur des observations antérieurement publiées, écrivent que "pendant le stade II se forme ou continue de se former le dépôt de laminites à diatomées"..... Ces passages latéraux et la contemporanéité qu'ils attestent entre récifs et couches à matière organique sont surprenants quand on sait les exigences écologiques strictes des organismes coralliaires.

En fait, cette contemporanéité n'est probablement pas fortuite et peut fournir, hypothétiquement, un argument supplémentaire pour penser que les récifs ne se sont pas développés malgré le confinement naissant, mais peut-être en partie grâce à lui. Il est important de rappeler la disposition paléotopographique souvent observée ou reconstituée : récifs en contrehaut ; laminites dans les aires un peu plus épaisses, un peu plus déprimées. Une telle disposition rend probable le mécanisme suivant : on sait que dans les systèmes d'eaux stratifiées, responsables des couches finement laminées "planctono-euxiniques" (Busson 1978a), les nutriments et les éléments libérés par la minéralisation de la matière organique s'accumulent dans le corps d'eau profond. Dans la mesure où ces facteurs de la vie sont restitués et recyclés, cela se fait au niveau de la pycnocline. Or les récifs devaient précisément se développer au niveau de cette pycnocline où les éléments nécessaires à la vie devaient leur être fournis à profusion.

Outre le jeu de ce confinement naissant qui, de toute façon, n'a dû affecter qu'une partie de la croissance récifale, tentons maintenant de cerner les différents autres phénomènes qui peuvent être à l'origine de cette explosion récifale que Saint-Martin (1987) qualifie "d'événement majeur par sa soudaineté et sa rapidité". Ce même auteur invoque à ce sujet une conjonction d'événements tectoniques, climatiques et eustatiques. Rouchy (1986) invoque -quant à lui- plus précisément le maintien de circulations pendant ces temps présalifères.

A n'en pas douter un facteur essentiel est le climat, et en premier lieu la **température**. Beaucoup d'auteurs ont considéré que le système miocène avait été caractérisé par rapport aux époques antérieures par un refroidissement progressif. L'explosion récifale dans le Messinien atlanto-méditerranéen devenait dès lors peu explicable. Saint-Martin est un des auteurs qui a eu le mérite d'argumenter et d'admettre un léger réchauffement au cours de la période messinienne, biologiquement attesté par le développement de grandes formes de mollusques, le foisonnement des calcaires à algues etc. Pour Saint-Martin, l'évolution historique est alors cohérente, depuis l'époque du Serravallien-Tortonien supérieur relativement froide jusqu'à un Messinien récifal à la faveur d'un certain réchauffement ; après quoi le refroidissement intervenu dès le Pliocène élimine définitivement les formations coralliennes de Méditerranée.

En fait peut-être faut-il invoquer pour ce Messinien méditerranéen, au-delà d'un simple réchauffement, le passage de ces aires dans une bande latitudinale favorable à la fois par sa température et par son aridité. Saint-Martin et Rouchy (1990) apportent un argument important en rappelant qu'"en Méditerranée occidentale, la palynologie permet d'identifier une réduction du volume des précipitations à partir du Miocène moyen (Bessedik, 1985)". Sédimentologiquement, un facteur essentiel de ces développements récifaux et en général carbonatés, succédant à des dépôts détritiques fins ou grossiers généralisés, est une certaine mise en sommeil de l'alluvionnement dont l'importance est réglée à la fois par le climat et par la tectonique. J'évoque par ailleurs la position un peu ambiguë que l'on est amené à admettre pour ces déformations tectoniques du Messinien méditerranéen. Mais le maintien - ou la poussée répétée- d'une grande aridité me paraît un facteur indispensable. N'est-il pas évident, en outre, que cette même mise en sommeil de l'alluvionnement allait être la condition nécessaire de la généralisation des bassins à laminites et à leur remplissage gypseux et/ou salin massif et parfois remarquablement propre.

Les mouvements verticaux qui ont créé, à cette époque tout un système de bassins et sous-bassins ont pu avoir un rôle important dans la genèse de ces formations coralliennes. Il n'est pas douteux que le développement de récifs est largement conditionné par les phénomènes de concurrence biologique. J'ai ainsi tenté d'expliquer par ailleurs (Busson, 1983, 1988), sur un plan très général, que les époques de plates-formes carbonatées, isopaques et homogènes sont évidemment défavorables aux récifs alors que, en revanche, l'individualisation de fosses et de bassins affamés fournit un *terrain* favorable, en particulier sur les franges et les zones de flexuration. J'ai aussi tenté de montrer dans un de ces articles (1983) que la première ébauche d'une

très mince lentille sursalée en profondeur pouvait constituer une autre circonstance favorable. Or, les phénomènes de flexuration en bordure des bassins sont éminemment probables au Messinien pour rendre compte de la coexistence prolongée entre des aires marginales minces et des fosses de subsidence qui, bientôt, piègeront les épaisseurs fortes de roches gypseuses ou salines.

Je serai plus réservé à l'égard de l'eustatisme - sur lequel je reviendrai par ailleurs - et sur des conditions hydrologiques actives (circulations intenses, upwellings, etc.) parfois invoquées. Saint-Martin (1987) est un des auteurs qui a le plus insisté sur la coïncidence entre cette explosion récifale atlanto-méditerranéenne et une phase transgressive du Tortonien supérieur - Messinien. Cette coïncidence est d'autant plus indubitable que les récifs eux-mêmes peuvent avoir dépassé l'extension des formations antérieures, reposant en discordance sur un substratum ante-Miocène, soit directement, soit par l'intermédiaire de formations détritiques (bordure nord du Tessala en Algérie occidentale, bassin de Fortuna dans le sud-est de l'Espagne etc. Thomas (1985) écrivait que ces récifs du Tessala exprimaient le débordement maximal de la mer messinienne sur l'arrière-pays.

Mais s'agit-il bien d'eustatisme et ne faudrait-il pas plutôt envisager à la fois un vaste mouvement épéirogénique négatif et également les aléas de systèmes à double flux naissants. Ces dernières hypothèses me paraissent plus probables quand cette transgression messinienne s'exprime non plus par des récifs, mais par des couches confinées (tripolassées, gypseuses), comme elle le fait sur le Dahra, ainsi que je l'ai déjà indiqué et cartographié, dans ce texte (cf. fig. 10).

Quant aux circulations hydrodynamiques actives, elles me paraissent en contradiction avec tous les liens qui semblent exister entre ces récifs et un confinement au moins naissant.

Concluons sur un point aussi intéressant du point de vue fondamental qu'appliqué. Dès lors que ces constructions carbonatées, récifales en particulier, ont été impérativement cantonnées aux zones hautes - du fait des mécanismes génétiques mêmes - y a-t-il néanmoins espoir d'en découvrir dans les aires actuellement profondes ou semi-profondes de Méditerranée. La réponse ne peut être que nuancée. Répondre négativement serait, en effet, revenir à un schéma fixiste suivant lequel toutes les aires actuellement plus ou moins profondément immergées étaient des zones basses profondes, déjà au Messinien. Des seuils, des bordures de bassins, en relief relatif au moment de la sédimentation messinienne, ont pu être affectés depuis cette époque d'une subsidence importante ou très importante. Mais, d'un autre côté, il apparaît probable que ces constructions n'auront ni le développement considérable d'appareils comme le récif de Santa Pola, ni la densité que ces constructions atteignent dans des régions franchement ou marginales.

#### *b. Les laminites planctono-euxiniques.*

Les laminites sont des sédiments feuilletés, plus ou moins riches en matière organique, qui représentent, schématiquement, le deuxième terme de la séquence

évaporitique. Cantonnées aux zones plus ou moins profondément déprimées, elles sont les équivalents des carbonates marginaux, parfois partiellement des sulfates, et précèdent dans les aires les plus profondes le remplissage chloruré. Elles sont classiques dans toutes les accumulations d'évaporites de cuvette ou de centre de bassin : calcaires niagariens du Salina du Michigan, partie supérieure des calcaires Keg River de la formation Elk Point, unités T1 et T2 des deux premiers ensembles stratigraphiques du Zechstein, calcaires magnésiens de la Sebkhah El Melah de Zarzis, etc. Elles sont interprétées comme le résultat sédimentaire d'un système d'eau stratifié qui caractérise toute la période et l'aire affamées où l'eau emplissant la fosse passe progressivement de la salinité de l'eau de mer à des saumures hypersalines.

Du point de vue sémantique, le terme de laminites pré-évaporitiques est courant, explicable par le fait que dans la succession classique ces laminites précèdent immédiatement les couches évaporitiques caractérisées qui les surmontent ; en particulier fréquemment la halite. Néanmoins, je suis enclin à l'abandonner dans la mesure où ces laminites représentent déjà un état au moins pénésalin du bassin, les eaux stratifiées qui les ont engendrées étant imputables à des salinités supérieures à la normale en profondeur. Le terme de "laminites mécaniques" qu'utilisent des auteurs pour différencier ces couches des laminites algaires et cryptalgaires ne me paraît pas bon. De très nombreuses laminites mécaniques, authentiques, ont été engendrées par turbidité dans des contextes tout à fait différents de ces stades pénésalins. Je persiste donc à considérer que le terme de "laminites planctono-euxiniques" est le meilleur dans la mesure où leur formation exige un système stratifié, c'est-à-dire euxinique, et où l'essentiel du matériel a été engendré ou transporté dans la tranche d'eau superficielle, et donc authentiquement planctonique (Busson, 1978a).

De telles conditions de genèse en eaux stratifiées sont évidemment indubitables chaque fois que ces laminites livrent des restes planctoniques tels que les poissons bathypélagiques des tripolis d'Algérie orientale (Arambourg, 1927), des diatomées planctoniques, des radiolaires, etc.

Une découverte particulièrement intéressante a été faite naguère par Rouchy (1976) dans le gypse Balatino. Le triplet (détritiques, calcaire, gypse) constituant ces lamines a livré à cet auteur des populations de nannofossiles marquant rythmiquement la détérioration de la tranche d'eau : populations à peu près normales dans le premier tiers détritique de la lamine ; populations moins variées dans le deuxième tiers carbonaté ; populations naines et très réduites en espèces dans le troisième tiers, gypseux. Les conditions planctono-euxiniques ne peuvent, dans ce cas, être mises en doute.

Il n'est toutefois pas exclu que dans certains cas des laminites se soient formées dans les conditions évoquées par Jauzein (1984) sur la bordure des bassins oscillants, néo-formés. Cet auteur a en effet fait remarquer que du fait du caractère très instable des bassins oscillants (c'est-à-dire sans courant de retour) les dépôts de bordure, correspondant à des conditions alternantes, peuvent être finement laminés sans avoir été engendrés sous un système d'eaux stratifiées.

N'y aurait-il pas là l'explication de certaines laminites constituant des formations épaisses en position relativement marginales et pouvant même précéder immédiatement des émersiones caractérisées ?

Du point de vue des **mécanismes** de la sédimentation impliqués dans ce dépôt de laminites, si habituel avant les bancs d'évaporites, il ne peut être question d'entrer dans le détail ; ce qui ne saurait se faire qu'en envisageant de façon approfondie tel ou tel cas précis. J'examinerai néanmoins trois points qui ont été évoqués à ce sujet.

1. Schreiber et Hsü (1980) ont estimé que la Méditerranée représentait un des espoirs futurs de province pétrolière, en particulier grâce à la richesse en matière organique des couches messiniennes. Et ils mettent cette richesse sur le compte des apports en nutriments qui a dû inévitablement accompagner les grandes quantités d'eau de mer pompées pendant des temps géologiques par l'excédent évaporatoire qui caractérisait ce bassin. Le fait invoqué n'est pas douteux. Mais, à mon avis, une telle interprétation occulte le mécanisme principal. Comme je l'ai déjà exposé antérieurement (Busson, 1978a), la genèse des couches riches en matière organique repose davantage sur de bonnes conditions de préservation que sur une productivité élevée. D'ailleurs, même si la productivité a été élevée - puisque l'eau de mer a continué à être pompée - pendant le dépôt du gypse ou le dépôt du sel massif, ces roches sont en général très pauvres en matière organique. Ce qui fait la richesse, parfois exceptionnelle, des roches laminées pré-salines en matière organique, c'est le système d'eaux stratifiées, euxiniques, qui est un dispositif très conservateur. Répétons que ce système s'avère, en outre, parfaitement plausible quand il s'intercale entre des marnes marines, dessous, et des couches évaporitiques massives, dessus : le passage d'une eau de mer normale à une eau de mer entièrement saline a eu toute chance de se faire par "tranches" et non par évolution progressive de l'ensemble de la saumure.

2. Suc (communication orale, Société de Biogéographie, février 1989) considérant le contenu palynologique des cycles successifs de la coupe de Capodarso dans le Messinien sicilien, arrive au résultat suivant. Ayant observé la succession répétitive de marnes, puis de diatomites laminées, cet auteur constate que les marnes ont un contenu palynoplanctologique où les remaniements des époques antérieures (y compris mésozoïques) sont importants. Suc interprète donc ce terme comme le fruit d'une époque où une érosion active était favorisée par une régression marine. A l'inverse, les diatomites susjacentes de chaque cycle se caractérisent par une population marine messinienne et par des apports continentaux réduits. Suc y voit le résultat d'un épisode transgressif, la superposition d'eaux atlantiques en surface à d'anciennes eaux méditerranéennes plus salées en profondeur créant le système d'eaux stratifiées responsable de la lamination. Et l'auteur conclut que ces cycles représentent donc le témoignage de régressions et de transgressions eustatiques.

A mon avis, cette conclusion tient quelque peu du paradoxe. J'ai réfuté ci-dessus l'hypothèse du bassin profond desséché, soulignant les invraisemblances de

bassins méditerranéens complètement coupés et très en contrebas du niveau océanique mondial. Mais, à l'autre extrême, il me paraît tout aussi irrecevable de chercher à retrouver dans cette série messinienne tous les à-coups hydrologiques de transgressions et régressions mondiales supposées. En effet, les séries en cause sont profondément marquées par le confinement : couches laminées, couches gypseuses, symptômes croissants de dessalure vers le sommet de la série (cf. *infra*), etc. Est-il plausible d'interpréter des milieux aussi continuellement confinés par des mécanismes qui impliquent le brassage permanent par toutes les oscillations (supposées) du niveau océanique. *A contrario*, le Quaternaire méditerranéen fournit un exemple significatif. Du fait des phénomènes glaciaires et de bonnes communications avec l'Atlantique, les transgressions et régressions ont fait sentir leurs effets dans ce domaine méditerranéen. Or, ces mouvements se sont marqués par des terrasses, par des aplanissements, par des modifications de régimes fluviaux ; jamais, dans l'état actuel des recherches, par des couches laminées, par des bassins gypseux ou par un lago-mare discret, puis extensif, etc. Bien entendu, cette interprétation des cycles marnes marines - diatomites laminées - gypses par des phénomènes eustatiques a un caractère encore plus paradoxal si l'on songe qu'elle émane d'une école de pensée qui n'a jamais renié explicitement la théorie du bassin profond desséché !

3. Si, depuis quelques décennies, les études de *sis-mostratigraphie* ont mis l'accent sur les phénomènes eustatiques d'une façon jusqu'alors inégalée, les études océanologiques modernes ont privilégié, de leur côté, l'importance biologique et sédimentaire des *upwellings*. L'interprétation des séries messiniennes n'a pas échappé à ce mouvement d'idées et Rouchy (1982a et c), par exemple, invoque de tels phénomènes d'*upwellings* pour rendre compte de certains types de laminites qu'il a étudiés en Afrique du Nord. Ici encore, la remarque que je ferai ne peut avoir qu'un caractère très général. Les *upwellings* actuels ont une vivacité particulière au large des côtes de la bordure orientale du Pacifique (par exemple côte du Pérou-Chili) ou de l'Atlantique (Namibie, Mauritanie, Sénégal, etc). La productivité considérable qui s'en trouve permise induit des phénomènes sédimentaires exceptionnels par ailleurs dans la nature actuelle : couches riches en matière organique en milieu marin ouvert, phosphatation, etc. Mais il y a une évidence qu'il ne faut pas perdre de vue : ces phénomènes sont liés au milieu marin ouvert. Le recyclage de nutriments sous l'effet de remontées d'eaux semi-profondes (induites par exemple par l'action de vents portants au large) n'est efficace que quand ces eaux semi-profondes font partie de la "couche intermédiaire" qui bénéficie de la matière vivante tombant de la surface sans être encore soumise à l'action des eaux froides profondes. D'ailleurs, on a observé que cette localisation sur les bordures orientales des océans est liée à un très vaste mouvement giratoire. Certes, des bassins moins ouverts - tel le golfe de Californie - bénéficient des nutriments de la couche intermédiaire et engendrent même des diatomites riches en matière organique. Mais imagine-t-on comme une hypothèse plausible que la plate-forme Pérou-Chili ou même le golfe de Californie puisse se mettre à engendrer les cycles répétitifs

marnes-diatomites-gypses. Il me semble qu'il y a dans ce recours aux upwellings pour l'interprétation des séries messiniennes une démarche qui possède un des caractères un peu dangereux du recours à l'actualisme. Trop impressionné par un caractère analogique, on néglige tout un contexte spatial et temporel et tout un enchaînement de caractères qui, quant à eux, ne sont pas conformes au modèle actuel que l'on veut adopter.

La généralisation des diatomites est un des phénomènes les plus frappants de cette sédimentation confinée du Messinien méditerranéen et péri-méditerranéen. Ces diatomites, très caractéristiques de la série des "Evaporites supérieures" s'intercalent souvent entre des faciès marneux dessous -d'environnement marin ouvert ou relativement ouvert- et des faciès gypseux ou anhydritiques dessus. Une telle position, nous l'avons vu, peut se répéter plusieurs fois cycliquement (fréquemment 5 ou 6 fois), par exemple dans le bassin de Caltanissetta ou dans de nombreux bassins méditerranéens profonds. D'une façon un peu surprenante des auteurs tels que Rouchy et Monty (1981) et Rouchy (1982c) ont établi que les couches sommitales de ces diatomites -par conséquent celles qui précèdent le gypse- peuvent correspondre à des conditions dessalées : de telles conditions seraient attestées non seulement par les taxons de diatomées présents, mais par les formes de cyanophycées associées, voire par d'autres arguments biologiques ou géochimiques. Le caractère confiné de ces couches, souvent pré-gypseuses, est attesté par leur lamination fine, la présence fréquente de poissons parfaitement conservés (poissons des tripolis), la conservation parfaite des diatomées etc.

Il ne saurait être question de tenter d'établir ici une liste des gisements de ces diatomites : ces couches existent dans pratiquement tous les bassins messiniens, à terre comme en mer, et les principales études paléontologiques des diatomées (Baudrimont, 1973 ; Gersonde, 1980) évoquent un certain nombre de gisements spécifiquement étudiés pour leur flore, tandis que toutes les monographies régionales ainsi que les études des bassins profonds (leg 13, 42A et ODP 107) évoquent les découvertes de ces couches en Méditerranée profonde. Restent à expliquer ces pullulements généralisés et extraordinaires. Nous y reviendrons ci-dessous (§ 3.C.2).

### c. Les gypses.

Le sulfate de calcium constitue le troisième terme important de la succession évaporitique de ces bassins continentaux. Observés sur les affleurements, ces sulfates se présentent toujours sous la forme de gypse. Mais les témoins de phases de remplacement gypse-anhydrite sont nombreux et attestent d'une histoire antérieure parfois fort complexe. Si les gypses représentent un constituant habituel de ces bassins messiniens actuellement continentaux, l'épaisseur et le nombre de bancs ou de masses y sont extrêmement variables. Dans le Levant espagnol, par exemple, on signale une barre épaisse d'une trentaine de mètres à Lorca, mais plusieurs barres à San Miguel de Salina ou à Benejazar. En Afrique du Nord, alors que dans les bassins marocains le gypse peut être absent ou très faiblement représenté, dans l'axe du bassin du Chélif, au contraire, l'épaisseur des gypses peut dépasser 100 mètres. Succédant aux laminites diatomitiques, ces gypses représentent le remplissage évaporitique du

bassin confiné affamé. A ce titre, ils sont l'équivalent du remplissage salin de nombreux bassins où la séquence évaporitique n'a pas avorté en cours de route comme elle l'a fait fréquemment dans ces bassins marginaux. Encore faut-il rappeler que dans certains cas la halite ne semble absente que par insuffisance des explorations de sub-surface. Le dernier exemple en date est la découverte en forages de halite épaisse dans le bassin de Lorca où l'on croyait ce minéral absent (Ch. Schreiber, communication orale).

Comme les laminites qui les ont précédés immédiatement, les gypses se sont déposés en contrebas des constructions et plates-formes calcaires qui avaient occupé les bordures de bassin. Une certaine baisse du niveau aquatique peut donc être supposée, au moins au début de cette sédimentation gypseuse. En plusieurs points, Rouchy (1980) l'a évaluée à un maximum de 200 mètres.

Il importe de rappeler ici la présence de gypses (même s'ils sont peu épais) dans des lambeaux messiniens, actuellement perchés sur des zones hautes telles que la région du Bahache dans le Dahra au nord du Chélif. De telles zones ont eu une tendance à la surrection tout au long du Miocène et du Pliocène. Il est hors de question qu'elles aient été déprimées pendant le Messinien. Leur témoignage établit donc que si la sédimentation des gypses s'est accompagnée à tel ou tel moment de légères baisses du niveau aquatique, elle a pu se faire aussi en niveau aquatique relativement élevé. Cela est important en fondant formellement un modèle de sursalure aux dépens d'un autre : ces témoignages prouvent en effet que le dépôt des gypses de ces bassins marginaux s'est fait en système à double flux ayant assuré une augmentation considérable de la salinité de l'ensemble du stock d'eau méditerranéen, les épisodes de bassins oscillants n'étant que tout à fait temporaires. Il est exclu, par contre, que la sédimentation gypseuse soit le résultat de l'évaporation statique d'une Méditerranée coupée de l'océan et qui aurait entraîné des baisses de niveau plus ou moins considérables.

### d - Un exemple de séries à gypse dans le domaine méditerranéen actuel : la série du forage 654 (Leg ODP 107).

En janvier - février 1986, pendant le Leg 107 du programme ODP (Kastens *et al.*, 1987) le forage du site 654 implanté dans la mer Tyrrhénienne a révélé une succession intéressante en elle-même et par les comparaisons qu'elle permet avec les séries affleurantes, celles de Sicile par exemple. Pour ces comparaisons avec les séries siciliennes, les auteurs des "Proceedings" (*opere citato*) se réfèrent aux travaux de Decima et Wetzel (1973), Heimann et Mascle (1974), Garrison *et al.* (1978) etc.

1- Les auteurs définissent d'abord une série IV du Messinien inférieur -indistinguable faciès du Tortonien supérieur sous-jacent- constituée de vase à nannofossiles calcaires et foraminifères planctoniques. La faune, la flore, l'abondance des bioturbations attestent le caractère marin ouvert de ces dépôts dans ce bassin pourtant relativement isolé.

2- L'unité III attribuée au Messinien inférieur et moyen est faite d'argilites litées ou même finement laminées, de pélites alternativement dolomitiques et

calcaires et localement de cendres volcaniques. Les laminations fines dues à l'absence de bioturbation, la richesse en carbone organique et en pyrite établissent, d'après les auteurs, le maintien de conditions anoxiques pendant cette sédimentation. Aux diatomées abondantes s'ajoutent des spicules d'éponges, des radiolaires, etc. D'après les auteurs, cette unité serait contemporaine de déformations, gauchissements et failles affectant ce bassin sur la marge sud de la Sardaigne. Ils admettent par ailleurs une équivalence entre cette unité et la formation à tripolis de Sicile (les auteurs citant Catalano *et al.* 1978). Mais ne serait-il pas aussi vraisemblable que cette unité soit, partiellement au moins, synchrone du dépôt du "Sel principal" : l'exportation, même sporadique de saumures excédentaires à partir de ces bassins où se déposait le Sel principal peut en effet avoir favorisé dans des cuvettes satellites le maintien d'un système à deux corps d'eau et le dépôt des laminites.

3- L'unité II est attribuée au Messinien supérieur. Elle comprend cinq cycles dominés par du gypse laminé de type Balatino, entre lesquels on a décrit calcaires, vases à nannofossiles, vases gypseuses, dolomies, sables, brèches. J'observe que cet ensemble rappelle beaucoup la série supérieure du bassin de Caltanissetta.

4- L'unité I comprend les terrains pliocènes et pléistocènes dont le faciès marin ouvert contraste avec le Messinien sous-jacent.

5- On sait que, dans ce bassin tyrrhénien, la série messinienne peut être couronnée et séparée de la série pliocène par 70 - 80 cm de sable qui représentent ici, sous une forme très amincie, l'équivalent des faciès continentaux beaucoup plus importants en d'autres secteurs : (cf. ci-dessous § 3.B.1. Le lac-mer).

#### e. Conclusions.

Les séquences très particulières de ces bassins à gypse, malgré leur diversité, présentent donc des traits communs. Etudiables aux affleurements, elles ont permis d'illustrer remarquablement les traits principaux des évaporites de cuvette : auréoles successives en ordre salin-croissant-centripète, emboîtement et diachronisme des faciès, dépôt des carbonates marins (premier terme de la série) sur les zones marginales, etc. Ces études ont permis de montrer dans quelle mesure ces carbonates (qu'ils soient récifaux, à rhodophycées, à débris, etc.) ont déjà pu être marqués, ou favorisés, ou localisés par le confinement naissant. Mais il est clair que, dès le dépôt de ces carbonates franchement marins, l'excédent évaporatoire naissant se marquait par l'instauration en profondeur (ne serait-ce, dans les bassins marginaux, que sous quelques dizaines de mètres d'eau) d'un système d'eaux stratifiées qui limitait la sédimentation aux laminites. Le fait est à souligner car, dans notre monde actuel comme nous l'avons dit ci-dessus, les lagunes et les sebkhas sont toujours cantonnées à la périphérie de bassins marins ouverts. Ici, s'il y a eu confinement marginal -c'est-à-dire en amont des bioconstructions carbonatées-, les témoins en ont été trop minces, trop limités, trop exposés aux dissolutions et aux érosions pour être conservés. Dans ces bassins confinés, le phénomène évaporitique se marque d'abord en position centrale.

#### A.1.2. Les séries à sel : l'exemple du bassin de Caltanissetta (fig. 8 et fig. 14).

Le caractère très complet (des carbonates aux sels ultimes de la paragenèse représenté dans ce bassin), la disposition assez schématique des grands groupes de faciès, la possibilité irremplaçable de pouvoir étudier ce bassin salifère à terre (affleurements, sondages et mines) en font un exemple particulièrement précieux (Decima et Wetzel, 1971; Rouchy 1980, 1982) en dépit des déformations tectoniques qui affectent la région. Ce bassin messinien de Sicile s'étend sur une aire de 60 x 100 km; ce domaine, largement enclavé, ne s'ouvrant sur la mer que d'un seul côté. Les séries à évaporites ont été précédées de marnes d'eau profonde du Tortonien supérieur, elles-mêmes bordées de récifs du même âge (Warren, 1989, chapitre 4).

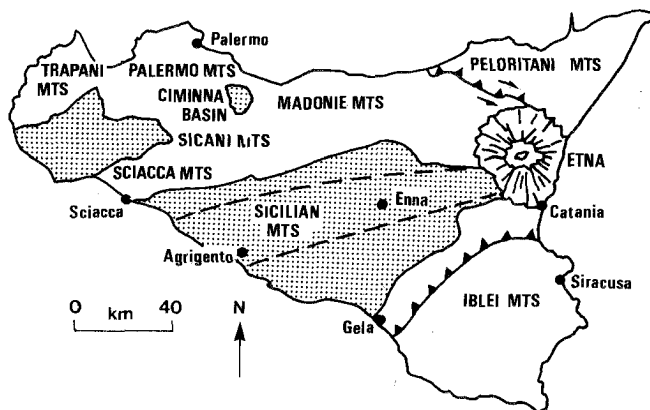


Fig. 14. - Carte d'extension des évaporites messiniennes épaisses en Sicile (zones ombrées). D'après Catalano et d'Argenio (1982). In Warren (1989, fig. 4-7).

Fig. 14. - Map showing the extension of thick Messinian evaporites in Sicily (shaded; after Catalano and d'Argenio, in Warren, 1989, figs. 4-7).

Cet exemple fournit une illustration remarquable de la disposition concentrique, salin-croissant centripète, des différents termes de la séquence ainsi que de l'étagement altimétrique des sels, de la brusquerie des passages de faciès, etc. Il en permet une interprétation précise (Rouchy, 1980) qui conforte singulièrement les principes généraux émis antérieurement au sujet de la sédimentation des évaporites de cuvette ou de centre de bassin.

La sédimentation la plus précoce de ce bassin confiné de Caltanissetta correspond aux carbonates en position marginale. Warren (1989) évoque la localisation des pinnacles sur des zones hautes, correspondant à des bordures de blocs faillés et chevauchants. D'après Schreiber (1988), il s'agit souvent de carbonates évaporitiques, avec gypses laminés intercalés et fantômes de moules de halite (Decima, Mackenzie et Schreiber, 1988). En outre, ces carbonates marginaux sont recouverts par des chenaux et des surfaces de dessiccation y apparaissent, ainsi que des stromatolites bien développés. Certains des caractères que font apparaître ces carbonates sont subaquatiques ; mais d'autres nettement supratidaux. En position immédiatement plus interne, existe une auréole de faciès sulfatés d'épaisseur en général plus importante que les carbonates. Les auteurs des études de détail ont clairement mis en évidence que ce sulfate de calcium périphérique s'amincit



de façon importante vers le centre du bassin sous le culot salifère. Schreiber (1988) expose que, au dessus de marnes marines "profondes", l'unité de sel est précédée par des couches de gypse cristallin dont certaines montrent une continuité latérale considérable. Ce caractère plaide, pour cet auteur, en faveur de dépôt sous-aquatique ; bien que la présence de couches algaïres témoignerait pour Schreiber de conditions photiques. Quoiqu'il en soit, c'est encore un cas contredisant de façon flagrante la coupe du "bull's eye pattern" où le sulfate de calcium est censé passer de façon isopaque dans toute la cuvette. Je reviendrai ci-dessous sur les caractères intéressants du culot salifère. Les observations précises ont bien établi que, par phases successives, la sédimentation sulfatée, périphérique, avait précédé les remplissages salifères du culot central. Il y a donc bien eu, de façon répétée, un bassin affamé plus profond que les aires périphériques comblées par la sédimentation sulfatée au fur et à mesure de la subsidence. On a parfois évoqué l'existence d'une discordance - compliquant sensiblement le schéma - entre la masse principalement sulfatée et la masse centrale salifère. Mais les études de détail ont montré qu'il y a toute chance pour qu'il s'agisse en fait du résultat de dissolutions de passées chlorurées dans la frange d'interdigitation des deux faciès.

La masse salifère centrale -y compris les sels ultimes associés qui ont fait l'objet d'intenses exploitations- pourrait correspondre à l'unité du Sel principal des plaines abyssales méditerranéennes. Rouchy (1980) a publié la découverte de foraminifères planctoniques pris dans la halite et témoignant évidemment, à ce niveau, d'une phase présalifère aquatique et marine. Pour Schreiber (1988), la structure litée de la halite, des sels ultimes et des insolubles et sa continuité latérale sur des distances de l'ordre de 5 à 6 km établit le dépôt en conditions subaquatiques et sous corps d'eaux stratifiées. Dans le même travail se trouve affirmée l'existence d'évaporites d'eau profonde, rappelant les travaux de Schreiber *et al.* (1976), Vai et Ricci-Lucchi (1977). Toutefois, le même auteur signale l'existence de conditions d'émersion (croûtes de halite, polygones de dessiccation). Remarquons que, dans un travail tout récent (1989), Warren, spécialiste éminent d'évaporites, parle lui aussi de dépôts d'eaux profondes -au moins sporadiques et répétées- pour ce sel sicilien ; bien que, par ailleurs, il n'ait jamais à notre connaissance condamné explicitement la théorie du bassin profond desséché... Ainsi Warren vient d'exposer une brève synthèse des données sur le sel Messinien dans son chapitre dévolu aux évaporites d'eaux profondes. "The basin-wide evaporites that cover the reefs were laid down in water depths ranging from less than a few centimeters to hundreds of meters..."

Such basinal evaporites are composed of widespread laminar beds, even bedded massive gypsum, halite, potash beds, and extensive turbidites (Catalano *et al.* 1976, Schreiber et Decima, 1976)... The sub-basins were deep enough to establish a stratified water body and slopes sufficiently steep and extensive to permit turbidite deposition." Une illustration (*ibidem*, fig. 4-8), portant sur la région de Gibellina synthétise des observations en faveur de ces conditions profondes : turbidites gypsifères litées et laminées, existence de séquences de Bouma complètes, gypses laminés passant vers le haut à une séquence de sélénite marquant

le retour à des conditions peu profondes, préservation de COT allant jusqu'à 7% (Schreiber et Warren, 1984 in Warren, 1989). Le même auteur précise encore que beaucoup de séquences messiniennes commencent par un dépôt profond, suivi rapidement d'une diminution très importante de la tranche d'eau. Schreiber (communication orale, 1990), soutient une interprétation séquentielle différente pour certaines masses de halite siciliennes : profondeur très faible au début, devenant maximale au sein de la masse halitique et très faible au sommet. Je remarquerai qu'une telle succession correspond à ce que pourrait engendrer un système de bassin oscillant où la sédimentation reprend, après une lacune qui peut avoir placé le sous-bassin légèrement en contrebas du niveau habituel : les conditions peuvent alors être très superficielles au début, devenir rapidement maximales, jusqu'à ce que le remplissage assure le retour à des conditions très peu profondes.

Il nous faut maintenant évoquer les arguments en faveur de la rapidité de dépôt de ce sel. Comme l'a fait observer Salvan (à paraître), depuis les travaux de Deicha (1944), Fiveg (1948), Richter-Bernburg (1955), on admet que la sédimentation saline a été extraordinairement rapide (de l'ordre de 15 cm par an), sans aucune commune mesure avec la vitesse possible de la subsidence. Cette conviction s'est fondée sur de nombreux arguments {pureté du sel, fréquente répétitivité sur des centaines de mètres d'épaisseur de rythmes (environ décimétriques) d'origine astronomique, etc.} déjà développés antérieurement par les auteurs cités ci-dessus ainsi que par Janshin (1961), Pannekoek (1965), Holser (1966), Busson (1968), Schmalz (1969), etc. Or, si le sel s'est déposé incomparablement plus vite que n'a pu agir la subsidence, il y a un corollaire évident tiré par tous les auteurs que nous venons de citer : les fosses centrales de ces bassins évaporitiques ont préexisté au dépôt du sel. Ceci, évidemment, ne doit pas se comprendre *ipso facto* pour tout un ensemble stratigraphique mais a pu s'opérer de façon polyphasée, tel banc ou telle masse homogène de sel remplissant jusqu'à l'émersion un bassin individualisé, d'une profondeur (au début du dépôt du sel) à peu près équivalente à celle de l'épaisseur du banc ou de la masse saline.

Dans le même esprit, Rouchy a tiré parti de la grande pureté du sel de Caltanissetta pour en inférer la probabilité d'un dépôt très rapide. Il a également fait observer, de façon générale pour les évaporites messiniennes, la grande épaisseur de séries salifères représentées (700 m à Caltanissetta, mais plus de 2 000 m dans certains bassins méditerranéens) et ces épaisseurs importantes, tout à fait comparables aux évaporites triasiques ou permienes, se sont déposées en un étage dont la durée n'excède pas un million et demi d'années, voire plutôt même dans une partie de cet étage (*cf.* § 2.B.2.b). Le même auteur (Rouchy, 1984) ajoute un fait important : une partie non négligeable de la série messinienne n'est pas sous faciès évaporitique ; mais argileux ou carbonaté. Or ces derniers constituants n'ont pu se déposer à des vitesses extrêmement rapides. Le laps de temps qui reste pour les corps salins est donc encore plus court. Bien entendu, comme dans les autres séries, on peut déduire de cette grande vitesse de dépôt du sel le fait que, de façon répétée, dans l'aire centrale halitique des bassins s'était trouvée une cuvette vacante, seulement tapissée au fond d'une



maigre sédimentation laminée avant le début du dépôt du sel.

Au sujet des minéraux potassiques et magnésiens, interstratifiés dans le sel de Caltanissetta, j'ajouterais seulement deux points qui sont dans le fil de la démonstration tentée ici.

a) Si la sédimentogenèse de ces minéraux est mal connue, par contre aucun auteur, je crois, n'a soutenu qu'ils étaient susceptibles d'avoir été engendrés dans des conditions de sebkhas. Ils apparaissent comme un argument supplémentaire en faveur d'un dépôt sous "une certaine tranche d'eau".

b) La présence de ces minéraux, dont la cristallisation est si difficile à atteindre, est évidemment en faveur d'un arrêt complet des retours de saumures denses vers l'océan. Ces épisodes, au moins, doivent témoigner de l'installation d'un bassin oscillant et non plus d'un bassin à double flux.

Le cas de ce bassin est exemplaire pour élucider le déterminisme complexe de ce type de sédimentation. L'aridité et les entraves dans la zone de transfert entre Méditerranée et Atlantique sont indispensables pour assurer confinement et sursalure de ces eaux méditerranéennes. Mais le rôle de la morphologie locale est évident. A l'origine, la subsidence crée la cuvette, mais la cuvette est auto-aggravée au fur et à mesure pendant toutes les phases pénésalines, c'est-à-dire pendant le dépôt des carbonates et du sulfate de calcium par le système d'eau stratifié central. On retrouve là les notions d'auto-aggravation (Busson, 1974, 1978a) et d'enchaînement, (Busson, 1979b). Enfin, par ailleurs, la subsidence, résolument installée au même endroit, continue à agir et à sur-aggraver les mêmes mécanismes déterminants. Rouchy (1986) apporte à ce sujet une observation intéressante. C'est à la verticale du culot salifère de la série inférieure que la série supérieure du bassin de Caltanissetta s'avère localement la plus épaisse. Cette série supérieure atteint la puissance exceptionnelle pour ce bassin de 80 m, en particulier grâce à un engraissement à chaque base de cycle des séries marneuses intragypseuses. Comme on sait que chaque série gypseuse (de chacun des cycles) a ramené sensiblement le bassin à la cote 0, il en résulte que la subsidence a été anormalement forte dans cette aire tout au long de la série supérieure. Ces données vont être précieuses dans la tentative de synthèse qui va être abordée.

## A.2. Les séries méditerranéennes et la synthèse.

Schématiquement, la répartition des grands groupes de faciès s'avère encore du type concentrique dans les grands bassins de Méditerranée occidentale ou de Méditerranée orientale. Mais, la taille de tels bassins, les solutions de continuité de la série messinienne, dues soit à des complications tectoniques, soit à des érosions et des dissolutions etc, les difficultés de corrélation enfin sur des distances aussi grandes et avec des interruptions aussi longues font que, au total, le schéma général est moins facile à exploiter. Je ne ferai ici que mentionner quelques aspects ponctuels mais qui m'ont paru intéressants.

Faute de sondages ayant traversé la formation du Sel principal et les sédiments qui l'ont précédée, on ne connaît pas la série messinienne anté-salifère des plaines abyssales. Par contre, on connaît les dépôts précoces, marins, des premiers termes du Messinien en position bordière, marginale. Ils ont évidemment coïncidé avec ces dépôts carbonatés des bassins marginaux (récifs du Levant espagnol, d'Afrique du Nord occidentale, calcaires à Lithothamnies du sud du Chélib et constructions biocarbonatées de tout le pourtour méditerranéen, etc) que nous avons vus avec les bassins perchés continentaux. Une autre expression remarquable de ce Messinien sous faciès presque uniquement pélagique, est constituée par les marnes planctoniques de Véra. Celles-ci, comprises entre les marnes tortoniennes dessous et pliocènes dessus, ont été l'objet de controverses durables. J'ai déjà évoqué les opinions de Clauzon à ce sujet. Mais d'autres auteurs ont voulu déduire de ces dépôts qu'il y avait eu pérennité d'un bassin marin dans cette région au Messinien, dont la coexistence avec le grand bassin salifère de Méditerranée occidentale restait pour le moins mystérieuse. J'ai été un des auteurs (Busson, 1979a) à proposer que ces marnes pélagiques messiniennes ne représentent qu'une phase précoce, ante-salifère de cet étage. A cette époque, encore franchement marine, l'alluvionnement en provenance du continent ibérique aurait alimenté une sédimentation active qui aurait rempli la place offerte par la subsidence, à l'inverse des bassins affamés plus lointains, plus centraux ou plus protégés. Et j'ai supposé que toute la phase évaporitique messinienne de la Méditerranée n'était représentée à Véra que par une lacune que l'acuité des zonations paléontologiques ne permet pas de mettre en évidence. Les signes de dessalure ou d'émersion, apparaissant localement dans une mince zone de transition entre les marnes messiniennes et les marnes pliocènes, représenteraient le très maigre témoignage de cette longue lacune de sédimentation.

Le deuxième terme, important, de la paragenèse évaporitique marine est représenté par le sulfate de calcium. Les difficultés de corrélation, auxquelles j'ai fait allusion ci-dessus, ne permettent pas de mettre en équivalence, par exemple, l'unité de Sel principal avec telle série à gypse ou anhydrite de la Méditerranée profonde ou semi-profonde ou avec telle série affleurante. De grands bassins comme celui du Chélib sont caractérisés à la fois par un développement important des gypses (en superficie et en épaisseur) et une absence qui semble à peu près totale de sel. Nous n'avons pas de raison de penser que ces bassins ont été séparés de l'actuelle Méditerranée profonde et donc, au total, il est probable qu'ils aient servi d'annexes évaporatoires. J'entends par là que les saumures restant après le dépôt du gypse et avant le dépôt de la halite ont dû s'écouler de tels bassins dans les zones alors légèrement déprimées de la future Méditerranée. Ce faisant, le jeu de ces annexes a pu accroître la salinité des eaux centrales et concourir à y faire naître et à y entretenir le dépôt de la halite. Au sujet de ce minéral, on a souvent remarqué la coïncidence entre l'unité de Sel principal, épaisse, et les actuelles plaines abyssales. J'ai supposé jadis (Busson, 1979a et 1980) que ces fosses où se sont ainsi accumulés ces sels aient correspondu aux bassins affamés du début du Messinien (fig. 15). La progradation centripète des dépôts détritiques miocènes ante-

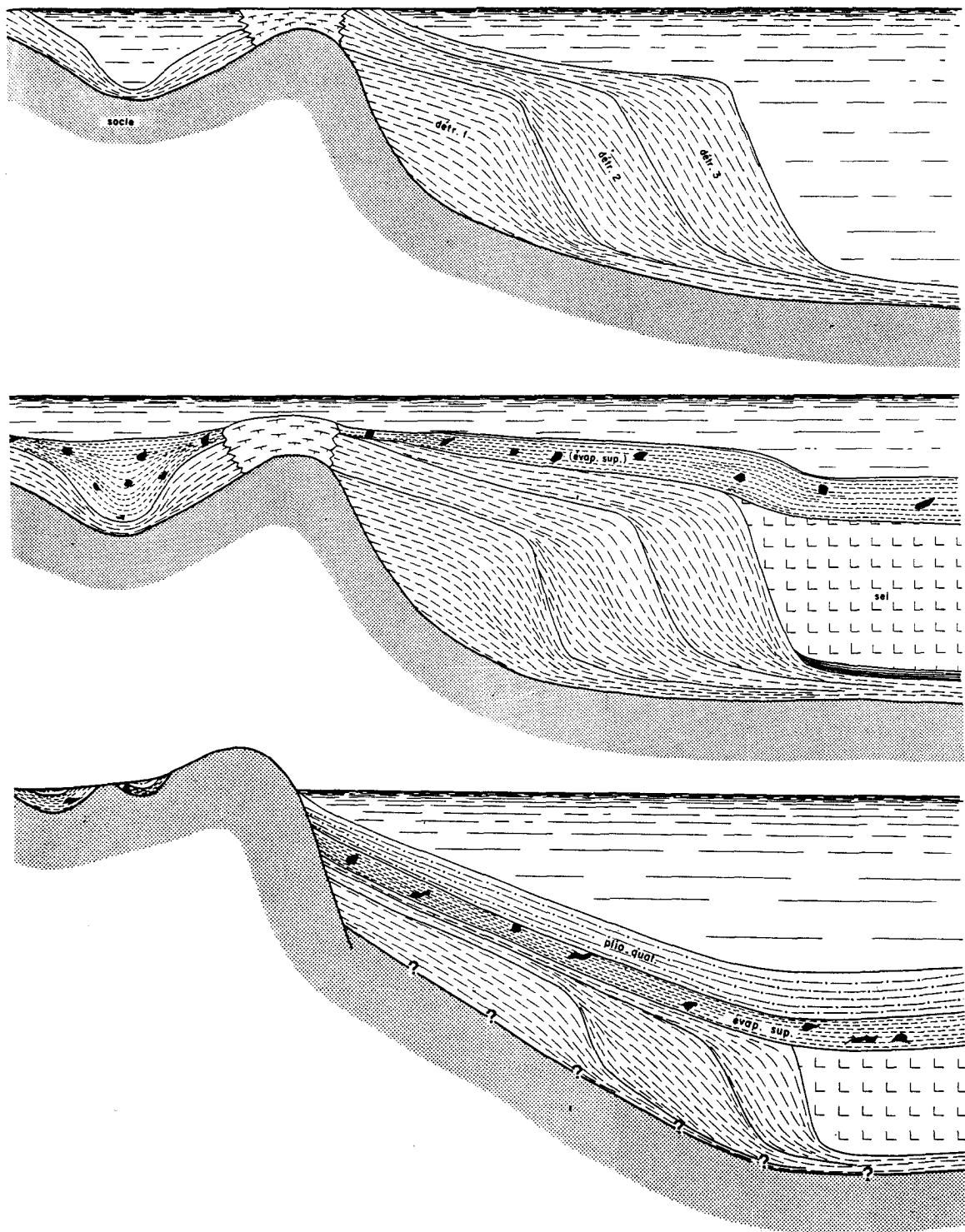


Fig. 15. - Trois coupes successives illustrent de façon schématique et très hypothétique l'évolution du domaine méditerranéen immédiatement avant, pendant et après le Messinien. La première phase (coupe du haut) se situerait avant le dépôt des premières couches salines. Les marnes miocènes anté-évaporites, issues du continent, ont comblé partiellement ce bassin méditerranéen par l'accrétion des prismes successifs (marqués détritiques 1, détr. 2, détr. 3), formant une sorte de plateau continental. Dans la deuxième phase, la sédimentation saline (unité du « Sel massif ») a surpris ce bassin en voie de comblement : elle a pu remplir, très vite, la fosse limitée par le talus du plateau continental. Au-dessus, apparaît un régime évaporitique moins sévère, mais plus généralisé, avec dépôts à des profondeurs plus homogènes et moins importantes : ce sont les « Évaporites supérieures », extensives aussi bien dans l'actuel domaine marin que dans les bassins devenus continentaux. La troisième phase serait l'époque actuelle. Une subsidence post-messinienne, considérable, a placé l'aire du Sel massif en position abyssale. D'après Busson (1980, fig. 4).

Fig. 15. - Diagrammatic sections showing the hypothetical evolution of the Mediterranean area immediately before, during and after the Messinian. The first phase, shown in the upper section, preceded deposition of the first salt beds. Pre-evaporite Miocene terrigenous marls partially filled the basin by the accretion of successive sedimentary prisms (detrital 1, det. 2, det. 3), forming a type of continental shelf. In the second phase, the deposition of the Massive Salt commenced abruptly and rapidly filled the trench bounded by the continental slope. Above this, a weaker but more widespread evaporitic regime developed. Deposits were shallower and at more uniform depths. These are the Upper Evaporites, which are widespread in the present day sea as well as in the basins which are now continental. The third phase is still active. Strong post-Messinian subsidence has brought the Massive Salt into the abyssal domain. (After Busson, 1980, fig. 4).

messiniens, engraisant les plates-formes continentales, aurait en effet laissé un tel bassin affamé que la sédimentation salifère a rempli et par conséquent saisi en l'état. En fait, le problème est évidemment plus compliqué ; car il est difficile de dire si ce cantonnement du sel aux fosses actuelles abyssales est un phénomène originel et ne correspond pas en fait à des aires où le sel a seulement été conservé. Nous retrouvons là la discussion habituelle dans tous les bassins où le sel est cantonné aux aires les plus subsidentes (Busson, 1988) : s'agit-il d'un piègeage originel du sel dans les parties les plus profondes ou s'agit-il seulement de la conservation du sel dans ces aires, les dépôts de sel plus superficiels ayant été arasés par dissolution et érosion, soit syngénétiques soit plus tardives ?

Rouchy (1982c) dit que, latéralement, le sel profond se biseaute soit en passant à une surface d'érosion, soit en passant à une série uniquement sulfatée. Le même auteur considère d'ailleurs qu'une série sulfatée, extérieure au domaine salifère, peut être interprétée de trois façons. Elle peut correspondre soit à l'étalement de la série évaporitique supérieure au-delà du domaine d'extension du sel (exemple marges baléares), soit à la série gypso-anhydritique inférieure, comme à Heraklion en Crète ou à Pissouri à Chypre, soit enfin à l'ensemble des deux termes superposés (comme à Ciminna en Sicile). Un peu plus tard, ce même auteur (Rouchy, 1986, fig. 3), à propos des modalités du biseautage du sel écrivait : "Le dispositif en coussinets de sel limités par des failles listriques atteste l'importance du phénomène de glissement et illustre le rétrécissement de l'aire originellement occupée par les dépôts salins...". L'ampleur, dans certaines aires méditerranéennes, de la tectonique halocinétique, la mise en évidence de vastes aires où la dissolution a joué, sont d'autres arguments qui donnent à penser que l'aire salifère observable risque d'être appréciablement plus restreinte que l'aire salifère originelle.

A partir de cette hypothèse, est-on autorisé à relier cette unité de Sel principal, surtout représentée dans les plaines abyssales (ou dans des régions soulevées de ces plaines abyssales comme le bassin de Caltanissetta), aux témoins halitiques maintenant repérés dans un certain nombre de bassins continentaux : bassin de Crotone en Calabre, Volterra en Toscane, Mesaourée à Chypre, Lorca au Levant espagnol, etc. Rien n'est moins sûr et, en fait, nous ne savons même pas si certains de ces bassins continentaux n'ont pas été séparés, partiellement ou totalement, par des seuils du bassin méditerranéen principal. Quelles que soient les corrélations entre cette halite des bassins continentaux et la série centrale de la Méditerranée actuellement profonde, il est intéressant de constater la fréquence de ces séries salifères dans les bassins marginaux, perchés qui, même à l'époque de la sédimentation messinienne, ne pouvaient, avec la moindre vraisemblance, se trouver à des profondeurs importantes au-dessous du niveau de l'océan. Après avoir vu les gypses transgressifs sur les reliefs bordiers du Dahra, par exemple, il est important de constater que le sel est présent dans les bassins marginaux - dès lors que ceux-ci ont été affectés d'une subsidence minimum -, car ce fait contribue à exclure l'image d'une halite cantonnée à une flaque résiduelle centrale pour nous amener à la conception incomparablement plus plausible de sel déposé au cours des séquences

transgressives dont les modèles et simulations de Jauzein (1984) ont démontré le caractère inéluctable dans la vie d'un bassin oscillant.

Il est enfin intéressant d'examiner dans quelle mesure un classement antéro-postérieur fait sentir ses effets dans ce Messinien méditerranéen, se superposant ou - localement - se substituant au classement concentrique. On sait qu'un tel classement antéro-postérieur est classique dans les "évaporites de plateforme" ; on sait aussi que Hsü a pu imaginer le bassin profond desséché sous le prétexte qu'un bassin relié à l'océan aurait dû donner un *tear drop pattern* (ou schéma antéro-postérieur), etc. Par ailleurs, même des bassins de très petite taille et où le schéma concentrique est bien caractéristique peuvent montrer la superposition d'une certaine différenciation antéro-postérieure. Un exemple net en est constitué par la Sebkha El Melah (Busson et Perthuisot, 1986). *A fortiori*, l'immensité du bassin messinien méditerranéen et son très probable cloisonnement en sous-bassins ont pu favoriser l'apparition et l'installation d'un tel schéma.

Il est vrai que les différenciations antéro-postérieures ne sont pas totalement absentes. L'exemple le plus simple est constitué par les contrastes offerts par les bassins de Méditerranée occidentale et orientale : calcaires récifaux préférentiellement installés en Méditerranée occidentale (et même sur les marges occidentales de ce bassin) alors que la Méditerranée orientale a plutôt vu le développement de plates-formes carbonatées biodétritiques ou à Mélobésiées ; le sel dans les Evaporites supérieures apparaît beaucoup plus épais et proportionnellement plus important en Méditerranée orientale (Rouchy, 1984), etc. Mais ces différences ne doivent pas occulter l'essentiel qui reste le schéma concentrique. Celui-ci est attesté, même en Méditerranée orientale, par la présence très générale des premières phases marines (même si elles sont moins récifales qu'en Méditerranée occidentale), par la présence de nannoplancton calcaire qui peut apparaître localement même plus abondant qu'en Méditerranée occidentale et, *a contrario*, par le fait que les unités salines ne passent pas habituellement aux couches rouges continentales comme elles le font si classiquement dans les évaporites de plate-forme où le schéma antéro-postérieur est parfaitement réalisé.

## Conclusion.

Dans l'interprétation des caractères des séries messiniennes de Méditerranée, on a souvent trop insisté sur la séparation entre Méditerranée et Atlantique. De ce point de vue, la théorie du bassin profond desséché ne représentait qu'un cas extrême, pathologique en quelque sorte. Jauzein (1984), considérant la Méditerranée actuelle et le déficit annuel créé par l'évaporation ( $2\,500\text{ km}^3$ ), a calculé les caractéristiques de la section de transfert nécessaire pour arriver à la salinité correspondant au dépôt du gypse. En système à double flux (c'est-à-dire avec un niveau de la Méditerranée très proche de celui de l'Atlantique) et avec un détroit de Gibraltar de la même largeur que celui qui existe, il suffirait que la profondeur de ce détroit n'excède pas 40 mètres. Nous voilà bien loin du seuil complètement émergé et du gypse commençant à se déposer quand le

niveau de la mer endoréique serait à 1 700 m sous le niveau de l'Atlantique ! Or une telle image est en concordance parfaite avec ces gypses déposés à peine en contrebas des appareils récifaux qui les ont précédés ou, plus encore, avec cette sédimentation gypseuse qui est même venue lécher les zones hautes bordières comme elle le fait dans le Dahra. On a sous-estimé aussi l'action très précoce du confinement et de la sursalure. Les bassins marginaux et les marges des bassins ont certainement joué très précocement en annexes évaporatoires. Si l'oligospécificité des récifs à *Porites* peut déjà être considéré comme un indice de confinement, d'autres phénomènes ont dû jouer, dont peut-être l'ébauche de flexuration qui allait piéger les évaporites et qui, dans l'immédiat, favorisait la croissance des récifs. Le jeu des annexes évaporatoires a pour particularité de ne pas se marquer sur place (ou de façon trop légère ou trop vulnérable). Mais ces annexes exportent les saumures qui créent les systèmes d'eaux stratifiées de toutes les dépressions (marginales, centrales) et induisent ainsi le dépôt de laminites. Paradoxalement, les premières traces sédimentologiques du confinement et de la sursalure ne sont pas sur les rivages ; elles sont en profondeur. Mais rien n'empêche, en outre, que le corps d'eau profond de ces systèmes stratifiés ait remis à la disposition du complexe récifal une partie des nutriments qu'il stocke dans la mesure où la pycnocline était peu différente du niveau de ces appareils.

Dans un certain nombre de cas, la réduction aggravée de la section de transfert ou l'augmentation de l'aridité (ou les deux) ont réduit les influx d'eau de mer au dessous du déficit en eau douce infligé au bassin par évaporation. Le courant de retour s'est trouvé annulé et le système devenu un "bassin oscillant". Mais, là encore, une modélisation bien faite coïncide avec les observations : le sel n'est pas restreint à la dernière flaque centrale, il a pu se déposer en séquence transgressive, venant jusque dans les bassins marginaux toutes les fois que la subsidence, au moins axiale, lui donnait la possibilité de s'y déposer et d'y être conservé.

Malgré des différenciations spectaculaires entre Méditerranée occidentale et orientale par exemple, le maintien du schéma concentrique à toutes les échelles d'observation est remarquable. Or, l'interprétation hydrologique d'un tel schéma sédimentaire est certaine. Ce schéma implique un confinement hydrologique progressif dans le temps (salinité de surface adaptée successivement aux carbonates, aux sulfates, aux chlorures) et variable sur une verticale (systèmes d'eaux stratifiées surtout pendant le dépôt des carbonates et des sulfates). Le schéma antéropostérieur, minoritaire ici, privilégie au contraire le confinement et une sursalure hydrologique synchrone et latérale. Bien entendu, la pérennité du schéma concentrique n'a pu être que favorisée par un maintien du système à double flux beaucoup plus prolongé -ou beaucoup plus répété- que cela a été admis par la plupart des auteurs.

## B. Autres facteurs du déterminisme de la sédimentation messinienne méditerranéenne

### B.1. Evolution de la succession messinienne et facteurs climatiques.

Nous retrouvons, ici encore, un débat controversé dans l'interprétation de la plupart des grandes séries évaporitiques. En présence de ces dépôts, il y a un consensus relatif pour admettre des conditions arides ou hyper-arides, mais cela même est contesté par certains auteurs. Dans des cas de plus en plus nombreux, on applique à toute une série évaporitique les données -palynologiques en particulier - qui sont tirées des restes organisés contenus dans une couche d'insolubles. Et l'on applique à tout l'intervalle, salifère par exemple, les données de cette passée. On néglige ainsi l'extrême rapidité possible des variations climatiques dont la période peut-être beaucoup plus brève que celle de la plupart des autres phénomènes géologiques (Busson, 1983). Il en est bien ainsi au sujet du Messinien où des auteurs ont récusé une grande aridité du climat sous prétexte que, localement, tel ou tel niveau leur avait fourni tel reste végétal, indice par exemple d'un climat méditerranéen analogue à l'actuel. Pour s'en tenir à un seul exemple Heinmann (1977), sur la foi de la découverte de feuilles, de libellules, etc, invoque pour le Messinien évaporitique de Méditerranée orientale un climat méditerranéen, comparable à l'actuel.

Nous dirons quelques mots du déterminisme climatique à propos de niveaux dans la genèse desquels les climats ont été particulièrement invoqués et sont d'intervention spécialement délicate : il s'agit des Evaporites supérieures et de la série susjacente, correspondant au lac-mer, elle-même surmontée immédiatement par le Pliocène.

La série, dite des **Evaporites supérieures**, a été repérée sur d'énormes superficies de l'actuelle Méditerranée par la sismique-réflexion qui a montré, en même temps, le contraste lithologique important qu'elle offrait avec l'unité de Sel principal sous-jacente. Il s'agit d'une série dont l'épaisseur peut atteindre environ 500 m et qui est constituée de marnes, d'argiles, de carbonates (calcaires, dolomies), de diatomites, de sulfate de calcium, de halite et même de chlorure de potassium. Cette série dépasse largement l'extension de l'unité du Sel principal sous-jacente, les limitations de cette dernière étant fort complexes et souvent encore mal élucidées comme nous l'avons dit ci-dessus. En outre, ces Evaporites supérieures semblent pouvoir être mises en corrélation avec les séries gypso-argilo-carbonatées qui existent dans la plupart des bassins continentaux. Cette mise en corrélation est évidemment plus assurée quand, comme dans le bassin de Caltanissetta, existe une série supérieure (avec ses six cycles et la présence de gypse Balatino) qui surmonte une série salifère homologue de l'unité de Sel principal de la Méditerranée profonde.

Une multitude de publications, impossibles à citer ici, ont précisé les caractères de ces Evaporites supérieures. Je rappellerai seulement quelques grands faits utiles aux propos ici développés.

L'énumération (ci-dessus) des principaux faciès présents est déjà un indice de la grande variabilité des milieux et des environnements qui ont présidé à ces dépôts. Cette variabilité est confirmée par les données de la microfaune que nous avons évoquée ci-dessus :

des niveaux parfois verticalement très proches ont pu livrer des faunes planctoniques normales ou des faunes naines, ou des faunes dessalées, ou encore se sont révélées azoïques. Le passage rapide, bien observable par exemple dans la série supérieure de Caltanissetta, de marnes marines à faunes planctoniques à des diatomites planctono-euxiniques puis à des gypses Balatino (encore déposés sous eaux stratifiées) et enfin à des gypses massifs pouvant présenter des traces de dessiccation, est une illustration d'un phénomène courant puisque également observé dans la série des sondages des explorations océanographiques. Au niveau des bancs évaporitiques, cette variabilité a été confirmée aussi bien par la géochimie isotopique pour les sulfates que par les mesures de brome de la halite qui ont prouvé des sautes importantes de salinité.

L'ensemble de ces caractères témoigne d'une sédimentation opérée, la plus grande partie du temps, dans un système à double flux, ayant permis le rétablissement très général de conditions marines normales, au moins dans la tranche d'eau superficielle, ainsi qu'en font foi la répétition et la généralisation de faunes planctoniques. Il est vraisemblable que ce système s'est transformé sporadiquement en un bassin oscillant sous l'effet de conditions plus arides ou de circulations moins aisées dans la section de transfert. Par ailleurs, la généralisation de ces conditions sédimentaires, aussi bien dans les actuelles aires profondes de la Méditerranée que sur les régions continentales les plus marginales, voire même perchées sur des zones résistantes de toute la sédimentation miocène, établit que nous sommes là en présence de dépôts peu profonds, généralisés, d'autant plus indiscutables que des traces de dessiccation ou de dessalure apparaissent dans l'ensemble de ce très vaste domaine. Certes, les zones centrales méditerranéennes actuelles, où sont surtout présentes les intercalations chlorurées, pouvaient être légèrement déprimées par rapport aux aires marginales. Mais, sans le moindre doute, les dénivelées actuelles, se chiffrant par plusieurs milliers de mètres, sont quasi intégralement l'oeuvre des déformations messiniennes et surtout post-messiniennes.

Les interprétations des relations entre ces Evaporites supérieures - comprises entre l'unité de Sel principal dessous et la série dite du lac-mer dessus - et les phénomènes climatiques s'avèrent particulièrement complexes et, par conséquent, intéressantes. Répétons d'abord qu'en tout état de cause, même en présence des bancs chlorurés massifs que comporte cette série, il ne faudra pas oublier qu'un climat hyper-aride représente la condition nécessaire de tels dépôts évaporitiques mais, à coup sûr, ne saurait en représenter la condition suffisante. J'ai déjà dit que l'exemple des innombrables mers sèches et chaudes comme la Mer Rouge, le golfe Persique et tant d'autres de par le monde établit que ces conditions à elles seules ne suffisent pas pour entraîner le dépôt extensif de couches évaporitiques. Mais dans le cas de ces Evaporites supérieures, on a pu aller plus loin dans la réduction du rôle laissé au climat et, en particulier, à l'aridité. Ainsi, Suc (communication orale Société de Biogéographie, février 1989) considère, sur la foi de données palynologiques, très inégalement localisées d'ailleurs, que le climat n'aurait que peu varié au cours du Miocène et l'interprétation des contrastes sédimentologiques observés est primordialement imputée aux variations

eustatiques. Mais le fait que, parmi les données palynologiques utilisées, aucune ne provient de l'unité de Sel principal (700 m à Caltanissetta par exemple) diminue beaucoup la validité des interprétations de cet auteur qui, par ailleurs, sacrifie visiblement à la mode actuelle des explications généralisées par l'eustatisme (*cf. supra*, § 3.A.1.b.).

D'autres auteurs, comme Rouchy (1982a et c), ont en revanche insisté sur le climat plus humide qu'antérieurement qui aurait caractérisé le dépôt de cette série. A cet égard, la substitution du dépôt du sulfate de calcium comme évaporites majoritaires au dépôt de la halite ne me paraît pas un argument valable. Il est en effet indiscutable que, dans le cas où les précipitations deviennent plus abondantes sur un bassin jusqu'alors salin, le dépôt de la halite peut se trouver arrêté mais, par contre, cette recrudescence des précipitations ne saurait régénérer les milliers de km<sup>3</sup> de sulfate de calcium présents dans les Evaporites supérieures. La seule source plausible de ces dépôts est évidemment l'océan et la substitution de gypse ou anhydrite à la halite ne peut prendre sa source que dans des apports renouvelés d'eau de mer et non dans un regain des précipitations. Mais d'autres arguments, présentés par exemple par Rouchy (1982a et c) sont beaucoup plus solides. Cet auteur note ainsi la présence de plus en plus fréquente, à la partie supérieure de la série, de faunes ou flores dessalées dans les intercalaires insolubles. La géochimie apporte également la preuve d'interventions croissantes d'eaux météoriques dans les bancs évaporitiques eux-mêmes. En outre, comme le note Rouchy, ces indications de dessalure sont parfaitement convergentes avec une recrudescence des apports détritiques dont l'explication la plus probable est évidemment à rechercher dans une réactivation du ruissellement et, par conséquent, dans une augmentation des précipitations, indice d'une variation climatique importante par rapport aux temps antérieurs dont les témoignages ont été évoqués en plusieurs endroits dans ce texte. A l'évidence, les bancs évaporitiques présents dans cette série sont un témoignage de retour sporadique aux conditions arides qui prédominaient plus continûment dans les termes antérieurs du Messinien évaporitique. Rappelons que ces caractères, l'extrême progressivité de l'installation du régime dessalé et, en même temps, sa généralisation dans tout le domaine méditerranéen, ont permis également à Rouchy de réfuter une interprétation de cette série et surtout du lac-mer susjacent comme le résultat d'un déversement brutal des eaux douces de la Paratéthys dans les bassins messiniens.

Si certaines des données évoquées ci-dessus sont indiscutables, il n'en reste pas moins qu'il y a un caractère un peu paradoxal à interpréter une série qui est encore massivement très évaporitique par une recrudescence des précipitations et du ruissellement. Je crois qu'on est obligé, en présence de cette série et de l'ensemble des données qui la caractérisent, de reconnaître que ses conditions de formation sont encore mal élucidées. La démarche la moins fructueuse reste, de toute façon, de généraliser, pour une succession de ce type, des données obtenues ponctuellement et qui risquent de représenter les conditions climatiques d'un laps de temps correspondant au maximum à quelques milliers d'années à toute une série stratigraphique pouvant représenter très largement des centaines de milliers d'années.

## Le lac-mer.

La série messinienne finit en effet par des faciès franchement dessalés, voire par des indices d'émersion. C'est ce que l'on peut considérer comme l'achèvement logique de l'évolution amorcée dans les Evaporites supérieures, surtout dans leur partie élevée, Evaporites supérieures dans lesquelles on a assisté à la substitution progressive de faunes dessalées à des faunes marines franches (Rouchy, 1980, 1982). Cette série terminale peut être constituée soit de couches à faunes saumâtres, voire même localement dulçaquicoles (faunes à Congéries, *Melanopsis*, ostracodes, dont les données sont confirmées par des diatomées dessalées, etc.) et qui peuvent parfois - comme dans certaines coupes de la vallée du Chélib - atteindre plusieurs centaines de mètres. C'est le faciès lac-mer proprement dit. Mais son équivalent, ou parfois sa série tout à fait terminale, peut être représenté soit par des dépôts sableux continentaux (faciès Arrenazzolo), soit par des paléosols, etc ; c'est-à-dire en général par des faciès d'émersion. Au-dessus, vient directement le Pliocène marin, en général franchement pélagique.

Il est logique d'imputer ces dépôts à une amplification des tendances climatiques nouvelles apparues au cours de la série supérieure : c'est-à-dire à une intensification globale des précipitations et du ruissellement. Mais il est tout aussi indispensable, pour expliquer l'extinction des organismes marins, d'admettre une étanchéité plus parfaite qu'elle ne l'a jamais été au cours de l'étage Messinien entre Méditerranée et Atlantique. Le fait est d'autant plus évident que s'il y a une époque où le bassin était quelque peu en contrebas du niveau océanique mondial, c'est probablement pendant cet épisode du lac-mer et surtout pendant les épisodes d'émersion qui y ont été constatés. On ne peut en effet expliquer des paléosols précédant immédiatement un Pliocène marin relativement profond sans admettre une bonne étanchéité du seuil fermant le domaine méditerranéen. On pourrait dire en somme que si le bassin méditerranéen au Messinien a été quelque peu profond et a plus ou moins localement desséché, ce n'est pas pendant la "crise de salinité" mais c'est seulement à l'extrême fin du Messinien, alors que les évaporites avaient disparu depuis fort longtemps.

## B.2. La prise en compte des déformations structurales.

J'ai déjà récusé ci-dessus, à propos de la théorie du bassin profond desséché, le fait que les bassins méditerranéens aient pu avoir acquis, dès avant le Messinien, une configuration analogue à l'actuelle, restant figés au cours de ces 6 Ma, alors qu'ils se localisaient au sein d'une zone qui est une des plus mobiles de la planète. Mais il importe, en plus de cette réfutation, de rappeler ici, au sujet de ces déformations structurales, quelques faits essentiels pour mieux comprendre le déterminisme de cette sédimentation.

### a) Avant le Messinien .

On sait que des régions telles que les aires bético-rifaines ont été affectées d'une importante tectonique tangentielle jusque dans le Tortonien supérieur. Il est à penser que ces mouvements n'ont pas été étrangers à

des surrections responsables, à l'évidence, des entraves aux transferts entre les eaux de l'Atlantique et de la Méditerranée. En fait, les déformations - tangentielles ou non - sont généralisées. Parmi celles qui affectent les bassins messiniens eux-mêmes du sud-ouest de la Méditerranée occidentale, Saint-Martin et Rouchy (1990) viennent de rappeler -références à l'appui- les déformations enregistrées à la limite Tortonien-Messinien dans les bassins de Sorbas, de Nijar, au Cap des Trois-Fourches et en Algérie occidentale. Comme le rappelle Rouchy (1982) en particulier pour l'Afrique du Nord, à la fin du Tortonien, les dépressions les plus distales sont coupées du domaine marin et évoluent alors vers des conditions endoréiques avec ou sans dépôt d'évaporites. Ce mouvement positif qui affecte ainsi de très vastes marges, réduit donc la superficie du bassin messinien. Il peut être l'homologue des mouvements du subsidence qui creusent ces bassins affamés que va remplir en particulier l'unité de Sel principal. A une échelle beaucoup plus modeste, mais en Méditerranée orientale, Rouchy (1982a, pl. VIII-D) illustre, à l'est d'Heraklion, une discordance des carbonates messiniens sur le Tortonien sous-jacent. De telles discordances, préférentiellement localisées en bordure de bassin, prouvent l'existence de mouvements positifs entre Tortonien et Messinien qui ne font que préfigurer les importants mouvements intra-et fini-messiniens dont nous allons dire quelques mots.

Dans le creusement des bassins qui vont recevoir les séries messiniennes et dans le façonnement des bassins, il est parfois difficile de faire la part entre ce qui est d'âge anté-messinien et d'âge messinien. Le fait est particulièrement évident sur la bordure des bassins où une morphologie relativement vigoureuse peut rendre compte des différences très sensibles qui apparaissent dans des sites tout proches : un exemple peut en être fourni par les forages 653a et 653b dans le bassin tyrrhénien (Kastens *et al.*, 1987) qui, malgré leur proximité, présentent des différences importantes dans les faciès et les épaisseurs.

### b) Mouvements intra-et fini-messiniens.

Se conformant au schéma classique de la géodynamique suivant lequel les fortes épaisseurs d'évaporites seraient une caractéristique d'un stade précoce du rifting océanique, la plupart des auteurs ont relié la sédimentation à laquelle nous nous intéressons ici à de tels mouvements de subsidence. Un exemple récent est constitué par l'interprétation du Messinien tyrrhénien : les auteurs (Kastens *et al.*, 1987) affirment que, au début de la crise de salinité (sic), la subsidence liée au rifting se produisait rapidement sur la marge supérieure de la Sardaigne. L'existence réelle ou imaginaire de rifting (avec toutes les implications de ce concept) ne sera pas discutée ici. On ne saurait nier par contre le jeu de la subsidence en présence de certaines séries évaporitiques extrêmement épaisses dans ces bassins messiniens, comme d'ailleurs dans la plupart des grosses accumulations salines où le recours à une subsidence différentielle est un leitmotiv des interprétations (Busson, 1968). Deux observations méritent seulement d'être ajoutées. 1) Plus intéressant peut-être que le sempiternel recours au rifting serait de tâcher de démêler ce qui revient à la subsidence synsédimentaire et ce qui est remplissage d'un bassin affamé ; c'est-à-dire correspondant au retard de remplissage de subsidences



antérieures. 2) Les fortes subsidences doivent évidemment être invoquées dans les aires où existe une unité de Sel principal épaisse. Leur supposition dans des aires -comme au site 654- où n'existe qu'une série d'épaisseur et de faciès banals, assimilable *pro parte maximum* aux Evaporites supérieures, est sans doute plus discutable.

De façon plus localisée, nous avons vu qu'il fallait admettre le jeu de déformations synmessiniennes dans un examen minutieux des constructions récifales. Les grands appareils de Murdjado et de Melilla sont cités par Saint-Martin comme des exemples de constructions édifiées sur une flexure vivante, séparant des zones hautes à carbonates de zones déprimées appelées à recevoir une sédimentation marneuse ou diatomitique. Cet auteur a en outre souligné une certaine permanence de telles zones hautes bien au delà du Messinien.

Saint-Martin et Rouchy (1990) ont cité les travaux qui établissent l'importance d'une activité tectonique contemporaine de la sédimentation messinienne, sous forme de glissements syn-sédimentaires, de figures de sismicité et de mouvements de bascule de certains édifices récifaux dans plusieurs bassins périméditerranéens.

Rouchy (1982c), quant à lui, souligne que "si, localement, la mer pliocène envahit, au-delà de la limite d'extension du Messinien, une paléosurface d'érosion (domaine rhodano-languedocien par exemple), dans de très nombreux autres cas elle demeure très nettement en retrait de l'extension maximum de la mer messinienne (Espagne, Maroc, Algérie, Chypre, etc). Elle ne recolonise alors que partiellement un domaine qui a subi une profonde réorganisation paléogéographique." De beaux exemples de ces faits se trouvent, au nord-est du Maroc, dans les deux bassins de Melilla et Boudinar. D'après Rouchy (1980) l'extension du Pliocène y demeure très nettement en retrait par rapport aux limites de la mer messinienne et ce Pliocène n'a vraisemblablement jamais envahi la partie supérieure de l'édifice récifal du cap des Trois Fourches. Ce fait, très général, est capital pour la raison suivante. Aussi bien les édifices récifaux d'une partie relativement précoce du Messinien que les sédiments pliocènes demeurés en contrebas sont des dépôts marins ouverts. Le niveau marin méditerranéen correspondait donc, à ces époques, au niveau océanique. Or, jamais les études eustatiques n'ont établi que le niveau moyen du Pliocène inférieur se situait nettement plus bas que le niveau moyen du Messinien inférieur ou moyen (cf. fig. 9, d'après Haq *et al.*, 1988). Le dispositif réalisé dans les bassins d'Afrique du Nord, d'Espagne, de Chypre, etc, ne peut donc recevoir qu'une explication : si les sédiments bordiers d'un Messinien précoce sont en contre-haut des dépôts abandonnés par la mer du Pliocène inférieur, c'est parce qu'ils avaient été exhaussés par des mouvements positifs affectant les marges des bassins, probablement complémentaires d'un certain enfoncement des parties axiales.

Nous n'avons pas de données sur la chronologie de ces déformations affectant les bassins et sous-bassins en question. Le plus simple est d'admettre qu'elles se sont faites tout au long du Messinien et non pas juste avant le dépôt du Pliocène inférieur. Mais, dans cette hypothèse, les dépôts post-récifaux (laminites et surtout gypse) des parties centrales et axiales des sous-bassins se sont déjà faits sur un fond tectoniquement déprimé

par rapport aux dépôts précoces tels que les récifs bordiers. En d'autres termes, quand on constate que tel dépôt messinien (par exemple les gypses déposés sensiblement à la cote d'émergence) s'est fait à une cote d'environ 200 m en contrebas du sommet des appareils récifaux, il faut prendre conscience que cette dénivellée ne représente pas intégralement une baisse du plan d'eau, mais peut avoir enregistré partiellement le fait que le bassin a déjà été légèrement ployé entre le dépôt des récifs et des gypses. Si la correction est impossible à chiffrer, le fait conduit à considérer ces estimations de baisse du plan d'eau comme des valeurs par excès.

On pourra en conclure qu'il n'est probablement pas parfaitement véridique d'affirmer que "la mer pliocène demeure nettement en retrait de la mer messinienne". Si les dépôts du Pliocène apparaissent en retrait par rapport aux dépôts du Messinien (en particulier par rapport aux dépôts précoces et marginaux), c'est parce que les seconds ont subi des exhaussements supérieurs à ceux qui ont pu affecter les premiers.

Les mouvements fini-miocènes ne sont pas moins remarquables. Un premier témoignage de ces mouvements, abondamment cartographiés dans le bassin du Chélif (S.N REPAL, 1952 ; Perrodon, 1957 ; Busson, 1959) consiste dans ces intercalations détritiques, parfois grossières (cailloutis et conglomérats) dont l'épaisseur peut être de plusieurs dizaines de mètres, qui s'intercalent entre les derniers sédiments messiniens et les premiers sédiments pliocènes. Ces formations ont été engendrées par des mouvements affectant le socle voisin, à proximité duquel elles s'enracinent d'ailleurs, ne se poursuivant que de façon beaucoup plus discrète entre marnes messiniennes et marnes pliocènes vers le centre du bassin.

Un témoignage différent des mouvements du même âge apparaît dans les parties les plus centrales du bassin ; l'anticlinal de Warnier (Busson, 1959) en constitue un exemple particulièrement démonstratif (fig. 10). Sur la partie axiale de cette longue structure jurassienne (autour du point de coordonnées Lambert : 360 ; 325,3), on observe que le Pliocène vient en transgression discordante sur la partie supérieure et terminale du Miocène. En particulier, l'épaisse série des marnes post-gypseuses, les gypses et les tripolis et une bonne partie des marnes sous-jacentes sont érodés sous cette discordance. Et ces termes ne se complètent que sur la bordure de la structure anticlinale. Une observation m'incite à y voir le résultat de mouvements fini-messiniens : les termes érodés ne s'enrichissent pas en détritiques à proximité de leur biseautage comme ils pourraient le faire si la structure s'était ébauchée au cours de leur dépôt. Par contre, l'intumescence a dû se perpétuer au moins un certain temps dans la mer pliocène ; ce qui explique la lacune de la partie basale de cet étage et le faciès matérin, anormalique présent sur ce cœur de structure. Les études de sub-surface citées par Perrodon (1957) ont montré que ces anticlinaux du Chélif ne se superposent pas aux zones hautes du socle mais aux zones les plus épaisses du Miocène. Ils ont donc été ébauchés par le lent écoulement de la masse plastique représentée par ces milliers de mètres de Miocène principalement marneux, imprimé par la sur-rection des aires marginales et, de façon complémentaire, l'enfoncement progressif et continu de la zone axiale du bassin.



A l'évidence, bien d'autres exemples de mouvements fini-messiniens pourraient être cités. Rappelons seulement, sans les décrire, les basculements et inversions de relief spectaculaires observés par Burrollet (1951) et Burrollet et Byramjee (1974) dans la région de Bizerte (Tunisie septentrionale) attestant un effondrement spectaculaire de la région septentrionale méditerranéenne. La réalité de ces mouvements fini-miocènes est également prouvée, au nord de la vallée du Chélif, par l'absence de Pliocène et de Villafranchien sur le môle du Bahache où la série néogène se termine par les gypses et les faciès bio-détritiques et détritiques du Miocène terminal.

### c) Les mouvements postérieurs au Messinien.

Dans le bassin du Chélif, les structures esquissées à la fin du Miocène et parfois déjà découpées au début du Pliocène, se sont définitivement dessinées à la fin du Pliocène. D'énormes épaisseurs de matériel villafranchien se sont ainsi accumulées dans les synclinaux. La pérennité et l'accentuation de ces mêmes structures se traduisent localement par le redressement à la verticale de couches d'un Villafranchien tardif (Busson, 1959, depuis 354,2 ; 332,3 jusqu'à 358,2 ; 334,8).

De tels phénomènes sont très généraux. On a rappelé le soulèvement du Trodos, les évaporites messiniennes du bassin de Caltanissetta soulevées avec leur couverture pliocène jusqu'à près d'un millier de mètres (Decima *et al.* 1971 et Rouchy 1980), les déformations considérables affectant les marges méditerranéennes d'après Biju Duval *et al.* (1976), etc. La physiologie actuelle du domaine méditerranéen et des bassins et sous-bassins qui l'entourent a été acquise par cette structuration continue et d'importance capitale depuis les fonds de la Méditerranée abyssale jusqu'aux reliefs de la périphérie des bassins néogènes.

En ce qui concerne les déformations affectant certaines parties des fonds de la Méditerranée abyssale actuelle, on sait qu'il s'agit d'une tectonique halocinétiq ue importante et de vaste extension. Historiquement, c'est elle qui a permis la première présience d'épaisses couches salines sous-marines, d'ailleurs attribuées dans un premier temps au Trias. Les explorations futures nous diront si la présence de lits ou de couches de sels potassiques a eu un rôle dans ces mouvements halocinétiq ues. Ces sels peuvent, en effet, présenter des qualités mécaniques supérieures à celles du chlorure de sodium pour induire et perpétuer des déplacements.

Disons pour terminer cette brève évocation des déformations anté-, intra- et post-messiniennes que leur importance n'a rien de surprenant, dès lors que ces bassins méditerranéens s'inscrivent en très grande partie dans les zones alpines. On sait d'ailleurs que la mobilité de ces aires méditerranéennes reste très vivante ainsi qu'en font foi les activités sismiques et volcaniques actuelles et récentes.

## B.3. Le rôle de l'eustatisme.

L'importance réelle des phénomènes eustatiques dans la genèse des évaporites de ce bassin messinien méditerranéen est particulièrement difficile à évaluer. Bien des auteurs, dans la littérature récente, évoquent

ces phénomènes, les plaçant même dans certains cas au premier rang des facteurs du déterminisme de cette sédimentation. Mais ce consensus relatif doit être considéré avec circonspection, car il peut très bien ne refléter que la mode dont l'eustatisme est l'objet depuis la diffusion des observations de la sismostratigraphie sur les marges océaniques et marines actuelles. Je fonderai mes observations au sujet du rôle dévolu à l'eustatisme dans la genèse du géant salifère sur la critique de deux travaux récents.

Prenons comme premier exemple l'interprétation développée par Suc (communication orale, Société de Biogéographie, février 1989) établie sur des analyses palynologiques détaillées. Cet auteur, travaillant sur la coupe de Capodarse dans le bassin de Caltanissetta, étudie les cycles marnes-diatomites-gypse qui se répètent dans cette succession (*cf. supra* § 3. A.1.1.b). Si nous résumons et schématisons ses observations, on peut dire que les marnes - premiers termes de chaque rythme - sont caractérisées par la présence, en plus des phyllites argileuses détritiques, de pollens détritiques remaniés (du Paléogène, du Mésozoïque, etc) et de spores également remaniées. Les diatomites ne contiennent pas ces éléments remaniés, ou en beaucoup plus faibles quantités. Par ailleurs, alors que le contenu des marnes en dynokystes marins messiniens est faible, le contenu des diatomites peut être jusqu'à cinq fois plus élevé, sauf dans les bancs sommitaux de chaque passée diatomitique. La conclusion de Suc s'établit ainsi : chaque épisode basal de marnes représente une baisse du niveau marin que l'auteur relie à une baisse eustatique, phénomène dont il est classique de considérer qu'il favorise une reprise de l'érosion et des apports détritiques continentaux. Au contraire, dans le cas des diatomites, c'est une hausse du niveau de l'Atlantique qui aurait permis une entrée renouvelée des eaux de cet océan. Celles-ci auraient eu pour premier effet à la fois de favoriser la prolifération des organismes marins. Elles auraient eu aussi pour effet, en se superposant aux eaux plus salées résiduelles qui occupaient la Méditerranée et ses sous-bassins, d'assurer le blocage des circulations verticales (système d'eaux stratifiées). Ainsi, se trouveraient expliqués la lithologie, la stratonomie (couches finement laminées ou non) et le contenu biologique (allochtone ou autochtone) de ces rythmes.

Sans discuter les faits d'observation, je conteste l'interprétation de Suc. Sans pouvoir entrer ici dans le détail, notons que l'évolution générale imaginée par Suc est l'inverse de la réalité. La succession consiste en 1) marnes marines franches, 2) couches diatomitiques laminées correspondant à l'installation discrète, profonde, d'une couche plus ou moins légèrement sur-salée, 3) gypses se terminant par des indices d'émersion. Il est évident que, globalement, l'épaisseur minimale est au sommet de la série et que, selon toute vraisemblance, l'épaisseur maximale est atteinte au retour des marnes. L'abondance des palynomorphes remaniés - comme celle des phyllites argileuses - dans les marnes de base n'est pas forcément l'indice d'une dénudation aggravée du continent ; elle peut être le fruit de circulations, y compris marines, plus actives. Les diatomites, quant à elles fournissent, me semble-t-il, un argument dans cette controverse sur le rôle de l'eustatisme : dans la mesure où elles ont été engendrées dans un système d'eaux stratifiées vraisemblable-

blement peu profondes, ce milieu témoigne d'un grand calme et il est peu cohérent de relier de tels sédiments aux "coups de chasse" répétés, alternatives expédiés puis aspirés par les mouvements eustatiques océaniques.

Les conclusions qui viennent d'être défendues par Saint-Martin et Rouchy (1990) apportent d'autres concepts qui doivent être discutés. Ces auteurs se fondent sur l'évolution observable dans ces séries minces et marginales que représentent les bioconstructions carbonatées (*cf. supra* § 3.A.1.1.a).

1) L'explosion des bioconstructions atlanto-méditerranéennes (fig. 12) a été observée par ces auteurs dans des bassins variés et s'avère donc indépendante du contexte géodynamique ou paléogéographique. Ces auteurs considèrent donc que cette installation est gouvernée par un facteur général, qui ne peut être qu'une variation positive du niveau marin (avec références à Montenat *et al.* 1987, Saint-Martin 1987 etc.). Dans le travail cité (1990), les auteurs considèrent alternativement que les édifices coralliens (le terme III *auct.*), dans la mesure où ils s'établissent parfois directement sur le socle pré-néogène, au delà des édifices à rhodophycées, doivent être l'enregistrement du maximum de la transgression qui se situe dans le Messinien inférieur. Mais par ailleurs, les auteurs considèrent que ce terme III peut être mis en rapport avec le début de la phase régressive dans la mesure où il recouvre le terme II (constructions à rhodophycées) par l'intermédiaire d'une discontinuité et tronque les corps biodétritiques progradants, sous-jacents. En outre, la migration centripète des colonies coralliennes -déjà évoquée ci-dessus-, dans la tentative de suivre l'abaissement du plan d'eau, est aussi la preuve d'une certaine concomitance avec le début au moins d'une régression.

2) Mais indubitablement, pour nos auteurs, c'est entre le stade III (récifs coralliens) et le stade IV (recouvrements stromatolitiques) que se situe la régression importante. On a vu que c'est d'ailleurs entre ces deux stades que se situe une discordance générale avec ravinements, dissolutions, karstifications etc. Ces phénomènes doivent être considérés, nous disent-ils, comme résultant des effets cumulés d'émersions successives. Cette régression majeure, sus-jacente à la transgression évoquée ci-dessus et sous-jacente à celle dont nous allons dire quelques mots, est considérée par Saint-Martin et Rouchy comme glacio-eustatique.

3) Le terme IV, principalement stromatolitique, matérialise en effet pour nos auteurs une nouvelle phase transgressive. Car, quoique côté bassin ce terme s'intercale avec les évaporites, son association locale avec des faunes marines indique "le rétablissement épisodique de conditions proches de celles du milieu marin normal avec un niveau du plan d'eau peu différent du maximum transgressif du Messinien inférieur". Ils ajoutent que cette nouvelle poussée transgressive ne peut être datée avec précision pour des raisons d'ailleurs évidentes.

4) Sur la base de ces épisodes transgressif-régressif-transgressif, les auteurs construisent une courbe qu'ils comparent ensuite à la courbe générale des mouvements eustatiques des océans (Haq *et al.*, 1987 in Saint-Martin et Rouchy 1990) Le parallélisme des courbes (*ibid.* fig 4) suffit à démontrer qu'il s'agit bien de phé-

nomènes eustatiques. Mais ce parallélisme conduit à mettre en équivalence du pic transgressif inférieur du Messinien méditerranéen un pic que Haq *et al.* dataient du Tortonien. La conclusion de Saint-Martin et Rouchy est alors la suivante : le pic de Haq *et al.* n'est pas d'âge tortonien mais messinien.

Je présenterai des objections sur deux points principaux :

1) Si la courbe de Haq représente bien des phénomènes eustatiques, cela implique que chacun des pics est fondé sur des observations nombreuses, effectuées en des points du globe très différents et soigneusement datées. Si c'est le cas du pic tortonien, invoqué par Saint-Martin et Rouchy, l'analogie avec la courbe des pics messiniens de Méditerranée est toute d'apparence. Elle ne saurait entraîner de synchronisme et la signification eustatique du pic du Messinien inférieur de Méditerranée ne repose sur rien. Si au contraire le pic de Haq correspond au pic messinien inférieur du sud-ouest de la Méditerranée occidentale, alors cela signifie que les pics de la courbe de Haq sont si mal datés que la valeur eustatique et mondiale de cette courbe est nulle et...qu'on ne saurait en tirer argument pour prouver que telle transgression du sud-ouest de la Méditerranée occidentale est un événement global.

2) La soif d'être eustatiques conduit Saint-Martin et Rouchy à des interprétations surprenantes, d'autant plus qu'ils se fondent sur des séries carbonatées de bordure, à la fois très minces et marginales. Ainsi peut-on lire (les mots en italique étant de mon fait) : "Il convient de distinguer ici l'abaissement général du niveau océanique qui isole la Méditerranée et les fluctuations du plan d'eau méditerranéen, imposées dès lors par les variations du bilan hydrologique propre à la Méditerranée..." Plus précisément : "Cette dernière étape (du confinement) enregistrée plus ou moins précisément par la discontinuité entre les termes III et IV, correspond à l'isolement définitif de la Méditerranée dont le corps d'eau passe dès lors sous la dépendance du bilan hydrique régional et évolue vers des conditions hypersalines...La seconde (pulsation transgressive) est intervenue au cours de la période correspondant à la "crise de salinité" et a donc permis un nouveau remplissage du bassin messinien qui s'est traduit par le recouvrement stromatolitique des édifices récifaux". Ainsi, en se conformant à la mode des interprétations eustatiques, Saint-Martin et Rouchy évoquent un isolement total d'une Méditerranée devenue endoréique, auquel finalement la théorie du bassin profond desséché n'a rien à envier. La dernière phrase citée, où le remplissage du bassin pendant la crise de salinité est présenté comme un phénomène unique, est même en-deçà, me semble-t-il, des interprétations de Hsü, telles qu'elles ont été "attiédies" après le leg 42 (*cf. ci-dessus*). Ces écrits sont d'autant plus surprenants que le second au moins des auteurs cités a contribué naguère à établir une image plus dynamique, plus nuancée, et, me semble-t-il, plus proche de la réalité de ce Messinien méditerranéen.

Concluons de ces deux objections que l'eustatisme n'apparaît pas comme un mécanisme primordialement important dans la genèse de ce géant salifère. Les faciès confinés, très épais, ne s'accommodent pas des relations très libres qu'aurait exigées la manifestation en Méditerranée des à-coups positifs et négatifs eusta-

tiques. Et, d'un autre côté, une régression eustatique importante, faisant passer le niveau océanique mondial sous un seuil assurant un isolement prolongé, ne saurait rendre compte de la variabilité verticale et horizontale de tous ces dépôts messiniens.

Les bassins messiniens méditerranéens ont pour première caractéristique de manifester des circulations entravées avec l'océan mondial. Ces entraves ont varié fréquemment et dans une gamme très étendue. Elles n'en ont pas moins été pratiquement permanentes. Or il est peu cohérent, devant cette réalité, d'interpréter les modifications de faciès qui s'y observent comme les répercussions fidèles, répétées, des oscillations eustatiques.

D'autres objections doivent être au moins évoquées. S'il s'agit de baisse eustatique importante, comme nous en avons connu pendant les glaciations quaternaires, une loi du tout ou rien a toute chance de jouer. C'est-à-dire que lorsque le niveau de l'océan passera sous le seuil, le domaine méditerranéen ne peut que s'acheminer vers une phase de grande stérilité et nous ne pensons pas qu'il y a là l'explication de cette sédimentation variée à l'infini. Peut-il s'agir alors du jeu de très faibles variations du niveau de l'océan, en quelque sorte de la répercussion d'un micro-eustatisme ? Oui, si le niveau de l'océan était - assez miraculeusement - à peu près exactement ajusté à la cote altimétrique de la zone de transfert. Mais dans ce cas, reconnaissons que d'autres solutions s'offrent à nous, aussi simples, aussi plausibles. C'est ainsi que des encombrements de la zone de transfert, par exemple imputables à des constructions biologiques ou à des arrivées locales de détritiques et, *a contrario*, le déblaiement de ces entraves sont parfaitement probables. Or, de tels faits peuvent rendre compte, par des entraves accrues ou diminuées, de l'alternance des circulations à double flux et des bassins oscillants, etc, d'une façon tout à fait vraisemblable. De tels encombrements sont susceptibles d'évolution rapide, même à une échelle beaucoup plus courte que celle des temps géologiques et ils fournissent donc une alternative attrayante aux interprétations eustatiques.

Rappelons enfin, au sujet de l'eustatisme et des phénomènes glaciaires auxquels on l'associe si souvent, l'existence et le maintien dans la littérature de deux opinions pourtant assez contradictoires. Pour un grand nombre d'auteurs et encore récemment (Kastens *et al.*, 1987) (citant Adams *et al.*, 1977, McKenzie *et al.*, 1979) la glaciation se développant dans l'hémisphère sud à la fin du Miocène aurait entraîné une baisse du niveau océanique sous la cote du seuil de Gibraltar ; phénomène qui, pour ces auteurs, serait responsable de la crise de salinité. L'autre opinion est celle clairement exprimée par exemple par Hsü *et al.* (1978). Ces auteurs ont affirmé que le "désert blanc" aurait entraîné des modifications climatiques et en particulier l'apparition d'une période glaciaire. D'aucuns seront tentés de concilier les deux mécanismes, l'un renforçant l'autre. Mais la crédibilité d'un tel éclectisme est d'autant plus réduite que comme l'a souligné Jauzein s'il y avait eu désert blanc dans une Méditerranée analogue à l'actuelle, l'eau ainsi évaporée eut été responsable d'une montée eustatique, antagoniste des baisses glacio-eustatiques suscitées.

## B.4. La vie du bassin : transgressions et régressions réglées par les facteurs morpho-structuraux.

Dans de nombreux grands bassins évaporitiques, d'âge et de localisation variés, on a remarqué que les sédiments salins s'étalent sur les marges du bassin, parfois en transgression discordante. Les auteurs de langue anglo-américaine parlent de l'"*onlap*" des évaporites. Le phénomène est intéressant sur un plan fondamental (Busson, 1968). Il ne l'est pas moins du point de vue de la géologie appliquée, car ces roches salines compactes et imperméables peuvent ainsi sceller des magasins détritiques ou carbonatés relativement fréquents en situation bordière.

Le bassin évaporitique messinien méditerranéen fait-il complètement exception à ces modèles ?

Même en ayant récusé catégoriquement l'hypothèse du bassin profond desséché, il n'est pas douteux que des excédents évaporatoires puissants, coïncidant avec des entraves fortes dans la zone de transfert (soit la zone de transfert Méditerranée-Atlantique, soit celle pouvant exister à l'orée d'un sous-bassin) ont pu amener des baisses de niveau locales et plus ou moins temporaires. Les preuves matérielles de ces baisses sont constituées par la progradation descendante des appareils récifaux déjà cités ci-dessus, par des glissements d'olistolithes calcaires, intervenus entre le dépôt de ces carbonates et le dépôt des gypses sur la surface abandonnée par la rétraction des saumures, etc. A Sorbas, ces glissements de calcaires, "appelés" par la baisse du niveau de l'eau, peuvent prendre l'allure d'effondrements de pans de falaises. Mais ces faits, d'importance altimétrique limitée, ne doivent pas faire perdre de vue l'essentiel. Cette sédimentation évaporitique messinienne ne correspond pas à la rétraction d'un bassin en voie d'assèchement et de disparition.

Pour mieux embrasser l'ensemble des phénomènes, ne nous cantonnons pas, dans un premier temps, aux seuls sédiments confinés. Dans la région oranaise et dans le bassin du Chélif, des auteurs tels que Gourinard (1952, 1958) et Perrodon (1957), cartographe objectif puisque indifférent à l'époque aux problèmes posés par la genèse des évaporites, avaient déjà noté que les faciès confinés du Miocène supérieur ou terminal avaient pu venir sur les marges en transgression discordante, dépassant l'extension des termes antérieurs du Miocène. Une telle conception est partagée par les auteurs modernes et nullement cantonnée à l'Algérie occidentale. Saint-Martin (1987), comme nous l'avons déjà vu, parle ainsi d'une tendance transgressive généralisée qui se manifeste dès la fin du Tortonien ; c'est-à-dire stratigraphiquement correspond, dit-il, au deuxième ensemble post-nappes d'auteurs algériens tel que Guardia (1975) et Fenet (1975). Comme je l'ai déjà évoqué ci-dessus, pour Thomas (1985), les récifs transgressifs sur la bordure nord du Tessala traduisent le débordement maximal de la mer messinienne sur l'arrière-pays. Les récifs - antérieurs à la plus grande partie des dépôts évaporitiques - sont révélateurs à ce sujet, non seulement en Algérie mais en Espagne (Fortuna, Sorbas, etc), qui viennent en transgression sur un socle ante-miocène directement ou par le simple intermédiaire de couches

détritiques ayant nivelé le socle ou de dépôts carbonatés à rhodophycées.

Mais les faits ne sont pas moins nets, quoi que plus paradoxaux avec les couches évaporitiques et confinées qui peuvent elles aussi venir en transgression discordante sur un socle ante-miocène. L'exemple -déjà cité ci-dessus- de la série messinienne amincie, gypseuse, tripolacée et biodétritique sur le môle du Bahache (Dahra) en est un exemple remarquable. Il ne faudrait pas croire que ces faits soient cantonnés à l'Algérie nord-occidentale. Nous avons dit que les limites observées du sel messinien pouvaient souvent n'être que des limites d'érosion ou de dissolution. En fait, la halite est présente dans de nombreux bassins marginaux, dès lors qu'une exploration de sub-surface suffisante a été conduite. Et, à l'échelle de toute la Méditerranée, les Evaporites supérieures, surtout faites de sulfate de calcium, semblent être allées partout plus loin encore que le sel sous-jacent.

N'est-il pas évident que cette transgressivité des évaporites est parfaitement en accord avec les modélisations et simulations opérées par Jauzein (1984) et Jauzein *et al.* (1984). Ces auteurs ont prouvé la fécondité des systèmes à double flux dont les dépôts n'ont aucune raison de se trouver en retrait par rapport aux sédiments marins précédents. Et ils ont montré que dans la vie d'un bassin oscillant, il y a toute chance pour que les évaporites se déposent en phase transgressive, alors que les épisodes de fermeture complète ont toute chance d'être d'une stérilité remarquable. Le remplissage évaporitique messinien méditerranéen - comme celui de tant de bassins évaporitiques - n'a pas correspondu à la réduction drastique de la nappe d'eau qui l'occupait mais au renouvellement progressif, mais complet, de son chimisme, sans incompatibilité aucune avec une extension des dépôts égale, voire supérieure, à celle des dépôts précédents.

Bref, au fil de ce texte, deux conditions nécessaires mais non suffisantes sont apparues : l'hyper-aridité - au moins sporadique - assurant un large excédent évaporatoire et, d'autre part, une subsidence forte, entretenue, assurant le piège morphologique capable d'héberger des évaporites qui, localement, sont épaisses de plusieurs milliers de mètres<sup>(1)</sup>. Mais ces deux conditions sont universellement réalisées dans des bassins anciens et actuels sans amener le dépôt d'évaporites importantes. La condition indispensable repose dans les caractéristiques de la zone de transfert, c'est-à-dire de la zone d'échange entre ces bassins méditerranéens et l'océan Atlantique voisin. C'est ici que se situe le problème d'interprétation le plus délicat et le plus ardu.

À cet égard, la considération des bassins évaporitiques actuels, incomparablement plus petits, ne se révèle pas d'un grand secours. Que ce soit dans le cas du chenal alimentant le Kara Bogaz et de son ajustement avec le niveau changeant de la mer Caspienne, que ce soit dans le seuil volcanique perméable du Ghoubbat et Kharab autorisant des circulations univoques avec le lac Asal, l'équilibre réalisé par les caractéristiques de ces zones de transfert apparaît d'une inouïe fragilité. Que le niveau de la mer Caspienne s'élève quelque peu ou que les fissures du seuil volcanique s'élargissent, et ce sera l'inondation marine et, par conséquent, la dissolution de l'appareil évapora-

tique. Que la zone de transfert, au contraire, restreigne les arrivées d'eaux marines, et ce sera l'assèchement et l'action irréparable de la déflation éolienne. N'est-il pas évident d'ailleurs que c'est pour cette raison que le Kara Bogaz Gol, si souvent considéré comme le meilleur type des bassins évaporitiques, ne contient que des dépôts fort peu épais et ne s'avère en réalité un modèle que pour certains mécanismes instantanés.

À y bien réfléchir, le maintien d'un ajustement altimétrique et d'une section de transfert adéquate pendant des temps aussi longs (à savoir une fraction non négligeable de l'étage messinien) apparaît quasiment miraculeux. Certes, il y a eu des variations responsables des fréquents changements de faciès, mais l'ajustement est néanmoins resté si bon que les sels en solution sont arrivés en quantités suffisantes pour combler même les subsidences très fortes de Méditerranée orientale, sans que l'inondation ne devienne si importante qu'elle rétablisse complètement les faciès marins comme elle le fera au Pliocène.

Devant ce miracle, je suis tenté de proposer une solution alternative : plutôt que ce *Deus ex machina* de la région de Gibraltar, maintenant avec tant d'adresse un équilibre aussi difficile, il me semble qu'une solution plus plausible consisterait à admettre l'existence d'un chapelet de bassins. Soulignons d'abord que, du point de vue structural, l'hypothèse d'un chapelet de bassins apparaît éminemment plausible. Cette fin du Miocène est une époque de mouvements verticaux très actifs. L'hétérogénéité crustale du substratum méditerranéen et des régions périphériques rend vraisemblable que la subsidence très forte s'est exprimée de façon différenciée, créant plusieurs sous-bassins. Ces mêmes mouvements verticaux, si évidents sur tout le pourtour méditerranéen, n'ont pu être que favorables à l'érection de seuils parachevant de tels bassins individualisés.

Or, du point de vue sédimentologique, un tel dispositif s'avère, à l'égard des évaporites, d'une grande efficacité. Au cours de son effort de modélisation et de simulation, Jauzein (1984) et Jauzein *et al.* (1984) ont précisé un certain nombre de faits que l'on peut en attendre. Un chapelet de bassins, se déversant l'un dans l'autre, au moins à certaines époques, augmente incomparablement, sous un climat aride, les possibilités de sursalure en s'opposant naturellement aux reflux de saumures. Le dispositif permet d'amener à saturation, beaucoup plus facilement qu'un bassin unique, les sous-bassins distaux par rapport à la mer ouverte. Puis, par un phénomène de retour, les bassins distaux sont susceptibles de renvoyer périodiquement des saumures très salées qui accéléreront la saturation (à l'égard de tel ou tel sel) des bassins proximaux. L'existence de tels sous-bassins explique, à l'évidence, des successions également différenciées. Ils aident à bloquer d'éventuelles arrivées d'eaux douces dans les bassins périphériques sans dommage pour les appareils évaporatoires centraux.

(1) Dans certains cas, les dépôts messiniens ont sans doute bénéficié d'une subsidence antérieure, non comblée par les apports anté-messiniens, c'est-à-dire d'un bassin affamé ; le fait est particulièrement plausible sur les sites des actuelles plaines abyssales où les épaisseurs de l'unité de Sel principal sont très fortes.

Le fait de passer d'une zone de transfert entre Méditerranée et Atlantique à un chapelet de bassins ne correspond pas, malgré les apparences, à découper la difficulté et, *ipso facto*, à la multiplier. Au contraire, le chapelet de bassins assure naturellement la succession dans le temps et dans l'espace des conditions circulatoires nécessaires à une augmentation de la salinité, en particulier par les entraves qu'il apporte aux reflux<sup>(1)</sup>.

## C. Évocation de quelques phénomènes mal expliqués dans cette sédimentation

### C.1. L'hyper-aridité et le détritisme messinien.

Plusieurs fois, dans le texte ci-dessus, j'ai insisté sur l'hyper-aridité qu'il faut admettre pendant les temps de dépôt d'évaporites pour assurer l'indispensable bilan évaporatoire excédentaire. Par ailleurs, cette hyper-aridité apparaît confirmée par la rareté et/ou la finesse du détritisme dans beaucoup de séries. Il est certain que des séries à évaporites massives n'auraient pas été possibles si les fosses où elles se sont accumulées avaient été remplies de matériel terrigène. Un même enseignement peut être tiré de nombreuses constructions carbonatées (récifs, plates-formes calcaires à Lithothamnies, etc.). Ces constructions, parfois très pures - par exemple celles du sud de la vallée du Chélif sur le rivage du massif de l'Ouarsenis *sensu lato* -, n'auraient pas été possibles si les apports, même argileux, n'avaient pas à peu près cessé.

En fait, cette mise en sommeil des mécanismes d'érosion et de transport n'est que relative. Dans bien des cas, il suffit que l'état de conservation ou les arguments de datation permettent d'identifier les séries messiniennes marginales pour que s'observent des séries détritiques grossières : séries gréso-argileuses rouges de la région de Murcie -avec dans la région d'Elche des passes interrompant la barre corallienne construite, par lesquelles se déversait le matériel terrigène qui, localement, interrompait la croissance des récifs (Saint-Martin, 1987)-, conglomérats d'Aléria en Corse, flysch, molasses et conglomérats du sud-ouest de la Turquie (non loin des bassins évaporitiques de Méditerranée orientale, observation de J.H. Brunn *in* Rouchy, 1986, p.520), recrudescence du détritisme dans le Messinien du Rif (Feinberg, 1978), conglomérats de Pissouri à Chypre (Rouchy et Orszag-Sperber, 1980) ; faciès sableux dits Arrenazzolo de Sicile et de nombreux sites de Méditerranée profonde, etc. Dans les bassins de sédimentation eux-mêmes, la mention très fréquente un peu partout de microfaunes remaniées des séries antérieures, en particulier du Crétacé, est un autre indice de l'existence d'un détritisme fin. Notons d'ailleurs que les témoignages de ce détritisme sont d'autant moins étonnants que les mouvements verti-

caux (subsidence et exhaussement) ont été fréquents et importants, comme cela a été dit à plusieurs reprises dans ce texte.

Finalement, deux explications, non exclusives, sont possibles en présence de cette coexistence latérale et donc de ce synchronisme apparent de séries évaporitiques (parfois massivement salines) et de séries détritiques. La première invoque des phases alternées d'apports détritiques et de dépôts chimiques représentant la réponse à des époques climatiques différentes et même contrastées (périodes humides et périodes sèches). Cette interprétation (Busson, 1983) est d'autant plus plausible que ces deux types de sédimentation (détritiques parfois grossiers, évaporitiques) sont tous deux exceptionnels par la rapidité possible des dépôts. Dans la deuxième voie de recherche, on pourra penser à imputer la présence de détritiques à proximité des bassins évaporitiques messiniens au rapprochement des aires nourricières continentales. Il a, en effet, été rappelé ci-dessus que, dans de nombreux cas, le domaine sédimentaire s'était restreint au Messinien par l'émersion de vastes aires occupées antérieurement par un Miocène marin. Et il est bien vrai que même dans un temps où l'hyper-aridité a souvent triomphé, la localisation optimale pour l'accumulation de détritiques grossiers se fera sur la bordure des nouvelles aires continentales.

### C.2. Diatomites et diatomées du Messinien.

Le problème de ces relations entre ce domaine messinien méditerranéen confiné et certains phénomènes globaux se trouve posé par ce que l'on peut appeler l'explosion des diatomées. Les spécialistes du Messinien, frappés par l'abondance des diatomites, aussi bien dans les bassins marginaux que dans les Évaporites supérieures des parties actuellement profondes, n'ont pas manqué de rapprocher ce fait de la prolifération des mêmes flores dans une grande partie du milieu océanique mondial (*cf.* par exemple Rouchy, 1982a et c). Identiquement, les auteurs étudiant la formation Monterey en Californie -également miocène et à certains niveaux très riche en diatomées- ont mis en relation le développement exceptionnel de ces chlorophycées avec l'extrême importance d'une même sédimentation biosiliceuse sur les marges voisines du Pacifique Nord-Est. Les interprétations données à ces diatomites océaniques méritent d'être rappelées avant d'examiner si elles peuvent être transposées aux bassins confinés tels que ceux du Messinien méditerranéen.

De nombreux auteurs [Kennett (1982) *in* Saint-Martin (1987), Leclaire et Denis-Clochiatti (1984), Barron (1986), Isaacs (1984)] ont décrit et tenté d'expliquer la substitution au Miocène, sur d'énormes superficies océaniques, de dépôts siliceux aux dépôts carbonatés antérieurs. Le phénomène serait apparu autour de l'Antarctique dès le Miocène inférieur, grâce à la mise en place d'une importante divergence hydrologique alimentant la tranche photique en nutriments indispensables<sup>(1)</sup>.

(1) Il est donc clair que notre hypothèse ne correspond pas aux bassins séparés de Branson (1915) destinés à rendre compte des « bassins mono-minéraux ». Les modèles esquissés par Jauzein (1984) *et al.* (1984) fournissent une image plus complexe, plus dynamique et plus proche de l'idée que nous pouvons nous faire en l'état actuel des explorations de la réalité messinienne méditerranéenne.

(1) Parmi ces nutriments on a fait allusion à l'azote ammoniacal, à l'azote nitrique et évidemment à la silice. On a pu noter par ailleurs, par exemple en Atlantique, que les diatomées pouvaient ne pas dépasser 2,5 % du total du plancton dans des eaux peu productives (le reste étant formé de dinoflagellés et de coccolithes, etc.) alors que ces mêmes Chlorophycées peuvent atteindre 80 % dans des eaux très productives (Guillard et Kilham, 1977, *in* Isaacs, 1984).

Puis de telles divergences se seraient manifestées en position de plus en plus septentrionale, tropicale, et même équatoriale et ces upwellings, aussi bien côtiers que hauturiers, seraient responsables des ceintures à diatomées, tout autant des marges est des océans que des aires équatoriales etc. L'énergie nécessaire à la mise en place et surtout au maintien -depuis le Miocène- de ces remontées se trouverait dans des circulations éoliennes en basse atmosphère, nouvelles par rapport aux époques antérieures et dans des contrastes de températures importants. Ainsi les ceintures biosiliceuses océaniques des basses latitudes devraient être largement imputées à l'installation des vents d'est permanents (alizés). Sur les côtes de Californie -au large des bassins où s'est déposée la formation Monterey- on a ainsi décrit une alternance de courants côtiers orientés vers le sud et qui tendaient à entraîner les eaux de surface vers le large et par conséquent créaient des upwellings forts, avec des périodes de courants orientés vers le nord et à effets inverses : ces alternances courantologiques se traduisant par la superposition de dépôts riches en diatomées et de dépôts pauvres en ces flores (Wooster et Reid, 1963 *in* Isaacs, 1984).

Quand les auteurs mettent simplement en relation la richesse de certaines aires des océans miocènes en diatomées avec le pullulement des diatomées du Messinien méditerranéen, ils occultent, me semble-t-il, une question fondamentale. Si la richesse biosiliceuse des océans ouverts est à imputer à des conditions climatiques (contrastes de températures, courantologie générale et locale, circulations éoliennes dans la basse atmosphère etc) assurant un brassage et une remise dans le cycle biologique des nutriments, comment de tels phénomènes se sont-ils aussi facilement et aussi complètement introduits dans des bassins sévèrement confinés comme devaient l'être ceux du Messinien méditerranéen ? Je ne saurais répondre à cette interrogation, mais je serais enclin à considérer ce fait comme un argument supplémentaire en faveur de bassins méditerranéens, non pas totalement isolés de l'océan (comme dans une hypothèse du type bassin profond desséché) ; mais comme des bassins aux circulations encore relativement aisées. Il a pu s'agir par exemple, pendant la plus grande partie du temps, de transferts à double flux entre océan et Méditerranée. Soulignons que, même dans cette hypothèse, il demeure un problème. Une telle circulation à double flux a toute chance d'avoir correspondu à un bilan évaporatoire excédentaire et donc à une circulation de type anti-estuarien. Ce type implique une entrée des eaux océaniques de surface : or, les nutriments se concentrent, en général, au contraire, dans une zone de profondeur intermédiaire, profonde de quelques centaines de mètres et qui n'ont eu accès *a priori* qu'à des bassins marginaux relativement ouverts, bien échancrés. On sait que ceci est le cas, dans la nature actuelle, du golfe de Californie riche en diatomées et qui profite de la zone intermédiaire de l'Est pacifique. Mais dans ce golfe les circulations sont évidemment trop actives pour qu'il y ait dépôt d'évaporites.

Pour redimensionner l'importance réelle des facteurs océanologiques généraux dans ces proliférations diatomitiques des bassins confinés, je serai amené à évoquer d'autres domaines. Tout d'abord, les diatomites marines ont été signalées avec une certaine abon-

dance dans tout le Miocène téthysien : Aquitanien et Burdigalien de Zakynthos et Kefallinia (Stamatakis *et al.*, 1989) ; Sarmatien inférieur de Dolje près de Zagreb, Yougoslavie (Polsak *et al.*, 1987), etc. Mais plus remarquable encore est le développement exceptionnel des diatomites dans des couches purement continentales pendant ce système miocène, alors que ces flores existent depuis plusieurs dizaines de millions d'années. Les exemples vont de petits appareils tels que des lacs de cratères volcaniques en France, jusqu'à des extensions beaucoup plus vastes dans de nombreux bassins de la Paratéthys, saumâtres ou dulçaquicoles. Il est évident que le seul moteur invoqué dans l'océan (courantologie, induit par des contrastes de températures ou des circulations éoliennes) ne peut être rendu responsable de ces pullulements continentaux pourtant parfaitement contemporains. Certains phénomènes climatiques communs aux deux domaines peuvent être en partie responsables de cette explosion diatomitique. Certains phénomènes d'évolution biologique (qui eux-mêmes ne sont peut-être pas sans relation avec des variations climatiques) peuvent être également à l'origine de ces nouvelles et formidables poussées de ces algues siliceuses au Miocène.

Ces considérations très générales vont nous ramener à la prise en compte de facteurs régionaux. Nous avons déjà rappelé ci-dessus qu'il relevait du paradoxe d'expliquer un des caractères primordiaux de la sédimentation d'un bassin confiné - c'est-à-dire aux circulations indubitablement entravées avec l'océan- par les phénomènes qui s'exerçaient dans cet océan à cette époque. Le Messinien, en particulier la série des Evaporites supérieures, est caractérisé par l'omniprésence des diatomites : ce sont les caractères mêmes de la sédimentation messinienne dans ces bassins méditerranéens qui doivent en rendre compte. La place bien précise dans les séquences sédimentologiques de ces diatomites entre marnes marines à microfaune calcaire et gypses, confirme le rôle déterminant d'une évolution *in situ* de la salinité dans ces proliférations de chlorophycées siliceuses. Au demeurant, si les seules conditions courantologiques qui régnaient et se déplaçaient dans les océans étaient responsables de cette évolution, est-il plausible que la disparition des diatomites ait été si totale juste au-dessus de la limite Messinien-Pliocène ? Au contraire, cette disparition brutale est parfaitement explicable par des conditions environnementales locales, dès lors que ce passage Messinien-Pliocène s'est traduit dans ces bassins méditerranéens par une modification complète et généralisée.

Saint Martin (1987) a justement fait remarquer que, dans cette sédimentation du Messinien méditerranéen, les évaporites ont trop exclusivement retenu l'attention : cet étage, dit-il, est "aussi marqué par une activité biologique déterminante dans la sédimentation : récifs, diatomites, cyanophycées, Mélobésiées etc.". Et il est vrai que la sédimentation messinienne contraste avec les couches précédentes des aires méditerranéennes, autant par le développement considérable de ces proliférations biologiques particulières que par les couches évaporitiques massives. Or, il n'est pas moins évident que l'invocation des phénomènes courantologiques océaniques de l'Atlantique voisin ne saurait être satisfaisante pour tous ces organismes. Au contraire, certains caractères indigènes des environnements messi-



niens peuvent être invoqués pour tenter d'expliquer ces proliférations. Citons, par exemple, l'augmentation probable de la température, la raréfaction des apports détritiques, en particulier argileux, qui laissent largement la place au rôle du bios, la prolificité extraordinaire des saumures (Kirkland et Evans 1981, Busson 1982, Cornée 1988, 1989) qui, à une salinité donnée, ne permettent la vie que de quelques espèces, mais avec des valeurs de biomasses record, par rapport à tous les milieux aquatiques etc. Ces caractères environnementaux indigènes restent largement à approfondir mais constituent indubitablement une voie de recherche plus fructueuse que la seule invocation des phénomènes s'étant déroulés dans les océans.

### C.3. La biogéographie et les évaporites messiniennes.

Les biogéographes sont particulièrement intéressés par l'intervention des phénomènes survenus au cours du Messinien méditerranéen et capables d'avoir participé à la distribution actuelle des faunes et des flores dans les trois continents qui entourent cette mer et dans cette mer elle-même. De ce fait, ils sont toujours préoccupés de savoir comment les géologues interprètent la paléogéographie correspondant à ces dépôts. Hsü (1988), substituant encore une fois l'affirmation à la démonstration, a écrit "les zoologistes, qu'ils soient spécialistes de serpents, de poissons, de mollusques, ou d'autres faunes, tous ont trouvé dans le modèle de dessiccation la clé à la compréhension de la zoogéographie actuelle." On est évidemment loin d'un tel consensus dans une telle simplicité.

Un premier point qui retient l'intérêt des biogéographes est celui des possibilités offertes par cette paléogéographie messinienne à l'égard des déplacements N-S et S-N du bios continental terrestre. La Méditerranée messinienne, avec ses caractéristiques sédimentologiques si particulières, a-t-elle joué comme une barrière infranchissable ou a-t-elle pu offrir des ponts continentaux ? Je n'ajouterai que deux remarques à ce débat. Par rapport aux époques antérieures du Miocène, dont les dépôts marins sont parfois allés nettement plus loin, le Messinien a dû offrir plus de possibilités de colonisation et de déplacement aux organismes continentaux. De ce fait, il est normal que cet étage puisse être une époque de dispersion des faunes et flores terrestres. En ce qui concerne les modalités de la sédimentation messinienne, il est certain que si un bassin profond desséché avait existé à un certain moment du Messinien, il eût été une circonstance favorable supplémentaire. Le seuil émergé, indispensable pour rendre compte d'un tel "désert de sel", aussi bien que ce désert lui-même, aurait en effet offert des surfaces terrestres importantes. L'image paléogéographique à laquelle je dois me rallier est moins riche en de telles potentialités. L'obligation d'admettre, pendant la plus grande partie des temps messiniens, une (ou des) circulation(s) à double flux n'est pas, à cet égard, une circonstance favorable à des circulations terrestres entre la péninsule ibérique et l'Afrique du Nord. Malgré cela, les échanges N-S ne me paraissent pas se heurter à des impossibilités. Les

épisodes de bassins oscillants supposent un ou des seuils émergés ; l'hypothèse de chapelets de bassins multiplie le nombre de tels seuils. Le caractère très peu profond et sujet à des émergences des Evaporites supérieures est une autre circonstance favorable. La multiplicité de telles circonstances, au surplus, doit être appréciée à la lumière de la rapidité possible de ces phénomènes de dispersions biogéographiques qui peuvent avoir profité d'opportunités brèves à l'échelle des temps géologiques. Enfin, le vraisemblable cul-de-sac du fond de la Méditerranée orientale a pu quasiment en permanence permettre tous les transferts N-S ou S-N souhaités par les paléobiogéographes des époques post-messinienes.

Le deuxième point concerne les organismes marins méditerranéens : dans quelle mesure peuvent-ils être les descendants d'organismes méditerranéens (ou téthysiens) ante-messiniens qui ont survécu aux sursalures et aux émergences messiniennes ; ou bien la totalité des organismes méditerranéens actuels résulte-t-elle de réensemencements post-messiniens à partir de l'océan Atlantique ?

Voyons d'abord les arguments **écopaléontologiques**.

Le problème concerne de nombreux organismes différents et il n'est ni dans notre objectif, ni dans notre compétence, de les analyser, mais seulement dans notre intention de les évoquer. Il est remarquable que les données paléoanatomiques et paléobiogéographiques sont déjà si complexes que les spécialistes de certains groupes ne sont pas d'opinion unanime sur cette alternative. C'est ainsi que, dans le cas des poissons, Arambourg jadis (1927) ou Gaudant naguère (1978) considéraient qu'une partie des espèces actuelles, au moins, était d'origine (ante-messinienne) paléoméditerranéenne ; tandis que les spécialistes italiens cités ci-dessus considèrent plutôt que la faune ichthyologique actuelle résulte d'un réensemencement atlantique post-messinien. Des spécialistes de faunes abyssobathyales, comme Casanova (communication orale, Société de Biogéographie, février 1989) pour les archéochétonates, estiment que les espèces observées actuellement en Méditerranée profonde sont paléoméditerranéennes. Mais quand ils invoquent, au sujet de cette opinion, l'absence de faunes analogues dans le proche Atlantique ou la difficulté pour des espèces abyssobathyales de franchir le détroit de Gibraltar, ne fondent-ils pas trop leur conviction sur la seule physiographie actuelle de la Méditerranée et de la zone de raccord avec l'Atlantique ? Autrement dit, si l'arrivée de ces espèces abyssobathyales apparaît difficile ou impossible dans les conditions courantologiques, bathymétriques et écologiques actuelles, est-on sûr qu'il en a été de même depuis l'aube des temps pliocènes ?

Barrier *et al.* (1989) viennent d'apporter des faits et des interprétations fondamentaux pour tenter de résoudre ce problème. Ces auteurs considèrent les riches faunes bathyales existant dans les affleurements soulevés d'âge pliocène supérieur et pléistocène inférieur et moyen près du détroit de Messine. Dans celles de ces faunes qui sont propres aux substrats rocheux, l'abondance et la diversité des formes d'origine atlantique posent le problème de leur pénétration dans la Méditerranée. La colonisation de la Méditerranée ou



plutôt les phases de colonisation sont concevables pour les formes bathyales qui possèdent un stade larvaire planctonique, fut-il de courte durée : mollusques, Serpulidés, Scléractiniaires etc. Par contre, dans ces faunes, les Crinoïdes pédonculés sont holobenthiques, c'est-à-dire dépourvus de formes planctoniques- et ont dû donc être amenés de l'Atlantique profonde à la Méditerranée par des courants de fond ayant cette direction. Une difficulté conceptuelle à ce réensemencement consiste dans les différences (température, salinité, oxygénation) qui existent respectivement dans les eaux profondes (dès 300 m en particulier) de l'Atlantique et de la Méditerranée.

Barrier *et al.* observent que ces difficultés sont écartées si l'on admet pour ces époques un régime de courants inverse du régime actuel entre Méditerranée et Atlantique. A ces époques ou à certaines phases de ces époques, la Méditerranée ne devait pas être comme actuellement un bassin de concentration mais un bassin de dilution ; ou dans un autre langage la circulation à Gibraltar devait y être de type estuarien et non, comme maintenant, anti-estuarien. Il suffit pour cela d'admettre des apports massifs d'eau douce plus importants et une moindre évaporation. Cette circulation correspondait à un courant de fond froid riche en matière organique, pouvant véhiculer des animaux holobenthiques pénétrant de l'Atlantique en Méditerranée et rendant compte à la fois du transport des organismes et des conditions écologiques favorables à leur prolifération <sup>(1)</sup>.

Voyons maintenant des arguments plus **géologiques**.

Il est vrai que le maintien de bassins à contenus marins normaux pendant tous les temps messiniens semble difficile à admettre. *A fortiori* est-il difficile d'admettre le maintien de bassins marins normaux suffisamment profonds pour la préservation d'espèces abyssobathyales. Rappelons en effet que les bassins centraux méditerranéens sont fréquemment occupés par des séries à chlorures (y compris même parfois par des chlorures potassiques), que les évaporites apparaissent très généralisées, même dans les bassins marginaux, et qu'il semble difficile que tel ou tel bassin marginal ait conservé pendant tout l'étage un contenu marin normal sans être, à tel ou tel moment, drainé au profit de bassins évaporitiques voisins. Disons, enfin, qu'à l'égard de ce problème l'hypothèse du bassin profond desséché offrait encore moins de possibilités que notre hypothèse d'un chapelet de bassins confinés, aux relations entravées mais néanmoins soutenues. Est-il nécessaire d'ajouter qu'aucun témoin de tels bassins, restés marins tout au long du Messinien, n'a jamais été découvert, permettant de donner consistance aux hypothèses des paléobiogéographes partisans d'un maintien et d'une survie sur place des faunes abyssobathyales méditerranéennes ante-messiniennes.

(1) Barrier *et al.*, rappellent que Benson (1972) a émis une hypothèse assez similaire pour expliquer la pénétration des ostracodes psychosphériques au Pliocène en Méditerranée : la présence de ces animaux a été, on s'en souvient, un des fondements de la théorie du bassin profond.

#### C.4. Relations entre bassins centraux et bassins marginaux.

Un bassin actuellement continental comme celui de Caltanissetta en Sicile offre - comme nous l'avons dit - une succession rappelant beaucoup celle des plaines abyssales actuelles avec, à la base, une unité de sel importante et, au-dessus, une série à sulfate de calcium, diatomites, marnes marines, etc. La corrélation entre ces unités, et vraisemblablement leur synchronisme, n'offrent donc pas de difficultés majeures. Il est déjà moins aisé d'établir des corrélations entre une série marginale telle que celle de Lorca (Levant espagnol) présentant du sel à la base (comme l'ont révélé les explorations les plus récentes) et une série marneuse, diatomitique et gypseuse au sommet. Mais le problème de ces relations devient beaucoup plus ardu avec des séries telles que celle du bassin du Chélif dont plusieurs caractéristiques sont remarquables. Ces séries affleurent sur de grandes superficies, dans d'excellentes conditions. Elles ne présentent pas de halite et cette absence ne peut être imputée à des dissolutions systématiques qui se marqueraient par des brèches spectaculaires, des effondrements, etc. Or, en outre, toutes ces séries sont remarquablement concordantes entre elles et avec le Tortonien et ne nous semblent pas manifester d'anomalies stratonomiques ou autres. Dès lors, une question, pourtant rarement posée dans la littérature, nous paraît prendre une acuité singulière : quel est l'équivalent, dans la série du Chélif, de la période de temps où se déposaient près de 1 000 m de l'unité de Sel principal des plaines abyssales actuelles ou du bassin de Caltanissetta ? S'agit-il des tripolis et des gypses du Chélif qui sembleraient pourtant plutôt devoir être rapprochés des "Evaporites supérieures" ou bien l'équivalent de cette formidable série salifère n'est-il représenté que par une lacune (ou une multitude de lacunes répétées), qui passe inaperçue bien qu'elle doive être tout à fait générale.

Le problème est peut-être plus délicat encore pour les auteurs si nombreux évoqués ci-dessus (§II. D) qui s'accordent pour admettre lors de la crise de salinité (?) une régression de l'ordre de 1 000 m. Comment une telle régression a-t-elle pu ne pas se marquer, ou de façon si discrète, dans les épaisses et concordantes séries du Chélif ? De telles interrogations doivent rester présentes à l'esprit devant des reconstitutions portant sur un sous-bassin marginal avec sa trilogie : récifs, laminites, gypses. Si le schéma proposé est clair, simple et plausible, il ne faut pas oublier que l'insertion de cette histoire locale dans l'ensemble des temps et des phénomènes du Messinien laisse encore bien des problèmes en suspens.

Au chapitre de ces relations entre les bassins centraux et les bassins marginaux on met habituellement l'accent sur l'écoulement de saumures en provenance des seconds -qui jouent en annexes évaporatoires- vers les premiers, déprimés. Il ne faut pourtant pas négliger la possibilité de phénomènes de renvoi. Il n'est pas impossible que, quand le niveau et/ou la salinité des saumures centrales s'élevaient, ces phénomènes aient eu une répercussion sur des bassins marginaux. Ainsi

l'introduction de saumures pénétrant les bassins marginaux a pu aggraver des phénomènes de stratification de corps d'eau favorisant le dépôt de laminites. Ou encore : dans la mesure où une stratification des eaux entravait le dépôt du sulfate de calcium dans les bassins centraux, la pénétration centrifuge de saumures centrales dans les bassins marginaux a pu y amener le sulfate de calcium dans des conditions plus superficielles où il lui était possible seulement de se déposer. Ces phénomènes sont d'intérêt paléogéographique capital ; mais il faut reconnaître que leur appréhension, nous demeure encore à peu près totalement inaccessible.

## Conclusion générale

La dernière question sur les relations entre les successions des bassins centraux et celles des bassins marginaux souligne que si de grands progrès ont été réalisés depuis bientôt vingt ans dans la compréhension et l'interprétation des épaisses séries à évaporites du Messinien méditerranéen, des faits d'importance capitale n'en restent pas moins non élucidés et doivent faire l'objet de nouvelles investigations.

Au-delà de l'aspect, en quelque sorte scandaleux, conféré au Messinien par la controverse internationale, âpre et prolongée, suscitée par l'affirmation de l'existence d'un bassin profond et desséché, cet exemple d'accumulation évaporitique grandiose est d'un intérêt général considérable. Son étude permet d'approfondir tous les concepts fondamentaux et les questions non encore résolues que l'on trouve dans la plupart des grands bassins salins. La disposition concentrique des grands groupes de faciès (et secondairement antéro-postérieure) y prend une échelle exceptionnelle et apparaît aussi bien en contexte carbonaté que détritique. La richesse de la gamme des faciès représentés depuis les marins francs jusqu'au chlorure de potassium, combinée à la variété extrême des bassins et sous-bassins permet d'illustrer -et donc de mieux comprendre- quasiment à l'infini, les enchaînements génétiques qui relient tous ces dépôts dans l'espace et dans le temps. L'intervention de l'hyper-aridité - soutenue par les uns, combattue par les autres - et les relations délicates avec un détritisme discret mais non absent est un autre sujet, aussi important que délicat. Les caractéristiques et l'évolution de la zone de transfert tiennent les clés de l'interprétation de ces séries, mais aucun témoignage n'en subsiste. Une éventuelle reconstitution en serait imaginaire. A un seuil unique, dans l'actuelle région de Gibraltar, il m'a semblé qu'il fallait substituer la notion de chapelet ou mosaïque de bassins égrénés dans l'espace méditerranéen. L'avenir dira le succès de ce concept et les vérifications qu'il pourra recevoir de nouvelles observations.

Il y a 10 ans (Busson, 1979a), j'écrivais : "Si l'unité de Sel principal a dû se sédimenter sous une certaine épaisseur d'eau et sans phases de dessiccation (ou seulement très sporadiques), l'unité des Evaporites supérieures a pu présenter des phases de dessiccation complète, mais n'a jamais dû correspondre à une profondeur d'eau importante". Depuis, un effort sérieux de modélisation et de simulation a été entrepris

(Jauzein, 1984 et Jauzein *et al.*, 1984), le premier de cette ampleur à notre connaissance. Or, les conclusions de Jauzein sont formelles, répondant à l'hypothèse d'un bassin analogue à la Méditerranée actuelle, devenu profond et desséché : il est physiquement impossible de dessécher un bassin profond du type de la Méditerranée actuelle et de son environnement. Les études de Jauzein prouvent, non seulement que si le bassin était profond comme la Méditerranée actuelle, il n'a pu être desséché, mais établissent en outre que seul un bassin peu profond sur la même superficie peut avoir été, lui, desséché. Faut-il souligner la concordance entre ce qui a été déduit des observations géologiques et ce qui a été reconstitué, quelques années plus tard, par la prise en compte des différents paramètres réglant ce type de sédimentation ?

## Remerciements.

Cette mise au point n'eût pas été possible sans une connaissance de terrain du Messinien : celle-ci, acquise dans le nord du bassin du Chélif, dans le cadre d'un travail cartographique et stratigraphique (1954-1956) a été rendue possible par les moyens mis à ma disposition par le Service de la Carte Géologique de l'Algérie. Je n'omettrai pas de citer de longues et fructueuses conversations avec Y. Gourinard, J. Magné et bien des géologues de l'équipe Chélif de la S.N.-REPAL. Dans un passé plus récent, je rappellerai des longues conversations avec J.M. Rouchy à qui, dès 1974, je confiais comme thèse de Doctorat d'Etat un sujet intitulé : "Le Messinien".

L'élaboration de ce texte doit tout à l'assistance permanente d'A. Cornée ; son rôle a été déterminant dans la recherche et l'exploitation bibliographique, dans l'élaboration du texte, tant du point de vue du fond que de la forme, dans la rédaction de la liste bibliographique, dans le choix et l'élaboration des figures. Je lui exprime toute ma reconnaissance pour ce travail exécuté avec une ardeur inlassable, une minutie sans défaillance, une conscience et une patience à toute épreuve. D. Noël, M.M. Blanc-Valleron ont également rendu bien des services pendant la longue période de préparation de ce manuscrit. A. Roure a passé bien des journées sur ce texte, y acquérant une connaissance parfaite de l'utilisation du Macintosh. Mme Delétoile a réalisé la première dactylographie d'une bonne partie de ce texte. S. Gonzalez a réalisé certains compléments. Mme Day a bien voulu contribuer à préparer les références bibliographiques. E. Cambreleng a réalisé les dessins originaux que comporte ce texte. Enfin, je ne saurais oublier dans ces remerciements J. Mangin, J. Sorand et M.C. Laurent, lecteurs bénévoles, sans lesquels ma cécité m'aurait empêché de prendre connaissance d'une littérature particulièrement abondante.

## Références bibliographiques

- ANDERSON R. van V. (1936).- *Geology in the coastal Atlas of Western Algeria. Geol. Soc. Amer. Mem.*, 4, New York, 450 p.
- ARAMBOURG C. (1927).- Les poissons fossiles d'Oran. *Mat. Carte géol. Algérie, Paléontologie*, 6, 291 p.

- BARRIER P., DI GERONIMO I., MONTENAT C., ROUX M., ZIBROWIUS H. (1989).- Présence de faunes bathyales atlantiques dans le Pliocène et le Pléistocène de Méditerranée (déroit de Messine, Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 5, 4, pp. 787-796.
- BARRON J.A. (1986).- Paleooceanographic and tectonic controls on deposition of the Monterey Formation and related Siliceous rocks in California. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam, 53, (1), pp. 27-45.
- BAUDRIMONT R. (1973).- Recherches sur les diatomées des eaux continentales de l'Algérie : écologie et paléoécologie. Thèse Doct. ès. Sci. nat., Univ. Bordeaux I, 274 p.
- BENSON R.H. (1973).- Psychrospheric and continental Ostracoda from ancient sediments in the floor of the Mediterranean.- In W.B.F. RYAN, K.J. HSÜ *et al.* (eds), Init. Rep. Deep. Sea Drill. Proj., Washington (U.S. Govt. Printing Office), 13, pp. 1002-1008.
- BERNET-ROLLANDE M.C., MAURIN A.F., MONTY C.L. (1980).- *Porites* vs *Stromatolites* at Santa Pola (Spain) : a Miocene sedimentological puzzle. -26ème Congr. Géol. Intern. Paris, 2, 6-12, résumé : p. 435.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. (1976).- La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, Paris, 7, (71), pp. 811-822.
- BIZON G., BIZON J.-J., MULLER C. (1978).- Données tirées de l'étude des foraminifères et des nannofossiles du Messinien en affleurement et dans le domaine marin. *Bull. Mus. natn. Hist. nat.*, (3), 518, Sci. de la Terre, 70, pp. 123-135.
- BRANSON E.B. (1915).- Origin of thick gypsum and salt deposits. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 26, pp. 231-242.
- BUROLLET P.F. (1951).- Etude géologique des bassins mio-pliocènes du nord-est de la Tunisie (région entre Mateur, Ferryville et Porto-Farina). *Ann. Mines et Géol. Tunisie*, 7, 91 p.
- BUROLLET P.F., BYRAMJEE R. (1974).- Réflexions sur la tectonique globale. *C.F.P. Notes et Mém.*, Paris, 11, pp. 97-105.
- BUSSON G. (1959a).- Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, n° 81 : Warnier (2ème éd.). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, avec notice explicative (avec la collaboration de J. Boulaine), 16 p.
- BUSSON G. (1959b).- Etude préliminaire du Djebel Guehhad. Déformations tectoniques contemporaines de la sédimentation pendant le Crétacé supérieur au Sahara central. *Trav. Inst. Rech. sahar.*, Alger, 18, 1er-2ème sem., pp. 11-19.
- BUSSON G. (1968).- La sédimentation des évaporites. Comparaison des données sahariennes à quelques théories, hypothèses et observations classiques ou nouvelles. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, n.s., C, 19 (3), pp. 125-169.
- BUSSON G. (1972).- Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, Paris, C, 36, 441 p.
- BUSSON G. (1974).- Sur les évaporites marines : sites actuels ou récents de dépôts d'évaporites et leur transposition dans les séries du passé. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 121, 16, 2, pp. 189-208.
- BUSSON G. (1978a).- L'unité des faciès confinés en milieu de plate-forme carbonatée. In "Livre Jubilaire Jacques Flandrin". *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, mém. H.S. 4, pp. 87-112.
- BUSSON G. (1978b).- Genèse des évaporites : les enseignements des milieux épicontinentaux apparaissent-ils transposables aux évaporites de marge océanique ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, 20 (4), pp. 533-545.
- BUSSON G. (1979a).- "Le Géant salifère" messinien du domaine méditerranéen : interprétation génétique et implications paléogéographique. VIIth Intl. Congr. on Mediterranean Neogene, Athènes, 1979. *Ann. géol. Pays hellén.*, H.S. (1), pp. 227-238.
- BUSSON G. (1979b).- Couches laminées riches en matière organique et précédant les roches salines : les enseignements d'un enchaînement de faciès. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 75, pp. 5-18.
- BUSSON G. (1980).- Les grandes cuvettes évaporitiques en milieu détritique : comment elles se creusent, comment elles se remplissent. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 4, (1), pp. 557-588.
- BUSSON G. (1982).- Transpositions des données sur les marais salants aux grandes accumulations évaporitiques du passé. *Géol. méd.*, Marseille, 9 (4), pp. 563-591. (parution 1984).
- BUSSON G. (1983).- Sur la signification paléoclimatologique des roches salines. Actes Coll. AGSO, Bordeaux, mai 1983. *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquitaine*, Bordeaux, 34 et *Cah. Quaternaire* (CNRS), n° spécial, pp. 59-85.
- BUSSON G. (1988).- Relations entre les types de dépôts évaporitiques et la présence de couches riches en matière organique (roches-mères potentielles). *Rev. Inst. fr. Pétrole*, 43, (2), pp. 181-215.
- BUSSON G. (1989a).- Precipitite : an useless semantic creation which will complicate the difficult interpretation of evaporitic deposits. *Geol. Soc. Amer., Abstr. with programs*, Boulder, 21 (6) (résumé) : A364.
- BUSSON G. (1989b).- Nomenclature et interprétation des roches salines : évaporites ou précipitites. 2ème Congr. fr. Sédimentol., Paris, 20-22 nov. 1989 (livre des résumés), pp. 55-56.
- BUSSON G., PERTHUISOT J.P. (1986).- La synthèse des données. Chapitre 8. In "Les séries à évaporites en exploration pétrolière" 1. Méthodes géologiques. Chambre syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz naturel, Comité des Techniciens et GRECO 52 (CNRS), Technip édit., Paris, pp. 165-217.
- CITA M.B. (1973).- Mediterranean evaporite : paleontological arguments for a deep basin dessiccation model. In C.W. DROOGER (ed.) : "Messinian events in Mediterranean". Kon. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam-London, Geodyn. Scient. Rep. 7, pp. 206-228.
- CLAUZON G. (1974).- L'hypothèse eustatique et le creusement pré-pliocène de la vallée du Rhône. *Ann. Géographie*, 456, pp. 129-140.
- CLAUZON G. (1979-1980).- Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam, 29, pp. 15-40.
- CLAUZON G. (1980).- Révision de l'interprétation géodynamique du passage Miocène-Pliocène dans le bassin de Vera (Espagne méridionale) : les coupes d'Antas et de Cuevas del Almanzoza. *Riv. Ital. Paleont.*, Luglio, 86, 1, pp. 203-214.
- CLAUZON G., AGUILAR J.P., MICHAUX J. (1989).- Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 1, 5, (2), pp. 361-371.
- CORNEE A. (1988).- Productivité microbienne benthique et planctonique dans les milieux hypersalés actuels : une revue. In *Evaporites et hydrocarbures*, G. BUSSON (ed.), *Mém. Mus. nat. Hist. nat.*, C, 55, pp. 19-42.
- CORNEE A. (1989).- Communautés benthiques à cyanobactéries des milieux hypersalés : intérêt géologique. *Bull. Soc. bot. Fr.*, Paris, 136, Actual bot., 1, pp. 131-145.
- CRUZADO A. (1985).- Chemistry of Mediterranean waters. In R. Margalef (ed.) : "Key environments : Western Mediterranean". Pergamon Press, Oxford, chap. 5 : 126-147.
- DEAN W.E. (1979).- Evaporites. *Geotimes*, Falls Church Va, 24 (1) : 27.
- DECIMA A., WEZEL F.C. (1971).- Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale. *Riv. miner. Sicil.*, Palerme, 22 (130-132), pp. 172-187.
- DECIMA A., WEZEL F.C. (1973).- Late miocene evaporites of the central Sicilian Basin, Italy. In W.B.F. RYAN, K.J. HSÜ *et al.* (eds), Init. Rep. Deep. Sea Drill. Proj., Washington (U.S. Govt. Printing Office), 13, pp. 1234-1239.
- DELLWIG L.F. (1972).- Primary sedimentary structures of evaporites. In G. RICHTER-BERNBURG (ed.) : "Geology of Saline Deposits". Proc. Hannover Symposium, 15-21 may 1968, Earth Sci. 7, Unesco Paris 1972, pp. 53-60.
- DIETZ R.S., WOODHOUSE M. (1988).- Mediterranean theory may be all wet. *Geotimes*, Alexandria Va, 33 (5), 4.

- DRONKERT H. (1985).- Evaporite models and sedimentology of Messinian and recent evaporites. *GUA Pap. Geol.*, Amsterdam, ser. 1, (24), 284p.
- DUMAS D. (1988).- Le Paléogène salifère du Bassin de Valence (Sud-Est de la France). Géométrie et sédimentologie des dépôts. Synthèse de bassin. Thèse Univ. Cl. Bernard, Lyon : 280 p.
- ESTEBAN M. (1979).- Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam, 29, pp. 169-188.
- FEINBERG H. (1978a).- Les séries tertiaires du Préfif et des dépendances post-tectoniques du Rif (Maroc). Thèse Doct. ès-Sci., Univ. Toulouse, Trav. Lab. Géol. méd., 211 p.
- FEINBERG H. (1978b).- Evolution paléogéographique de l'avant-pays du Rif (Maroc) pendant le Miocène supérieur. *Bull. Mus. Natn. Hist. Nat.*, (3), 518, Sci. de la Terre, 70, pp. 149-155.
- GAUDANT J. (1978).- Signification bathymétrique, paléoclimatique et paléogéographique de l'ichtyofaune marine, du Miocène terminal de la Méditerranée occidentale. Remarques préliminaires. *Bull. Mus. Natn. Hist. Nat.*, (3), 518, Sci. de la Terre, 70, pp. 137-148.
- GENTIL L. (1918).- Sur le synchronisme des dépôts et des mouvements orogéniques dans les détroits nord-bétique et sud-rifain. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 167, 727.
- GERSONDE R. (1980).- Paläoökologische und biostratigraphische Auswertung von Diatomeenassoziationen aus dem Messinium des Caltanissetta-Beckens (Sizilien) und einiger vergleich profile in SO Spanien, NW Algerien und auf Kreta. Thèse, Univ. Kiel, 393 p.
- GIGNOUX M. (1960).- Géologie stratigraphique. 1 vol., Paris Masson (5ème éd.), 760 p.
- GOURINARD Y. (1952).- Le littoral oranais (mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). 19ème Congr. géol. intn., Alger, Monogr. région., 1 (22), 63 p.
- GOURINARD Y. (1958).- Recherches sur la Géologie du littoral Oranais. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, 6, 200 p.
- GVIRTZMANN G., BUCHBINDER B. (1976).- The dessication events in the eastern Mediterranean during Messinian times as compared with other Miocene events in basins around the Mediterranean. In B. BIJU-DUVAL et L. MONTADERT (eds) : Intn. Symposium of structural history of the mediterranean basins, Split, Yougoslavie. Technip édit., Paris, pp. 411-420.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1988).- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In "Sea-level changes- An integrated approach". SEPM Spec. publ., 42, pp. 71-108.
- HEIMANN K.O. (1977).- Die Fazies des Messins und untersten Pliozäns auf den Ionischen Inseln (Zakynthos, Kephallinia, Korfu/Griechenland) und auf Sizilien. Thèse, Munich, 158 p.
- HEIMANN K.O. (1979).- La flore et le climat dans la région ionienne pendant le Messinien. *Bull. Mus. natn. Hist. nat.*, Paris, (4), 1, C, (1), pp. 19-24.
- HILLY J., MARCHAL C., HAIMOUD M., BUFFET A. (1988).- Depositional environments of the Keuper halite deposits of Lorraine (Eastern France). 9<sup>th</sup> IAS Regional Meeting of Sedimentology, Leuven 1988 -Abstracts, pp. 102-103.
- HOLSER W.T. (1966).- Diagenetic polyhalite in recent salt from Baja California. *Amer. Miner.*, Washington, 51, pp. 99-109.
- HSU K.J. (1972).- Origin of saline giants : a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporites. *Earth-Sci. Rev.*, Amsterdam, 8, pp. 371-396.
- HSU K.J. (1988).- Mediterranean model : posterity will judge. *Geotimes*, Alexandria Va, 33 (9) : 5.
- HSU K.J., CITA M.B., RYAN W.B.F. (1973).- The origin of the Mediterranean evaporites. In W.B.F. RYAN, K.J. HSU et al. (eds), Init. Rep. Deep. Sea Drill. Proj., Washington (U.S. govt. Printing Office), 13, pp. 1203-1231.
- HSU K.J., BERNOULLI D. (1978).- Genesis of the Tethys and the Mediterranean. In K.J. HSU, L. MONTADERT et al. (eds), Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., Washington (U.S. Govt Printing Office), 42, pt 1, pp. 943-951.
- HSU K.J., MONTADERT L., BERNOULLI D., CITA M.B., ERICKSON A., GARRISON R.E., KIDD R.B., MELIERES F., MULLER C., WRIGHT R. (1978).- History of the Mediterranean salinity crisis. In K.J. HSU, L. MONTADERT et al. (eds), Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., Washington (U.S. Govt Printing Office), 42, pt 1, pp. 1053-1078.
- HUNT CH. B. (1960).- The Death Valley salt pan, a study of evaporites. *Geol. Surv. Research*, short pap. in geol. Sci., Prof. paper 400B, pp. 456-458.
- ISAACS C.M. (1984).- Hemipelagic deposits in a Miocene basin, California : toward a model of lithologic variation and sequence. In D.A.V. STOW et D.J.W. PIPER (eds); "Fine-grained Sediments : deep-water processes and facies". *Geol. Soc. Spec. Publ.*, Oxford, 15, pp. 481-496.
- JANSHIN A.L. (1961).- Profondeur des bassins salifères et questions relatives à la formation des puissantes masses de sels. *Akad. Nauk. Sibirsk. Otdel.*, géol. geofiz, 1, pp. 3-15.
- JAUZEIN A. (1984).- Sur la valeur de quelques hypothèses relatives à la genèse des grandes séries salines. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 25, (3), pp. 149-156.
- JAUZEIN A., HUBERT P. (1984).- Les bassins oscillants : un modèle de genèse des séries salines. *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, 37, (3), pp. 267-282.
- KASTENS K.A., MASCLE J., AUROUX C. et al. (1987).- Proc. Init. Rep. Deep. Sea Drill. Proj., Washington (U.S. Govt Printing Office) pt.A, O.D.P. 107, 1013 p.
- KING R.H. (1947).- Sedimentation in Permian Castile Sea. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Oklahoma), 31, pp. 470-477.
- KIRKLAND D.W., EVANS R. (1981).- Source-Rock Potential of evaporitic Environment. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Oklahoma), 65, (2), pp. 181-190.
- LAFFITTE R. (1950).- Sur l'existence du Calabrien dans la région oranais. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 230, pp. 217-219.
- LECLAIRE L., DENIS-CLOCCHIATTI M. (1984).- Séries sédimentaires pélagiques et Paléobiologie. *Bull. Mus. natn. Hist. nat.*, (4), 6, C (2), pp. 107-127.
- MONTY C.L.V., MAURIN A.F., BERNET-ROLLANDE M.C. (1980).- Miocene stromatolitic reefs from SE Spain. 26ème Congr. géol. intn., Paris, 2, pp. 6-12, résumé, p. 521.
- MORETTO R. (1986).- Etude sédimentologique et géochimique des dépôts de la série paléogène du bassin de Bourg-en-Bresse (France). Thèse Univ. Nancy I, 312 p.
- NEEV D., EMERY K.O. (1967).- The Dead Sea. Depositional processes and environments of evaporites. State of Israël, *Geol. Surv. Bull.*, Jerusalem, 41, pp. 1-147.
- NESTEROFF W.D. (1973).- Mineralogy, petrography, distribution and origin of the Messinian Mediterranean Evaporites. In W.B.F. RYAN, K.J. HSU et al. (eds), Init. Rep. Deep. Sea Drill. Proj., Washington (U.S. Govt Printing Office), 13, pp. 673-694.
- OCHSENIUS C. (1877).- Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze., C.E.M. Pfeffer, Halle, 172 p.
- ORTI CABO F., PUEYO MUR J.J., GEISLER-CUSSEY D., DULAU N. (1984).- Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). *Rev. Invest. geol. Barcelone*, 38/39, pp. 169-220.
- PANNEKOEK A.J. (1965).- Shallow-water and deep-water evaporite deposition. *Amer. J. Sci.*, New Haven, 263, pp. 284-285.
- PERRODON A. (1957).- Etude géologique des bassins néogènes sublit-toraux de l'Algérie occidentale. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, N.S., 12, 328 p.

- POLSAK A., BLASKOVIC I., BAJRAKTAREVIC Z. (1987).- Tripoli and Dolje beds - Stratigraphic relation, paleontological and sedimentological characteristics in the Tethyan and Paratethyan realm. 8th IAS Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Abstracts, pp. 413-414.
- REHAUT J.P., MASCLE J., FABBRI A., MOUSSAT E., THOMMERET M. (1987).- The Tyrrhenian Sea before leg 107. In K.A. Kastens, J. Mascle, C. Auroux *et al.* (eds). Proc. Init. Rep. Deep. Sea Drill Proj., Washington (U.S. Govt Printing Office), PtA, O.D.P. 107, pp. 9-35.
- RICHTER-BERNBURG G. (1955).- Über salinare Sedimentation. *Z. dtsh. geol. Ges.*, Hanovre, **105**, pp. 593-645.
- ROUCHY J.M. (1976).- Mise en évidence de nannoplancton calcaire dans certains types de gypse finement lité (balatino) du Miocène terminal de Sicile et conséquences sur la genèse des évaporites méditerranéennes de cet âge. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **282**, pp. 13-16.
- ROUCHY J.M. (1980).- La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée : un bilan. *Bull. Cent. Rech. Explor.- Prod. Elf Aquitaine*, Pau, **4** (1), pp. 511-545.
- ROUCHY J.M. (1982a).- La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. natn. Hist. nat., Paris*, N.S., C, Sci. Terre, **50**, 267 p.
- ROUCHY J.M. (1982b).- Commentaires sur une interprétation paléogéographique du domaine méditerranéen au cours du dépôt des évaporites messiniennes proposée à partir de l'étude des surfaces d'érosion périméditerranéenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **24**, (3), pp. 653-657.
- ROUCHY J.M. (1982c).- La crise évaporitique messinienne de Méditerranée : nouvelles propositions pour une interprétation génétique. *Bull. Mus. natn. Hist. nat., Paris*, (4), C, **4** (3-4), pp. 107-136.
- ROUCHY J.M. (1984).- Crise de salinité messinienne. In "Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et paléogéographie". *Mém. BRGM Fr.*, n° **125**, pp. 510-513.
- ROUCHY J.M. (1986).- Les évaporites miocènes de la Méditerranée et de la Mer Rouge et leurs enseignements par l'interprétation des grandes accumulations évaporitiques d'origine marine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **2**, pp. 511-520.
- ROUCHY J.M. (1989). - Sur la signification paléogéographique des évaporites messiniennes du domaine méditerranéen : une mise au point. *C.R. Soc. Biogéogr.*, **65**, (3), pp. 107-122.
- ROUCHY J.M., ORSZAG-SPERBER F. (1980).- Les aspects géodynamiques du passage Mio-Pliocène en Méditerranée : bilan et perspectives après le 5ème Séminaire sur le Messinien. *Géol. méd.*, Marseille, **7**, (1), pp. 147-154.
- ROUCHY J.M., MONTY C.L.V. (1981).- Stromatolites and cryptalgal laminites associated with Messinian gypsum of Cyprus. In : C.L.V. Monty (ed.), *Phanerozoic stromatolites*. Springer-Verlag, Heidelberg, London, New-York, pp. 155-178.
- SAINT-MARTIN J.P. (1987).- Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. Aspects paléocéologiques et paléogéographiques. Thèse Doct. Etat ès-Sci., Univ. Aix-Marseille I, 500 p.
- SAINT-MARTIN J.P., ROUCHY J.M. (1986).- Intérêt du complexe récifal du cap des Trois Fourches (bassin de Nador, Maroc septentrional) pour l'interprétation paléogéographique des événements messiniens en Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **302**, 2, pp. 957-962.
- SAINT-MARTIN J.P., ROUCHY J.M. (1990).- Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale : leur importance par la reconstitution de variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **6**, pp. 83-94.
- SALVAN H.M. (à paraître).- Phosphates. In Azmani M., Boujo A., Salvain H.M. (eds), "Géologie des gites minéraux marocains". 2ème éd. *Notes et Mém. Serv. Géol.*, Rabat, **276**, 3, chap. IV, V, VI.
- SCHMALZ R.F. (1966).- Environments of marine evaporite deposition. *Miner. Ind.*, Washington, **35**, (8), pp. 1-7.
- SCHMALZ R.F. (1969).- Deep-water evaporite deposition : a genetic model. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Oklahoma), **53**, (4), pp. 798-823.
- SCHREIBER B. Ch. (1988).- Subaqueous evaporite deposition. In B. Ch. Schreiber (ed.) : "Evaporites and hydrocarbons" Columbia Univ. Press, New-York, pp. 182-255.
- SCHREIBER Ch. B., FRIEDMAN G.M., DECIMA A., SCHREIBER E. (1976).- Depositional environments of the Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology*, Amsterdam, N.Y., **23**, (6), pp. 729-760.
- SCHREIBER B.C., HSU K.J. (1980).- Evaporites. In G.D. Hobson (ed.) : *Dev. in Petrol. Geol., Applied Sci. Publ. Ltd*, **2**, pp. 87-138.
- SCRUTON P.C. (1953).- Deposition of evaporites. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa (Oklahoma), **37** (11), pp. 2498-2512.
- SOCIETE (SN REPAL) (1952).- Régions sud-telliennes et Atlas saharien. XIXe Congr. géol. intn. Alger, Monogr. région., (1) Algérie, **20**, 42 p.
- STAMATAKIS M., DERMITZAKIS M., ECONOMOU-AMILLI A., MAGGANAS A. (1989).- Petrology and diagenetic changes in Miocene Marine diatomaceous deposits from Zakynthos Island, Greece. In J.R. Hein et J. Obradovic (eds) : "Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions". Springer-Verlag, Berlin, pp. 129-140.
- SUESS E.D. (1900).- La face de la Terre. Trad. fr. de "Das Antlitz der Erde". Libr. A. Colin, Paris, t. II (3ème partie : Les Mers), 878 p.
- THOMAS G. (1985).- Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le Bassin du Bas Chélif occidental durant le Mio-Plio-Quaternaire. Thèse Sci., Univ. Pau, 594 p.
- TIXERONT J. (1970). - Le bilan hydrologique de la Mer Noire et de la mer Méditerranée. *Cahiers océanogr.*, **22** (3), pp. 227-237.
- TORTOCHAUX F. (1968).- Occurrence and structure of evaporites in North Africa. *Geol. Soc. Amer.*, New-York, sp. paper 88, pp. 107-138. In R.B. Mattox (ed.), *Saline Deposits*.
- WARREN J.K. (1989).- Evaporite sedimentology. Importance in hydrocarbon accumulation. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 285 p.
- WRIGHT R. (1978).- Neogene benthic Foraminifers from DSDP leg 42A, Mediterranean Sea. In K.J. Hsu, L. Montadert *et al.* (eds) (1978), Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., Washington (U.S. Govt. Printing Office), **42**, pt. 1, pp. 709-726.

## Table des matières

|  |    |
|--|----|
| <b>1. Introduction</b>   | 4  |
| <b>2. La théorie du bassin profond desséché et ses réfutations</b>                           | 6  |
| <b>A - L'exposé de la théorie</b>  | 6  |
| <b>A.1. Les fondements de la théorie</b>   | 7  |
| A.1.1. - Le site de dépôt des évaporites messiniennes était profond                          | 7  |
| A.1.2. - Le site de dépôt des évaporites messiniennes était desséché                         | 7  |
| A.1.3. - Le caractère profond et desséché est confirmé par la nature continentale des dépôts | 9  |
| A.1.4. - Conclusion : l'énoncé de théorie  | 9  |
| <b>A.2. Le contexte de la naissance de cette théorie</b>                                     | 10 |
| A.2.1. - Fécondité et faiblesse des explorations océanologiques                              | 10 |
| A.2.2. - L'interprétation bathymétrique des évaporites au début des années 70                | 12 |
| <b>A.3. Les attédissements apportés à la théorie par ses promoteurs eux-mêmes</b>            | 13 |
| <b>B - La réfutation de la théorie</b>   | 14 |
| <b>B.1. Le caractère profond du bassin</b>   | 14 |