

85/862

Sc N 85 / 393 A

UNIVERSITÉ DE NANCY I
U.E.R. Sciences de la Terre - Métallurgie - Chimie Minérale
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DES ENSEMBLES SÉDIMENTAIRES



T H E S E

présentée devant l'Université de Nancy I
pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Dominique GEISLER-CUSSEY

APPROCHE SÉDIMENTOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE
DES MÉCANISMES GÉNÉRATEURS
DE FORMATIONS ÉVAPORITIQUES ACTUELLES ET FOSSILES

Marais salants de Camargue et du Levant espagnol
Messinien méditerranéen et Trias lorrain

Soutenue publiquement le 12 novembre 1985 devant la Commission d'Examen

JURY

MM. J. HILLY	Président - Rapporteur	Université de Nancy I
G. BUSSON	Rapporteurs	Muséum national d'Histoire naturelle, Paris
F. ORTI CABO		Université de Barcelone (Espagne)
A. BERNARD	Examineurs	I.N.P.L., Nancy
J. CLERMONTÉ		Université de Nancy I
J. DERCOURT		Université de Paris VI
B. HAGUENAUER		Université de Nancy I

UNIVERSITÉ DE NANCY I
U.E.R. Sciences de la Terre - Métallurgie - Chimie Minérale
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DES ENSEMBLES SÉDIMENTAIRES



T H E S E

présentée devant l'Université de Nancy I
pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Dominique GEISLER-CUSSEY

APPROCHE SÉDIMENTOLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE
DES MÉCANISMES GÉNÉRATEURS
DE FORMATIONS ÉVAPORITIQUES ACTUELLES ET FOSSILES

Marais salants de Camargue et du Levant espagnol
Messinien méditerranéen et Trias lorrain

Soutenue publiquement le 12 novembre 1985 devant la Commission d'Examen

JURY

MM. J. HILLY	Président - Rapporteur	Université de Nancy I
G. BUSSON F. ORTI CABO	Rapporteurs	Muséum national d'Histoire naturelle, Paris Université de Barcelone (Espagne)
A. BERNARD	Examineurs	I.N.P.L., Nancy
J. CLERMONTÉ		Université de Nancy I
J. DERCOURT		Université de Paris VI
B. HAGUENAUER		Université de Nancy I

APPROCHE SÉDIMENTOLOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE
DES MÉCANISMES GÉNÉRATEURS
DE FORMATIONS ÉVAPORITQUES ACTUELLES ET FOSSILES

Marais salants de Camargue et du Levant espagnol
Messinien méditerranéen et Trias lorrain

Ce mémoire doit être cité en bibliographie de la façon suivante:
GEISLER-CUSSEY D. (1985-86). - Approche sédimentologique et géochimique des mécanismes générateurs de formations évaporitiques actuelles et fossiles. Marais salants de Camargue et du Levant espagnol, Messinien méditerranéen et Trias lorrain. Thèse Nancy I (nov. 1985) et *Mém. Sciences de la Terre*, Nancy, n° 43 (déc. 1986), 263 p., 86 fig., 21 tabl., 21 pl.

Dominique GEISLER-CUSSEY

**Approche sédimentologique et géochimique
des mécanismes générateurs
de formations évaporitiques actuelles et fossiles**

**Marais salants de Camargue et du Levant espagnol
Messinien méditerranéen et Trias lorrain**

SCIENCES DE LA TERRE, Mémoire n°48, 268 pages, 86 figures, 21 tableaux, 21 planches

NANCY, décembre 1986

AVANT-PROPOS

Au moment d'achever ce travail de longue haleine, il m'est particulièrement agréable de remercier très sincèrement tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont aidée à mener cette entreprise à terme.

Avant tout, je tiens à exprimer toute ma gratitude à Monsieur J. Hilly, Professeur Emérite à l'Université de Nancy I et Président de ce jury, mais aussi inspirateur de ce sujet et interlocuteur de tous les instants. Inscrite depuis 1967 dans son laboratoire, il m'a initiée à la recherche sédimentologique. Ses suggestions, à la fois critiques et constructives, et son soutien inconditionnel m'ont été très précieux au cours de ces années. Je lui en suis profondément reconnaissante.

C'est à Monsieur G. Busson du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris, responsable de la RCP 459, puis du GRECO 52, que je dois d'avoir eu la possibilité de cotoyer, dans le cadre de ces formations, de nombreux spécialistes des évaporites. Il m'a toujours réservé le meilleur accueil au Muséum et m'a beaucoup aidée, non seulement matériellement, mais aussi et surtout par ses suggestions et ses critiques constructives, en particulier lors de l'achèvement de ce manuscrit de thèse. Qu'il soit assuré de toute ma gratitude.

Mes remerciements amicaux vont également à F. Orti Cabo, Professeur à l'Université de Barcelone (Espagne) : il m'a fait connaître les dépôts évaporitiques de son pays dont il a une grande expérience. Les discussions fructueuses que nous avons eues sur le terrain et au cours de plusieurs excursions en Espagne et en Allemagne m'ont permis d'élargir mes connaissances.

Monsieur J. Dercourt, Professeur à l'Université de Paris VI, a déjà plusieurs fois eu l'occasion de me juger au niveau des instances nationales auxquelles il participe ; il me fait à nouveau l'honneur de sa présence dans ce jury et je l'en remercie vivement.

Les gypses messiniens d'Italie ont déterminé l'intervention directe dans ce travail de J. Clermonté, Professeur à l'Université de Nancy I, et je lui suis particulièrement reconnaissante de m'avoir permis de découvrir sur le terrain ces dépôts évaporitiques.

Etudiante, j'ai suivi à Nancy les enseignements de MM. les Professeurs A. Bernard et B. Haguenauer et je suis honorée de leur participation à mon jury de thèse.

L'échantillonnage indispensable à cette étude provient des sondages appartenant à plusieurs Sociétés où j'ai reçu le meilleur accueil de la part de MM. Capdequi à Salin-de-Giraud et Buffet à Varangéville pour la "Compagnie des Salins du Midi et des Salines de l'Est", de MM. Lecompte à Dombasle-sur-Meurthe et Burtin à Sarralbe pour la "Société Solvay", de MM. Bonnet et Fayolle aux "Houillères du Bassin de Lorraine" et du Dr James à la Société "Placoplatre". F. Baroz et J.-M. Rouchy ont également contribué à cet échantillonnage.

Cette étude a naturellement occasionné des frais de terrain, de laboratoire et de mission. Le financement en a été assuré par l'Université de Nancy I, par le Centre National de la Recherche Scientifique au titre de la RCP 459 et du GRECO 52 et par la Direction Générale de la Recherche Scientifique et Technique dans le cadre de l'Action concertée "Valorisation des Ressources du Sous-Sol". Au début de mes travaux sur les évaporites, ma prise de contact avec les Universités américaines a été possible grâce à une "Bourse du Jeune Chercheur" qui m'a été attribuée par le club "Nancy Portes d'Or" du Lions International.

Parmi ceux qui m'ont aidée au cours de ce travail, je tiens à exprimer tout particulièrement ma gratitude à M. Durand, C. Marchal et R. Moretto, mes compagnons de tous les jours. Nos nombreuses discussions, parfois très animées, m'ont permis d'exprimer plus clairement mes idées.

Ce travail a nécessité la mise au point d'une méthodologie analytique particulière dont R. Montanari, responsable du Service Commun d'analyses de l'Université de Nancy I, s'est chargé sans ménager sa peine. L'analyse des inclusions fluides a été possible au Centre de Recherche et d'Etude de Géologie de l'Uranium (Nancy-Vandoeuvre) grâce à J. Dubessy qui a établi le protocole analytique avec l'aide de C. Kosztolanyi et M. Vernet. L'approche palynologique a été assurée par Mlle J. Doubinger et Mme M.-C. Adloff à l'Institut de Géologie de Strasbourg où j'ai toujours reçu le meilleur accueil.

Dans le cadre de la RCP 452, puis du GRECO 52, j'ai eu des échanges fructueux sur le terrain et à l'occasion de publications communes avec les membres du groupe d'étude des "Milieux confinés actuels" : A. Cornée, J. Jaccard, D. Noël et C. Pierre, ainsi que N. Dulau, D. Gouleau, J.-C. Landry, J.-P. Perthuisot, J.-C. Thomas, M. Thomas et N. Trauth en France, J.-J. Pueyo Mur et L. Rosell Ortiz en Espagne.

En Lorraine, j'ai trouvé auprès de mes collègues nancéiens M. Hanzo, C. Mangold, J. Allouc, Ph. Coiffait, M. Deschamps, P.-J. Fauvel, J. Le Roux, B. Lathuilière et R. Meyer, et messins J. Corbonnois et M. Sary, beaucoup de compréhension et une grande disponibilité.

D'un point de vue matériel, les analyses chimiques ont été effectuées avec l'aide de M. Montanari et Y. Perrin, ainsi que G. Collin et S. Pernot. Les diffractogrammes X ont été obtenus sous la responsabilité de G. Even par E. Götz et T. Lhomme. L'observation en microscopie électronique à balayage a été grandement facilitée par A. Kohler. Les lames minces ont été réalisées par H. Galus et M. Doirisse. La réalisation du manuscrit revient à C. Retournard, J. Frühling et N. Grandidier pour la frappe et à A. Marchal pour la multicopie.

Pour terminer, je tiens à assurer mes proches de ma reconnaissance pour leur soutien continuel. A Raymond, mon époux, qui a subi les affres de cette longue gestation, je dis un grand merci pour sa patience.

"Nil sole et sale utilius"

(Proverbe latin)

Le sel est une des richesses du sous-sol de la Lorraine, même si le soleil n'est pas une des composantes essentielles de son climat.

Les sources salées de la vallée de la Seille, à l'Est de Nancy, ont été les premiers indices de la présence de sel gemme. Depuis la plus haute antiquité, ces saumures naturelles sont connues et exploitées par la méthode des briquetages, dont les énormes tas de débris (plusieurs millions de m³ dans la région de Marsal) ont été découverts dans la vallée de la Seille (Bertaux, 1972-a). Cette première industrie du sel utilise le principe de l'évaporation artificielle de la saumure au-dessus d'un foyer, puisque le soleil est insuffisant, pour précipiter le sel dans de petits godets d'argile séchée, de forme conique, dont la capacité devait être de l'ordre de 1/5 de litre (Bertaux, 1972-b).

Par la suite le briquetage est abandonné au profit de la "poêle à sel", bac métallique (environ 10 m de long sur 8 m de large) qui permet, suivant le même principe, de traiter un volume de saumure plus important. Cette technique, déjà utilisée à l'époque gallo-romaine, l'était encore il y a peu de temps dans les salines de Lorraine. Le sel, élément vital pour l'homme, fut dans cette vallée de la Seille pendant toute la période historique et jusqu'aux derniers conflits mondiaux, l'enjeu de rivalités et de luttes pour sa possession (Hiégel, 1965).

Le gisement salifère de la vallée de la Seille fut touché par sondage pour la première fois en 1819 et c'est quelques années plus tard que débuta l'exploitation par dissolution du sel "in situ", qui reste le processus essentiel de nos jours dans les salines (Maubeuge, 1950-b). Dix ans après, le sel est également atteint par sondage dans la région de Sarralbe (Maubeuge, 1966). C'est ainsi que sont reconnus successivement les gisements salifères du Keuper inférieur et du Muschelkalk moyen de Lorraine, qui constituent les fondements d'une partie de cette étude.

Le soleil, quant à lui, brillait certainement sur la Lorraine pour permettre la genèse de ces gisements par précipitation naturelle du sel. Maintenant, il faut le rechercher plus au Sud, sur les bords de la Méditerranée, où du sel se forme actuellement, plus particulièrement dans des marais salants de Camargue ou d'Espagne. Ces salins font l'objet de l'autre volet de ce travail.

Le proverbe latin dit vrai, puisque le soleil est indispensable au sel qui l'est lui-même à l'homme.

RESUMES

Les dépôts évaporitiques, étudiés successivement dans les sédiments actuels de marais salants de Camargue (Salin-de-Giraud) et du Levant espagnol (Santa Pola) et dans les séries fossiles du Messinien méditerranéen (Italie, Chypre, Espagne) et du Trias lorrain (Keuper inférieur, Muschelkalk moyen) à des fins de comparaison, sont finement lités ou laminés et s'organisent en séquences élémentaires de dépôt dont les mécanismes générateurs sont recherchés. Une méthodologie appropriée est mise au point pour y parvenir.

Dans les dépôts actuels de marais salants, la sédimentation évaporitique est répartie, en fonction de la salinité croissante, en quatre domaines : néritique, algo-mésohalin, gypseux et halitique. L'interprétation des séquences en termes de mécanismes de dépôt met en évidence l'importance du phénomène d'inhibition de la croissance organique ou cristalline. L'approche géochimique permet d'établir la représentativité, vis-à-vis des saumures mères, des fluides piégés dans les inclusions fluides primaires de cristaux de halite et la corrélation positive entre l'augmentation de salinité et la croissance des teneurs en strontium dans le gypse et en brome dans la halite.

Dans les dépôts fossiles, les gypses messiniens présentent des teneurs en strontium plus ou moins constantes pour un faciès gypseux donné, permettant de suivre l'évolution des paléosalinités.

Dans les niveaux salifères du Keuper inférieur de Lorraine, les teneurs en brome dans la halite, entre 80 et 230 ppm, indiquent une origine marine et montrent une évolution cyclique dans les séquences chimiques et décroissante dans les séquences chimico-détritiques, sous l'effet de la diagenèse précoce. La stratification des saumures est invoquée pour expliquer cette organisation séquentielle.

Dans le bassin du Muschelkalk moyen de Lorraine, aux marges du bassin germanique, les dépôts salifères correspondent à la zone de subsidence maximale et leurs teneurs en brome, entre 30 et 70 ppm, témoignent de recyclages du sel. L'analyse de la série fait apparaître une évolution cyclique de la salinité, accompagnée d'un amincissement progressif de la tranche d'eau et d'un chimisme de plus en plus magnésien au cours du temps.

Ces études permettent de mieux appréhender les modalités de la sédimentation évaporitique dans un milieu donné et ses évolutions spatio-temporelles.

*Sedimentological and geochemical approach of the mechanisms
generating recent and ancient evaporitic formations.
Solar salt works in Camargue (Salin-de-Giraud) and in Eastern Spain (Santa Pola).
Mediterranean Messinian and Triassic of Lorraine.*

The evaporitic deposits, successively studied in recent sediments of solar salt works in Camargue (Salin-de-Giraud) and in Eastern Spain (Santa Pola), also in fossil series of the mediterranean Messinian (Italy, Cyprus, Spain) and of the Triassic of Lorraine (Lower Keuper, Middle Muschelkalk) for comparison purposes, are thin bedded or laminated and get organized into basic depositional sequences which are analyzed for their generating mechanisms. A suitable methodology is focused on this aim.

In recent deposits of solar salt works, the evaporitic sedimentation is distributed with increasing salinity into four domains : neritic, algo-mesohaline, gypsum and halite. Interpretation of the depositional mechanisms in the sequences shows the importance of the organic

or crystalline growth inhibition phenomenon. The geochemical approach allows to establish the representativeness, towards the mother brines of the fluids trapped in primary inclusions of halite crystals and the positive correlation between increasing salinity and rise in strontium content in gypsum and bromine content in halite.

In fossil deposits, the Messinian gypsums show more or less constant strontium contents for a given gypsum facies, allowing to follow the evolution of paleosalinities.

In the saliferous beds of Lower Keuper of Lorraine, the bromine content in halite, ranging from 80 to 230 ppm, indicates a marine origin and shows a cyclic evolution in the chemical sequences and a decrease in the chemical-detrital sequences, as a result of early diagenesis. Brine stratification is put forward to explain this sequential organization.

In the Middle Muschelkalk basin of Lorraine, at the margins of the German basin, the saliferous deposits correspond with the zone of main subsidence and the bromine content, ranging from 30 to 70 ppm, attests salt recycling. The analyzed series show a cyclic evolution of salinity, accompanied by a progressive draw down of the water level and a more and more magnesian chemistry in the course of time.

These studies allow a better understanding of the modes of evaporitic sedimentation in a given environment and its evolution in space and time.

*Sedimentologischer und geochemischer Beitrag
zu den Zeugungsmechanismen von rezenten und fossil Evaporiten.
Meersalinen der Camargue und des östlichen Teils Spaniens
Mittelmeer-Messin und lothringer Trias.*

Die Evaporiten wurden nacheinander in den rezenten Ablagerungen der Meersalinen der Camargue (Salin-de-Giraud) und Ost-Spaniens (Santa Pola) und in den fossilen Folgen vom Mittelmeer-Messin (Italien, Zypern, Spanien) und dem lothringer Trias (unterer Keuper, mittlerer Muschelkalk) zwecks Vergleichungsergebnissen studiert. Sie sind feingeschichtet oder laminiert und bilden elementare Ablagerungssequenzen, deren Zeugungsmechanismen anhand einer geeigneten, zweckmässig ausgearbeiteten Methodologie erforscht worden sind.

In den rezenten Meersalinenablagerungen sind die Evaporiten mit zunehmendem Salzgehalt in vier Gebiete eingeteilt : neritik, algo-mesohalin, gipshaltig und salzhaltig. Die Auslegung der Ablagerungsmechanismen in den verschiedenen Sequenzen hebt die Bedeutung des organischen und des kristallinen Wachstumsverlusts hervor. Die geochemische Annäherung gestattet es, den im Vergleich zu der Mutterlauge repräsentativen Charakter der gefangenen Flüssigeinschlüsse der Halitkristalle wie auch die positive Wechselbeziehung zwischen der Salzgehaltserhöhung und der Zunahme des Strontiumgehaltes in dem Gips und des Bromgehaltes in der Halit festzustellen.

In den fossilen Ablagerungen zeigen die Messingipsen mehr oder minder konstante Strontiumgehalte für eine gewisse Gipsfazies ; dies gestattet es, den Schwankungen der Paleosalzgehalte nachzugehen.

In den Salzfolgen des unteren Keupers von Lothringen verraten die Bromgehalte der Halit, zwischen 80 und 230 ppm, eine Seeherkunft und legen eine zyklische Schwankung in den chemischen Sequenzen und einen Rückgang in den trümmer-chemischen Sequenzen, unter Wirkung einer frühen Diagenese an den Tag. Ein solcher Aufbau der Sequenzen wird durch die Schichtung der Laugen erklärt.

Im mittleren Muschelkalk von Lothringen, am Rande des germanischen Beckens, entsprechen die Salzablagerungen der Hauptsenkung und ihre Bromgehalte, zwischen 30 und 70 ppm, zeugen für Salzauflösungen. Die Untersuchung dieser Folge zeigt eine zyklische Schwankung des Salzgehaltes, die eine zunehmende Verdünnung des Wasserabschnitts und eine immer mehr magnesiumreiche chemische Zusammensetzung im Verlauf der Zeit begleitet.

Diese Forschungsergebnisse erlauben es, den Vorgang der evaporitischen Ablagerungen in einem gegebenen Kreise und seine Raum- und Zeitschwankungen besser zu erfassen.

PREMIERE PARTIE

GÉNÉRALITÉS

CHAPITRE 1

OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

INTRODUCTION

Les connaissances actuelles sur les dépôts évaporitiques sont rassemblées dans un certain nombre d'ouvrages et d'analyses synthétiques (principalement Borchert et Muir, 1964 ; Braitsch, 1971 ; Richter-Bernburg, 1972-a; Kirkland et Evans, 1973 ; Busson, 1974; Dean et Schreiber, 1978 ; Holser, 1979 ; Perthuisot, 1980 ; Kendall, 1984). Sans revenir sur ces données, il est important de rappeler les deux principaux facteurs indispensables à leur genèse : aridité et confinement.

L'*aridité* du climat détermine un déficit hydrique caractérisé par un taux d'évaporation supérieur aux arrivées d'eau, qu'elles soient d'origine marine, continentale ou atmosphérique. Cet impératif climatique conditionne la distribution des dépôts évaporitiques actuels, principalement limités aux ceintures désertiques et subdésertiques du globe terrestre, où ils sont de plus très peu développés. Ces mêmes conditions d'aridité restent sans doute valables pour les dépôts évaporitiques fossiles. Cependant leur grande extension spatiale à certaines époques, comme le Trias supérieur où elles couvrent des superficies considérables de la Colombie britannique à l'Argentine, de l'Europe occidentale aux confins de l'Afrique du Sud en passant par le Nord-Ouest africain etc... montre que la répartition latitudinale n'est pas seule en cause et que, par un mécanisme qui reste encore à préciser, d'énormes surfaces peuvent être soumises à un climat aride pendant un laps de temps donné (Busson, 1983).

Pour les évaporites formées à partir d'eaux marines, les évaporites d'origine continentale n'étant pas prises en considération dans ce travail, le *confinement* croissant est caractérisé par une diminution progressive des communications avec la mer ouverte et correspond essentiellement dans la nature actuelle au domaine paralic, tel qu'il est défini par O. Guelorget et J.-P. Perthuisot (1983), c'est-à-dire à la zone de contact entre le domaine continental et le domaine marin, "possédant une certaine relation avec la mer". L'extension généralement beaucoup plus importante des dépôts évaporitiques fossiles à une époque donnée, déjà rappelée plus haut, ne permet pas une assimilation directe avec le domaine actuel de développement des évaporites et amène à faire appel à un domaine intermédiaire, qui correspondrait aux grandes plate-formes anciennes, dont la nature actuelle, aux rivages très tranchés, ne présente pratiquement plus d'équivalents.

Ces considérations très générales montrent que les données relatives aux milieux évaporitiques actuels ne peuvent être transposées directement et sans discernement aux dépôts fossiles. L'intérêt primordial des premiers est de permettre l'étude de la sédimentation évaporitique dans son contexte géochimique grâce à la présence des saumures génératrices des cristaux évaporitiques, afin d'aboutir à une meilleure compréhension des mécanismes qui régissent leur distribution.

Les dépôts évaporitiques actuels prennent naissance dans deux types d'environnements, soit à partir d'eaux capillaires dans des zones émergées, soit dans des saumures libres, intermittentes ou pérennes, en milieu sous-aquatique. Le premier cas correspond au domaine supratidal, bien connu, en particulier dans le Golfe Persique (Kinsman, 1966; Shearman, 1966 ; Butler, 1970). La sédimentation évaporitique en milieu sous-aquatique a été moins systématiquement étudiée, dans la mer Morte (Neev et Emery, 1967), dans des dépressions littorales à eaux pérennes du Sinaï (Kushnir, 1981) ou d'Australie (Arakel,

1980 ; Warren, 1982-a et b). Les marais salants, souvent issus de l'aménagement de salins côtiers naturels, correspondent également à un environnement sous-aquatique ; il n'existe encore que peu de travaux systématiques à leur sujet, parmi lesquels ceux qui concernent les salins de Secolvje en Yougoslavie (Herrmann *et al.*, 1973 ; Schneider et Herrmann, 1980). Par ailleurs, pour la majorité des auteurs, le remplissage des grands bassins évaporitiques fossiles s'est effectué dans un environnement sous-aquatique, caractérisé par une tranche d'eau de puissance variable, dans une fourchette allant d'une forte épaisseur (Richter-Bernburg, 1955 ; Busson, 1968 ; Schmalz, 1969) à une mince pellicule avec des épisodes d'émersion (Hsü, 1972).

Les considérations précédentes montrent l'intérêt d'une étude d'évaporites actuelles dans un environnement *sous-aquatique* pour que les connaissances acquises sur leur genèse permettent de progresser dans la compréhension des *mécanismes de dépôt* dans les *séries évaporitiques fossiles*. Le nombre limité de travaux sur les marais salants et la présence de salins sur le rivage méditerranéen de France et d'Espagne ont orienté ce travail vers l'analyse de la sédimentation évaporitique sous-aquatique actuelle dans ce type d'environnement. Par ailleurs, c'est surtout le Trias de l'Est du Bassin de Paris, comportant deux importantes séries évaporitiques au Muschelkalk moyen et au Keuper inférieur, et, dans une moindre mesure, le Messinien méditerranéen, qui ont été choisis pour illustrer les séries évaporitiques fossiles.

I – RECHERCHE DES MÉCANISMES ÉLÉMENTAIRES DE GENESE DE CES DÉPÔTS

Qu'ils soient actuels ou fossiles, les dépôts évaporitiques présentent souvent un litage ou une lamination d'échelle décimétrique à millimétrique, voire inframillimétrique. Cette structure résulte en général de l'alternance de deux faciès, tels que carbonaté - anhydritique ou gypseux - halitique, constitués par des minéraux différents et de solubilité inégale.

Le terme de *faciès* est utilisé ici dans le sens d'*unité sédimentaire élémentaire* dont l'homogénéité est faite par un minéral dominant. Outre cet élément, le faciès comprend évidemment le cortège des autres constituants associés.

La rythmicité élémentaire, caractéristique des séries évaporitiques (Richter-Bernburg, 1955 ; Braitsch, 1962), doit être étudiée à une échelle très fine pour arriver à en saisir l'organisation interne. L'objectif essentiel de ce travail consiste donc à reconstituer ces rythmes dont les faciès constitutifs, caractéristiques de l'environnement, sont regroupés en *séquences élémentaires de dépôt* traduisant des variations du milieu. C'est à partir de cette approche à l'échelle élémentaire et des données géochimiques permettant de préciser les fluctuations de la salinité, qu'est tentée une reconstitution des *mécanismes élémentaires de dépôt*.

Dans le cas de la sédimentation évaporitique actuelle dans les marais salants, la connaissance de l'environnement, grâce à la présence des saumures et à la possibilité de les analyser, doit permettre de passer assez facilement de l'organisation séquentielle élémentaire aux mécanismes qui la régissent. Par contre dans les séries fossiles, les relations entre les effets et les causes sont beaucoup moins évidentes. Néanmoins, des dépôts présentant des organisations séquentielles comparables à celles observées dans les sédiments actuels pourront être interprétés de manière analogue, sans prétendre bien sûr à une similitude totale.

II - SÉDIMENTATION ÉVAPORITIQUE ACTUELLE DANS DES MARAIS SALANTS MÉDITERRANÉENS

Les marais salants sont des sortes de laboratoires naturels (Busson, 1982) présentant un éventail de salinités croissantes depuis l'entrée de l'eau de mer dans le système jusqu'aux tables salantes. Ils se composent d'une suite de bassins à travers lesquels cheminent des eaux dont la salinité augmente progressivement sous l'effet de l'évaporation. Cette organisation entraîne une différenciation latérale de la sédimentation évaporitique en domaines caractérisés par des minéraux de plus en plus solubles : carbonates, gypse et halite.

Les salins offrent donc, sur une surface limitée, un exemple réduit d'environnement évaporitique sous-aquatique, sous une faible tranche d'eau, dépassant rarement quelques décimètres de puissance. On peut y suivre les modalités de la sédimentation évaporitique en fonction des fluctuations de la salinité, des variations des caractéristiques physico-chimiques du milieu, des modifications dans les peuplements organiques et des irrégularités microtopographiques du fond. La possibilité d'observer tous les termes de la succession évaporitique doit permettre de saisir au moins certains mécanismes de leur différenciation, non seulement dans les domaines de sédimentation successifs, mais aussi dans les zones de transition au passage d'un domaine à l'autre.

Les marais salants de Salin-de-Giraud en Camargue et les salins de Bras del Port et de Bonmati à Santa Pola, à 15 km au Sud d'Alicante, sur la côte du Levant Espagnol, ont été choisis pour cette étude. Celle-ci repose sur plusieurs campagnes de terrain : mars 1978, juin 1979 et 1980, février 1981 à Salin-de-Giraud et octobre 1981 à Santa Pola.

Ce travail a été effectué au sein d'une équipe pluridisciplinaire qui s'est constituée dans le cadre du GRECO 52 "Nature et Genèse des milieux confinés", animé par G. Busson, pour étudier le site de Salin-de-Giraud, à l'initiative de J.-P. Perthuisot (1982). Des aspects variés du salin ont pu ainsi être abordés : chimie des eaux libres (Landry et Jaccard, 1982) et interstitielles (Gouleau, 1982), bactériologie dans les saumures et le sédiment (Cornée, 1982), distribution des cyanophycées benthiques (Thomas et Geisler, 1982), des diatomées (Noël, 1982), des foraminifères (Zaninetti, 1982), des ostracodes (Zaninetti et Tetard, 1982) et des associations microfloristiques (Poumot, 1982), isotopes des saumures et des gypses (Pierre et Fontes, 1982), géochimie minérale et organique (Thomas M., 1982) et enfin sédimentologie et diagenèse des dépôts liés à l'activité du salin (Dulau et Trauth, 1982 ; Geisler, 1982-a). La majorité des membres de cette équipe s'est ensuite intéressée aux salins de Santa Pola, sur invitation de F. Orti Cabo et J.-J. Pueyo Mur, de l'Université de Barcelone (Espagne), et en association avec eux. Les résultats de ce travail sont en cours de publication.

Ces campagnes de terrain, à des saisons différentes dans le cas de Salin-de-Giraud, permettent une bonne approche de la sédimentation évaporitique dans ces salins ; un suivi continu n'aurait pu qu'améliorer quelques données de détail. C'est ainsi que l'étude successive des différents domaines de sédimentation doit aboutir à la mise en évidence de mécanismes de dépôt et à partir de là d'une dynamique de la sédimentation.

III - SÉDIMENTATION ÉVAPORITIQUE FOSSILE DANS LE MESSINIEN MÉDITERRANÉEN ET LE TRIAS LORRAIN

Les exemples choisis sont destinés à illustrer les domaines de dépôt des deux principaux minéraux évaporitiques : le gypse dans le Messinien du pourtour de la Méditerranée et la halite dans le Keuper inférieur de Lorraine. Par contre, pour le Muschelkalk moyen

de Lorraine, c'est l'ensemble de la série évaporitique et de ses évolutions latérales qui est pris en compte.

Des gypses messiniens sont étudiés sur la bordure septentrionale de la Méditerranée, en Italie centro-méridionale, dans l'île de Chypre et dans le Sud Est de l'Espagne. Loin de reprendre la sédimentation gypseuse du Messinien qui fait déjà l'objet de nombreux travaux (Schreiber *et al.*, 1976 ; Rouchy, 1982), cette approche, essentiellement ponctuelle, est destinée à préciser le comportement géochimique du strontium dans les cristaux de gypse.

La sédimentation halitique du Keuper inférieur de Lorraine est étudiée à l'aide du sondage d'Erbéville, implanté à 15 km au Nord Est de Nancy. A partir d'un échantillonnage effectué dans la mine de sel de Varangéville à 10 km à l'Est de Nancy, la description des constituants minéralogiques du sel et de leurs variétés, l'étude de leur distribution, l'analyse du contenu palynologique et la géochimie du brome dans les halites sont autant d'approches qui permettent de préciser les modalités de la sédimentation salifère.

Enfin, la série du Muschelkalk moyen de Lorraine peut être étudiée dans sa totalité grâce à des sondages à carottage en continu. Son analyse est effectuée à partir d'approches variées : géométrie des corps évaporitiques sur l'aire de sédimentation, datation palynologique et quantification des principaux constituants dans les associations microfloristiques, description des faciès et de leur distribution, géochimie du strontium dans les sulfates calciques et du brome dans la halite, analyse des associations minérales et du chimisme de la phase argileuse. L'ensemble des données ainsi obtenues est utilisé pour tenter une reconstitution de la dynamique sédimentaire du bassin, replacé dans son contexte paléogéographique.

CONCLUSION

Ce travail consiste en une étude sédimentologique et géochimique de la sédimentation évaporitique actuelle et fossile à différentes échelles mais surtout au niveau du lit ou de la lamine qui correspondent aux structures élémentaires du dépôt. Cette approche à une échelle délibérément très fine doit aboutir à la mise en évidence de l'organisation interne des séries évaporitiques en séquences élémentaires à partir desquelles seront recherchés les mécanismes qui les régissent.

L'objectif à atteindre est d'essayer de comprendre comment les mécanismes élémentaires de dépôt ainsi déterminés participent à la dynamique sédimentaire pour aboutir au remplissage du bassin évaporitique.

CHAPITRE 2

MOYENS UTILISÉS POUR LA CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS ET DE LA SALINITÉ

INTRODUCTION

Les dépôts évaporitiques sont généralement constitués par des assemblages de minéraux plus ou moins solubles (chlorures, sulfates), parfois difficilement éliminés à des fins analytiques (certains sulfates), souvent associés à une phase silico-alumineuse à dominante argileuse. De plus, les sédiments actuels provenant de marais salants sont dans de nombreux cas immergés et imbibés de saumure interstitielle ; ils contiennent en outre une proportion plus ou moins importante de matière vivante ou organique. Ces particularités obligent à utiliser, voire mettre au point, des méthodes d'étude appropriées afin de parvenir à une caractérisation de ces dépôts et du facteur dominant de leur distribution : la salinité. Il est évident que d'autres facteurs tels que Eh, pH, éclaircissement, action du vent, etc... jouent également un rôle non négligeable. Enfin, le choix des échantillons est essentiel et doit tenir compte des faciès pour être significatif.

I - CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS

La caractérisation des dépôts évaporitiques est fondée sur la distribution spatiale et temporelle des faciès qui sont définis à partir de l'observation macro-, micro- et nanoscopique d'un échantillonnage prélevé au cours de campagnes de terrain et sur des sondages. Les sédiments actuels des marais salants et les roches des bassins évaporitiques fossiles sont considérés successivement.

A - DÉPÔTS ACTUELS DANS LES MARAIS SALANTS

L'étude de ces dépôts fait appel à des techniques de prélèvement et de préparation des échantillons particulières (fig. 1).

1 - SUR LE TERRAIN

La reconnaissance dans le marais salant des différents types de sédiments déposés permet d'établir une carte de distribution qui montre leur extension et leur évolution latérale depuis l'entrée de l'eau de mer jusqu'aux tables salantes.

Le sédiment apparaît plus ou moins friable ou mou, plus résistant quand il forme

des croûtes. Il correspond au mélange d'une phase minérale et d'une phase organique d'importance relative variable. La phase minérale est elle-même complexe avec des constituants détritiques carbonatés et silico-alumineux (essentiellement minéraux argileux et quartz), auxquels peuvent se mêler des fragments de tests organiques et des minéraux de précipitation chimique (principalement aragonite, gypse et halite). La phase organique est constituée par des organismes capables de vivre dans ce milieu sursalé : cyanophycées qui participent à l'élaboration des tapis algaires, bactéries, diatomées, foraminifères, ostracodes, pour ne citer que ceux qui ont fait l'objet d'études de la part des membres de l'équipe travaillant sur les milieux actuels.

Les saumures libres recouvrant ces dépôts contiennent des particules solides minérales et des organismes en suspension.

a - PRÉLEVEMENT DU SÉDIMENT

Le sédiment mou est prélevé directement sur le fond à l'aide d'un couteau ou même d'un sabre de tapissier afin de pouvoir le découper jusqu'à une plus grande profondeur. L'échantillon ainsi obtenu est placé dans un sachet en plastique, bien replié autour et fermé au moyen d'un ruban adhésif pour permettre la conservation des structures sédimentaires. Les croûtes sont échantillonnées au marteau.

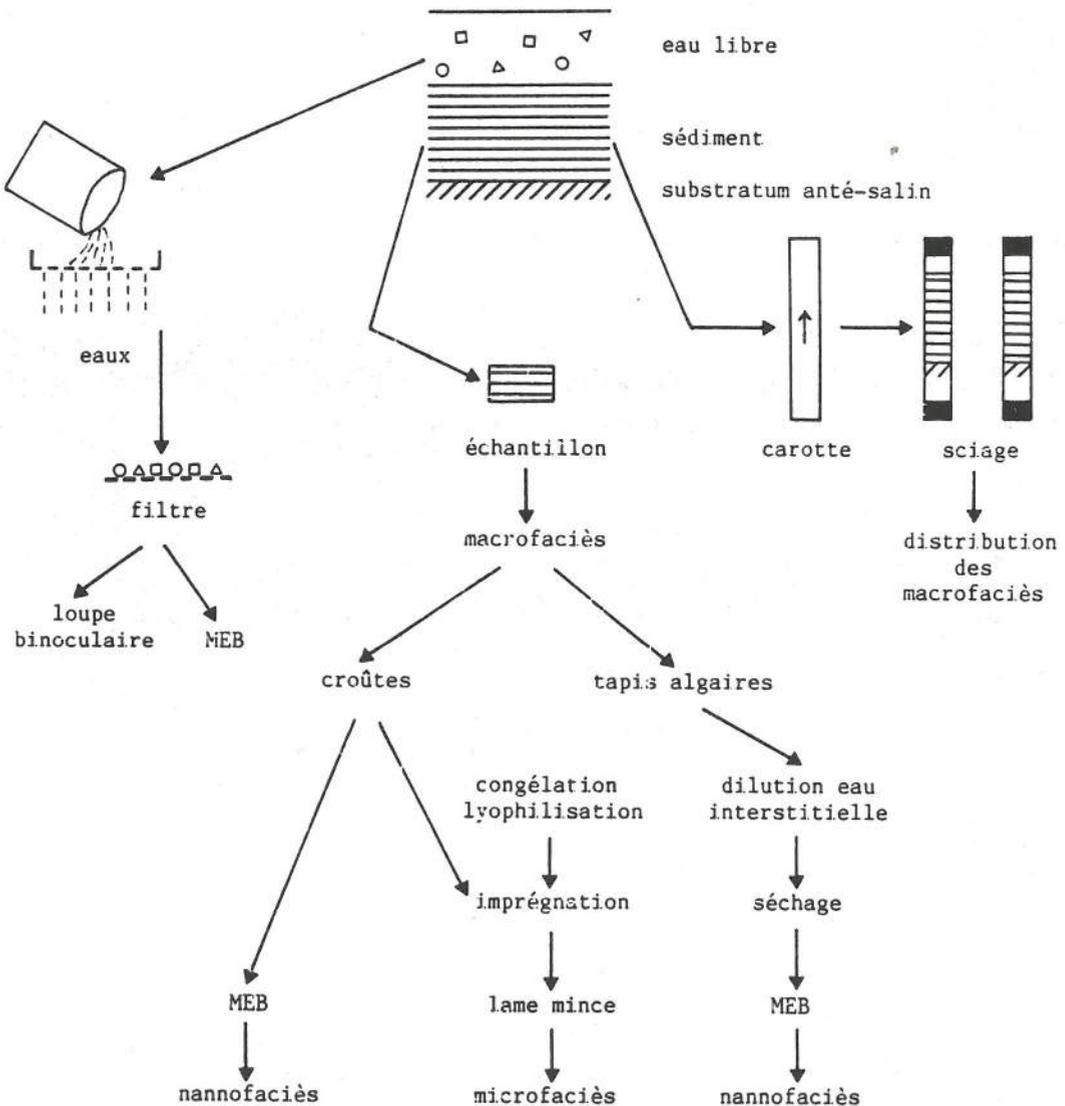


Fig. 1. - Schéma opérationnel utilisé pour la caractérisation des dépôts évaporitiques dans les marais salants.

L'épaisseur de sédiment, lié à l'activité propre du salin, n'est que de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres et le prélèvement de l'ensemble du dépôt jusqu'au substratum est effectué à l'aide d'un carottier très léger. Il s'agit d'un tube en PVC (diamètre extérieur : 5 cm, épaisseur des parois : 3 mm), enfoncé avec une masse en bois et auquel s'adapte à l'extrémité supérieure un capuchon métallique équipé d'une poignée pour pouvoir retirer le carottier rempli de sédiment. Ce mode de carottage a été introduit par J.-P. Perthuisot lors des campagnes de terrain collectives en Camargue.

Quel que soit le type de prélèvement, la matière vivante et organique, abondante dans certains échantillonnages, surtout dans les tapis algaires, implique quelques précautions, en particulier une conservation au frais dans un réfrigérateur, sur place et ensuite au laboratoire, et dans des boîtes isothermes au cours du transport.

Pour des échantillons plus spécifiquement destinés à l'observation de la matière organique, et selon une méthodologie mise au point par D. Gouveau (1976), le sédiment est congelé dès son prélèvement sur le terrain à l'aide d'un petit tube de carottage en plastique (2 cm de diamètre). De l'azote liquide est versé dans ce tube et après quelques minutes d'attente pour permettre la prise en masse, le sédiment est retiré du tube et les deux centimètres supérieurs, bien congelés, sont cassés en morceaux et conservés dans des canisters numérotés, plongés dans un container rempli d'azote liquide. Cette méthode de prélèvement préserve, au moins partiellement les constituants vivants et organiques, en particulier les bactéries, car certaines espèces apparaissent plus ou moins sensibles à ce genre de traitement (Cornée, 1982).

b - FILTRATION DES SAUMURES

Pour chaque station, une dizaine de litres de saumures libres sont filtrées par pompage à travers des filtres millipores de 2 cm de diamètre. Ces filtres sont récupérés et généralement placés dans de l'eau formolée pour permettre la conservation des microorganismes retenus. Sur le filtre se déposent également des minéraux d'origine détritique ou de précipitation superficielle. Les filtres sont ensuite observés à la loupe binoculaire ou au M.E.B. (microscope électronique à balayage).

2 - AU LABORATOIRE : PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

Les échantillons, récoltés selon les méthodes exposées précédemment doivent encore subir quelques traitements avant de pouvoir être observés macroscopiquement, au microscope et au M.E.B., afin de déterminer respectivement leurs macro-, micro- et nanofaciès.

a - POUR L'OBSERVATION MACROSCOPIQUE

Les échantillons de tapis algaires, riches en matière organique et conservés au frais, subissent néanmoins une oxydation superficielle, très limitée, et il suffit de les rafraîchir au couteau pour observer plus en détail l'aspect frais, de teinte noire. Pour les photographier, il est souvent préférable d'attendre quelques heures afin qu'une légère oxydation de surface, variable selon les constituants, donne plus de contraste au cliché.

La paroi des tubes en PVC, ayant servi au prélèvement des carottes de sédiment, est sciée sur deux côtés opposés, puis le sédiment est coupé à son tour au couteau. Après l'ouverture des tubes et la photographie de la carotte, l'observation doit être rapide, car le sédiment commence à se déshydrater avec altération des structures sédimentaires originelles. Ces carottes permettent d'établir la succession, au cours du temps, des macrofaciès qui ont participé au remplissage des différents bassins du marais salant.

b - POUR L'OBSERVATION MICROSCOPIQUE

Ce sont encore les prélèvements dans les tapis algaires qui demandent un traitement spécial. Les échantillons congelés sont directement lyophilisés et ceux qui ont été conservés

au frais le sont après congélation. Ils sont ensuite imprégnés par des résines à polymérisation très lente (2 à 3 semaines) afin que leur texture soit aussi peu modifiée que possible. L'obtention de lames minces au pétrole à partir des échantillons imprégnés ne pose alors plus de problèmes.

En ce qui concerne les croûtes de gypse et de halite, souvent poreuses et plus ou moins bien consolidées, l'imprégnation est également souhaitable ainsi que la confection de lames minces au pétrole, cette méthodologie étant d'ailleurs indispensable pour la halite.

c - POUR L'OBSERVATION ULTRAMICROSCOPIQUE

Dans un premier temps, les échantillons de tapis algaires sont lavés plusieurs fois à l'eau distillée pour diluer le milieu interstitiel. Cette opération permet d'éviter au cours du séchage la précipitation dans les vides de cubes de halite constituant une pellicule superficielle qui masque les surfaces internes et empêche leur observation au M.E.B. Un lavage préalable des croûtes de gypse est également préférable.

Les fragments de tapis algaires destinés à être observés sont choisis sur l'échantillon encore humide, en repérant leur orientation, et de façon à pouvoir reconstituer une coupe verticale. Après quelques jours de séchage, les fragments sont collés à la laque d'argent sur des plots, puis rapidement métallisés. A l'observation ultramicroscopique s'ajoute une possibilité d'analyse qualitative d'éléments majeurs composant les particules grâce à un spectromètre relié au M.E.B.

Le séchage des échantillons introduit quelques modifications affectant plus particulièrement la matière vivante qui a tendance à se contracter par perte d'eau et à se compacter ; ainsi, les gaines algaires dans les tapis présentent un diamètre inférieur de quelques microns. Cependant la structure d'ensemble et la répartition des nannofaciès restent observables et le faisceau électronique n'introduit pas de perturbation notable à cette échelle d'observation.

Il existe d'autres techniques de conservation et de préparation de la matière organique pour l'observation au M.E.B. (Cornée, 1983), de mise en oeuvre plus complexe, qui n'ont pas été utilisées dans ce travail.

B - DÉPOTS FOSSILES

L'étude des dépôts évaporitiques fossiles (fig. 2) repose en partie sur les données d'affleurement, mais celles-ci sont relativement rares, surtout en climat tempéré par suite de dissolutions et de transformations liées à la circulation des eaux superficielles. Les sondages apportent des informations très précieuses grâce aux enregistrements diagraphiques et en plus, lorsqu'ils sont carottés, ils permettent de suivre en continu sur des dizaines, voire des centaines de mètres la succession verticale des faciès.

La caractérisation de ces dépôts fossiles est abordée selon les méthodes classiques : reconstitution de la géométrie du bassin, observation et analyse des faciès.

1 - APPROCHE DE LA GÉOMÉTRIE DES CORPS SÉDIMENTAIRES

Elle repose sur la différenciation de corps évaporitiques dont le développement spatial et temporel est suivi à l'aide de corrélations latérales entre les coupes lithologiques et les diagraphies obtenues à partir des sondages traversant la formation considérée. Cette approche a été utilisée localement et explicitée de façon détaillée par C. Marchal (1983) dans son étude du bassin salifère keupérien de Lorraine - Champagne. Elle demanderait à être complétée par des données sismiques, des connaissances sur le bâti structural et des données stratigraphiques systématiques.

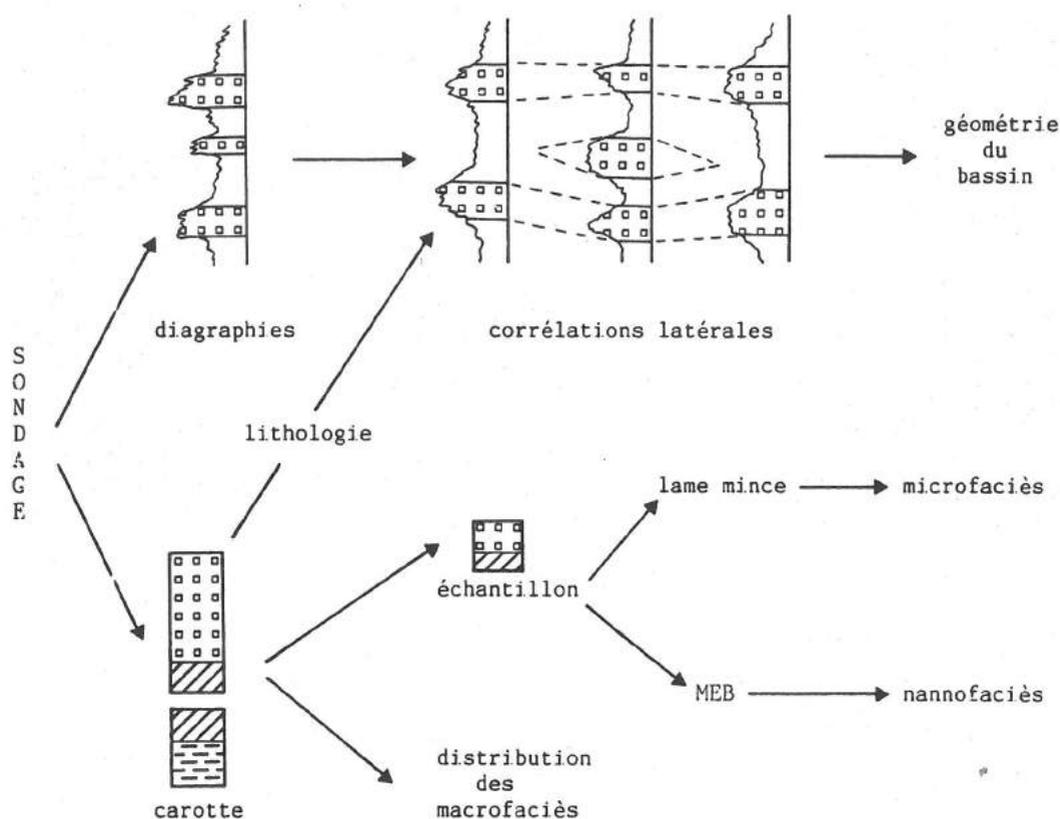


Fig. 2. - Schéma opérationnel utilisé pour la caractérisation des dépôts évaporitiques dans les bassins fossiles.

2 - PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS POUR L'OBSERVATION DES FACIES

Les faciès sont observés à différentes échelles sur les échantillons récoltés en affleurement et sur les sections sciées de carottes de sondages. Dans le cas du sel, un polissage au papier émeri, suivi d'un coup d'éponge humide et d'un nouveau polissage au chiffon sec, améliore l'observation de la surface traitée et donne un meilleur contraste pour la photographie. La description des macrofaciès permet d'établir une coupe lithologique d'ensemble sur laquelle sont repérés les échantillonnages relatifs aux lames minces et aux autres types d'analyses entreprises.

Pour l'observation microscopique, les lames minces doivent être confectionnées au pétrole de préférence pour éviter les dissolutions et à froid, car le gypse est très sensible à la chaleur. L'examen au M.E.B. ne demande pas de précautions particulières dans la préparation des échantillons. Enfin, la détermination des minéraux argileux est obtenue par diffractométrie X, en tartinant l'échantillon sur une lame de verre, afin d'obtenir une analyse de la phase totale.

II - CARACTERISATION DE LA SALINITE

La caractérisation de la salinité est obtenue directement à partir de l'analyse des eaux mères des minéraux évaporitiques, correspondant soit aux saumures libres des bassins des marais salants, soit aux fluides primaires piégés dans des inclusions des cristaux. La

connaissance de la salinité des saumures interstitielles dans les sédiments évaporitiques actuels permet d'avoir une idée des conditions de diagenèse précoce.

Des éléments particuliers (Sr, Br, K, Mg), incorporés dans le réseau cristallin de certaines phases minérales, permettent une approche indirecte de la salinité, de même que les associations palynologiques par la paléocologie de leurs constituants.

A - METHODES DIRECTES

L'ensemble de la méthodologie utilisée est résumée sur la figure 3.

Le domaine des isotopes n'a pas été abordé dans ce travail dans la mesure où il l'était déjà par C. Pierre, l'un des membres de l'équipe du GRECO 52 étudiant les milieux confinés actuels (Pierre, 1982).

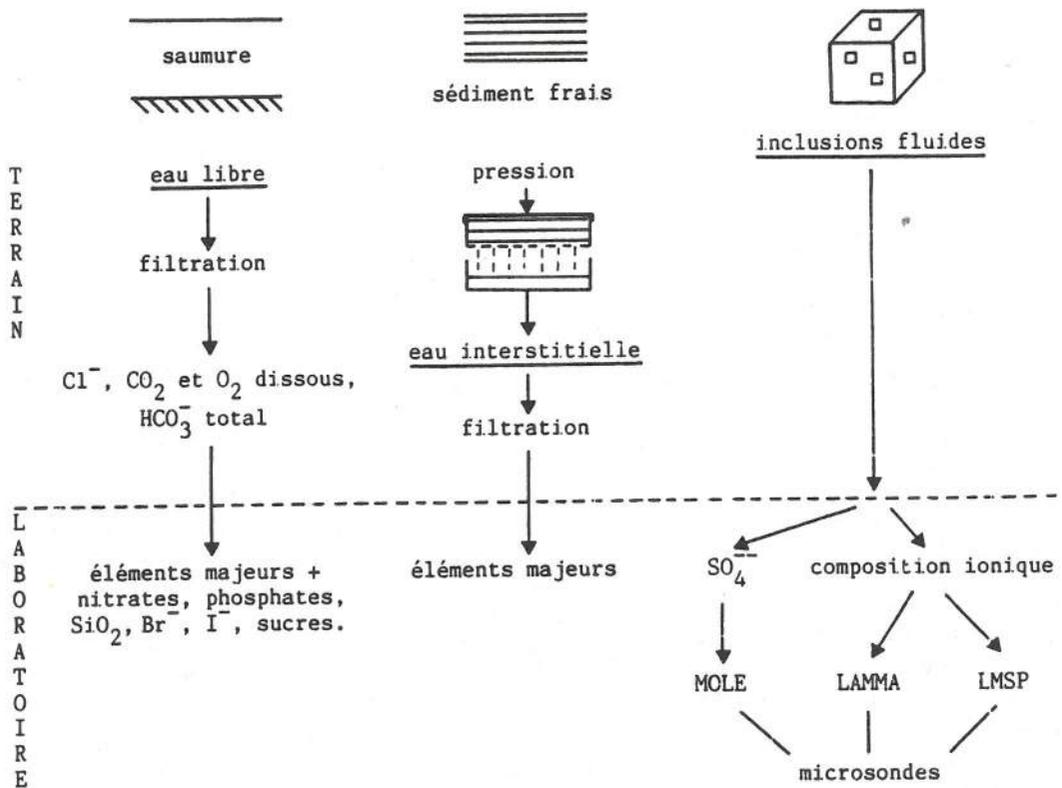


Fig. 3. - Schéma opérationnel utilisé pour la caractérisation directe de la salinité.

1 - SAUMURES DES MARAIS SALANTS

a - SUR LE TERRAIN

1 - Saumures libres.

Température, densité, pH, Eh et conductivité sont mesurés directement dans la saumure à l'aide d'un appareillage adapté qui permet une lecture immédiate. Les concentrations en g/l données dans le texte sont lues sur une table de conversion construite à partir de l'évaporation de l'eau de la Méditerranée (Perthuisot, 1982).

La saumure est prélevée avec un seau et filtrée sur filtre millipore. Un certain nombre d'analyses : teneurs en chlorures, CO_2 et oxygène dissous, carbonate (HCO_3^-) total, phosphates et nitrates solubles, sont effectuées sur place (Landry et Jaccard, 1982).

2 - Saumures interstitielles.

Comme pour les saumures libres, les caractéristiques physiques sont déterminées sur le terrain.

Sauf dans les bassins asséchés, le sédiment est situé sous une tranche de saumure de quelques décimètres de puissance qu'il faut pouvoir éliminer. Pour ce faire, le mode de prélèvement mis au point par D. Gouleau (1982) utilise un petit batardeau, constitué par une sorte de boîte de 40 cm de côté, en tôle galvanisée et sans fond, qui est enfoncée de 5 à 10 cm dans le sédiment et permet de retirer l'eau emprisonnée pour faire apparaître la surface du dépôt. Le sédiment peut alors être prélevé et placé dans des presses métalliques, reliées à des bouteilles d'air comprimé, pour y être pressé. La saumure interstitielle s'en écoule et il subsiste une "galette", moins hydratée. Cette saumure subit ensuite sur place une filtration sur filtre millipore et sera analysée au laboratoire. Ce matériel, relativement lourd, demande une mise en oeuvre assez longue : une heure ou plus sous pression et souvent plusieurs heures de filtration par échantillon. Une batterie de presses permet d'en traiter plusieurs à la fois.

b - AU LABORATOIRE

Dans les saumures libres sont analysés : Cl^- , Na^+ , K^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , Sr^{++} , SO_4^{--} , CO_2 dissous, CO_3^{--} , HCO_3^- , H_2CO_3 dissous, NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , P, PO_4^{--} , SiO_2 , Br^- , I^- , sucres (comme le glucose). Des courbes de distribution pour chacun des éléments considérés sont établies à partir des teneurs obtenues aux différents points de prélèvement (Landry et Jaccard, 1982).

Dans les saumures interstitielles, seules sont analysées les teneurs en éléments majeurs à partir desquelles sont également construites des courbes de distribution (Gouleau, 1982 et 1984-b).

2 - INCLUSIONS FLUIDES PRIMAIRES DANS LES CRISTAUX DE HALITE

Les fluides contenus dans les inclusions primaires des cristaux sont les reliques de leur fluide générateur piégé en cours de croissance. Dans la halite, ces inclusions se présentent sous forme de cubes négatifs dont les plus gros atteignent quelques dizaines de microns d'arête. Aussi, les progrès technologiques dans le domaine de la microanalyse, en particulier par l'utilisation du rayonnement laser, permettent d'analyser quantitativement certains éléments comme l'ion sulfate ou de déterminer, quoique encore qualitativement, la composition ionique de ce fluide. Seule la halite est prise en considération, car elle possède un édifice ionique simple qui produit peu d'effet de matrice.

a - TENEURS EN SULFATE

Les teneurs en ion sulfate SO_4^{--} sont déterminées à l'aide de la microsonde à effet Raman M.O.L.E.¹ dont le principe et le fonctionnement sont décrits en détail par J. Dubessy et al. (1980, 1983). Les particularités essentielles de cette microsonde sont les suivantes:

- 1) elle ne détecte que les édifices polyatomiques (ions, molécules) ;
- 2) sa résolution spatiale (section de rayon laser au point de focalisation) est de l'ordre de $1 \mu\text{m}^2$, si bien qu'il est possible d'étudier séparément les inclusions ainsi que les phases présentes (solides, fluides, gazeuses) au sein d'une même inclusion ;
- 3) non destructive, elle permet l'utilisation ultérieure d'autres techniques analytiques.

Les résultats sont obtenus sous forme d'un spectre sur lequel les hauteurs des pics

(1) Analyses effectuées par J. Dubessy et C. Kosztolanyi, CREGU, Nancy.

de l'ion SO_4^{--} et de l'eau peuvent être mesurées. Une droite d'étalonnage $h \text{SO}_4^{--} / h \text{H}_2\text{O}$ en fonction de la concentration de l'ion SO_4^{--} est construite en analysant des solutions saturées en NaCl avec des concentrations variables en ion SO_4^{--} (fig. 4). Dans les inclusions fluides des cristaux de halite les teneurs en ion SO_4^{--} sont lues directement sur cette droite d'étalonnage en y reportant le rapport $h \text{SO}_4^{--} / h \text{H}_2\text{O}$ calculé à partir de l'intensité des signaux obtenus pour l'ion SO_4^{--} et pour l'eau sur le spectre Raman considéré.

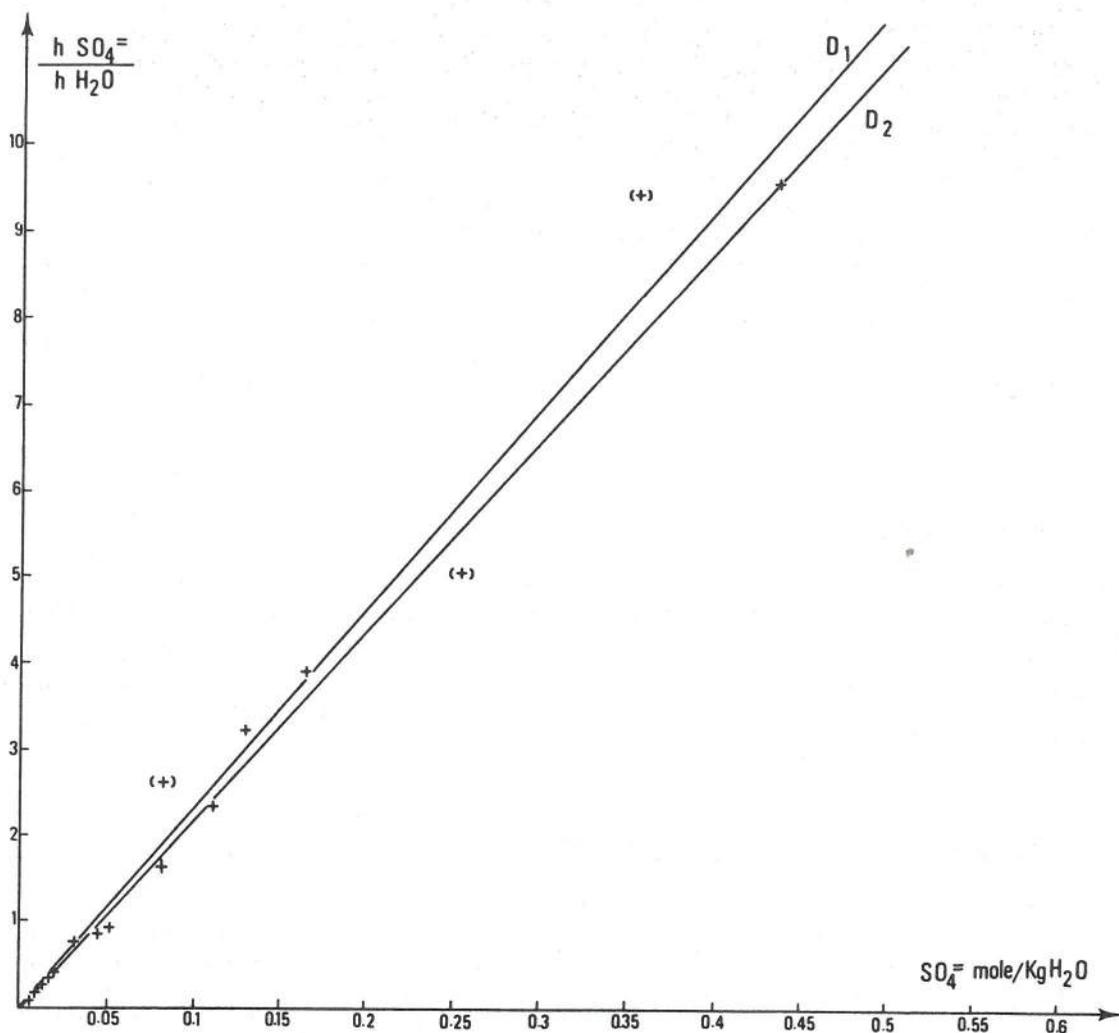


Fig. 4. - Droite d'étalonnage $h \text{SO}_4^{--} / h \text{H}_2\text{O}$ (hauteurs des pics mesurés) en fonction de la concentration de l'ion SO_4^{--} dans les solutions saturées en NaCl , pour la microsonde à effet Raman M.O.L.E. (d'après Dubessy, Geisler, Kosztolanyi et Vernet, 1980).

b - COMPOSITION IONIQUE

Des essais de détermination qualitative de la composition ionique de fluides contenus dans des inclusions primaires de halites sont tentées à l'aide de la microsonde LAMMA² et du spectromètre de masse à sonde laser LPMS³. Dans les deux cas l'analyse est matérialisée par un spectre dont les pics sont distribués en fonction de la masse atomique des éléments constitutifs. Sur la microsonde LAMMA, les enregistrements relatifs aux cations et aux anions sont obtenus séparément (fig. 5-A et B) et il se produit des combinaisons entre les éléments.

Les études en cours tendent à mettre au point des modalités d'étalonnage qui permettront de passer à une analyse quantitative de la composition ionique des fluides piégés dans ces inclusions.

(2) Analyses effectuées par J.-F. Muller, Université de Metz.

(3) Analyses effectuées par J.-F. Elloy, Université de Grenoble.

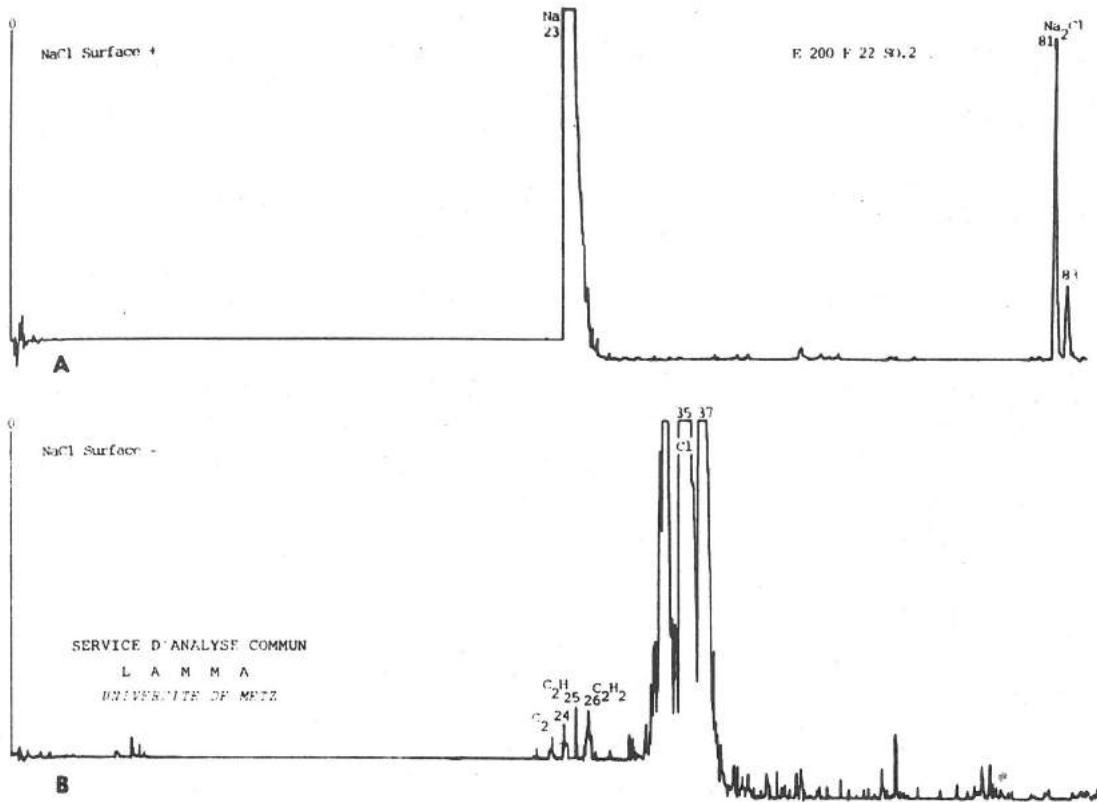


Fig. 5. - Spectres enregistrés par la microsonde LAMMA sur un cristal de halite
- A) Cations. - B) Anions.

B - MÉTHODES INDIRECTES

L'ensemble de la méthodologie utilisée est résumé sur la figure 6.

1 - ÉLÉMENTS MARQUEURS

Les éléments marqueurs de la salinité sont ceux dont le taux d'incorporation dans le réseau cristallin de certains minéraux évaporitiques est fonction de la salinité de la saumure. Le strontium dans les sulfates calciques, le brome et le potassium dans la halite jouent ce rôle. Par ailleurs, la phase détritique silico-alumineuse, parvenant dans le bassin, se trouve en contact avec les saumures qui peuvent modifier son chimisme, en particulier par l'incorporation de nouveaux cations comme le magnésium dans les minéraux argileux, ainsi que sa nature cristallographique et minéralogique marquée par l'apparition de nouveaux minéraux tels que la corrensite.

Les roches évaporitiques correspondent souvent à un mélange hétérogène de minéraux évaporitiques, d'éléments détritiques silico-alumineux (argiles, quartz), et de carbonates qui peuvent avoir en commun certains éléments chimiques. De ce fait, il est nécessaire de procéder à une séparation de phases avant de passer aux dosages. Le but essentiel, en se limitant aux phases pures, est d'éviter l'obtention de données géochimiques moyennes qui ne peuvent être rapportées avec précision à l'un ou l'autre constituant.

La méthodologie analytique adoptée dans cette étude a été mise au point au Service Commun d'Analyses des Sciences de la Terre de l'Université de Nancy I et fait essentiellement appel à des dosages en fluorescence X⁴ (Goyindaraju et Montanari, 1978 ; Montanari, Geisler et Petit, 1979) et en absorption atomique⁵.

(4) Analyses effectuées par R. Montanari, Université de Nancy I.

(5) Analyses effectuées par Y. Perrin, Université de Nancy I.

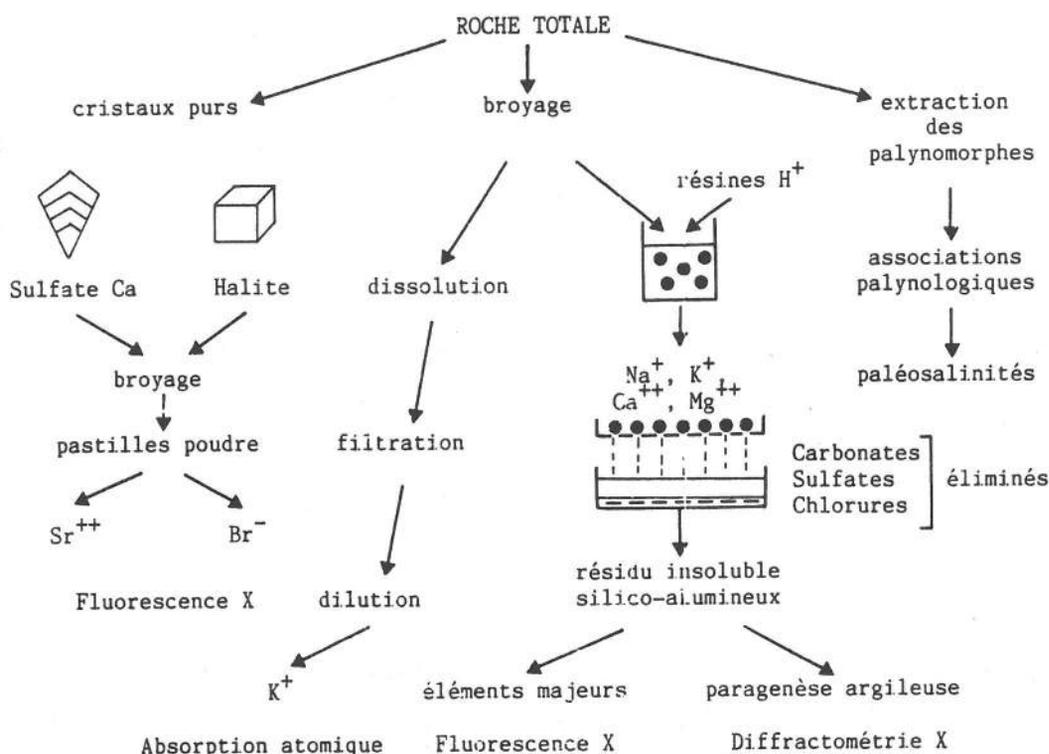


Fig. 6. - Schéma opérationnel développé pour la caractérisation indirecte de la salinité.

a - SÉPARATION DE PHASES

Cette opération consiste d'une part à procéder à un échantillonnage préférentiel des minéraux évaporitiques isolés et de taille suffisante pour constituer une phase pure, d'autre part à séparer la phase silico-alumineuse.

1 - Minéraux évaporitiques isolés.

L'échantillonnage de ces minéraux nécessite un certain nombre de précautions; ainsi, les cristaux de gypse pour le dosage du strontium doivent être préalablement traités à l'acide chlorhydrique pour éliminer de leur surface d'éventuels grains carbonatés dont la présence peut modifier le résultat final puisqu'ils peuvent également contenir du strontium. Par ailleurs une analyse en diffractométrie X permet de savoir s'il existe dans les cristaux des inclusions solides capables d'influer sur les résultats. Les échantillons de gypses actuels, souvent associés à de la matière organique, doivent en outre subir un traitement à l'eau oxygénée.

Dans les chlorures, en particulier dans la halite où le brome est recherché, la présence de saumures très concentrées dans des inclusions fluides plus ou moins nombreuses peut entraîner une valeur analytique trop forte pour le brome, c'est-à-dire une surestimation de la quantité de brome dans le minéral. L'observation pétrographique des échantillons s'avère donc indispensable pour reconnaître l'abondance de telles inclusions. De plus, les halites actuelles baignent souvent encore dans leur saumure originelle qui peut subsister en partie à la surface des cristaux et doit être éliminée par lavage à l'alcool avant l'analyse.

Toutes ces précautions, si elles alourdissent le travail d'échantillonnage, ont pour avantage de simplifier le dosage par fluorescence X puisque le dosage des traces s'effectuera alors en matrice constante.

2 - Phase silico-alumineuse.

Pour les roches argilo-carbonatées et argilo-chlorurées, l'attaque des carbonates à l'acide chlorhydrique ou la dissolution des chlorures dans l'eau ne pose pas de problème. En revanche, les sulfates ne peuvent pas être facilement et rapidement éliminés par attaque chimique classique ou par dissolution. De plus, lors de la calcination à 1000°C pendant trois heures, nécessaire avant l'analyse en fluorescence X, leur présence entraîne des incertitudes analytiques, car ils ne subissent qu'une décomposition incomplète et non reproductible.

Pour ces raisons, la possibilité de dissoudre les sulfates à l'aide de résines H^+ a paru être la meilleure solution pour obtenir une phase silico-alumineuse pure à partir de roches argilo-sulfatées ; comme par ailleurs la mise en solution et la fixation des carbonates et des chlorures sur ces mêmes résines se font également sans problème, le mode opératoire suivant a été adopté pour la séparation de la phase silico-alumineuse de l'ensemble des roches évaporitiques.

L'échantillon porphyrisé est mis en suspension dans un bécher de 1000 ml en présence de résines IR 120 (H^+). Le mélange est agité pendant 3 heures. Pour un poids moyen de 5 g d'échantillon, 20 g de résines et 600 ml d'eau distillée sont utilisés. Les proportions résines-échantillon sont évidemment modifiables en fonction du pourcentage de la phase silico-alumineuse par rapport à la phase soluble de l'échantillon. Après dissolution des sulfates, carbonates et chlorures, le mélange résines - phase insoluble est versé sur un tamis de 150 mesh qui retient les résines ; celles-ci sont rincées jusqu'à ce que les eaux de lavage soient claires. La fraction silico-alumineuse ainsi récupérée est lavée et centrifugée.

On peut également, moyennant quelques précautions, utiliser pour la séparation de cette phase silico-alumineuse des résines CG 120 (H^+) de récupération qui ont déjà été utilisées pour des dosages de cations ; en principe, elles ne sont employées qu'une seule fois pour une analyse quantitative mais, dans la mesure où leur emploi ne sert qu'à l'élimination d'une phase soluble, il est possible de les réutiliser après les avoir remises sous forme H^+ par lavages à HCl (6 N). Un tamisage préalable de ces résines s'impose alors de manière à ne retenir que les granulométries inférieures à 150 mesh ; la séparation phase silico-alumineuse - résines se fera sur un tamis de 170 mesh.

b - DOSAGES

1 - Eléments en traces dans les minéraux isolés.

Strontium et brome

Les faibles teneurs de ces éléments interdisent tout dosage sur résines ; la dilution utilisée est en effet beaucoup trop élevée. C'est une méthode de dosage sur poudres pastillées qui a été adoptée.

L'échantillon à analyser est mélangé à de l'acide borique, qui jouera le rôle de liant, dans les proportions 2/3 d'échantillon pour 1/3 d' H_3BO_3 . Après homogénéisation, la poudre ainsi obtenue est pastillée à 25 tonnes à l'aide d'une presse manuelle Herzog ; les pastilles obtenues ont un diamètre de 40 mm et sont analysées en fluorescence X sur porte-échantillon graphite de 34 mm.

Plusieurs séries de pastilles étalon sont réalisées afin de construire des courbes d'étalonnage des teneurs en fonction de l'intensité (nombre d'impulsions) de la raie $\kappa\alpha$ de l'élément analysé en fluorescence X. Les valeurs analytiques sont obtenues à partir de ces courbes.

Strontium dans les sulfates calciques. - Deux séries d'étalons ont été réalisées pour ce dosage à partir des produits suivants :

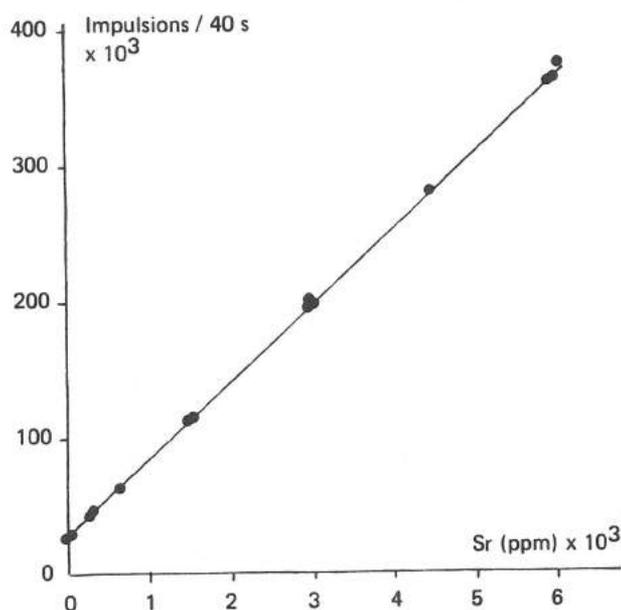
- Sulfate de calcium $SO_4Ca, 2H_2O$ Rp Normapur (Prolabo)
- Carbonate de strontium $SrCO_3$ Rp Normapur (Prolabo)
- Chlorure de baryum $BaCl_2, 2H_2O$ Rp Normapur (Prolabo)

- Carbonate de calcium CaCO_3 pro analysi (Merck)
- Standard ANRT-FKN : feldspath potassique.

Dans un premier temps, deux mélanges M1 et M2 de ces produits ont été fabriqués avec les proportions suivantes :

- M1 : - $\text{SO}_4\text{Ca}, 2\text{H}_2\text{O}$: 89% - SrCO_3 : 10% - $\text{BaCl}_2, 2\text{H}_2\text{O}$: 1%
 M2 : - $\text{SO}_4\text{Ca}, 2\text{H}_2\text{O}$: 70% - CaCO_3 : 20% - FKN : 10%

Le mélange M1 est essentiellement destiné à l'incorporation des éléments à doser, Sr et accessoirement Ba, soit dans du sulfate de calcium (série de pastilles PM1), soit dans une matrice plus complexe, en l'occurrence le mélange M2, où le carbonate de calcium et le feldspath potassique jouent le rôle d'éventuelles impuretés de calcite ou d'argile



Étalons	Sr (en ppm)	Intensité Sr K α	Sr (en ppm)
	Valeurs théoriques	Impulsions / 40 s	Valeurs calculées
PM1-blanc	0	29438	- 9
PM1-1	5940	362972	5911
PM1-2	2970	198348	2989
PM1-3	594	63212	590
PM1-4	297	46560	295
PM1-5	4455	281533	4466
PM1-6	1485	114328	1497
PM2-blanc	0	28778	- 21
PM2-7	5940	364004	5929
PM2-8	2970	198912	2999
PM2-9	594	63128	589
PM2-10	297	45998	285
PM2-11	4455	280971	4456
PM2-12	1485	114891	1507
PM3-1	5940	378761	6191
PM3-1	2970	207191	3145

r : coefficient de corrélation = 0,99997

Fig. 7. - Résultats de dosage du strontium en fluorescence X sur des poudres pastillées et construction d'une courbe étalon (d'après Montanari, Geisler et Petit, 1979).

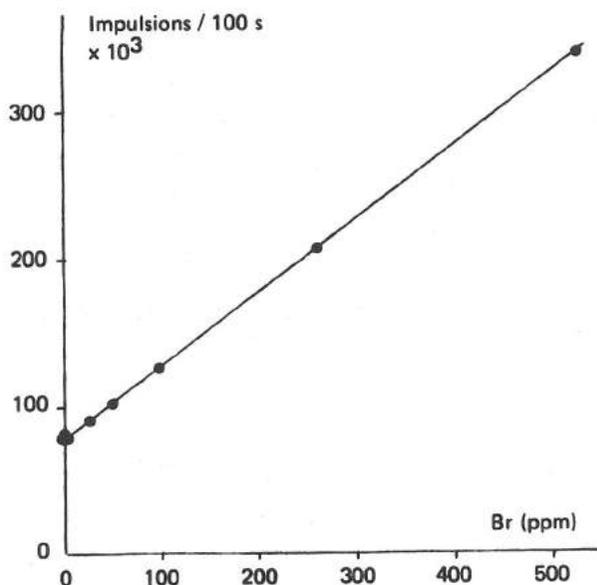
Conditions analytiques : - Sr K α . - Cristal LIF 100. - Fentes : 0,15. - Tube W. - 45 kV, 50 mA. - Compteur à scintillations.

dans les sulfates naturels (série de pastilles PM2). Cette seconde série d'étalons a pour but de vérifier si la présence de telles impuretés influe sur les intensités mesurées du strontium.

Les résultats obtenus sur ces deux séries de pastilles (fig. 7) montrent que quelle que soit la matrice, l'écart sur les valeurs calculées à partir de l'ensemble des résultats n'excède pas 2% d'erreur relative. Les différents points s'alignent parfaitement sur la même droite.

Pour de fortes teneurs en impuretés (supérieures à 30%), des problèmes d'effet de matrice commencent à se faire sentir. Cependant, l'échantillonnage est conduit de sorte que l'analyse du strontium se fasse sur des cristaux de gypse ou d'anhydrite aussi purs que possible, et la marge de sécurité que laisse l'absence d'effet de matrice pour un pourcentage d'impuretés de l'ordre de 30% est amplement suffisante.

Brome dans la halite. - La technique de ce dosage est la même que pour le strontium. Une série de pastilles étalon a été préparée par adjonction à NaCl (Johnson Matthey à teneur en Br inférieure à 0,2 ppm) de NaBrO₃ Rppa (Prolabo). Des quantités variables de SO₄Ca, 2H₂O, de CO₃Sr, de SO₄Ba et d'argile ont été également ajoutées afin d'étudier



Étalons	Br (en ppm)	Intensité Br K α Impulsions / 100 s	Br (en ppm)
	Valeurs théoriques		Valeurs calculées
PB 1	0	80115	0,8
PB 2	523	341898	523
PB 3	0	80874	2,3
PB 4	255	208377	257
PB 5	102	128912	98
PB 6	0	80270	1,1
PB 7	53	104872	50
PB 8	26	92922	22

r : coefficient de corrélation = 0,9990

Fig. 8. - Résultats de dosage du brome en fluorescence X sur des poudres pastillées et construction d'une courbe étalon (d'après Montanari, Geisler et Petit, 1979).

Conditions analytiques : - Br K α . - Cristal LIF 110. - Fentes : 0,4. - Tube W. - 45 kV, 50 mA. - Compteur à scintillations.

l'influence d'éventuelles impuretés sur l'intensité de $Br/K\alpha$ et de les doser le cas échéant.

Sur le plan pratique, les pastilles ont été fabriquées de la manière suivante. C'est d'abord un mélange B1 constitué de 98% de NaCl, 1% de $NaBrO_3$, 1% de $BaSO_4$, qui a été réalisé. A partir de ce mélange, trois dilutions solides sont effectuées :

- D1 : 90% NaCl + 10% B1
- D2 : 95% NaCl + 5% B1
- D3 : 98% NaCl + 2% B1

A l'aide de ces trois nouveaux mélanges huit pastilles étalon (série PB) sont réalisées.

Les résultats obtenus pour ces pastilles étalon sont reportés sur la figure 8. La précision des résultats est très correcte ; pour des teneurs inférieures à 100 ppm, l'erreur relative ne dépasse pas 6% ; l'adjonction d'argile ou de sulfate de calcium en petites quantités (toujours inférieures à 5% en volume des pastilles) ne modifie pas d'une manière sensible les intensités de $Br/K\alpha$. Comme pour le strontium, les différents points s'alignent parfaitement sur la même droite.

Potassium dans la halite

La halite étant facilement soluble dans l'eau, le potassium est analysé en absorption atomique.

Le processus analytique suivant est adopté. Une prise de 15 g d'échantillon porphyrisé est dissoute dans 200 ml d'eau distillée et placée pendant 2 heures sur un agitateur magnétique. La solution obtenue est filtrée en rinçant le résidu insoluble, peu important d'ailleurs par suite de l'échantillonnage de cristaux de halite aussi purs que possible. Enfin, cette solution, versée dans une fiole jaugée et ajustée à 500 ml, est analysée directement en absorption atomique.

Des solutions aux teneurs en NaCl dans une gamme comparable à celle de la solution obtenue, soit de l'ordre de 30 g/l, sont ajoutées aux solutions étalon utilisées pour analyser le potassium afin d'éviter des effets de matrice. Les teneurs en potassium dosées sont de l'ordre de quelques centaines de ppm.

2 - Eléments majeurs dans la phase silico-alumineuse.

Après récupération et lavage de la fraction silico-alumineuse, celle-ci est analysée selon le mode opératoire utilisé pour le dosage des roches silicatées : séchage à 100°C, puis calcination à 1000°C pendant 3 heures ; fusion de ce produit calciné au borate de lithium et analyse du verre en fluorescence X après transfert des cations sur résine H^+

Ce mode opératoire a été appliqué en routine pour plusieurs séries d'échantillons : à titre d'exemple, les résultats obtenus (tabl. 1) sur des échantillons de lithologie variée, provenant d'un sondage de la région de Sarrebourg (Moselle). On peut constater, au vu des teneurs en CaO , que la dissolution et la fixation des sulfates et des carbonates se font d'une manière totale ; les valeurs en CaO trouvées sont pratiquement toujours inférieures à 0,1% pour des roches qui en contenaient au départ un pourcentage appréciable. Dans le cas particulier des roches argilo-dolomitiques, on peut affirmer en toute rigueur que le MgO restant est bien lié à l'argile, les teneurs en CaO prouvant à l'évidence que la phase carbonatée a été fixée en quasi-totalité.

Une fois établie l'efficacité des résines H^+ pour la dissolution et la fixation des carbonates et des sulfates, il fallait tester quelle était l'influence de ce traitement sur la composition chimique de la fraction argileuse. Pour cela, divers échantillons d'argiles ont été choisis (leur nature et leur provenance sont reportées dans le tableau 2). Chacun a été scindé en trois fractions. La première n'a subi aucun traitement ; la deuxième a été attaquée à HCl (N) pendant 3 heures et la troisième a été agitée pendant le même temps en présence de résines H^+ . Chaque fraction a ensuite été analysée en fluorescence X selon le mode opératoire décrit pour les roches silicatées.

L'échantillon d'illite ne montre aucune modification quel que soit le traitement employé, pas plus d'ailleurs que le mélange illite - chlorite, si ce n'est une diminution de la teneur en CaO ; comme cet élément n'entre en principe pas dans le réseau de ces deux minéraux, il s'agit probablement de traces de calcite dissoutes par HCl et les résines.

Echantillon n°	Argilites			Argilites gypseuses			Argilites anhydritiques			Argilites gypso-anhydritiques			Argilites dolomitiques		
	A8	A22	A40	A20	A27	A42	A4	A41	A46	A3	A38	A43	A57	A62	A72
SiO ₂	54,05	53,67	52,61	54,49	54,09	55,11	53,91	55,98	53,64	59,35	53,02	51,93	51,67	53,31	49,55
Al ₂ O ₃	20,69	21,23	18,79	20,30	19,55	18,14	17,73	17,76	17,46	16,24	17,16	18,43	12,68	14,33	15,72
Fe ₂ O ₃	6,61	5,87	6,13	6,19	5,61	5,47	4,55	5,62	5,38	4,39	5,51	6,04	4,61	5,40	4,99
TiO ₂	0,85	0,88	0,83	0,87	0,87	0,84	0,78	0,83	0,83	0,88	0,79	0,82	0,57	0,62	0,81
CaO	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,10	0,04	0,03	0,09	0,05	0,03	0,13	0,06	0,13
MgO	3,32	4,03	5,77	3,63	4,28	5,82	2,67	4,99	5,64	2,59	6,39	5,56	12,35	10,80	9,59
MnO	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,05	0,04
K ₂ O	5,98	6,47	5,56	5,98	6,20	5,29	5,66	5,60	5,21	5,46	4,88	5,69	2,54	3,03	3,51
Na ₂ O	0,61	0,56	0,54	0,62	0,49	0,50	0,31	0,67	0,31	0,39	0,50	0,50	0,27	0,32	0,73
P.F.	7,67	7,14	9,36	7,39	8,94	8,77	13,73	8,40	10,88	10,44	11,57	10,60	15,08	11,92	14,51
Total	99,86	99,92	99,68	99,55	100,11	100,02	99,47	99,98	99,42	99,87	99,91	99,70	99,92	99,84	99,58

Tableau I. - Analyses des éléments majeurs, en fluorescence X, de la phase silico-alumineuse séparée d'argilites du Muschelkalk moyen évaporitique de Lorraine à Sarrebourg, Moselle (d'après Montanari, Geisler et Petit, 1979).

L'échantillon de glauconite montre une légère diminution de la teneur en K_2O après traitement sur résine H^+ ; il en est de même dans le cas du mélange lédikite - chlorite, mais ici pour les deux fractions traitées.

Dans le cas de la montmorillonite, on observe après les deux types de traitement une diminution nette des teneurs en CaO et MgO . La beidellite montre également une diminution de CaO ; MgO reste constant.

Globalement, on peut considérer que les deux traitements, par HCl ou résines H^+ , sont identiques quant à leurs effets sur les diverses argiles. Les résines H^+ vont fixer les ions métalliques qui saturent la capacité d'échange des particules argileuses ; ce qui permettra éventuellement, après leur récupération, de la mesurer par resaturation avec un sel de lithium par exemple.

Les processus analytiques présentés ci-dessus ne concernent que les données recherchées pour caractériser indirectement la salinité. Cependant au cours de leur mise au point, il est apparu intéressant de les compléter afin d'avoir la possibilité d'obtenir une analyse de tous les éléments constitutifs de la roche et en particulier de la phase soluble fixée par les résines. L'ensemble de cette méthodologie analytique est décrite par R. Montanari, D. Geisler et G. Petit (1979).

2 - ASSOCIATIONS PALYNOLOGIQUES

Dans les formations évaporitiques, les microflores sont généralement utilisées pour des datations puisque l'on y trouve peu d'autres restes organiques capables de remplir ce rôle.

L'étude palynologique de ces dépôts⁶ permet de différencier des associations de palynomorphes dont certains constituants sont des indicateurs indirects de paléosalinité grâce à leur paléoécologie (Adloff, Doubinger et Geisler, 1983). En effet, certains groupes ne se développent qu'en milieu marin (Acritarches, Tasmanacées) ou nécessitent un apport par des eaux provenant du continent (spores) qui indiquent des dilutions dans le bassin. Par ailleurs, la densité des palynomorphes, variable selon les faciès, peut être utilisée comme critère de vitesse de sédimentation (Klaus, 1970).

III - CHOIX DES ÉCHANTILLONS

Les séries évaporitiques sont généralement constituées par des alternances ou des successions plus ou moins fines de faciès, souvent d'ordre centimétrique, voire millimétrique. L'échantillonnage doit donc impérativement tenir compte de cette distribution des faciès pour être significatif. Quelques exemples permettent d'illustrer l'importance de cette phase dans l'étude de ces dépôts.

I - Niveaux lités.

Les dépôts observés dans les mines de sel présentent souvent des alternances sous forme de lits de sel, de quelques centimètres d'épaisseur, séparés par des lits plus minces argilo-sulfatés. La distinction de ces deux types de faciès est évidemment indispensable, mais si l'on regarde de plus près le niveau de sel, il peut être lui-même complexe et présenter des aspects différents quant à la richesse des cristaux de halite en inclusions fluides ou à l'importance d'éventuelles plages argileuses. Le fait de prendre en compte tous ces éléments permet dans le cas de l'étude de la distribution du brome dans la halite de préciser les tendances géochimiques de chacun des faciès du sel, plutôt que d'obtenir une valeur moyenne et globalisante (Geisler, 1979). Celle-ci ne donne pas la possibilité de reconstituer les mécanismes précis qui sont à l'origine de ces variations de faciès

(6) Déterminations palynologiques effectuées par M.-C. Adloff et J. Doubinger, Université de Strasbourg.

	Échantillon 1			Échantillon 2			Échantillon 3		
	Non traité	HCl(N)	Résines H ⁺	Non traité	HCl(N)	Résines H ⁺	Non traité	HCl(N)	Résines H ⁺
SiO ₂	52,22	52,43	52,18	56,16	57,06	54,14	62,30	62,90	63,56
Al ₂ O ₃	31,60	31,70	31,85	9,53	9,51	9,60	20,68	20,65	20,56
Fe ₂ O ₃ total	2,32	2,28	2,32	22,39	22,49	22,47	9,68	9,74	9,63
TiO ₂	1,68	1,55	1,62	0,12	0,11	0,11	0,84	0,84	0,85
CaO	-	-	-	0,40	0,04	0,03	0,91	0,25	0,36
MgO	1,39	1,32	1,40	3,39	3,31	3,34	3,35	2,76	2,84
K ₂ O	10,06	10,15	10,15	7,39	7,31	6,86	1,64	1,45	1,71
Na ₂ O	0,24	0,21	0,22	0,11	0,06	0,08	0,15	0,21	0,22
Total	99,51	99,64	99,74	99,49	99,89	99,63	99,52	98,80	99,73

	Échantillon 4			Échantillon 5			Échantillon 6		
	Non traité	HCl(N)	Résines H ⁺	Non traité	HCl(N)	Résines H ⁺	Non traité	HCl(N)	Résines H ⁺
SiO ₂	64,86	(*)	65,37	57,18	57,78	57,23	44,24	44,06	44,04
Al ₂ O ₃	20,01		20,58	26,76	26,79	26,70	20,26	20,12*	20,11
Fe ₂ O ₃ total	10,16		10,46	3,39	3,46	3,44	17,04	17,33	17,52
TiO ₂	0,82		0,86	1,22	1,24	1,24	2,75	2,77	2,78
CaO	1,76		0,04	0,34	0,12	0,13	0,05	0,08	0,09
MgO	2,44		2,47	2,50	2,55	2,55	6,91	6,88	7,04
K ₂ O	0,14		0,09	7,85	7,88	7,88	8,12	7,62	7,56
Na ₂ O	0,09		0,11	0,30	0,33	0,30	0,30	0,32	0,28
Total	100,28		99,98	99,48	100,15	99,47	99,67	99,18	99,42

(*) L'attaque acide n'a pu être faite, faute d'une quantité suffisante d'échantillons.

Échantillon	Nature de l'argile	Provenance
1	Illite 2M dioctaédrique	Minéral obtenu par séparation à partir des « Arkoses d'Haybes », carrière de Fépin (08). - Collection P.-J. Fauvel *.
2	Glauconite	Minéral obtenu par séparation à partir des « Sables verts » de l'Albien, Maurupt-le-Montois (51). - Collection P.-J. Fauvel *.
3	Montmorillonite	Argile étalon pour rayons X, Mississippi. - Collection G. Even *.
4	Beidellite	Argile étalon pour rayons X. - Collection G. Even *.
5	Mélange illite - chlorite	Mélange obtenu par séparation à partir d'une argilite du « Grès à Voltzia », Niderviller (57). - Collection M. Durand *.
6	Mélange ledikite - chlorite	Mélange obtenu par séparation à partir d'une argilite du « Grès à Voltzia », Bru (88). - Collection M. Durand *.

* Laboratoire de Sédimentologie, Université de Nancy I.

Tableau 2. - Analyses des éléments majeurs, en fluorescence X, d'échantillons divers d'argilites non traitées et traitées à HCl et aux résines H⁺ (d'après Montanari, Geisler et Petit, 1979).

et, en particulier, les évolutions de la salinité dont le brome est un bon indicateur.

2 - Niveaux laminés.

Dans des tapis algaires, à laminations millimétriques, voire inframillimétriques, alternativement claires et sombres, l'analyse en diffractométrie X d'un échantillon quelconque peut mettre en évidence de l'aragonite, mais sans la localiser. Par contre un échantillonnage très fin, à l'échelle des lamines, permet d'associer l'aragonite aux lamines claires.

3 - Evolution d'un élément au cours du temps.

Très souvent, l'évolution de la teneur en un élément donné dans une série, par exemple en magnésium dans les argiles, est reconstituée à partir d'échantillons de roche totale, plus ou moins régulièrement répartis le long d'une coupe ou d'un sondage. Dans ce cas il se pose d'abord le problème de la répartition du magnésium entre les carbonates et les argiles ; cette difficulté est facilement surmontée par l'analyse d'une phase silico-alumineuse séparée, comme cela a été montré précédemment. Par ailleurs, cette façon de procéder ne donne qu'une idée d'ensemble de cette évolution. Alors qu'un échantillonnage effectué en tenant compte des différents faciès, même si leur alternance est très fine, permet de saisir des variations qui reflètent des modifications élémentaires du milieu de dépôt ou de diagenèse précoce.

En conclusion, l'échantillonnage doit s'appuyer sur une observation pétrographique préalable et être réfléchi en fonction de ce que l'on cherche à démontrer, même s'il faut passer à des échelles très fines ; celles-ci sont les seules à partir desquelles pourront être mis en évidence les mécanismes de dépôt élémentaires.

CONCLUSION

La méthodologie présentée ici n'est pas exhaustive, et de loin, de l'étude des évaporites, mais correspond à la démarche adoptée dans ce travail.

Le but recherché est de mettre en évidence, dans les évaporites actuelles et fossiles, un certain nombre de mécanismes de dépôt à partir d'une analyse prenant en compte les hétéogénéités de faciès (jusqu'à l'échelle infra-millimétrique) et la salinité des saumures, ainsi que l'influence des variations de salinité du milieu sur ces mécanismes, en les rapportant à une connaissance de la distribution spatio-temporelle des faciès.

CHAPITRE 3

GYPSE ET STRONTIUM - HALITE ET BROME DONNÉES EXPÉRIMENTALES

INTRODUCTION

Au cours de l'évaporation de l'eau de mer, le gypse et la halite sont les deux phases minérales, les plus importantes quantitativement, déterminant deux domaines de sédimentation à dominante chimique. Avant d'aborder dans la suite de ce travail l'étude de dépôts gypseux et halitiques dans des marais salants actuels et dans des séries fossiles, il est important de faire un rappel des données bibliographiques sur la croissance expérimentale du gypse et de la halite.

Par ailleurs, les taux d'incorporation du strontium dans le gypse et surtout du brome dans la halite sont le reflet indirect de la salinité des eaux génératrices des cristaux. Pour mieux saisir les modalités de ce phénomène, il s'avère utile de se reporter aux données bibliographiques relatives aux travaux expérimentaux sur la géochimie du strontium dans le gypse et du brome dans la halite.

I - CROISSANCE EXPÉRIMENTALE DU GYPSE

A - CRISTAUX

L'évaporation isotherme d'une saumure reconstituée engendre la précipitation de cristaux de gypse en forme de prismes allongés (Edinger, 1973). Cette observation est confirmée par R.D. Cody (1979) qui obtient également des cristaux prismatiques allongés suivant l'axe c (fig. 9-A).

Dans les deux exemples présentés, la saumure génératrice des cristaux ne contient que des ions en solution, alors que dans la nature le gypse se forme souvent dans des milieux où se développe de la matière organique, due en particulier aux cyanophycées. Aussi R.D. Cody (1979) a-t-il procédé à des expériences de précipitation de gypse en présence de matière organique sous forme d'une pâte de feuilles de palétuviers qui sont présents dans les milieux sursalés des mangroves. Dans ce cas les cristaux de gypse précipités développent une morphologie lenticulaire, avec aplatissement suivant l'axe c, et un état de surface assez irrégulier (fig. 9-B).

Les travaux de R.D. Cody (1979) attribuent à la matière organique la faculté d'inhiber la croissance des faces parallèles à l'axe c, ce qui provoque un développement limité des faces (110) et (010) engendrant des cristaux tabulaires en plaquettes dont l'aspect lenticulaire est lié à l'apparition en outre des faces (111) et (103). D'autres substances organiques, comme les acides humiques, ont également été testées et sont responsables de formes lenticulaires encore plus affirmées.

La morphologie des cristaux de gypse est également influencée par le pH. En effet, dans le cas d'un pH acide, même en présence de matière organique, les cristaux obtenus ont une forme prismatique allongée ; par contre, dès que le pH redevient alcalin, toujours en présence de matière organique, les cristaux reprennent une morphologie lenticulaire. Par ailleurs, la matière organique semble retarder le début de la nucléation du gypse, sans doute par suite d'un prélèvement de calcium dont la concentration est alors abaissée dans l'eau. Par la suite, la vitesse de croissance des cristaux est sensiblement la même en présence ou non de la matière organique.

Une étude sur les modalités de formation des macles du gypse, en milieu pur, a permis de mettre en évidence l'influence positive de l'ion sodium sur la formation des macles (100), c'est-à-dire en queue d'aronde (Simon, 1968) (fig. 9-C).

B - INCLUSIONS

Les cristaux de gypse, comme la plupart des cristaux, présentent des inclusions solides et fluides.

L'étude par M. Kastner (1970) sur l'incorporation de particules étrangères au cours de la croissance du gypse montre que ce mécanisme est fonction de la vitesse de croissance des cristaux. Lorsque cette vitesse reste faible, toutes les particules sont repoussées vers l'extérieur ; par contre lorsqu'elle devient plus grande, les particules commencent à être incorporées dans le cristal.

Les inclusions fluides correspondent aux défauts les plus importants du réseau cristallin. C. Sabouraud (1976-a) a montré qu'après une dilution brutale du milieu, des cavités syngénétiques en V se développent préférentiellement lorsque reprend la croissance cristalline, qui se poursuit ensuite en fossilisant ce niveau riche en inclusions.

II - STRONTIUM DANS LE GYPSE

L'utilisation des teneurs en strontium dans le gypse comme marqueur de salinité est une méthode en voie de développement, mais qui n'est pas utilisée systématiquement comme le brome dans la halite. Les travaux expérimentaux et les données à partir des saumures et des gypses actuels permettent une approche du comportement de cet élément.

Avant tout, il importe de savoir si le strontium analysé ne pourrait être en relation avec la formation de célestine, dont le moment d'apparition varie selon les auteurs. Pour German Müller (1962) ce serait avant le gypse, pour Gerhard Müller (1964) dans le domaine du gypse, pour A.G. Herrmann (1961) après le gypse quand la halite précipite et sûrement dans le domaine des sels potassiques puisque la célestine s'y exprime ; enfin pour E. Usdowski (1973) également, elle apparaîtrait après la halite. Ces divergences peuvent s'expliquer par une solubilité relativement faible de la célestine, située dans le domaine des saumures un peu plus concentrées que celles qui correspondent au début de la précipitation du gypse. Selon G.P. Butler (1973), ce serait la précipitation rapide du gypse dans ce domaine qui retarderait celle de la célestine. Ces données sont en faveur d'une différenciation de la célestine après le gypse et par suite pour une incorporation du strontium dans le réseau cristallin du gypse.

D'un point de vue expérimental, E. Usdowski (1973) obtient la précipitation successive d'aragonite, de gypse et de halite à partir d'une saumure reconstituée à 8 ppm de strontium, valeur correspondant à celle de l'eau de mer initiale selon O. Braitsch (1971), et évaporée à 25°C. Dans cette expérience, les teneurs en strontium de la saumure et des cristaux de gypse précipités sont déterminées au début du domaine de précipitation

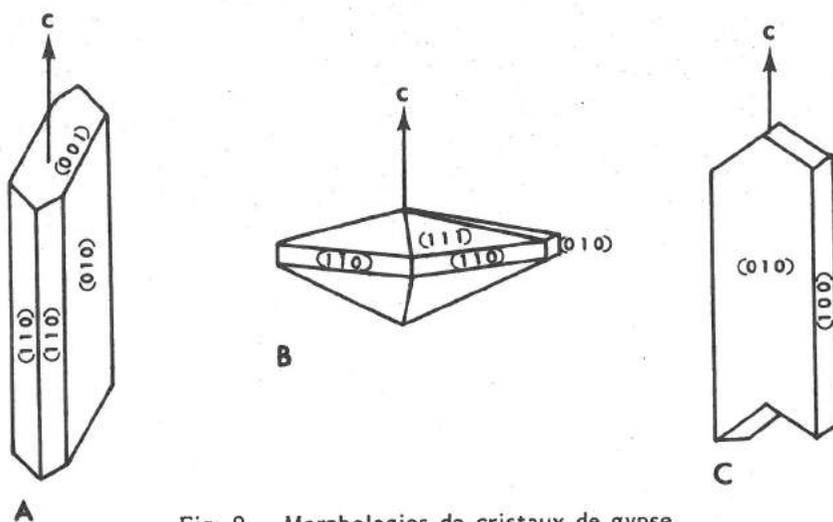


Fig. 9. - Morphologies de cristaux de gypse.

- A) Prismatique allongé, sans matière organique. - B) Lenticulaire, en présence de matière organique et à pH alcalin. - C) Maclé en queue d'aronde, en présence de Na^+ .

du gypse (24 ppm Sr dans la saumure et 1095 ppm Sr dans les cristaux) et au moment où la halite apparaît (46 ppm Sr dans la saumure et 2110 ppm Sr dans les cristaux) (fig. 10). Ces données permettent de calculer le taux d'incorporation du strontium dans le gypse:

$$b = \text{Sr \% (cristal)} / \text{Sr \% (saumure)}$$

c'est-à-dire $b = 45,6$ au début du gypse et $b = 45,8$ au début de la halite, ce qui donne pour b une valeur moyenne de 45 dans le domaine du gypse.

L'analyse des teneurs en strontium dans de nombreux cristaux de gypse provenant de dépôts actuels montre, selon G.P. Butler (1973), une augmentation en fonction de la diminution de taille des cristaux (fig. 11). Il est à remarquer que tous les cristaux étudiés présentent une morphologie lenticulaire, à l'exception des sélénites dont les teneurs en strontium restent d'ailleurs assez constantes quelle que soit leur taille.

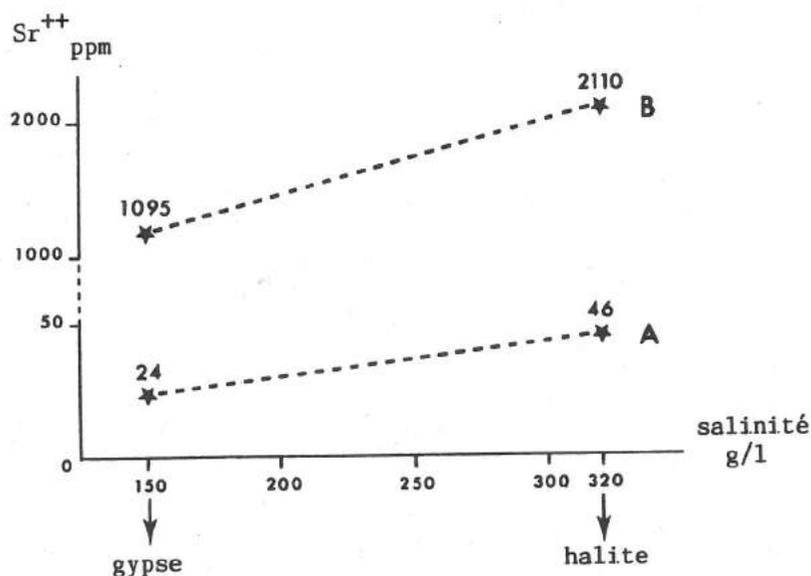


Fig. 10. - Evolution des teneurs en strontium dans les saumures (A) et les cristaux de gypse (B), respectivement au début de la précipitation du gypse et de la halite (d'après les données expérimentales de E. Usdowski, 1973).

A son tour, J. Kushnir (1982) retrouve la corrélation négative entre les teneurs en strontium et la taille des cristaux sur des échantillons provenant d'une sebkha au Nord du Sinaï. Cette évolution sera discutée plus tard avec les résultats acquis.

Inspiré par ces résultats, J. Kushnir (1982) a entrepris des travaux expérimentaux sur les relations entre la vitesse de croissance des cristaux de gypse et le taux d'incorporation du strontium. Il en ressort que lorsque la vitesse de croissance augmente, la quantité d'éléments étrangers incorporés, comme le strontium, augmente jusqu'à une valeur limite au-delà de laquelle les ions calcium ont tendance à occuper un maximum de sites disponibles, surtout lorsque la température augmente.

Par ailleurs, l'évolution des teneurs en strontium dans les cristaux de gypse en fonction de la profondeur a également été étudiée par J. Kushnir (1981) dans la dépression côtière sursalée du Ras Mohamad dans la pointe sud du Sinaï. Il apparaît que les teneurs diminuent avec la profondeur ; ceci semble lié à une croissance rapide à proximité de la surface, avec plus de strontium incorporé qu'en profondeur où la croissance diagénétique plus lente se fait en incorporant moins de strontium.

En ce qui concerne la localisation du strontium dans le réseau du gypse, J. Kushnir (1982) pense qu'en raison de son rayon ionique plus élevé que celui du calcium ($r_{Sr^{++}} = 1,13 \text{ \AA}$; $r_{Ca^{++}} = 0,99 \text{ \AA}$), le strontium ne se place pas dans les sites du calcium, mais plutôt en position interstitielle entre les molécules d'eau qui ménagent des vides de l'ordre de 1 \AA . Ce positionnement permet d'envisager l'incorporation du strontium dans le réseau du gypse sans provoquer de distorsions.

III - CROISSANCE EXPÉRIMENTALE DE LA HALITE

A - CRISTAUX

Dans les évaporateurs de salines industrielles, L.F. Dellwig (1953) a observé qu'il se crée à la surface de la saumure, sous l'effet de l'évaporation, un film superficiel de forte salinité à partir duquel se développent des trémies, c'est-à-dire des pyramides creuses dont le sommet est orienté vers le bas (fig. 12-B). Ces cristaux de halite particuliers sont le résultat de la croissance privilégiée d'une des faces du cube, ou plutôt de ses arêtes, alors qu'ils sont maintenus en surface par la tension superficielle. Des perturbations de surface provoquent la dissociation des trémies et leur chute sur le fond.

N.C. Wardlaw et W.M. Schwerdtner (1966) ont observé la croissance de cubes de halite (fig. 12-A) sur le fond d'un récipient et ont remarqué qu'en cas de croissance compétitive, seuls se développent les cristaux dont le plan (110) est parallèle au fond, à l'exclusion des autres. Dans cette position l'arête supérieure du cube subit une croissance privilégiée.

La croissance des cristaux de halite a été étudiée expérimentalement de façon assez systématique par R.S. Arthurton (1973). Dans des cristallisoirs en verre à fond plat, il fait évaporer des saumures saturées en NaCl entre 5 et 25°C, avec un écart journalier moyen de 8°C ; la tranche d'eau varie entre 2 et 10 cm. Les cristaux de halite se forment, soit à l'interface air - saumure surtout de jour où l'évaporation induit une saturation superficielle, soit sur le fond surtout la nuit où la température plus faible abaisse la solubilité de la halite et amène à saturation les saumures du fond.

Au cours de la croissance à l'interface air - saumure, la nucléation se fait avec des morphologies différentes pour les cristaux de halite : plaques rectangulaires (fig. 13-A), cuboïdes, c'est-à-dire des cubes suspendus à l'interface par un sommet ou une troncature de sommet et avec un sommet orienté vers le bas (fig. 13-B), trémies à 4 faces (fig. 13-C) et à 6 faces (fig. 13-D). Ces cristaux peuvent devenir jointifs et former des sortes de radeaux qui tombent sur le fond quand la tension superficielle devient insuffisante. La croissance se poursuit ensuite sur le fond où plaques rectangulaires et trémies à 4

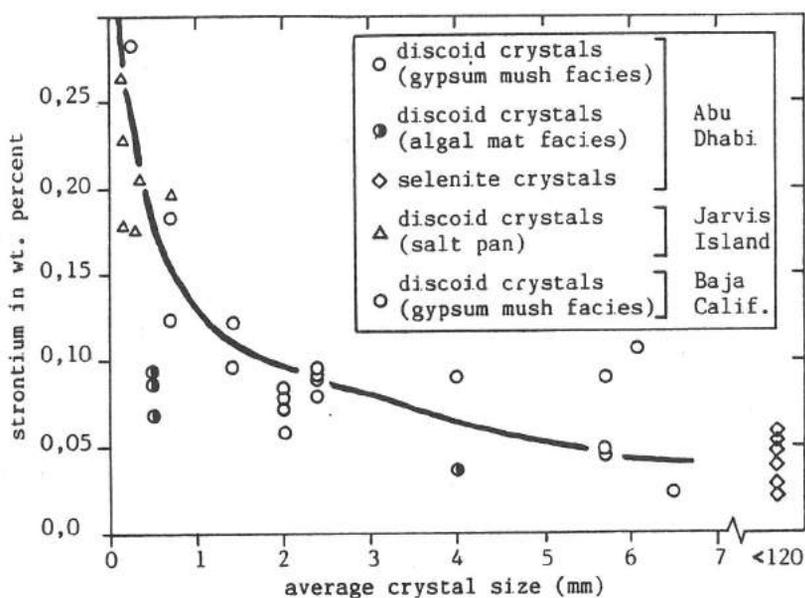


Fig. 11. - Evolution des teneurs en strontium en fonction de la taille de cristaux de gypse actuels (d'après Butler, 1973).

faces donnent naissance, par développement en continuité cristallographique, à des cubes dont les faces sont parallèles ou perpendiculaires au fond (fig. 13-A et 13-C). Cuboïdes et trémies à 6 faces s'accroissent en cubes dont un des sommets est orienté vers le haut (fig. 13-B et D).

Sur le fond, la nucléation engendre des cristaux de halite en forme de plaques rectangulaires qui se transforment en cuboïdes au bout de quelques heures (fig. 13-E). Si les cristaux sont peu nombreux, les cuboïdes développent toutes leurs faces ; par contre s'ils

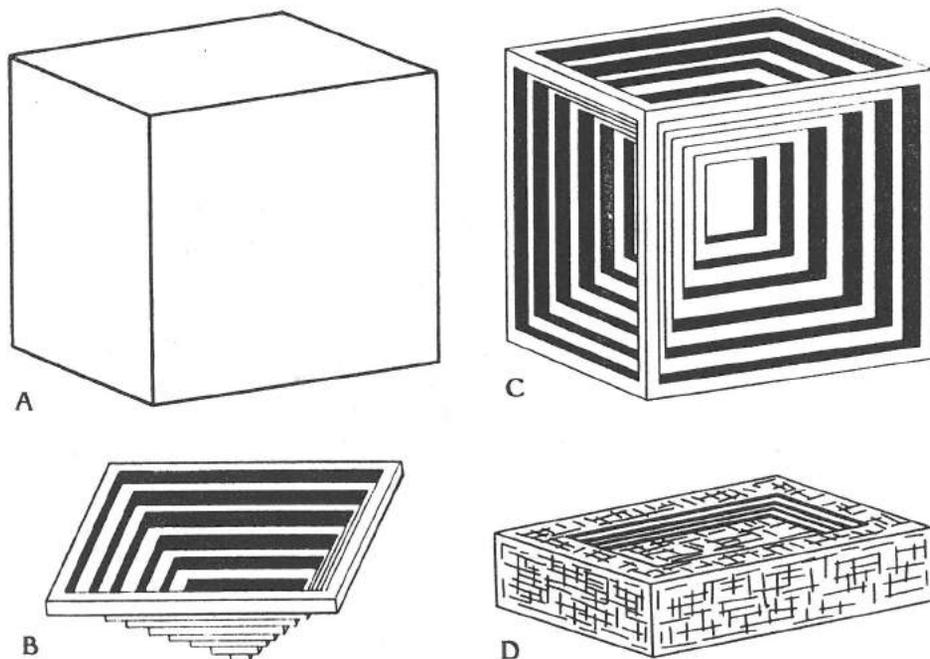


Fig. 12. - Morphologies de cristaux de halite (d'après Raup, 1970).

- A) Cube. - B) Pyramide creuse ou trémie à quatre faces. - C) Trémie cubique ou cube à faces déprimées. - D) Trémie rectangulaire.

sont abondants, en croissance compétitive, on assiste à un accroissement préférentiel des faces orientées vers le haut ou des arêtes supérieures des faces latérales. Dans ce dernier cas, les cristaux de halite présentent une forme de pyramide inverse creuse ou en "cornet" (fig. 13-E). L'épaisseur de la tranche d'eau influe sur la taille des cristaux. En effet, R.S. Arthurton (1973) a remarqué que plus elle est épaisse plus les cristaux sont dispersés et de grande taille.

R.S. Arthurton (1973) a également étudié l'influence d'apports terrigènes sporadiques qui interrompent la croissance cristalline ; celle-ci ne reprend qu'après la formation d'une nouvelle génération de germes. Cependant, si la couverture détritique est faible, la croissance peut se poursuivre à travers.

Comme dans le cas du gypse, l'influence de la matière organique sur la croissance de la halite a été prise en considération. Les données expérimentales de P.N. Southgate (1982), utilisant des acides humiques, montrent que dans ce cas la nucléation se fait préférentiellement sur le fond où se développent, sous une faible tranche d'eau (3 cm), des plaques rectangulaires qui se transforment rapidement en cuboïdes comme dans les expériences de R.S. Arthurton (1973). Après cette phase, la croissance se poursuit sans nouvelle nucléation et aboutit à des formes squelettiques par croissance préférentielle des arêtes.

Un troisième mode de croissance, autre qu'à l'interface air - saumure ou saumure - sédiment, a été testé par O.B. Raup (1970), il s'agit de l'interface entre deux saumures de densité et de composition différentes. Lorsqu'une saumure de $MgCl_2$ est mise en contact avec une saumure de $NaCl$ ou des eaux de mer à des concentrations différentes, il se produit une précipitation de halite. La morphologie des cristaux dépend de leur taille; les plus petits présentent une forme en cube, les intermédiaires en trémie cubique (fig. 12-C) et les plus gros en trémie rectangulaire (fig. 12-D). La croissance des cristaux en suspension permet le développement de toutes les faces et leur taille est d'autant plus grande (1 mm) que la vitesse de précipitation est plus lente.

B - INCLUSIONS

Les cristaux de halite présentent des inclusions fluides en forme de cubes négatifs. Ces inclusions se développent parallèlement aux faces de croissance du cube, ce qui donne en section des figures en chevrons dans les cristaux qui pointent un sommet vers le haut (Wardlaw et Schwerdtner, 1966).

Dans ses expériences de nucléation de cristaux de halite sur le fond, R.S. Arthurton observe que les plaques rectangulaires, puis les cuboïdes présentent une teinte blanche liée à la présence de nombreuses inclusions fluides. Par contre lorsque la croissance reste lente, les cristaux demeurent limpides. Le développement des inclusions fluides est donc à mettre en relation avec la vitesse de croissance des cristaux de halite.

L'influence de l'agitation du milieu de formation a été étudiée par A.C. Shuman et H.W. Fiedelman (1966) dans un évaporateur industriel. Lorsque l'agitation de la saumure est faible, la halite se présente sous forme de cubes de grande taille, pauvres en inclusions. Si l'agitation augmente, la halite reste en suspension et les cristaux développent une forme arrondie, sans doute liée à des phénomènes d'abrasion, une petite taille et de nombreuses inclusions.

IV - BROME DANS LA HALITE

Le brome a été découvert en 1826 par Jérôme Balard, pharmacien à Montpellier, dans les eaux mères de salins de cette région. Dès 1908, H.E. Boeke a établi par ses tra-

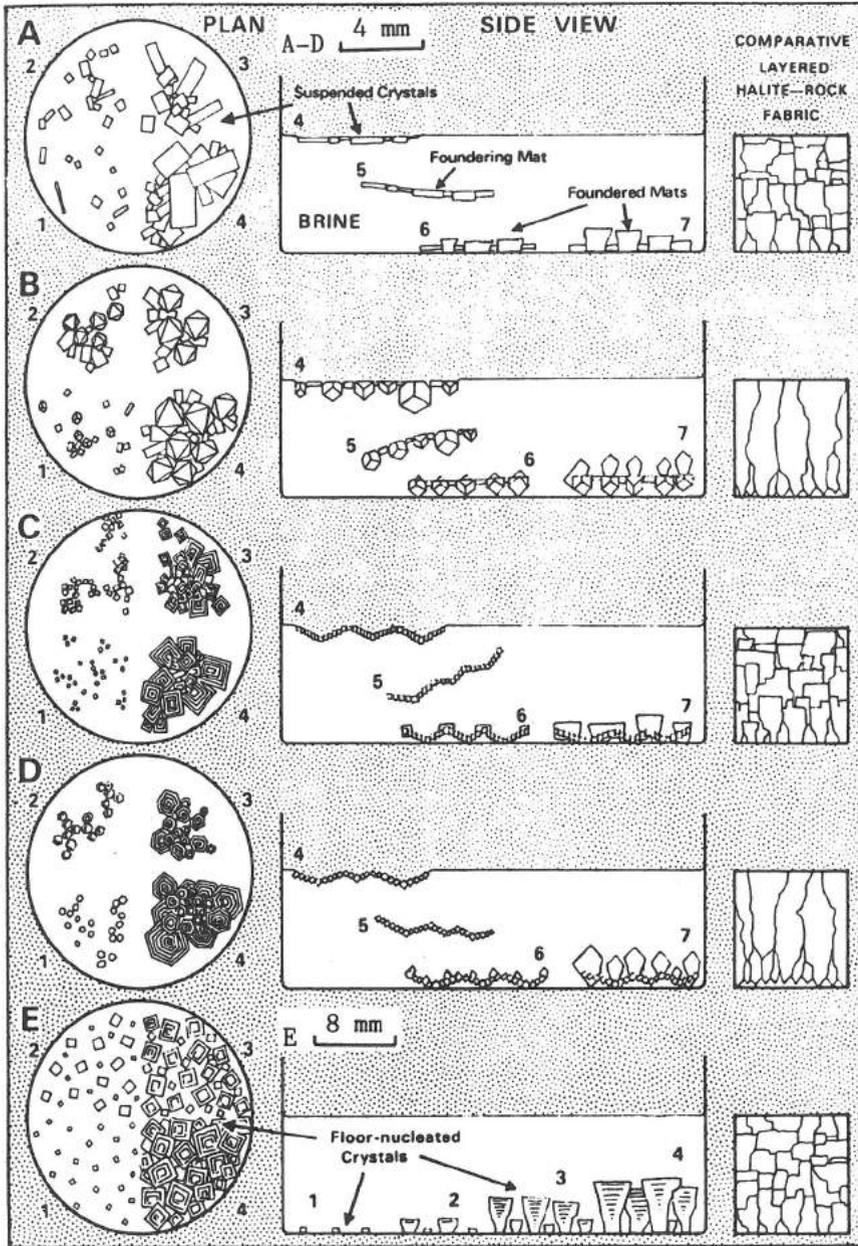


Fig. 13. - Croissance expérimentale de la halite (d'après Arthurton, 1973).

- A à D : Nucléation en surface : plaques rectangulaires (A), cuboïdes (B), trémies à quatre faces (C), trémies à six faces (D). - E : Nucléation sur le fond, avec plaques rectangulaires et cuboïdes.

vaux expérimentaux les fondements de la géochimie du brome. Il a mis en évidence la substitution du chlore par le brome dans la halite et le fait qu'il ne se forme pas de minéral propre du brome au cours de l'évaporation de l'eau de mer. Par ailleurs, ses nombreuses expériences, en présence de divers ions, ont montré que seul le magnésium influait sur le taux d'incorporation du brome dans la halite ; les autres ions, ainsi que la température, ne jouent aucun rôle.

Un processus analytique par voie chimique humide pour quantifier les teneurs en brome, très nettement inférieures à celles du chlore, a été mis au point par J. d'Ans et P. Höfer (1933). Aussi l'analyse des teneurs en brome dans les chlorures évaporitiques a pu être érigée en méthode d'étude des gisements par J. d'Ans et R. Kühn (1940).

Des travaux en parallèle en U.R.S.S., à partir d'eau naturelle, ont permis à M.G. Valyashko (1956) de mettre en évidence la croissance linéaire de la concentration en brome dans l'eau de mer au cours de son évaporation (fig. 14). Cette courbe présente en particulier un point d'inflexion lorsque la halite commence à précipiter. La valeur de ce point est variable selon qu'il s'agit d'eau de mer ou de différents lacs salés. Les valeurs sont cependant maximales dans les expériences à partir de l'eau de mer.

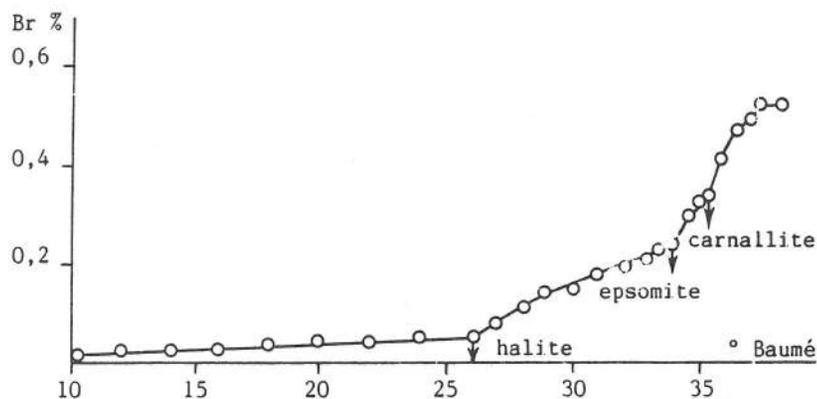


Fig. 14. - Evolution des teneurs en brome dans l'eau de mer au cours de son évaporation (d'après Valyashko, 1956).

Les travaux expérimentaux de O. Braitsch et A.G. Herrmann (1963) sont à la base des études actuelles utilisant la géochimie du brome. Ces auteurs définissent un coefficient de distribution b , tel que :

$$b = \text{Br \% (cristal)} / \text{Br \% (saumure)}$$

Pour la halite, b est de 0,16 à 25°C. Ils étudient aussi l'influence exercée par la présence d'autres ions et par la température. Comme H. Boeke (1908), ils démontrent que seul le magnésium joue un rôle dans l'incorporation du brome dans le réseau cristallin, en la diminuant (fig. 15). Aussi dans l'eau de mer qui commence à précipiter de la halite, les saumures sont déjà enrichies en magnésium et la valeur de b n'est que de 0,14 et continue à diminuer jusqu'à 0,07 pour une concentration de 22% $\text{MgCl}_2/100 \text{ g H}_2\text{O}$ au-delà de laquelle b reste constant. O. Braitsch et A.G. Herrmann (1963) déterminent aussi les coefficients de distribution du brome pour les autres chlorures évaporitiques (sylvite, carnallite) et montrent que ces coefficients sont constants pour chacune de ces espèces.

Dans l'eau de mer la teneur moyenne en brome est de 65 ppm et la valeur théorique de la teneur en brome dans la halite de début de précipitation à partir de l'eau de mer est de 75 ppm (Braitsch, 1971). Lorsque l'évaporation se poursuit la teneur en brome dans la halite augmente (fig. 16).

Enfin, la dissolution de la halite n'entraîne que peu de brome en solution puisqu'elle n'en incorpore qu'une faible quantité de la solution initiale et par suite la nouvelle halite précipitée, après concentration, sera appauvrie en brome.

W.T. Holser (1966) attire l'attention sur des séries fossiles dont les teneurs en brome à la base sont bien inférieures aux 75 ppm théoriques du début de précipitation de la halite. Il envisage un recyclage possible du sel qui entraîne un appauvrissement en brome. Par des calculs à partir du coefficient de distribution, la dissolution de la halite à 75 ppm de brome par de l'eau de mer précipite une halite de second cycle avec 10 ppm de brome et si le phénomène se répète on obtient des valeurs plus faibles, mais jamais inférieures à 6,9 ppm de brome ; dans le cas de l'eau douce, les valeurs peuvent devenir très faibles (Holser, Wardlaw et Watson, 1972). De son côté L.A. Hardie (1984) prend en outre en considération des séries halitiques dont les teneurs en brome sont nettement supérieures à celles obtenues lors de l'évaporation de l'eau de mer et leur attribue une origine possible par recyclage à partir de sels potassiques beaucoup plus riches en brome. Cette hypothèse devrait pouvoir être vérifiée par de fortes teneurs en potassium. Il semble donc logique à partir de ces données de considérer que tous les intermédiaires peuvent exister en fon-

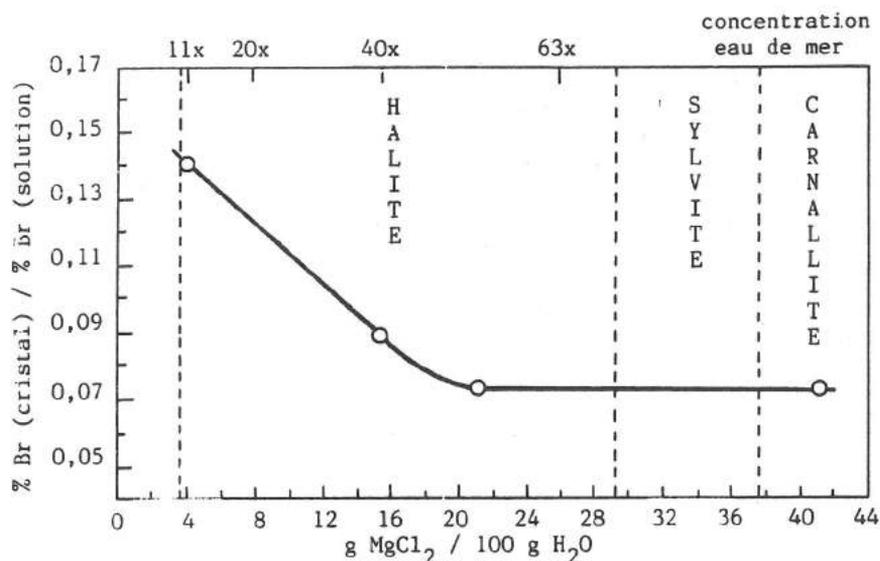


Fig. 15. - Evolution du coefficient de distribution b pour le brome dans la halite, en fonction des teneurs en $MgCl_2$ ou des concentrations correspondantes de l'eau de mer, successivement dans les domaines de la halite, de la sylvite et de la carnallite (d'après Braitsch et Hermann, 1963, modifié selon Holser, 1966).

tion des teneurs en brome des halites initiales et des saumures résiduelles qui peuvent se mêler à celles de dissolution.

Les théories sur la géochimie du brome ont pu être vérifiées par A.G. Herrmann (1972) dans les marais salants de Secolvje en Yougoslavie où les cristaux et leur saumure

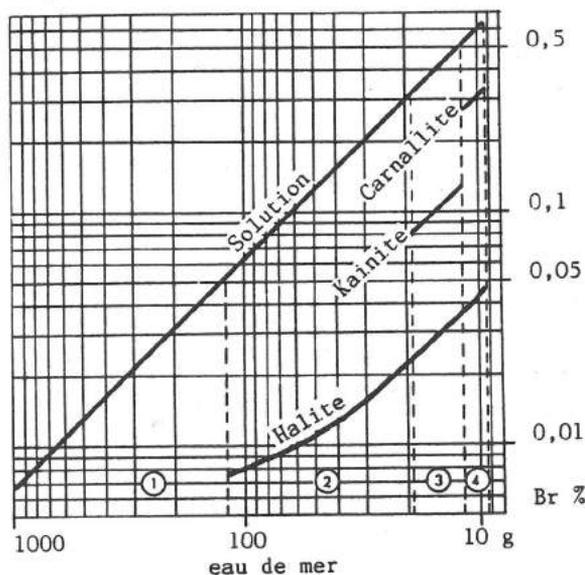


Fig. 16. - Distribution du brome au cours de l'évaporation de l'eau de mer à 25°C, dans la saumure et dans les minéraux précipités (d'après Braitsch, 1971).

- 1) Préconcentration jusqu'à la saturation en $NaCl$.
- 2) Précipitation de halite.
- 3) Précipitation de halite, kaïnite, sulfate de magnésium.
- 4) Précipitation de halite, carnallite, kiesérite.

mère ont été analysés en même temps. Les valeurs obtenues pour le coefficient de distribution b du brome dans la halite sont de 0,12 à 0,14, avec des teneurs de 60 à 65 ppm de brome dans les halites de début de précipitation. Cette vérification des données théoriques implique que des valeurs inférieures ou supérieures ne peuvent pas résulter d'une précipitation primaire à partir de l'eau de mer. L'analyse systématique des teneurs en brome dans les cristaux de halite et les saumures mères a également permis de vérifier l'influence du magnésium qui fait décroître le taux d'incorporation du brome (Herrmann, Knake, Schneider et Peters, 1973).

CONCLUSION

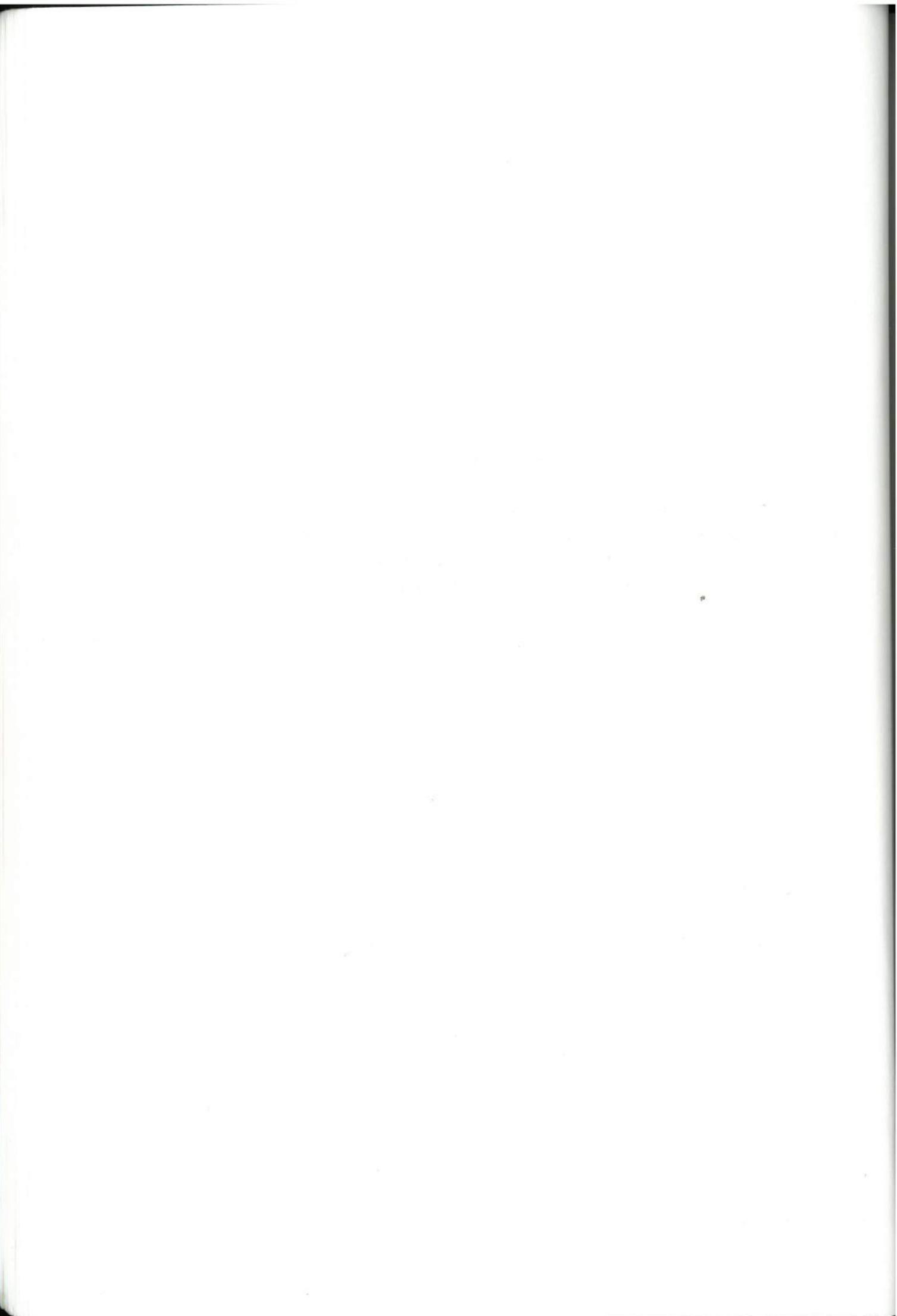
Ces données bibliographiques sur la croissance expérimentale du gypse et de la halite permettent d'avoir des informations sur les milieux dans lesquels se développent les différents types morphologiques de ces deux espèces cristallines et d'avoir une idée des mécanismes qui leurs donnent naissance.

La géochimie du strontium dans le gypse n'a pas encore été codifiée comme celle du brome, mais elle permet de mettre en évidence des fluctuations de la salinité dans la mesure où le gypse incorpore de plus en plus de strontium lorsque la concentration des saumures et la vitesse de croissance des cristaux augmentent.

La géochimie du brome dans la halite permet de distinguer les dépôts halitiques d'origine purement marine, de ceux qui ont subi des recyclages divers avec phases de dissolution - recristallisation. Elle constitue un excellent guide des fluctuations de la salinité en fonction de l'évaporation et des nouvelles arrivées d'eau dans le milieu de dépôt.

DEUXIEME PARTIE

**SÉDIMENTATION ÉVAPORITIQUE ACTUELLE
DANS DES MARAIS SALANTS DE MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE :
SALIN-DE-GIRAUD (CAMARGUE, FRANCE)
ET SANTA POLA (ALICANTE, ESPAGNE)**



INTRODUCTION

La sédimentation évaporitique actuelle est abordée dans le cadre de marais salants de la côte occidentale de la Méditerranée. Celui de Salin-de-Giraud est situé en Camargue sur le delta du Rhône et ceux de Santa Pola sur la côte du Levant Espagnol, immédiatement au Sud d'Alicante (fig. 17).

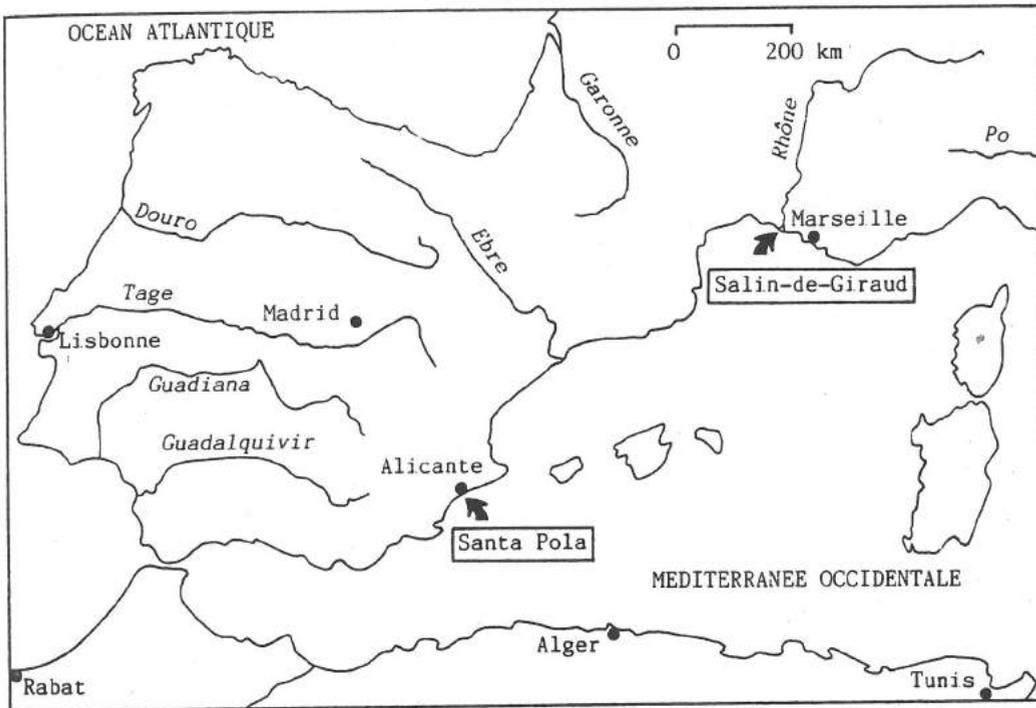


Fig. 17. - Localisation des marais salants de Salin-de-Giraud et de Santa Pola sur la bordure occidentale de la Méditerranée.

I - LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE ET CADRE GÉOLOGIQUE DES SALINS ÉTUDIÉS

A - SALIN-DE-GIRAUD

Le marais salant de Salin-de-Giraud se situe dans la partie sud est du delta du Rhône, en bordure du Grand Rhône à l'Est et du Golfe de Beauduc à l'Ouest (fig. 18). Sa superficie est de 11 000 ha, dont 770 ha de tables salantes. L'exploitation actuelle, depuis 1952 (Dulau, 1983), englobe l'ancien salin qui se trouvait au Sud de la localité de Salin-de-Giraud et un ensemble de marais et d'étangs à l'Ouest. La production annuelle est de l'ordre de 1 million de tonnes de halite commercialisable (Perthuisot, 1982).

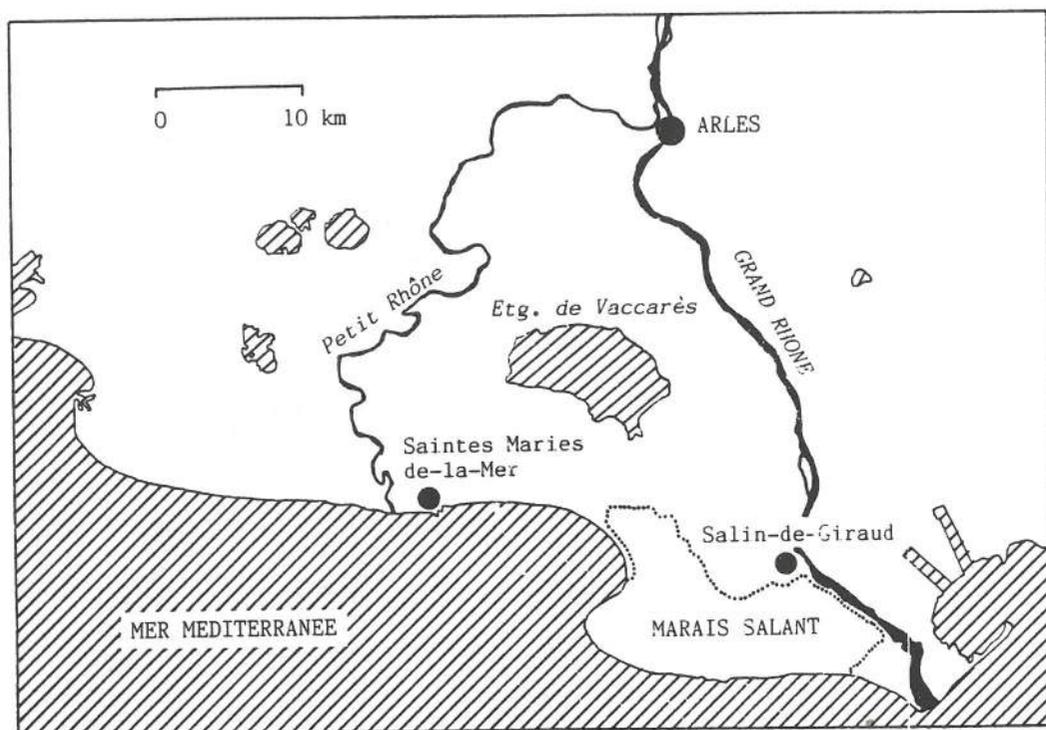


Fig. 18. - Localisation du marais salant de Salin-de-Giraud dans le delta du Rhône en Camargue (d'après Perthuisot, 1982).

Le salin est installé sur la partie la plus récente du delta, formée de terrains holocènes. Plusieurs domaines peuvent y être distingués : - 1) littoral avec des dunes et des cordons sableux, - 2) continental palustre, plutôt limité au Nord-Ouest du salin, et caractérisé par des limons faiblement plastiques, - 3) fluvatile, correspondant aux anciens bras du Rhône, avec des limons bien consolidés, - 4) étangs salés avec des limons argilo-sableux et vases qui constituent le substratum le plus habituel des dépôts salins (Bertrand et L'Homme, 1975 ; cartes géologiques au 1/50 000 d'Istres et des Saintes-Maries-de-la-Mer). La distribution de ces dépôts dépend de l'évolution géographique du delta du Rhône au cours de l'Holocène.

Une carte détaillée du marais salant (fig. 19) donne l'extension des différents domaines de sédimentation ainsi que la nomenclature, reprise de celle des sauniers, utilisée dans la suite de ce texte pour la localisation des bassins étudiés.

B - SANTA POLA

Les marais salants de Santa Pola sont localisés à 15 km au Sud d'Alicante et à 15 km de la palmeraie d'Elche, à l'extrémité sud est de la dépression du même nom. Les deux salins étudiés se situent en bordure de la baie de Santa Pola. Celui de Bonmati au Sud Ouest de la ville et celui de Bras del Port à l'Ouest (fig. 20). Ces salins sont exploités en continu depuis 90 ans environ (Dulau, 1983).

Les salins fonctionnent sur des dépôts récents d'âge holocène. Des dunes et cordons sableux bordent le littoral actuel et des calcarénites appartenant à un ancien cordon littoral se développent plus à l'intérieur. L'essentiel du substratum des dépôts salins est constitué par des marnes gris-verdâtre, riches en ostracodes, foraminifères et mollusques (Montenat, 1973).

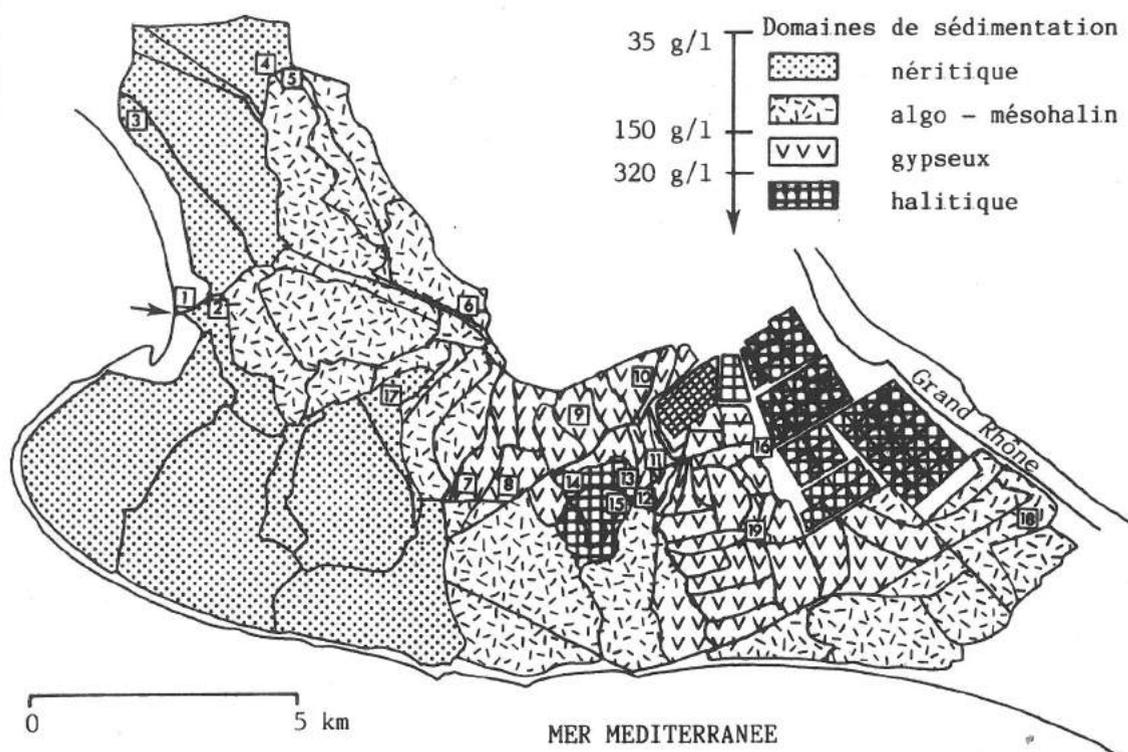


Fig. 19. - Extension des domaines de sédimentation dans le marais salant de Salin-de-Giraud (d'après Perthuisot, 1982) et localisation des bassins étudiés.

Liste de ces bassins par ordre alphabétique, selon la nomenclature des sauniers, suivie d'un chiffre de localisation sur la carte, situé à l'emplacement de la zone d'échantillonnage:

Avant-Pièce des Eaux Mères (16)	Gargatte - Clos 2 (7)
Briscon (6)	Jeux de la Tour (19)
Clos des Vaches (10)	Marais de Faraman - Clos 2 (9)
Enfores de la Vignolle (4)	Montilles Vertes - Clos 2 (8)
Esquineau - Clos 7 (18)	Pompes de Beauduc (1)
Etang du Fangassier - Clos 2 (5)	Quarantaine - Clos 1 (17)
Etang de Faraman - Clos 1 (15)	Siffleurs - Clos 1 (11)
Etang de Faraman - Clos 3 (14)	Tables salantes (quadrillage au Nord Est)
Etang de Faraman - Clos 4 (13)	Val Agricola (2)
Etang de Galabert - Clos 1 (3)	Vanneaux Sud (12)

Une carte détaillée des salins (fig. 21) montre comme à Salin-de-Giraud, la localisation des domaines de sédimentation et la nomenclature utilisée pour distinguer les différents bassins. La dénomination des bassins en PR, CO, CR à Bras del Port et en BA à Bonmati, plus facile à mémoriser que la nomenclature des sauniers espagnols, a été introduite par l'équipe du GRECO 52.

II - PLAN DE L'ÉTUDE

Après un rappel des données sur la dynamique et la chimie des saumures, c'est l'étude des dépôts liés à l'activité propre des salins qui est entreprise. Quatre domaines de sédimentation principaux peuvent être distingués ; en fonction de la salinité croissante, ils correspondent successivement au domaine néritique, dans lequel on trouve encore des coquilles de mollusques et autres restes de macrofaunes, puis algo-mésohalin, où dominent les peuplements algaires à cyanophycées benthiques, et enfin gypseux et halitique.

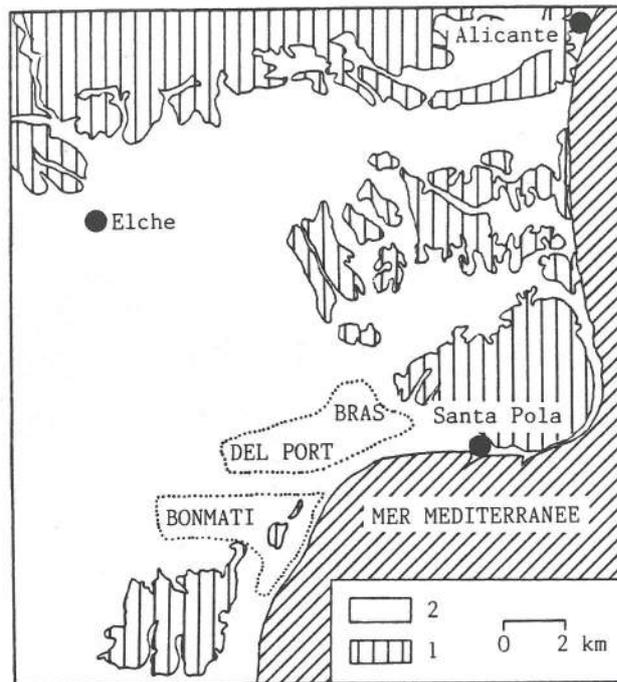


Fig. 20. - Localisation des salins de Bonmati et de Bras del Port dans la région de Santa Pola, au Sud d'Alicante (d'après Montenat, 1973).

- 1) Terrains anté-holocènes. - 2) Terrains holocènes.

Le domaine néritique, limité aux salinités les plus faibles, depuis l'entrée de l'eau de mer dans le salin jusqu'à environ 60 g/l, est essentiellement le siège d'une sédimentation détritico-sableuse et argileuse, résultant du dépôt de particules, carbonatées et silico-alumineuses, en suspension dans l'eau de mer à l'origine, auxquelles peuvent s'ajouter celles qui proviennent de l'érosion des berges ou des apports éoliens. A Salin-de-Giraud plus particulièrement, on observe une macrofaune de mollusques, polychètes, insectes (larves de Chironomides) et crustacés, peu diversifiée quant aux espèces et de petite taille (Perthuisot, 1982), qui peut parfois constituer de véritables laisses de coquilles, comme celles de *Cardium* observées en février 1981. C'est dans ce domaine que l'on voit apparaître pour des salinités de l'ordre de 40 g/l, sur les bords des bassins, dans des zones plus confinées ou topographiquement plus hautes, les premières cyanophycées benthiques. A Santa Pola, celles-ci constituent un véritable trottoir algair en bordure des premiers bassins de type PR. Dans ce travail, le domaine néritique n'a été abordé que dans les zones où se développent ces peuplements à cyanophycées. Les données relatives à ces sédiments seront présentées en même temps que celles qui concernent le domaine algo-mésohalin afin de mieux montrer les similitudes et les différences dans les dépôts liés aux peuplements à cyanophycées benthiques.

Les trois domaines suivant sont principalement caractérisés par des dépôts associés aux peuplements à cyanophycées benthiques, puis des dépôts gypseux et enfin des dépôts halitiques. Pour chacun d'entre eux seront étudiés, successivement à Salin-de-Giraud et à Santa Pola, les différents faciès, leur distribution et leur extension latérale, puis leur succession verticale afin de déterminer des séquences de dépôt à partir desquelles pourront être dégagés des mécanismes de sédimentation. La diagenèse précoce sera abordée dans les cas où elle se manifeste. L'aspect géochimique de la sédimentation, tendant à caractériser la salinité, concerne l'évolution du strontium dans le domaine gypseux et celui du sulfate des inclusions fluides ainsi que du brome dans le domaine halitique.

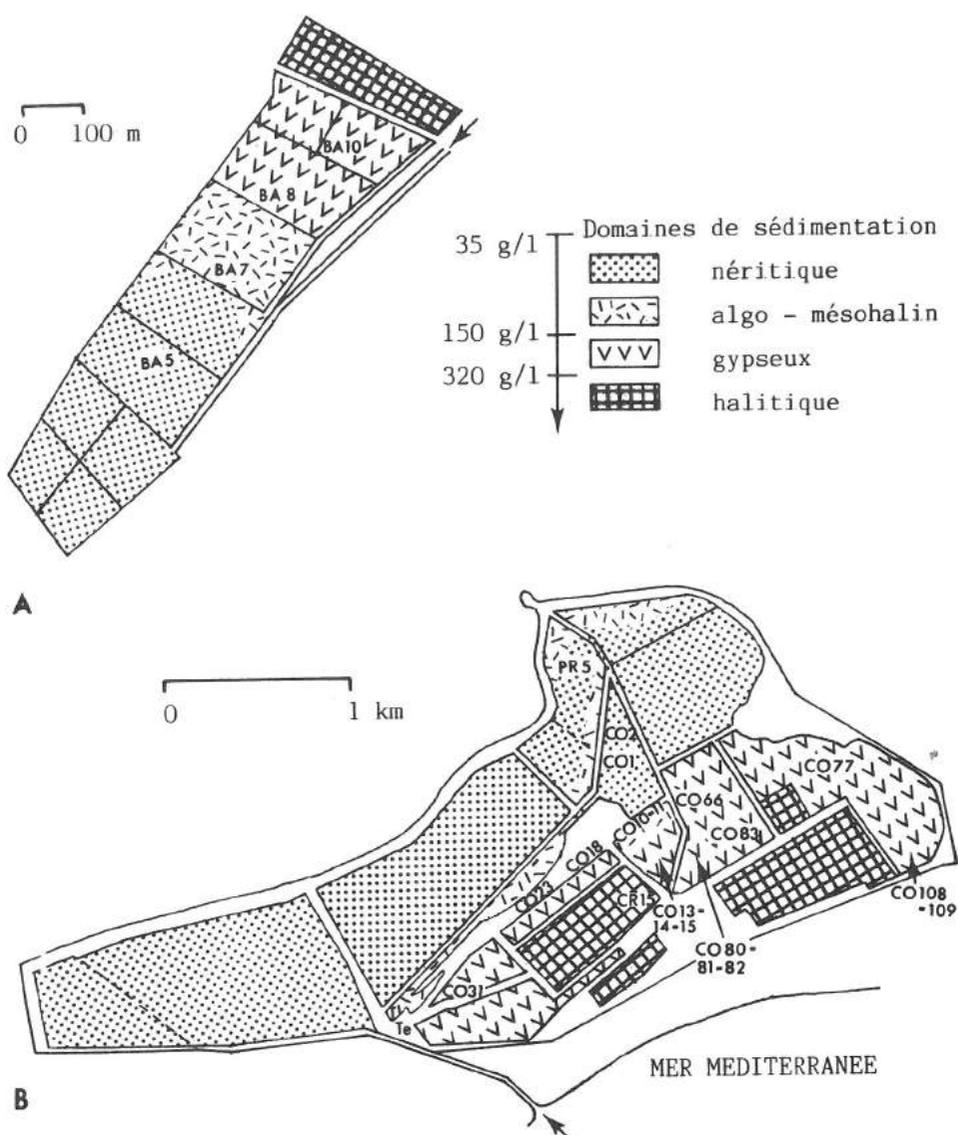
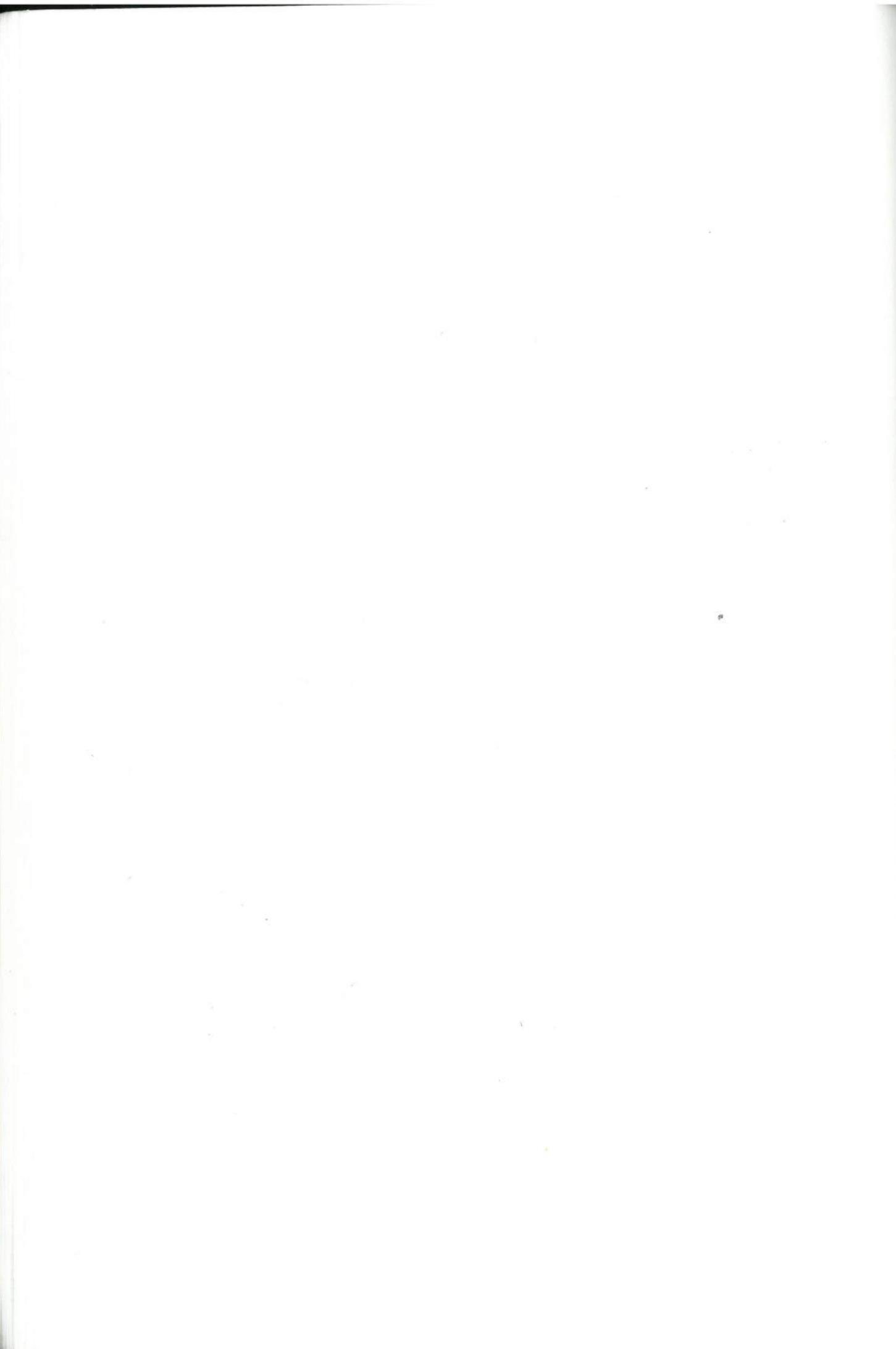


Fig. 21. - Extension des domaines de sédimentation dans les salins de Santa Pola : Bonmati (A) et Bras del Port (B) (d'après Dulau, 1983) et localisation des bassins étudiés.

Nomenclature simplifiée, établie par les membres de l'équipe du GRECO 52, avec : - PR : Surface préparatoire. - CO : Bassin de concentration. - CR : Bassin de cristallisation ou table salante.

Enfin, un essai de *dynamique sédimentaire* sera tenté en mettant en évidence un enchaînement logique dans l'évolution latérale des séquences de dépôt des différents domaines de sédimentation considérés.



CHAPITRE 4

DONNÉES SUR LA DYNAMIQUE ET LA CHIMIE DES SAUMURES

INTRODUCTION

Les données climatiques et celles concernant le fonctionnement des salins et le cheminement des saumures par différents circuits permettent d'avoir, pour chacun des marais salants, une bonne idée de la dynamique des eaux. Les salinités et l'évolution des éléments majeurs dans la saumure libre de surface et dans la saumure interstitielle du sédiment caractérisent par ailleurs la chimie des saumures.

L'ensemble des données analytiques sur les saumures sont les résultats des travaux d'autres membres de l'équipe pluridisciplinaire du GRECO 52 sur les "milieux confinés actuels" (Perthuisot, 1982 ; Landry et Jaccard, 1982 ; Gouleau 1982, 1984-a et -b ; Orti Cabo *et al.*, 1984). Elles sont rappelées ici, car le contexte hydrologique est fondamental pour comprendre les mécanismes de la sédimentation.

I - DYNAMIQUE DES SAUMURES

A - SALIN-DE-GIRAUD

1 - DONNÉES CLIMATIQUES

Ces éléments sont repris à partir des données de la base d'Istres (1948-1980) par J.P. Perthuisot (1982). La température moyenne annuelle est de 14,5°C (maximum : 19,1°C, minimum : 9,8°C).

En hiver le régime des vents est dominé par le mistral, de secteur NNW, toujours sec, souvent fort, favorisant l'insolation et augmentant les surfaces évaporantes. Son origine continentale le rend porteur de particules détritiques qui participent à la sédimentation. Par ailleurs, les vents humides de secteur est et ouest restent modérés et les brises côtières sont pratiquement inexistantes. En été, le mistral diminue en fréquence et en intensité, ainsi que les vents d'Est. Par contre, le régime des brises côtières est bien établi et des vents chauds et humides de secteur sud peuvent se manifester temporairement.

L'évaporation moyenne est de 1756 mm par an, soit 146 mm par mois, mais atteint 216 mm par mois pendant la période d'activité estivale du salin. La pluviométrie moyenne est de 540 mm par an, soit 45 mm par mois, et de 34 mm par mois pendant la période d'activité du salin.

Les données climatiques concernant la saison d'activité estivale du salin permettent de placer la région de Salin-de-Giraud pendant cette période dans un domaine plus aride que celui du climat méditerranéen, c'est-à-dire de type semi-aride.

Dans les circuits anormaux ou contaminés, des saumures issues des tables salantes sont ajoutées au système évaporatoire normal dans les bassins de concentration (CO). Ainsi, le circuit La Seca de la saline de Bras del Port (fig. 24-B) suit au début le même parcours que celui du circuit normal El Teniente, mais il en diverge par la suite et c'est dans ce deuxième tronçon qu'intervient la contamination.

La salinité augmente au cours du cheminement des saumures, mais elle n'est pas maintenue constante dans chaque bassin comme à Salin-de-Giraud ; plus faible début juillet que fin septembre (fig. 25-A et B), la salinité enregistre les délais d'installation du régime évaporatoire (Gouleau, 1984-a).

Ces salins en eau toute l'année, à la différence de celui de Salin-de-Giraud, engendrent également une sédimentation évaporitique typiquement sous-aquatique, sans altération des dépôts liée à une émergence saisonnière. Les fluctuations de la salinité en font un environnement proche d'un milieu naturel semi-ouvert, régulièrement alimenté par la mer,

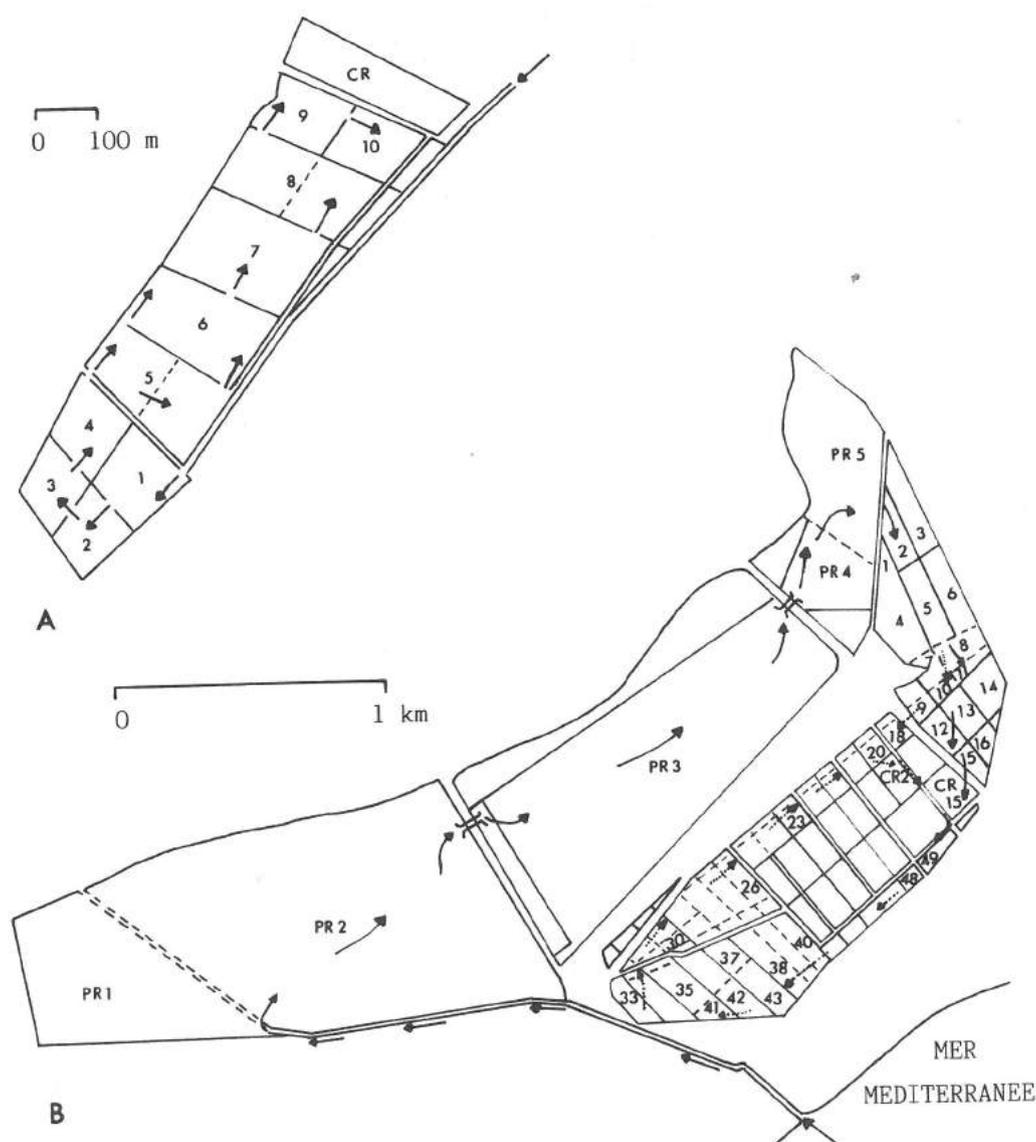


Fig. 24. - Trajets des saumures dans les bassins dans les salins de Santa Pola.

- A) Circuit "El Pinet" de Bonmati. - B) Circuits "El Teniente", normal (flèches pleines) : PR 1 à 5, CO 1 à 8, CO 11 à 16, CR 15), et "La Seca", contaminé (PR 1 à 5, CO 1 à 8, comme pour El Teniente, puis flèches pointillées : CO 10, CO 9, CO 18, CO 49 à 20, CR 2), de Bras del Port (d'après Orti Cabo et al., 1984).

sans possibilité de reflux. C'est un modèle tout à fait différent de celui des sebkhas supratidales, c'est-à-dire subaériennes, rendues classiques par les études sur la côte sud du Golfe Persique. Il présente un grand intérêt pour comprendre les mécanismes sédimentaires dans des bassins évaporitiques fossiles à dépôts sous-aquatiques corrélables sur de grandes distances.

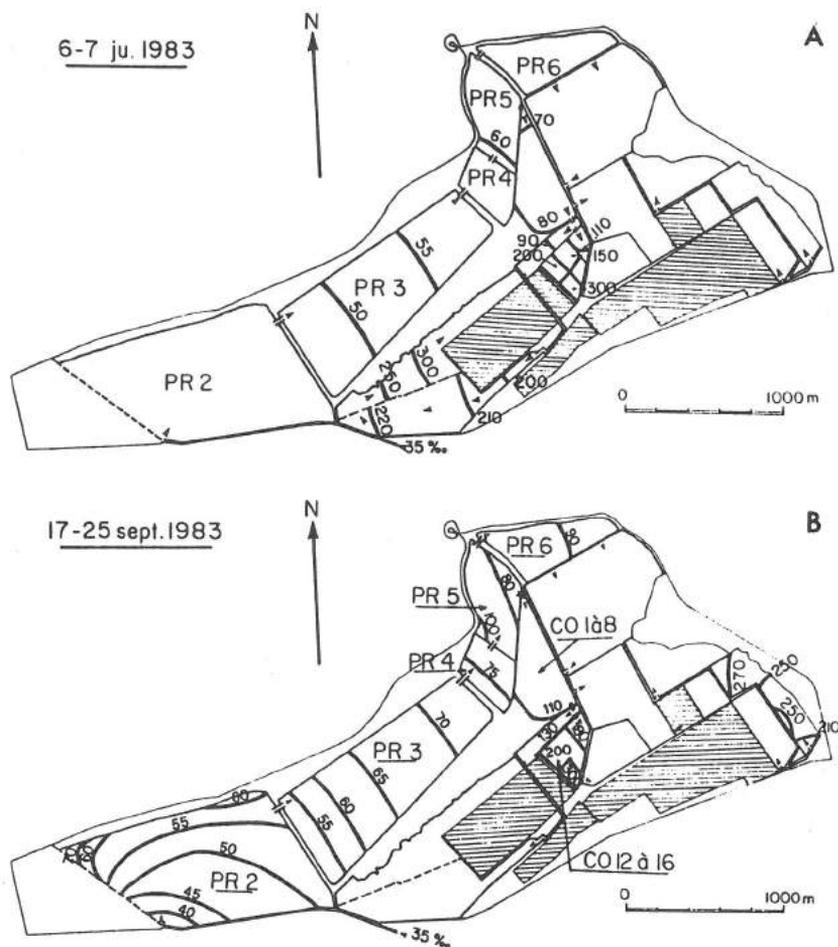


Fig. 25. - Cartes de distribution des salinités des saumures dans les bassins du salin de Bras del Port à Santa Pola.

- A) Mission des 6 et 7 juillet 1983. - B) Mission du 17 au 25 septembre 1983 (d'après Gouleau, 1984-a).

II - CHIMIE DES SAUMURES

A - SAUMURES LIBRES

L'évolution des saumures libres dans deux circuits : Nord de Salin-de-Giraud et El Teniente de la saline de Bras del Port à Santa Pola (circuit normal), est étudiée à partir de l'analyse des ions majeurs : Cl^- , Na^+ , Ca^{++} , SO_4^{--} , Mg^{++} et K^+ en fonction de la salinité, d'après les résultats analytiques de J.C. Landry et J. Jaccard (1982) et de D. Gouleau (1982, 1984-b).

Les échantillons analysés ont été prélevés en 3 ou 4 jours et peuvent être considérés comme représentatifs du circuit à un moment donné. Les valeurs analytiques utilisées se rapportent à un seul circuit pour obtenir une évolution homogène de la saumure. Les circuits choisis ne subissent pas d'influences extérieures de dessalure par des eaux douces d'infiltration ou de sursalure par des saumures provenant des tables salantes.

1 - SALIN-DE-GIRAUD

L'évolution des ions majeurs dans les saumures libres du circuit Nord de Salin-de-Giraud est représentée sur la figure 26, à partir des données analytiques du tableau 3.

Bassin	Salinité (g/l)	Cl ⁻ (mole/l)	Na ⁺	Ca ⁺⁺	SO ₄ ⁻⁻ (mmole/l)	Mg ⁺⁺	K ⁺	Sr ⁺⁺	Br ⁻ (ppm)
1	37	0,46	0,41	14	22	50	9	12	46
3	50	0,73	0,57	19	33	70	13	22	74
4	65	0,92	0,72	22	49	110	17	22	110
6	130	2,00	2,39	45	110	250	38	85	268
7	160	2,50	1,96	44	121	300	42	85	320
9	185	3,10	2,61	41	131	400	56	97	415
10	240	3,55	2,99	38	158	500	64	116	440
13	320	5,04	4,35	24	198	660	87	124	699
16	370	5,20	2,43	16	600	2600	265	-	2000

Tableau 3. - Analyses chimiques des saumures libres du circuit Nord de Salin-de-Giraud, récoltées en juin 1979.

- Analyses J.-C. Landry et J. Jaccard, 1982. - Localisation des bassins sur la figure 19.

1 - Potassium.

L'augmentation progressive des teneurs s'explique par l'absence de minéraux potassiques dans le domaine évaporitique couvert par le salin. Cet élément est un excellent marqueur de l'augmentation de salinité liée à l'évaporation.

2 - Magnésium.

Son évolution est tout à fait comparable à celle du potassium et pour la même raison. Du magnésium pourrait être incorporé dans les carbonates calciques mais, si c'est le cas, les quantités sont très faibles et n'influent pas sur la courbe d'évolution.

3 - Calcium.

Sa teneur augmente jusqu'au début du domaine de précipitation du gypse (150 g/l) à partir duquel il subit une diminution. Il faut cependant noter un léger déficit au début de la précipitation du gypse par rapport à l'évaporation théorique de l'eau de mer, sans doute en relation avec une faible précipitation de carbonate de calcium (Gouleau, 1982). Par ailleurs, les teneurs encore relativement élevées, au moment où la halite commence à précipiter, sont sans doute liées à une libération de calcium par suite d'une réduction sulfato-bactérienne, favorisée par l'abondance de la matière vivante.

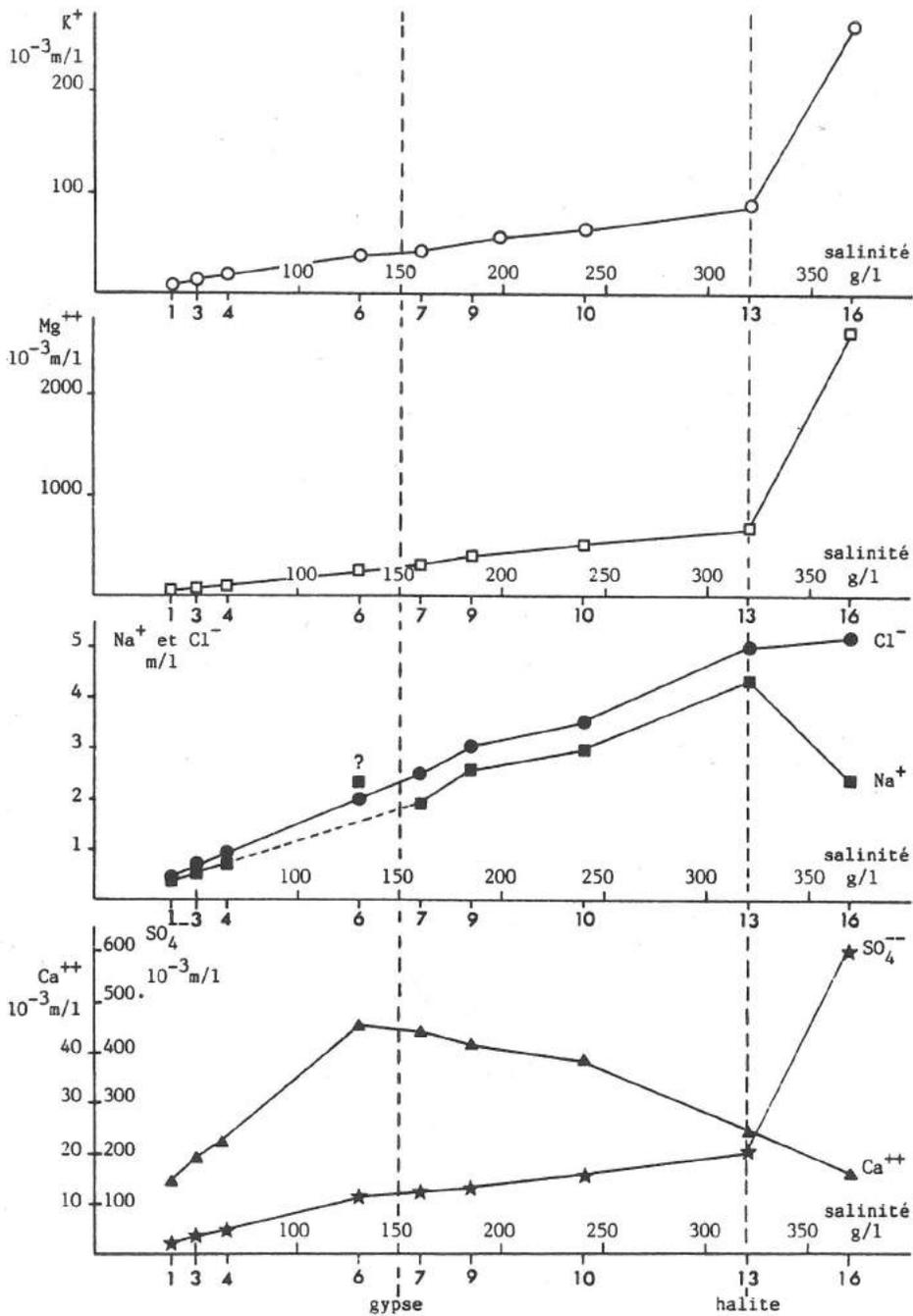


Fig. 26. - Evolution des teneurs (m/l = moles/litre) en éléments majeurs, en fonction de la salinité, dans les saumures libres prélevées en juin 1979 dans le circuit Nord du marais salant de Salin-de-Giraud.

Graphiques établis à partir des données du tableau 3. - Localisation des bassins sur la figure 19.

4 - Sulfate (SO₄⁻⁻).

L'augmentation de sa teneur tout au long de la courbe, même dans le domaine de précipitation du gypse, s'explique par son excès très grand par rapport au calcium. La précipitation du gypse est anticipée si l'on compare avec les données théoriques, mais l'insolation et le vent peuvent provoquer la formation d'une pellicule superficielle saturée vis-à-vis du gypse, engendrant des germes cristallins à l'interface air - saumure, alors que le reste de la masse d'eau n'en est pas encore à ce stade (Gouleau, 1982).

5 - Sodium.

Sa teneur augmente jusqu'au début du domaine de précipitation de la halite (320 g/l), à partir duquel elle diminue.

6 - Chlore.

Sa teneur augmente parallèlement à celle du sodium jusqu'à la précipitation de la halite ; ensuite la courbe marque un palier lié, comme pour le sodium, à sa participation à la formation des cristaux de halite.

2 - SANTA POLA

L'évolution des ions majeurs dans les saumures libres du circuit El Teniente du salin de Bras del Port à Santa Pola est représentée sur la figure 27, à partir des données analytiques du tableau 4.

Les courbes obtenues pour les ions majeurs montrent la même évolution d'ensemble qu'à Salin-de-Giraud. La seule différence réside dans le comportement du calcium qui présente un palier, lié à la précipitation de carbonate de calcium, avant de montrer une diminution nettement plus marquée dans le domaine de précipitation du gypse. Cette évolution est l'indice d'une sédimentation carbonatée plus importante à Santa Pola, alors qu'elle ne se manifeste que par un léger déficit en calcium à Salin-de-Giraud. La sédimentation gypseuse est également plus précoce que ne le laisse prévoir la théorie (Gouleau, 1984-b).

Bassin	Salinité (g/l)	Cl ⁻ (mole/l)	Na ⁺ (mole/l)	Ca ⁺⁺	SO ₄ ⁻⁻ (mmole/l)	Mg ⁺⁺	K ⁺	Sr ⁺⁺ (ppm)	Br ⁻
Mer	40	0,61	0,52	12	30	58	11	-	-
PR 5	75	1,22	1,02	28	118	126	17	13	229
CO 2	115	1,66	1,46	32	89	180	30	15	268
CO 14	200	2,91	2,43	28	129	289	54	27	444
CO 13	225	3,48	2,98	26	149	338	68	27	578
CO 15	320	5,61	4,50	4	250	528	103	46	839
CR 15	?	5,29	3,96	1	289	1290	182	45	1230

Tableau 4. - Analyses chimiques des saumures libres du circuit "El Teniente" du salin de Bras del Port à Santa Pola, récoltées en septembre 1983.

- Analyses D. Gouleau, 1984-b et (en italique) J.-C. Landry. - Localisation des bassins sur la figure 21.

B - SAUMURES INTERSTITIELLES

L'évolution des saumures interstitielles par rapport aux saumures libres permet de comprendre d'éventuelles manifestations de la diagenèse précoce. Le domaine étudié s'arrête avec la précipitation de la halite, car le sédiment n'est pas conservé sur les tables salantes. Les dépôts liés à l'activité propre des salins ne dépassent pas quelques dizaines de centimètres, voire quelques centimètres de puissance.

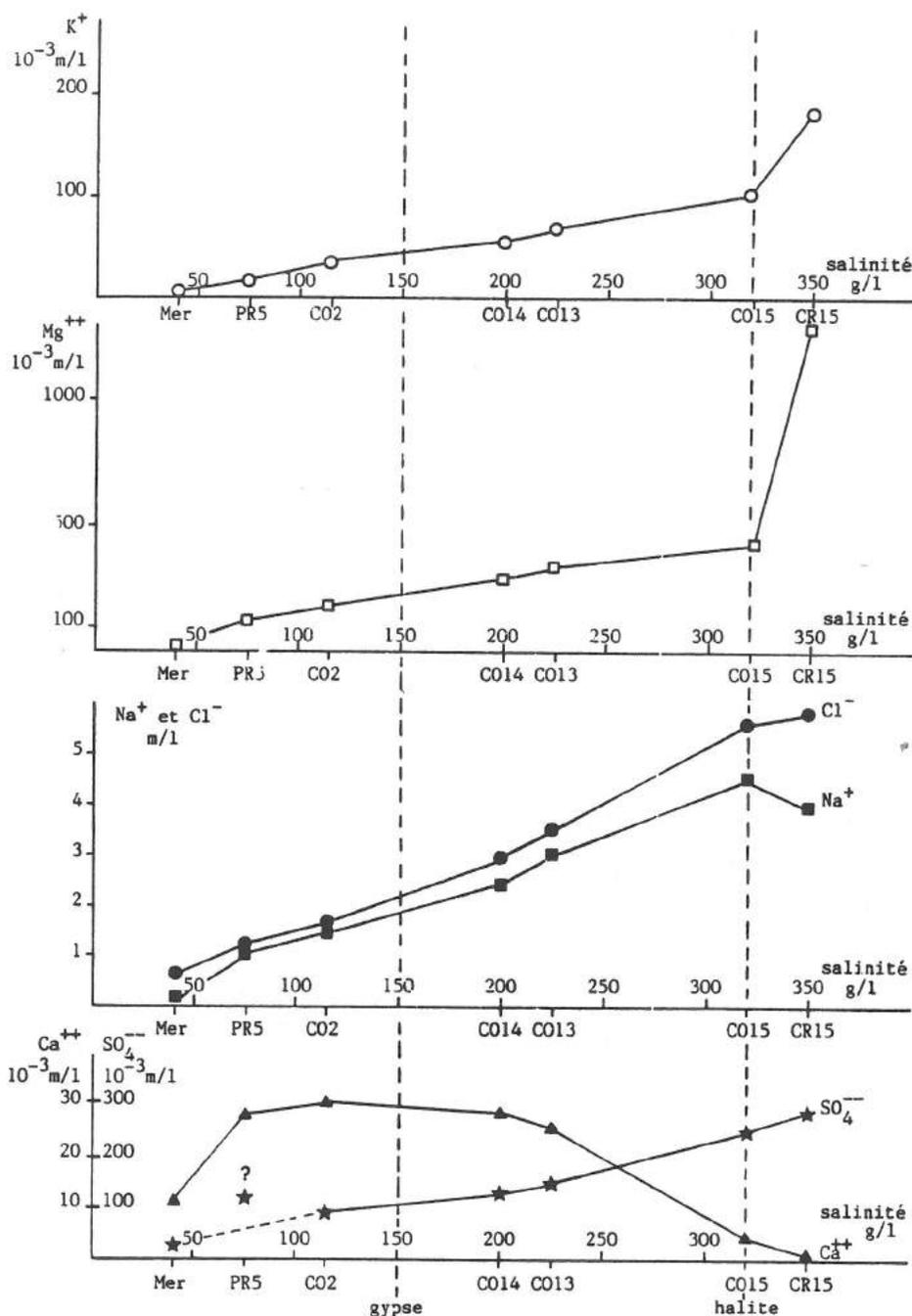


Fig. 27. - Evolution des teneurs (m/l = moles/litre) en éléments majeurs, en fonction de la salinité, dans les saumures libres prélevées en septembre 1983 dans le circuit "El Teniente" du salin de Bras del Port à Santa Pola.

Graphiques établis à partir des données du tableau 4. - Localisation des bassins sur la figure 21.

1 - SALIN-DE-GIRAUD

Les données sont de D. Gouleau (1982) et concernent le circuit Nord.

Le chlore est un bon indicateur de l'évolution de la salinité puisqu'il ne précipite pas dans le domaine considéré (fig. 28). Les teneurs en chlore dans les saumures interstitiel-

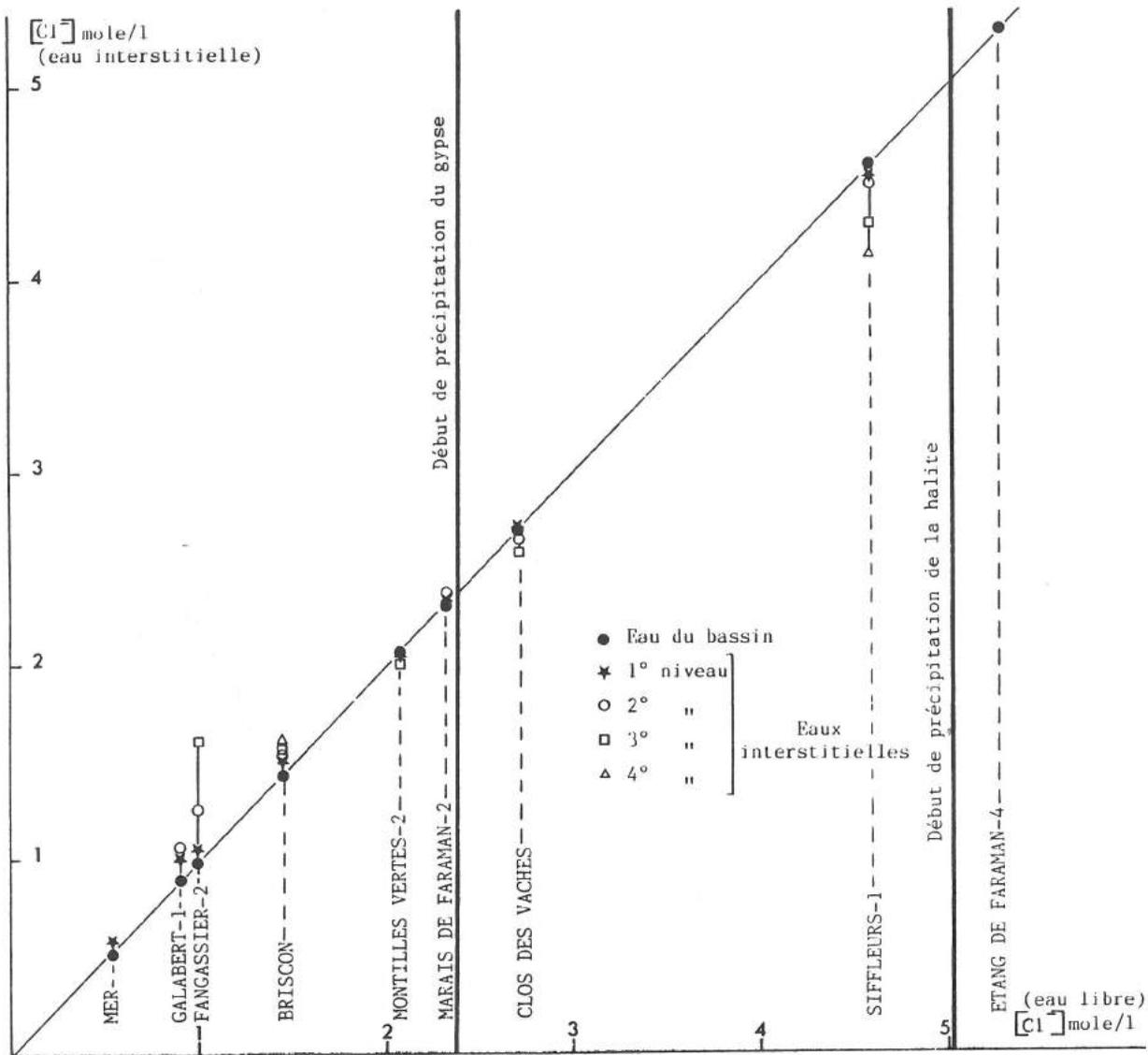


Fig. 28. - Concentration en chlorure des saumures interstitielles, en fonction de la concentration en chlorure des saumures libres du bassin considéré, en juin 1980 dans le marais salant de Salin-de-Giraud (d'après Gouleau, 1982).

Prélèvement des saumures dans des niveaux de sédiment de plus en plus profonds, du premier au quatrième niveau.

les augmentent avec la profondeur jusqu'aux bassins où le gypse commence à précipiter; au-delà elles diminuent. Selon D. Gouleau (1982), ce comportement est lié au mode d'exploitation du salin. En hiver, les premiers bassins sont remplis de saumures résiduelles, proches de la saturation en gypse; celles-ci diffusent dans le sédiment et se mêlent aux eaux phréatiques plus salées à proximité de l'entrée du salin, déterminant la conservation du même gradient de salinité en été. Par contre, au-delà, c'est la dilution par les pluies d'hiver sur les dépôts exondés qui renouvelle chaque année le gradient négatif de salinité avec la profondeur. Ces données indiquent une certaine instabilité du système.

Le potassium, le magnésium et le sodium présentent la même évolution que celle du chlore. Le calcium suit l'évolution générale enregistrée dans les saumures libres, c'est-à-dire que sa teneur diminue à partir de la précipitation du gypse, mais en profondeur son comportement est le même que celui du chlore. Enfin, la teneur en sulfate diminue un peu en profondeur sous l'effet de la réduction bactérienne.

L'évolution des ions majeurs dans les saumures interstitielles n'apporte pas d'indices nets d'une diagenèse précoce dans les dépôts liés à l'activité du salin.

La silice dissoute présente par contre une grande différence entre les teneurs des saumures libres (10 à 27 $\mu\text{atg/l}$) et des saumures interstitielles (50 à 460 $\mu\text{atg/l}$). Dans les saumures libres, la teneur reste constante autour de 10 $\mu\text{atg/l}$ jusqu'au début de la précipitation du gypse. Cette anomalie dans le comportement de la silice dissoute jusqu'au gypse s'explique par sa consommation par les diatomées. Dans les saumures interstitielles, les plus fortes teneurs s'observent jusqu'au gypse et correspondent à la dissolution en profondeur des tests de diatomées. Ensuite, la teneur en silice dans les saumures libres augmente par disparition des diatomées et élévation progressive de la concentration sous l'effet de l'évaporation (Gouleau, 1982).

2 - SANTA POLA

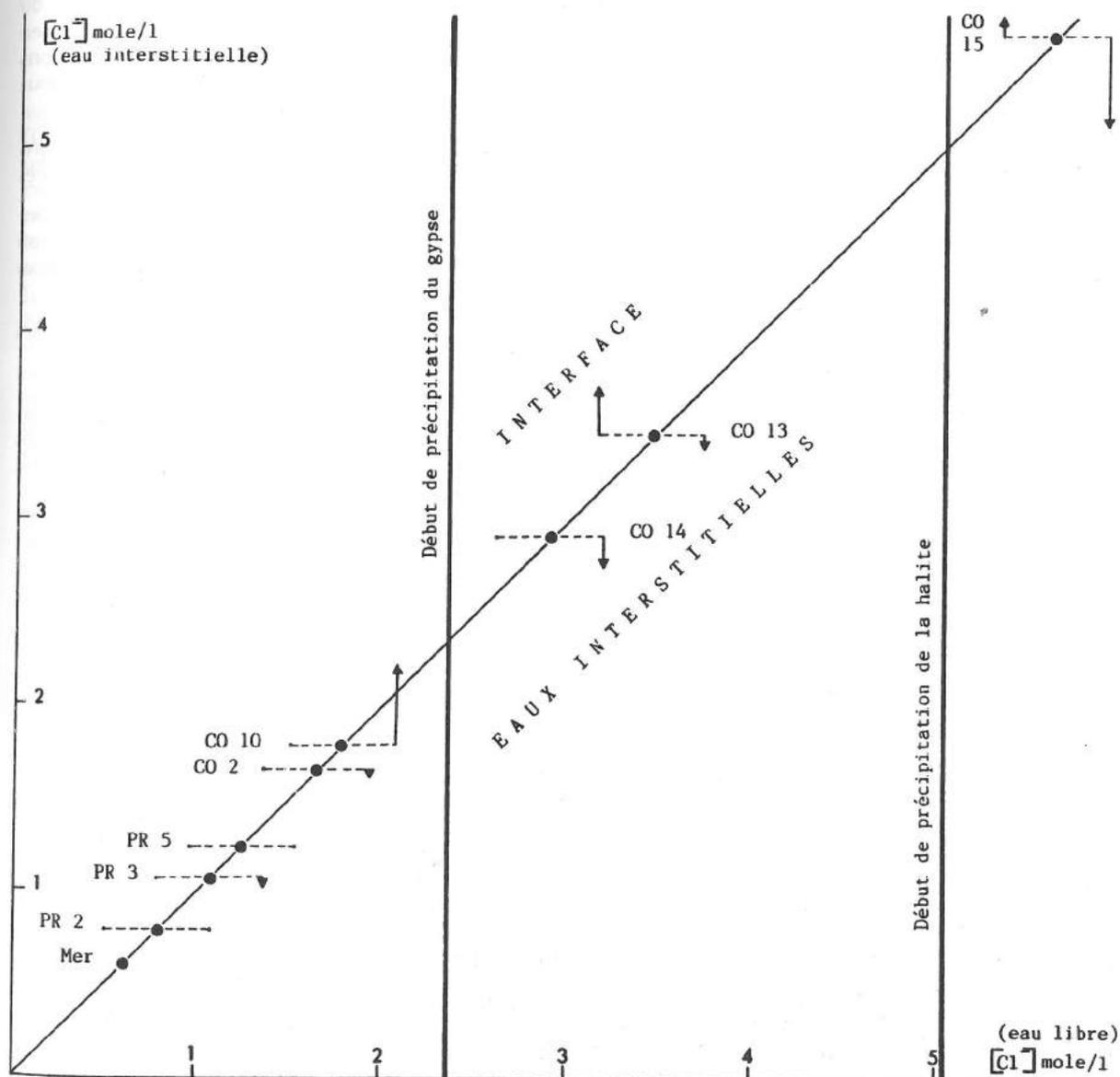


Fig. 29. - Concentration en chlorure des saumures interstitielles, en fonction de la concentration en chlorure des saumures libres du bassin considéré, en septembre 1983 dans le salin de Bras del Port à Santa Pola (d'après Gouleau, 1984-b).

Distinction entre l'interface, correspondant en général aux 3 cm superficiels du sédiment, et les eaux interstitielles, prélevées jusqu'à une cinquantaine de centimètres de profondeur en moyenne.

Les données sont de D. Gouleau (1984-b) et concernent le salin de Bras del Port.

Les concentrations en chlore dans les saumures libres et dans les 3 cm supérieurs de sédiment, c'est-à-dire immédiatement sous l'interface saumure - sédiment, sont très proches (fig. 29). Ceci indique une grande stabilité du salin, sans perturbations liées à l'exploitation comme à Salin-de-Giraud. En profondeur, les teneurs varient peu; elles sont contrôlées par celles des saumures libres ou éventuellement d'aquifères saumâtres à proximité qui provoquent une diminution locale des concentrations. Cette stabilité du système subsiste également dans le temps puisque des analyses dans les mêmes bassins en 1981 et en 1983, à la même période de l'année, ont donné les mêmes résultats.

Le potassium et le sodium présentent une évolution comparable à celle du chlore. Par contre les saumures interstitielles s'enrichissent plus ou moins en magnésium à partir de l'apparition des tapis algaires, sans doute par dissolution de calcite magnésienne du substrat marneux d'âge holocène.

Le calcium augmente également en profondeur par dissolution de carbonates du substratum en début de circuit. A partir des préconcentrateurs, sa teneur diminue en profondeur, indice d'une diagenèse carbonatée, puis sulfatée lorsque les concentrations augmentent. Le sulfate suit dans l'ensemble l'évolution du chlore, avec une légère diminution liée à la réduction bactérienne.

A la différence de Salin-de-Giraud, les saumures interstitielles de Santa Pola montrent des indices d'une diagenèse précoce, assez limitée cependant, carbonatée et sulfatée.

Le comportement de la silice dissoute est beaucoup plus complexe qu'à Salin-de-Giraud, contrôlé par l'activité phytoplanctonique et benthique jusqu'à la précipitation du gypse; il serait caractérisé ensuite par un équilibrage avec le sédiment selon D. Gouleau (1984-b).

Dans des marais salants stables, comme celui de Bras del Port à Santa Pola, les saumures libres et interstitielles apparaissent donc étroitement liées.

Ainsi, à l'exception du jeu particulier de la silice, la diagenèse précoce ne se manifeste dans les salins étudiés que par des indices assez limités dans les saumures interstitielles, ce qui différencie nettement ces environnements de ceux des sebkhas supratidales où la chimie de ces saumures est beaucoup plus variable, comme cela a pu être montré sur l'exemple du Golfe Persique (Kinsman, 1966 ; Shearman, 1966 ; Butler, 1969, 1970, 1973). Toutefois il ne faudrait pas minimiser l'importance de la diagenèse précoce dans les marais salants en particulier dans le domaine algo-mésohalin, car à quelques centimètres sous la surface en général, le sédiment bien structuré, laminé, avec ses caractères propres, fait place sans transition à une vase "déstructurée", d'aspect radicalement différent.

CONCLUSION

La dynamique et la chimie des saumures restituent le contexte dans lequel se développe la sédimentation chimique et permettent de déterminer les domaines de précipitation des minéraux évaporitiques.

Pour les saumures libres, l'évolution est proche du schéma théorique d'évaporation de l'eau de mer, à l'exception du gypse dont l'apparition est plus précoce que prévu. Le comportement des saumures interstitielles est lié à celui des saumures libres ; elles subissent des modifications à Salin-de-Giraud en relation avec le mode de fonctionnement du salin ; par contre, elles sont en équilibre à Santa Pola par suite d'une grande stabilité dans le système qui reste en eau toute l'année.

CHAPITRE 5

DÉPÔTS ASSOCIÉS AUX CYANOPHYCÉES BENTHIQUES

INTRODUCTION

Les milieux actuels où se développent des cyanophycées benthiques sont relativement variés. On les trouve en position infratidale aux Bahamas (Monty, 1965) et dans les Caraïbes (Golubic et Focke, 1978), où elles se situent en bordure de rivage et par conséquent dans une eau de mer normale. Le domaine intertidal à supratidal est souvent colonisé par ces peuplements dans les régions à grand déficit hydrique comme le Golfe Persique (Kinsman et Park, 1976) et les Bahamas (Monty, 1972 ; Gebelein, 1976) ; les eaux y sont renouvelées sous l'action des marées, des vents, des tempêtes, et l'évaporation entraîne un accroissement de la salinité. Enfin, des dépressions côtières séparées de la mer par un cordon littoral, dans des régions arides comme sur les bords du Golfe d'Elat (Friedman *et al.*, 1973 ; Krumbein et Cohen, 1974 ; Kushnir, 1981) ou sur les côtes d'Australie (Warren, 1982-a) montrent également des développements de cyanophycées benthiques ; l'alimentation en eau est alors assurée par des infiltrations à travers le cordon littoral et lors des grandes tempêtes. Quelle que soit leur localisation, les tapis algaires ne se rencontrent que sur des substrats stables et dans des milieux hydrodynamiquement calmes (Gebelein, 1976 ; Park, 1977).

A côté de cette diversité d'environnements et de salinités, l'intérêt d'une étude dans les marais salants est de permettre de suivre, au sein d'un même système, l'évolution des peuplements à cyanophycées benthiques dans une gamme continue de salinités, depuis l'eau de mer jusqu'à la précipitation de la halite.

Dans les salins, les dépôts associés aux cyanophycées benthiques sont liés au développement sur le fond des bassins de peuplements qui constituent à l'interface saumure - sédiment une couche de matière vivante. Ces organismes possèdent une tolérance variable, parfois très grande, à la salinité. Absents des premiers bassins où la flore est essentiellement représentée par des chlorophycées filamenteuses planctoniques, ils correspondent à l'essentiel de la biomasse dans le reste des marais salants étudiés. Les cyanophycées benthiques apparaissent pour une salinité de l'ordre de 40 g/l et subsistent lorsque la halite précipite, c'est-à-dire pour une salinité supérieure à 320 g/l.

Trois domaines principaux de peuplement peuvent être définis en fonction de la salinité. De 40 à 150 g/l, les cyanophycées benthiques participent à l'édification d'un tapis algaire laminé plus ou moins consistant, résistant et élastique, associé à des particules détritiques silico-alumineuses et carbonatées ; ce tapis algaire constitue un dépôt essentiellement algo-détritique. C'est dans cet intervalle que les cyanophycées engendrent la biomasse la plus importante. De 150 à près de 220 g/l, les cyanophycées benthiques tapissent encore le fond des bassins, mais donnent naissance à une couche organique muqueuse, associée à du gypse avec lequel elles forment un dépôt gypso-algaire. Pour des salinités plus élevées, supérieures à 200 g/l, le développement des cyanophycées benthiques est limité à la surface basale des cristaux de gypse et de halite des croûtes recouvrant le fond des bassins.

Ce n'est que dans les deux premiers domaines de peuplements définis que les cyanophycées benthiques participent activement à l'élaboration du sédiment et ce seront les seuls considérés ici. Ils correspondent aux trottoirs algaires du domaine néritique, à l'ensemble des sédiments du domaine algo-mésohalin et au début du domaine gypseux.

I – SALIN-DE-GIRAUD

Les dépôts associés aux cyanophycées benthiques à Salin-de-Giraud ont fait l'objet de deux publications (Thomas et Geisler, 1982 ; Geisler, 1982-a) dont l'essentiel est repris ici.

A – TAPIS ALGAIRES A *MICROCOLEUS* DOMINANT

Le tapis algaire constitue une unité sédimentaire avec ses caractères propres. Sa puissance dépasse rarement quelques centimètres à un décimètre. Sur cassure fraîche, la teinte générale est noire, indice d'un milieu réducteur (Pl. I-f). Après quelques heures d'exposition apparaissent des laminations millimétriques et plan-parallèles, avec alternance de lamines d'un vert sombre et de lamines plus claires.

Dans les premiers bassins de moindre salinité (40 à 60 g/l) appartenant au domaine néritique (fig. 19), les tapis algaires se développent uniquement sur des zones hautes (Pl. I-a) baignées par les eaux superficielles plus concentrées, ainsi qu'au niveau de petites anses sujettes à un confinement local. Dans les bassins suivants (50 à 150 g/l), [correspondant au domaine algo-mésosalin (fig. 19)], ils envahissent progressivement le fond. Il apparaît donc que le développement des tapis algaires est lié à l'accroissement de la salinité des eaux.

Deux types de peuplements à cyanophycées se succèdent en fonction de la salinité croissante. D'abord une association entre *Lyngbya aestuarii* et *Microcoleus chthonoplastes* puis *Microcoleus* seul. Ces deux cyanophycées filamenteuses oscillatoriacées sont très largement dominantes et caractérisées par des gaines contenant un seul trichome ou filament chez *Lyngbya* et plusieurs chez *Microcoleus* (Pl. II-d).

1 – PEUPELEMENTS A CYANOPHYCÉES BENTHIQUES

a – TAPIS A LYNGBYA ET MICROCOLEUS

Le peuplement à *Lyngbya* et *Microcoleus* associés est donc le premier à apparaître pour des salinités de 40 à 60 g/l, en particulier dans les zones hautes à faible tranche d'eau, soumises à des exondations périodiques en été.

L'observation microscopique montre que ce peuplement mixte est en fait stratifié avec une lamine inférieure à *Microcoleus*, une intermédiaire avec un mélange des deux cyanophycées et enfin une supérieure à *Lyngbya*, généralement plus développée que les deux précédentes.

L'aspect superficiel du tapis formé est lisse dans les zones les plus basses, alors que dans les zones hautes, souvent émergées, les gaines de *Lyngbya* s'associent en cônes (Pl. I-e).

b – TAPIS A *MICROCOLEUS*

Ce tapis, continu sur le fond des bassins, se retrouve dans une grande gamme de salinités entre 50 et 150 g/l ; il disparaît dès que le gypse commence à précipiter. *Microcoleus* constitue l'essentiel de la biomasse. La surface de ce tapis est lisse, parfois perturbée par de petites rides sous l'action de courants locaux.

2 - STRUCTURES POLYGONALES LIEES A L'EXONDATION

La mise à sec hivernale de la quasi totalité des bassins, dans lesquels se forment des tapis algaires, entraîne le développement sur le fond de structures polygonales de dessiccation, telles qu'elles ont été définies par P.S. Plummer et V.A. Gostin (1981), et dont les diamètres sont de l'ordre d'une quinzaine à une trentaine de centimètres en général (Pl. I-b). En été, cette structure est également observée dans les zones périodiquement émergées.

3 - SEQUENCES ELEMENTAIRES DE DEPOT

L'étude porte sur la partie superficielle des tapis algaires laminés jusqu'à une profondeur maximale de 2 cm. Le microscope électronique à balayage permet l'observation détaillée de la lamination sur des échantillons provenant de deux bassins choisis l'un, vers le début, et l'autre, vers la fin du développement des tapis algaires, c'est-à-dire respectivement de tapis à *Lyngbya* et *Microcoleus* et de tapis à *Microcoleus* seul, afin d'encadrer leur domaine d'extension. Les lamines sombres, observées macroscopiquement, sont essentiellement de nature algaire, les lamines claires étant plutôt formées de matériel minéral, détritique ou aragonitique.

Les lamines algaires à cyanophycées sont constituées par un enchevêtrement de gaines de *Microcoleus* bien visibles en surface où s'observent également de nombreux frustules de diatomées, souvent des formes longues et flexueuses de type *Nitzschia* (Noël, 1982). Elles piègent des particules détritiques plus ou moins abondantes. Les lamines minérales, à caractère détritique, sont constituées de grains de quelques microns, essentiellement carbonatés, auxquels s'ajoutent des argiles et des éléments plus grossiers de quelques dizaines à quelques centaines de microns : grains de quartz, paillettes de micas, grains carbonatés, bioclastes. Enfin, les lamines aragonitiques sont caractérisées par des cristaux en forme de fines aiguilles de l'ordre de 5 à 10 microns de longueur (Pl. III-a), parfois arrangées en rosettes. Les lamines détritiques et aragonitiques sont traversées verticalement par des gaines algaires ou leurs empreintes, d'une dizaine de microns de diamètre (Pl. II-e, f). Ces différents nannofaciès possèdent des limites bien nettes, sans passages progressifs et leur succession rythmique constitue des séquences élémentaires de dépôt.

Dans le bassin de plus faible salinité (Quarantaine-Clos 1 : 55 g/l), la séquence (fig. 30-A) comporte trois termes avec développement d'une lamine aragonitique, de l'ordre de 150 microns de puissance, entre le terme détritique, généralement d'ordre millimétrique, et le terme algair qui atteint 200 microns d'épaisseur (Pl. II-a, b), et piège d'abondantes particules détritiques. Cette séquence n'a été observée que dans des tapis algaires qui se développent en bordure des bassins du domaine néritique.

Dans l'autre bassin, (Esquineau-Clos 7 : 110 g/l), la séquence (fig. 30-B) ne comporte que les deux termes : détritique et algair (Pl. II-c). Sa puissance totale est plus faible que dans le cas précédent puisque la lamine algair n'atteint qu'une centaine de microns et la lamine détritique 200 microns. Par ailleurs, la lamine algair ne piège que très peu de particules détritiques. Avec une certaine variabilité dans l'importance de la phase détritique, cette séquence est caractéristique du domaine algo-mésohalin.

Ces deux types de séquences montrent la variabilité de l'épaisseur de la lamine détritique en fonction de l'éloignement par rapport à l'entrée de l'eau dans le salin, mais elle peut s'observer également dans un même bassin.

4 - MECANISMES DE DEPOT

a - DEVELOPPEMENT DU TAPIS ALGAIRE

L'agencement séquentiel des lamines algaires et détritiques met en évidence une croissance végétale périodiquement perturbée par une arrivée de matériel détritique.

Le développement du tapis algairé reprend ensuite dans un milieu plus calme grâce aux filaments algaires qui traversent verticalement les lamines minérales et recolonisent le fond.

b - PÉRIODICITÉ DE LA LAMINATION

La compréhension du mécanisme de dépôt pose le problème de la périodicité de la lamination. Aucune mesure directe de la vitesse de développement des tapis algaires n'a été effectuée. Ce que l'on peut dire, c'est qu'il y a un rythme saisonnier dû à l'assèchement hivernal. Par contre les trous d'échantillonnage et les traces de pas présentent une cicatrisation rapide par une ou même plusieurs séquences en quelques mois (Tuteniut, 1980). Les facteurs responsables de la lamination sont ceux qui, tels que mouvements des eaux, vents violents, apportent des matériaux détritiques inhibant la croissance algairé. Leur caractère tout à fait aléatoire détermine une périodicité elle-même aléatoire. Le dépôt annuel ou séquence annuelle de dépôt regroupe donc plusieurs séquences élémentaires de dépôt.

Il est intéressant de noter que les tapis algaires enregistrent des variations dans le taux de sédimentation détritique (fig. 30). En effet, la lamine détritique est plus puissante dans les premiers bassins, plus proches de l'entrée du salin, où les eaux plus diluées qui pénètrent peuvent conserver une certaine turbidité. Dans un même bassin, il faut également tenir compte de la proximité des berges qui libèrent du matériel par érosion par les eaux et de la microtopographie qui détermine une accumulation maximale dans les zones basses jusqu'à un ou plusieurs millimètres par lamine. Ces facteurs d'inhibition de la croissance algairé s'exercent donc avec des effets et dans des intervalles de temps variables dans un même bassin, ce qui explique les variations de puissance des tapis et confirme le caractère aléatoire de la périodicité de la lamination.

c - ORIGINE DE L'ARAGONITE

La présence dans certains bassins d'une lamine aragonitique supplémentaire dans la séquence pose le problème de son origine. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées: précipitation chimique, précipitation influencée par la présence de matière vivante ou directement liée à une croissance algairé.

Ce dernier cas a été décrit dans des marais côtiers des Bahamas (Monty, 1972; Monty et Hardie, 1976) où une cyanophycée *Schizothrix* sp., qui détermine la formation d'aiguilles d'aragonite, se développe rapidement sur une lamine de sédiment avant que l'algue constituant ce tapis ait totalement traversé ce sédiment. La position séquentielle de l'aragonite s'intègre bien dans ce schéma. Par ailleurs, la cyanophycée responsable de ce dépôt demande une exposition périodique à l'air et un bon drainage (Golubic, 1976). Ces conditions ne peuvent être remplies que dans les zones hautes de début d'installation des tapis algaires du domaine néritique où justement ces lamines ont été observées. Toutefois, cette hypothèse n'a pu être confirmée, puisqu'aucun indice de la présence de cette cyanophycée n'a été observé.

Une précipitation de l'aragonite sous l'influence de la matière vivante a été décrite dans des mares adossées à des cordons littoraux dans les îles Tuamotou (Trichet, 1967). Dans le cas étudié, la présence de la lamine aragonitique directement au-dessus du sédiment infirmerait plutôt ce processus.

Enfin, une précipitation chimique peut être envisagée, d'autant que l'habitus en aiguilles de ce minéral est favorisé par la présence de magnésium dans les saumures (Folk, 1974), ce qui est le cas ici. Par ailleurs, des lamines aragonitiques d'origine indubitablement chimique sont décrites dans des dépôts en bordure de la Mer Morte (Neev et Emery, 1967). Quand la température de surface est élevée et par conséquent l'évaporation intense, un blanchiment se produit en surface par précipitation d'aragonite. La périodicité de ce phénomène est de quelques années.

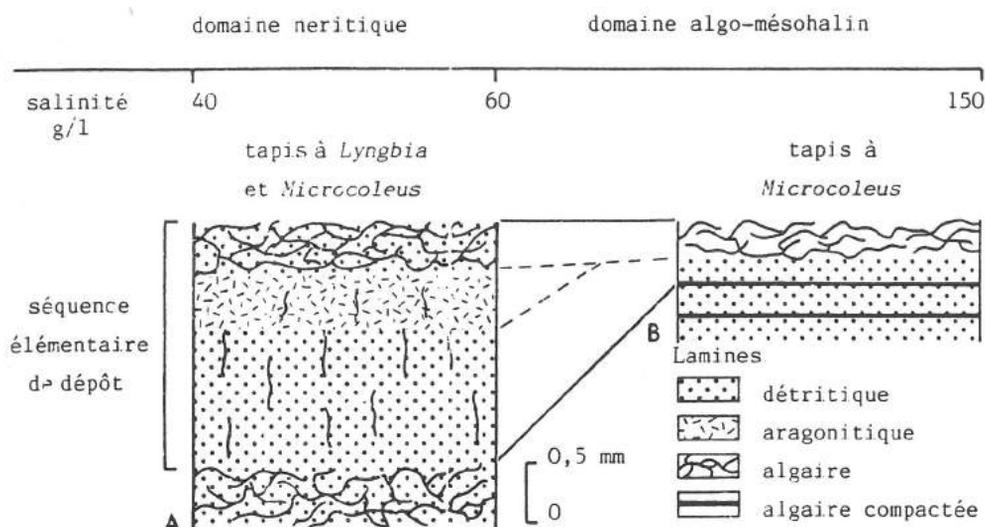


Fig. 30. - Séquences élémentaires de dépôt dans les tapis algaires laminés, à *Microcoleus* dominant.

- A) Séquence à trois termes, avec aragonite, dans le domaine néritique.
- B) Séquence à deux termes, sans aragonite, dans le domaine algo-mésosalin.

5 - ÉVOLUTION EN PROFONDEUR

a - CONSTITUANTS LIÉS AUX ORGANISMES

Les cyanophycées observées peuvent rester physiologiquement actives à des profondeurs variables, certaines jusqu'à la huitième lamine algale vers le bas. Elles sont ensuite soumises à une dégénérescence qui ne laisse subsister que les gaines de *Microcoleus*, puis des vides.

La compaction se manifeste très clairement dans les tapis algaires piégeant très peu de particules détritiques. Dès la seconde lamine algale sous la surface, les gaines deviennent difficilement discernables dans une masse indifférenciée de puissance réduite, de l'ordre d'une dizaine de microns (Pl. II-c). Ce phénomène entraîne également une brisure des tests organiques les plus fragiles, tels ceux des diatomées.

Alors qu'elles sont très abondantes à la surface des tapis algaires, les diatomées subissent rapidement en profondeur une altération qui tend à les faire disparaître et par voie de conséquence libère de la silice dans les eaux interstitielles. De ce fait il se crée un flux de silice ascendant qui est utilisé dès l'interface saumure - sédiment par les diatomées benthiques et n'enrichit donc pas les eaux libres en silice (Goulet et Noël, 1984).

b - ARAGONITE

En ce qui concerne l'aragonite des tapis algaires laminés du domaine néritique, les cristaux aciculaires à faces bien développées (Pl. III-a) "s'altèrent" très rapidement en profondeur par corrosion des faces (Pl. III-b), dès la seconde lamine sous la surface. Dans un tapis algale fossile, le microscope électronique à balayage a permis l'observation d'agrégats, de 2 à 3 microns de longueur, conservant la même morphologie, formés de petites particules de quelques dixièmes de microns (Pl. III-c) qui pourraient être de la calcite magnésienne (Jørgensen, 1979). Des études antérieures (Tutenuit et Perthuisot, 1979) ont montré par analyse diffractométrique cette disparition de l'aragonite en profon-

deur et son remplacement par de la calcite.

Dans les tapis algaires laminés sans lamine aragonitique du domaine algo-mésohalin, il existe de la calcite magnésienne, déterminée par diffractométrie X (Dulau et Trauth, 1982). Cependant elle n'a pu être reconnue en microscopie électronique à balayage, ne donnant généralement naissance qu'à de très petits cristaux (Folk, 1974). A Salin-de-Giraud, la calcite magnésienne se transforme en profondeur en calcite faiblement magnésienne.

c - DÉSTRUCTURATION DU TAPIS ALGAIRE

Sa faible épaisseur, de quelques centimètres à une dizaine de centimètres en général, semble liée à une déstructuration par la base. Dans le domaine néritique, de moindre salinité, elle résulte de la bioturbation par des *Cardium* dont les coquilles sont souvent encore en place. Lorsque la faune des fouisseurs disparaît par suite de l'augmentation de la salinité, il apparaît probable que les bactéries prennent le relais dans cette déstructuration (Cornée, 1983). Il ne reste plus alors qu'une masse homogène de sédiment gris, à grain très fin, qui fait suite sans transition au tapis algair laminé.

B - TAPIS ALGAIRES A *APHANOTHECE* DOMINANT

Avant la précipitation du gypse, pour des salinités de 130 à 150 g/l, le peuplement de cyanophycées benthiques prend un aspect très différent du précédent, sous forme d'une couche algair muqueuse de teinte orangée, de un à quelques millimètres de puissance, sans cohésion à l'échantillonnage. Celle-ci se développe d'abord sur les zones hautes des bassins, alors que des tapis à *Microcoleus* en occupent encore le fond. Avec la croissance de la salinité (supérieure à 150 g/l), elle colonise à son tour le fond des bassins, où elle est associée à des cristaux de gypse épars, pendant que des croûtes gypseuses apparaissent sur les zones hautes.

Le peuplement algair est dominé par *Aphanothece* sp., une cyanophycée coccoïde chroococcacée, et *Microcoleus* en est totalement absent. Ce nouveau peuplement se développe particulièrement bien en juin où il a été observé lors des campagnes de terrain estivales ; par contre il semble très sensible à l'assèchement hivernal et se repère moins bien pendant cette période où il prend une teinte rouge brique.

1 - SEQUENCES ÉLÉMENTAIRES DE DÉPOT

Selon N. Dulau (1983), ces dépôts à *Aphanothece* constituent des tapis à laminations millimétriques, à alternance de lamines algaires et détritiques, comparables aux tapis à *Microcoleus*. Par ailleurs, il signale, sans doute pour des salinités supérieures à 150 g/l, l'intercalation entre les deux premiers d'un troisième terme gypseux, à cristaux libres, inframillimétriques, de forme lenticulaire, constituant une sorte de sable.

D'après ces observations, les peuplements à *Aphanothece* semblent donc s'exprimer dans deux types de séquences élémentaires : à deux termes, en association avec des lamines détritiques (fig. 31-A) ou à trois termes, avec intercalation d'une lamine de sable gypseux entre les deux précédentes (fig. 31-B). Cette dernière marque le passage au domaine gypseux (fig. 19).

2 - MÉCANISMES DE DÉPOT

Lorsqu'il y a alternance entre des lamines à *Aphanothece* et des lamines détritiques, on se retrouve devant un mécanisme d'inhibition périodique de la croissance algair par

et que l'on passe au domaine algo-mésohalin (fig. 21), le tapis algaire devient continu et recouvre tout le fond des bassins ; sa surface est lisse. Il disparaît lorsque le gypse commence à précipiter (150 g/l).

La cyanophycée benthique largement dominante est encore *Microcoleus chthonoplastes* (J.-C. Thomas, comm. pers.).

Des structures polygonales d'une quinzaine à une trentaine de centimètres en diagonale, liées à la dessiccation, se développent en bordure des bassins où des variations du niveau de l'eau entraînent des exondations temporaires. Les fissures entre les polygones sont recolonisées ultérieurement par le même peuplement que celui des polygones eux-mêmes (Pl. I-d). Dans le fond des bassins, en eau toute l'année, le tapis algaire reste continu.

1 - SÉQUENCES ÉLÉMENTAIRES DE DÉPÔT

Comme à Salin-de-Giraud, la séquence élémentaire de dépôt est caractérisée par un couple de deux lamines : algaire et minérale.

La lamine algaire superficielle montre un enchevêtrement de gaines de *Microcoleus* avec de nombreux tests de diatomées en surface, piégeant de fines particules (Pl. IV-a) ou même des tests organiques (Pl. IV-b). La lamine minérale est riche en pelotes carbonatées (Pl. III-e, f). Dans d'autres cas cette lamine présente un caractère franchement détritique, surtout dans les premiers bassins, avec des granoclasses dont la base est marquée par un niveau de grains de quartz. Cette structure justifie bien le découpage séquentiel proposé. Les lamines algaires intercalées correspondent à des niveaux plus riches en gaines, mais celles-ci traversent également les lamines minérales.

Dans le salin de Bonmati, un troisième type de lamine a pu être observé dans un cas, sous la lamine algaire superficielle. Elle est constituée de cristaux plus ou moins prismatiques, de 2 à 4 microns de longueur, formant des sortes de rosettes dans les mailles du réseau algaire (Pl. III-d). Leur morphologie évoque les cristaux d'aragonite "altérés" observés en profondeur à Salin-de-Giraud. L'analyse en spectrométrie au M.E.B. confirme leur nature de carbonate de calcium. La répétition de cette lamine en profondeur n'a pu être observée avec certitude, mais certains agrégats de petits cristaux y font penser (Pl. IV-f).

2 - MÉCANISMES DE DÉPÔT

Comme à Salin-de-Giraud, la séquence élémentaire de dépôt (fig. 30-A) avec ses lamines algaire et minérale, traduit un phénomène de croissance algaire périodiquement inhibée par des arrivées détritiques liées au renouvellement des eaux dans le bassin, à l'érosion des berges, aux apports éoliens.

L'indice d'un troisième terme carbonaté (fig. 30-B) intercalé entre les deux précédents, peut indiquer une précipitation chimique après le dépôt des particules détritiques, et avant que les gaines algaires, ayant traversé ces lamines minérales, ne recolonisent le fond du bassin.

3 - ÉVOLUTION EN PROFONDEUR

a - CONSTITUANTS LIÉS AUX ORGANISMES

L'évolution est la même que celle enregistrée à Salin-de-Giraud, c'est-à-dire compaction (Pl. IV-e), puis disparition (Pl. IV-f) des gaines algaires. Elles peuvent parfois subsister jusqu'à une certaine profondeur (Pl. IV-d).

Quant aux diatomées, elles se brisent (Pl. IV-c), s'altèrent, pour finalement disparaître aussi.

b - DÉVELOPPEMENT DE CALCITE

A 10 cm de profondeur, l'analyse spectrométrique au M.E.B. a permis de détecter dans un cas de gros cristaux de calcite (500 microns environ). Selon F. Orti Cabo *et al.* (1984), il existe des croûtes calcitiques millimétriques interstratifiées dans les tapis algaires. Leur origine demande à être précisée par des investigations supplémentaires. Cependant une diagenèse précoce n'est pas à exclure puisque la diminution des teneurs en calcium dans les saumures interstitielles serait plutôt en faveur de cette hypothèse.

c - DÉVELOPPEMENT DE GYPSE DIAGÉNÉTIQUE

La gypsification des tapis algaires se présente sous forme de niveaux lenticulaires millimétriques et de nodules inframillimétriques (Pl. V-a). Des reliques de tapis algaire sont souvent visibles dans les niveaux gypsifiés (Pl. V-b). Dans un tapis particulièrement épais, les nodules coalescents donnent naissance, à 8 cm de profondeur, à une texture en "grillage" (Pl. V-c). Les cristaux de gypse, en contact avec les grains minéraux sont mal cristallisés (Pl. V-d). L'ensemble de ces observations prouve le caractère diagénétique de ce gypse qui se développe aux dépens des tapis algaires.

Les cristaux de gypse, de quelques dizaines à quelques centaines de microns, présentent des morphologies variables. Ils peuvent être tabulaires et présenter des faces cristallines bien développées (Pl. V-e), mais beaucoup plus souvent, ils sont lenticulaires (Pl. V-f) et plus rarement ils apparaissent mal formés. Les formes tabulaires et lenticulaires marquent un développement préférentiel des faces perpendiculaires à l'axe c des cristaux, qui s'opposent aux formes prismatiques dans lesquelles les faces parallèles à l'axe c sont privilégiées. D'après les travaux expérimentaux de R.D. Cody (1979), présentés plus haut, la morphologie lenticulaire des cristaux de gypse est liée à la présence de matière organique, particulièrement abondante dans les tapis algaires.

Cette diagenèse gypseuse ne semble pas se produire dans les trottoirs algaires du domaine néritique. Par ailleurs, l'anhydrite n'a pas été signalée jusqu'à présent dans ces dépôts.

Le développement de gypse diagénétique à morphologie lenticulaire dans ces tapis algaires, formés dans des bassins remplis de saumures toute l'année, ne permet plus de considérer ce faciès comme seulement caractéristique de l'émersion, car habituellement observé et décrit dans des dépôts de sebkha supratidale (Masson, 1955 ; Kinsman, 1966 ; Shearman, 1966 ; Buttler, 1970). Ce résultat est fondamental puisqu'il donne la possibilité d'accorder aux faciès gypseux diagénétiques nodulaires ou en "grillage" une origine sous-aquatique dans les cas où d'autres données analytiques sont en faveur d'une telle genèse.

B - TAPIS ALGAIRES A APHANOTHECE DOMINANT

Comme les bassins restent en eau toute l'année dans ces salins, la couche algaire muqueuse orangée, observée à Salin-de-Giraud un peu avant que le gypse ne commence à précipiter (130 g/l), se retrouve ici beaucoup plus florissante. La cyanophycée benthique dominante est également *Aphanothece* sp. (J.-C. Thomas, comm. pers.).

Dans les premiers bassins où le gypse précipite, des cristaux épars, inframillimétriques, sont associés à ce développement de matière vivante. Leur morphologie est assez particulière, puisqu'ils présentent un aspect émoussé, plus ou moins corrodé (Pl. VII-b). Par ailleurs, des niveaux gypseux, parfois centimétriques, sont également intercalés dans les tapis algaires (Orti Cabo *et al.*, 1984) comme à Salin-de-Giraud (fig. 31-B).

L'association entre le développement algaire et le gypse implique ici aussi des périodes de concentration des eaux pendant lesquelles le gypse précipite, puis des phases de dilution plus favorables à la croissance algaire. L'aspect corrodé des cristaux de gypse épars est bien la preuve de ces épisodes de dilution dans les bassins où ces dépôts commencent à se former.

PLANCHE I

DEPOTS ACTUELS ASSOCIES AUX CYANOPHYCEES BENTHIQUES
ASPECTS MACROSCOPIQUES

Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19 pour Salin-de-Giraud et la figure 21 pour Bonmati et Bras del Port à Santa Pola.

- a - Installation du tapis algaire (salinité : 55 g/l).
- De teinte claire, à structures polygonales de dessiccation, il se développe préférentiellement sur les zones hautes en bordure de bassin.
 - Salin-de-Giraud, Quarantaine - Clos 1.
- b - Détail de structures polygonales de dessiccation (salinité : 130 g/l).
- Elles découpent un tapis algaire et présentent des bords fortement relevés.
 - Salin-de-Giraud, Etang du Fangassier - Clos 2. (Barre = 10 cm).
- c - Trottoir algaire (salinité : 60 g/l).
- Ce trottoir (Ta), d'une cinquantaine de centimètres de large, avec des fentes de dessiccation, se développe sous l'eau, sur une banquette plus haute entre le bassin (b) en eau et la digue (d) émergée.
 - Bonmati, BA 5.
- d - Fentes polygonales de dessiccation, partiellement cicatrisées (salinité : 80 g/l).
- Elles sont recolonisées et cicatrisées par un nouveau développement algaire.
 - Bras del Port, Ternet. (Barre = 5 cm).
- e - Tapis algaire à *Lyngbia* (salinité : 40 g/l).
- Un tapis algaire (T1), à bords relevés par la dessiccation, fossilisé dans un niveau sableux (s), est surmonté par un nouveau tapis algaire (T2) dont les gaines s'organisent superficiellement en cônes caractéristiques du peuplement à *Lyngbia*.
 - Salin-de-Giraud, Etang de Galabert - Clos 1. (Barre = 2 cm).
- f - Section transversale d'un tapis algaire à *Microcoleus*, sous une croûte gypseuse (salinité : 160 g/l).
- De teinte générale noire sur cassure fraîche, il présente une lamination millimétrique.
 - Salin-de-Giraud, Montilles Vertes - Clos 2. (Barre = 1 cm).
- g - Section transversale d'un tapis algaire à *Microcoleus* (salinité : 130 g/l).
- Finement laminé, il présente une alternance de lamines millimétriques sombres, organiques, et claires, minérales.
 - Bras del Port, CO II. (Barre = 1 cm).

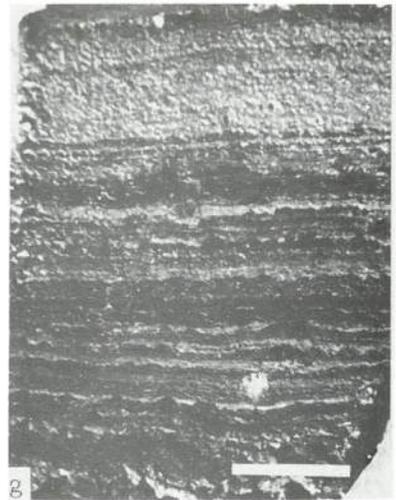
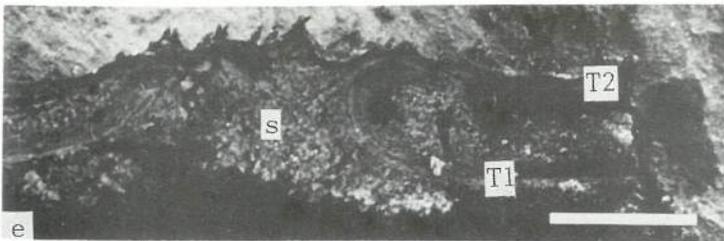
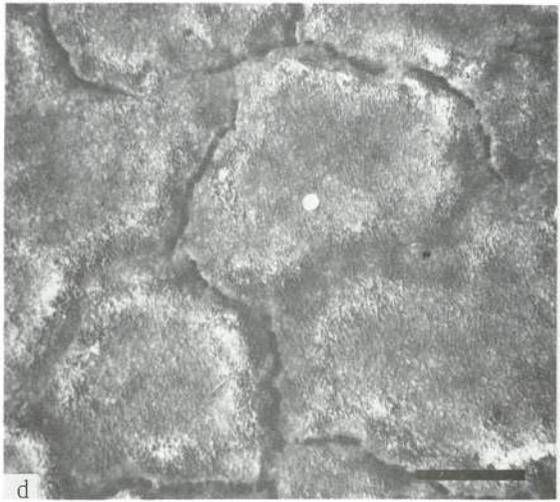
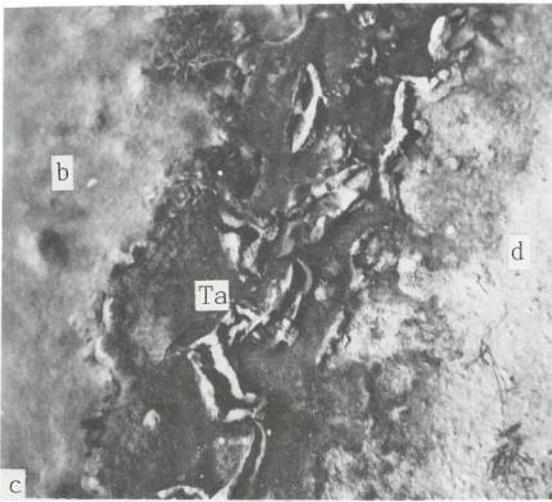
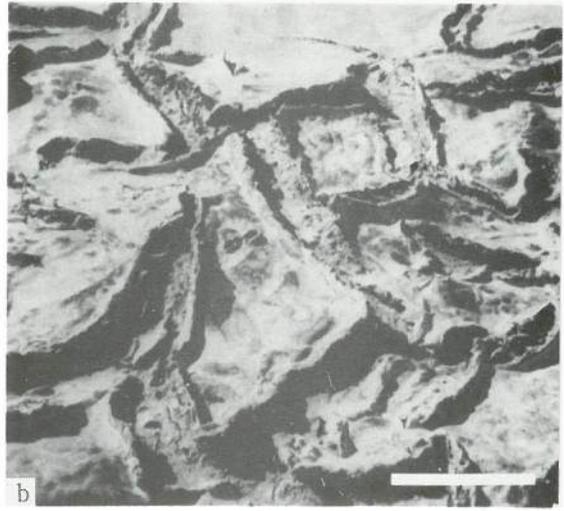


PLANCHE II

DEPOTS ACTUELS ASSOCIES AUX CYANOPHYCEES BENTHIQUES
SEQUENCES ELEMENTAIRES DE DEPOT

—
Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19.

- a et b - Lames superficielles d'un tapis algair laminé du domaine néritique (salinité : 55 g/l).
- Elles s'organisent en une séquence élémentaire de dépôt à trois termes : - al : lamine algair, - ar : lamine aragonitique, - d : lamine détritique.
 - Salin-de-Giraud, Quarantaine - Clos 1. (M.E.B. ; barre = 300 μm).
- c - Lames superficielles d'un tapis algair laminé du domaine algo-mésohalin (salinité : 110 g/l).
- Elles s'organisent en une séquence élémentaire de dépôt à deux termes : - al : lamine algair, - d : lamine détritique. Dès la seconde lamine sous la surface, les gaines algaires deviennent difficilement discernables par suite de la compaction.
 - Salin-de-Giraud, Esquineau - Clos 7. (M.E.B. ; barre = 150 μm).
- d - Détail de gaines de *Microcoleus chthonoplastes* (salinité : 110 g/l).
- Elles moulent les trichomes ou filaments algaires, dans la lamine algair superficielle.
 - Salin-de-Giraud, Esquineau - Clos 7. (M.E.B. ; barre = 20 μm).
- e - Détail d'une lamine aragonitique (salinité : 55 g/l).
- Les cristaux d'aragonite, de forme aciculaire, plus ou moins associés en rosettes, constituent une lamine traversée par une gaine subverticale de *Microcoleus*.
 - Salin-de-Giraud, Quarantaine - Clos 1. (M.E.B. ; barre = 20 μm).
- f - Détail d'une lamine détritique (salinité : 55 g/l).
- Constituée de particules diverses, difficilement identifiables, elle est traversée suivant une direction subverticale par une gaine algair déjà fortement déshydratée.
 - Salin-de-Giraud, Quarantaine - Clos 1. (M.E.B. ; barre = 20 μm).

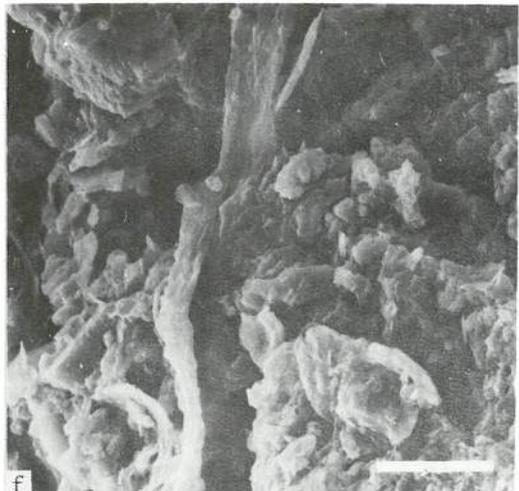
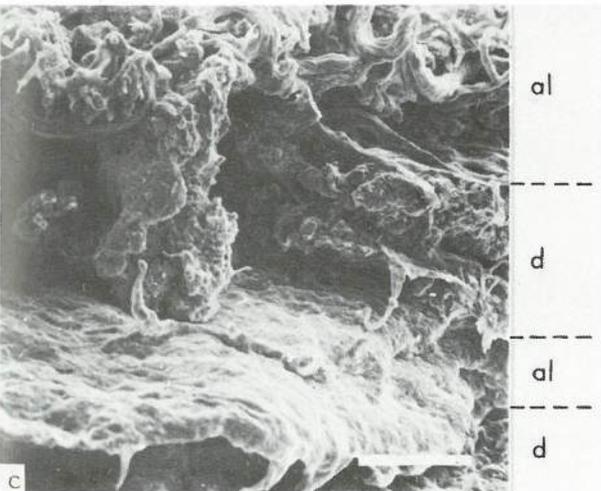
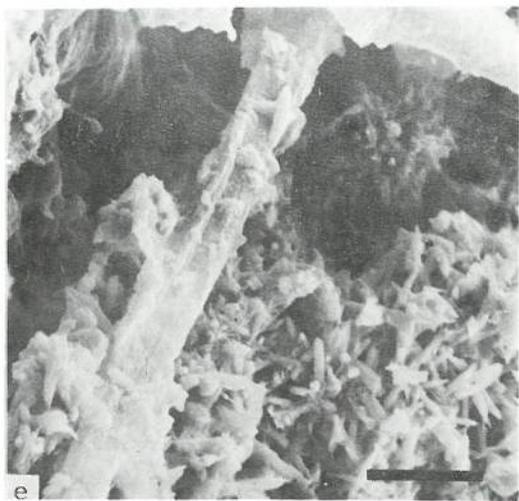
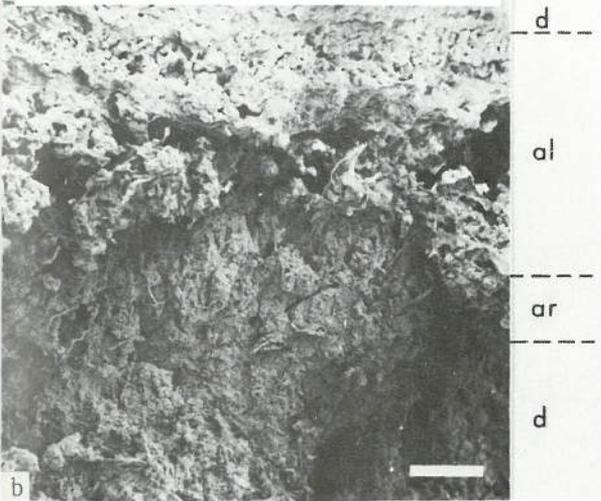
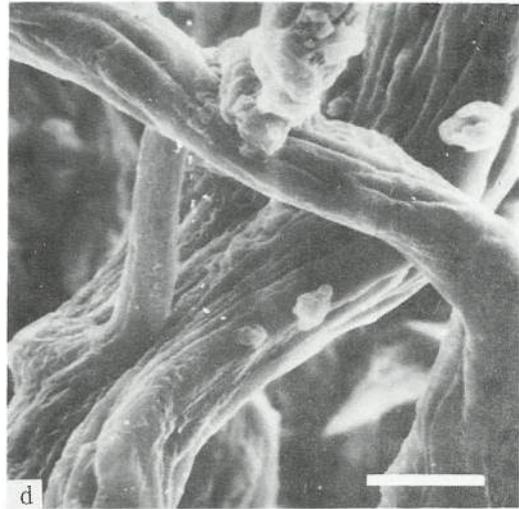
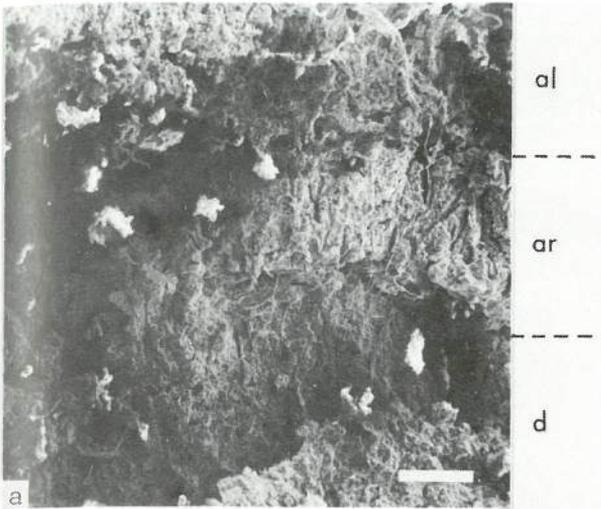


PLANCHE III

DEPOTS ACTUELS ASSOCIES AUX CYANOPHYCEES BENTHIQUES
SEDIMENTATION CARBONATEE

Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19 pour Salin-de-Giraud et la figure 21 pour Bonmati à Santa Pola.

- a - Détail des aiguilles d'aragonite superficielles (salinité : 55 g/l).
 - Les aiguilles d'aragonite, aux faces bien exprimées, sont situées immédiatement sous la lamine algale superficielle.
 - Salin-de-Giraud, Quarantaine - Clos I. (M.E.B. ; barre = 2,5 μ m).
- b - Détail des aiguilles d'aragonite "altérées" en profondeur (salinité : 55 g/l).
 - Dans le même échantillon que sur la vue précédente a, des aiguilles d'aragonite, à faces corrodées, sont observées à 2 cm sous la surface (M.E.B. ; barre = 2,5 μ m).
- c - Agrégats de petits cristaux dans un tapis algale fossile (salinité : 40 g/l).
 - Leur morphologie générale rappelle des aiguilles d'aragonite, peut-être transformées en calcite magnésienne.
 - Salin-de-Giraud, Etang de Galabert - Clos I. (M.E.B. ; barre = 1 μ m).
- d - Piégeage de cristaux de carbonate de calcium dans les mailles du réseau algale (salinité : 80 g/l).
 - Situés immédiatement sous la lamine algale superficielle, ces cristaux ont une morphologie plus ou moins allongée et leur agencement en rosettes évoque des cristaux d'aragonite.
 - Bonmati, BA 7. (M.E.B. ; barre = 4 μ m).
- e - Section transversale de la partie superficielle d'un tapis algale laminé (salinité = 60 g/l).
 - Elle montre une alternance de lamines algales riches en gaines et de niveaux à pelotes carbonatées sombres, associées à des grains de quartz clairs.
 - Bonmati, BA 5. (Lame mince ; barre = 0,5 mm).
- f - Détail d'une pelote carbonatée (salinité : 60 g/l).
 - Avec ses particules minérales de quelques microns, elle est entourée de gaines algales.
 - Bonmati, BA 5. (M.E.B. ; barre = 40 μ m).

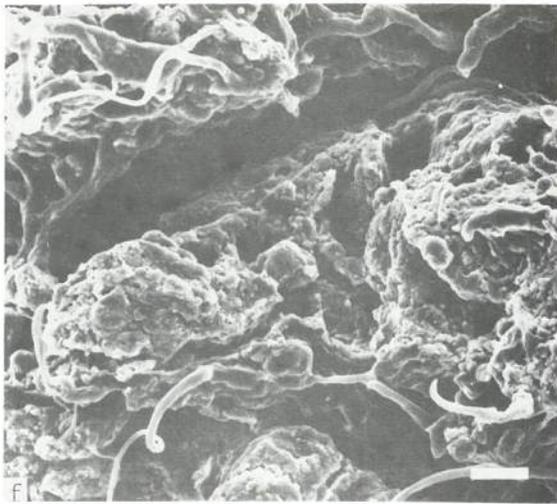
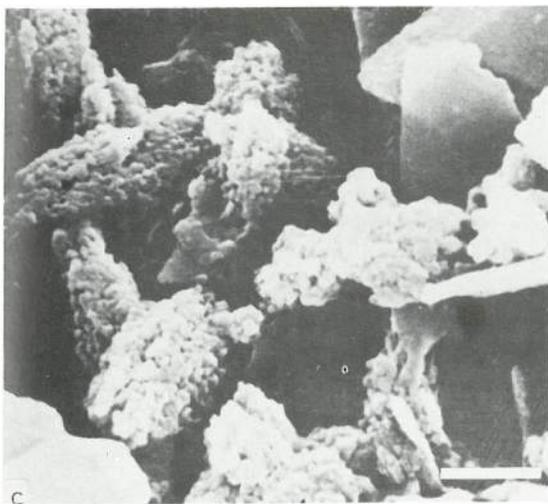
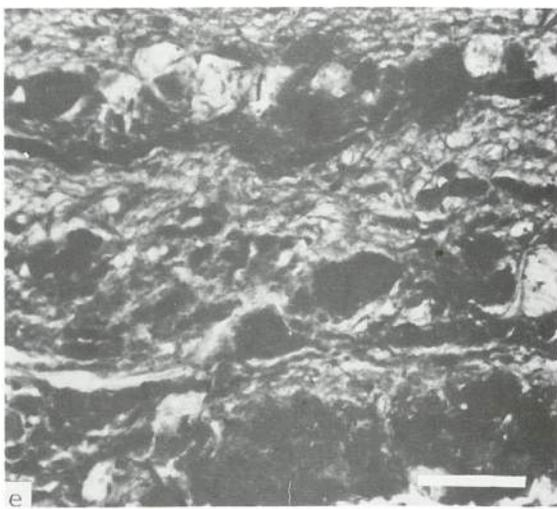
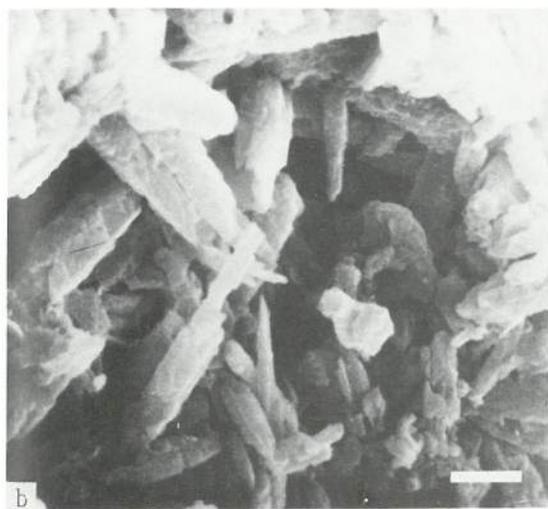
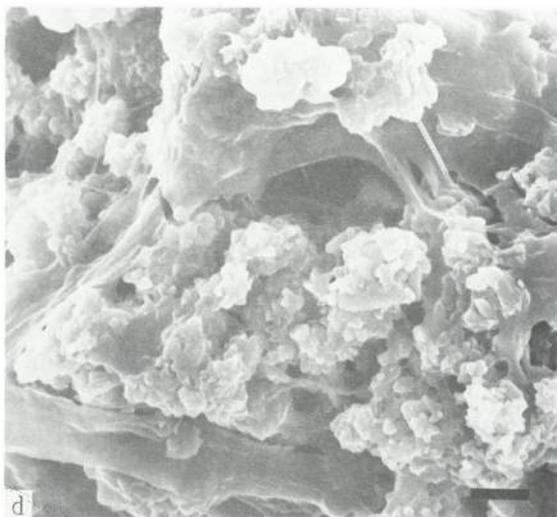
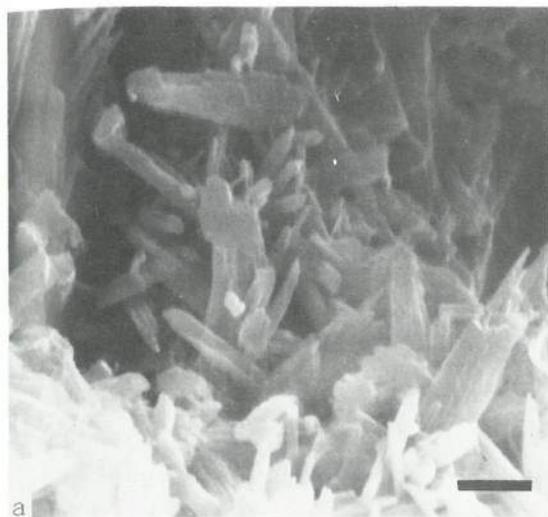


PLANCHE IV

DEPOTS ACTUELS ASSOCIES AUX CYANOPHYCEES BENTHIQUES
EVOLUTION DES CONSTITUANTS ORGANIQUES EN PROFONDEUR

—
Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 21.

- a - Lamine algale superficielle à *Microcoleus* (salinité : 80 g/l).
 - Avec ses gaines de *Microcoleus* bien différenciées, elle présente de nombreuses diatomées en surface, disparaissant immédiatement en profondeur par suite de la dissolution de leur test.
 - Bonmati, BA 7. (M.E.B. ; barre = 20 μ m).
- b - Test de foraminifère piégé (salinité : 115 g/l).
 - Les gaines de la lamine algale superficielle piègent le test de foraminifère, ainsi que des particules minérales.
 - Bras del Port, CO 1. (M.E.B. ; barre = 20 μ m).
- c - Frustule de diatomée brisé (salinité : 130 g/l).
 - La brisure résulte de l'effet de la compaction sur une lamine détritique, au sein d'un tapis algale.
 - Bras del Port, CO 11. (M.E.B. ; barre = 4 μ m).
- d - Lamine algale préservée en profondeur (salinité = 115 g/l).
 - Avec ses gaines bien différenciées en une structure aérée, elle est conservée à quelques millimètres sous la surface.
 - Bras del Port, CO 1. (M.E.B. ; barre = 100 μ m).
- e - Compaction de la lamine algale (salinité = 130 g/l).
 - Au sein du tapis les gaines sont devenues jointives, mais encore discernables, et s'organisent en une structure massive.
 - Bras del Port, CO 11. (M.E.B. ; barre = 10 μ m).
- f - Dans une lamine minérale, disparition en profondeur des gaines algales (salinité : 130 g/l).
 - Elles ne sont plus signalées que par des cavités à leur emplacement antérieur. Les cristaux s'agencent en agrégats qui évoquent des rosettes.
 - Bras del Port, CO 11. (M.E.B. ; barre = 4 μ m).

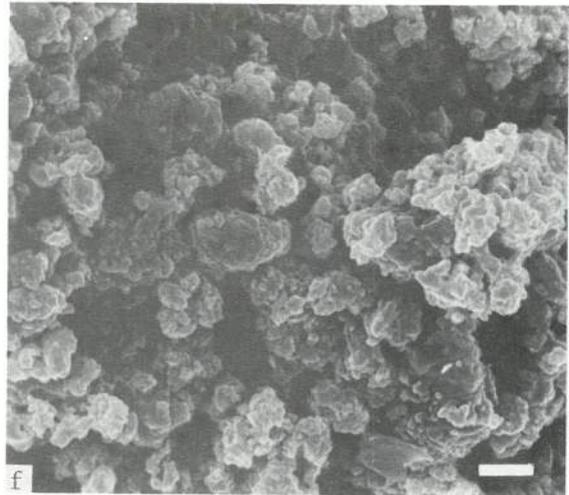
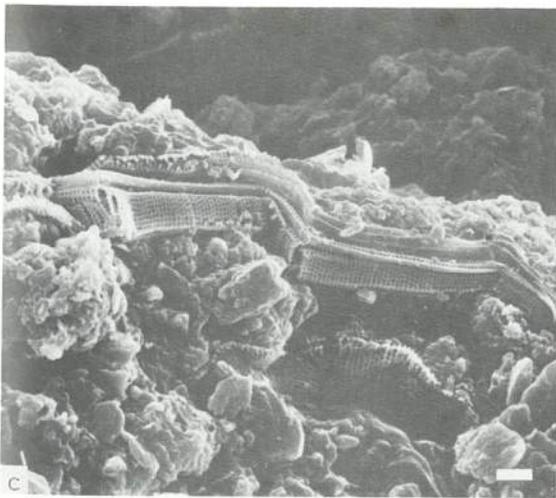
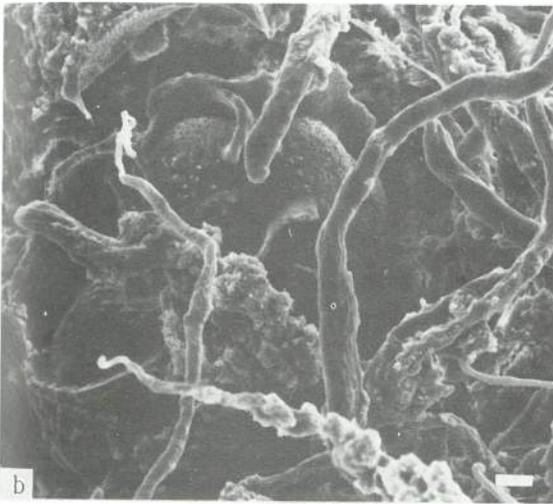
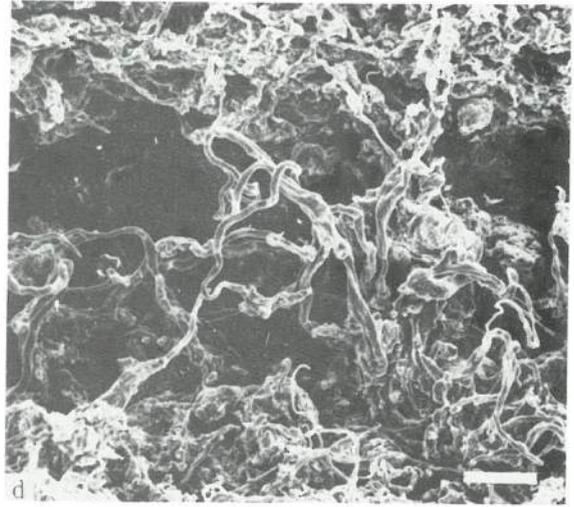
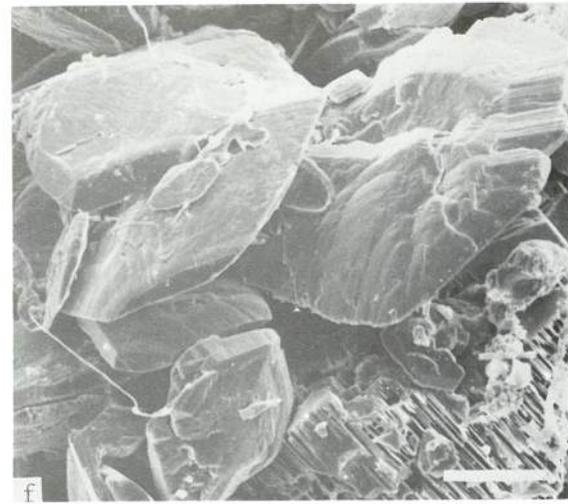
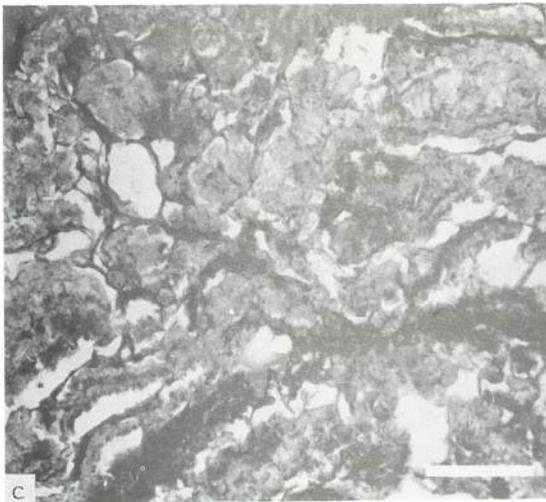
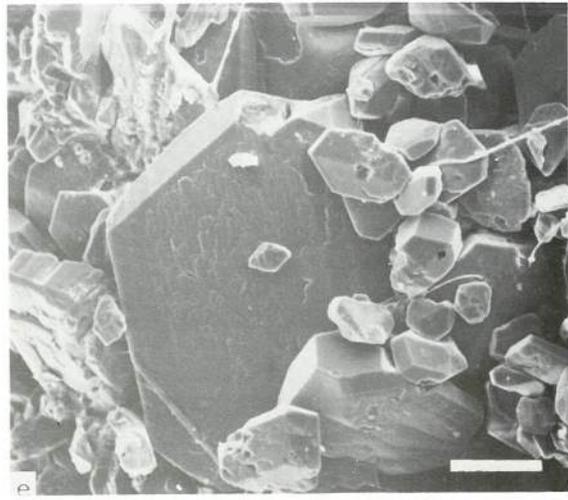
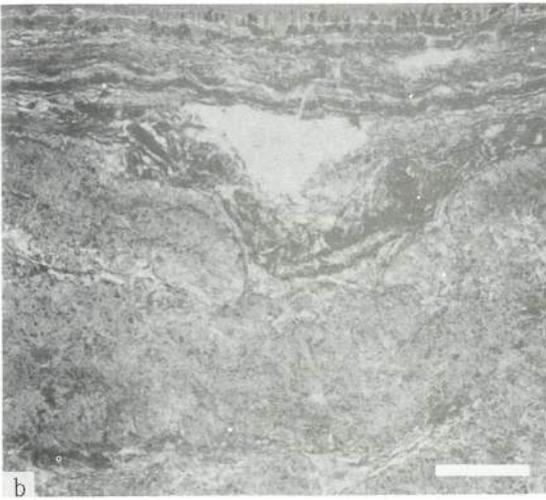
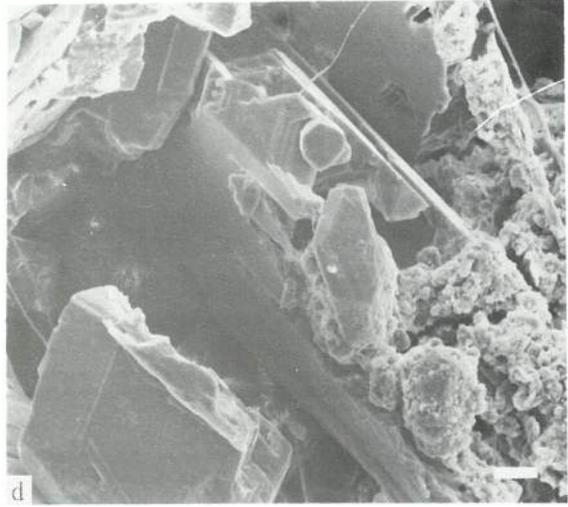
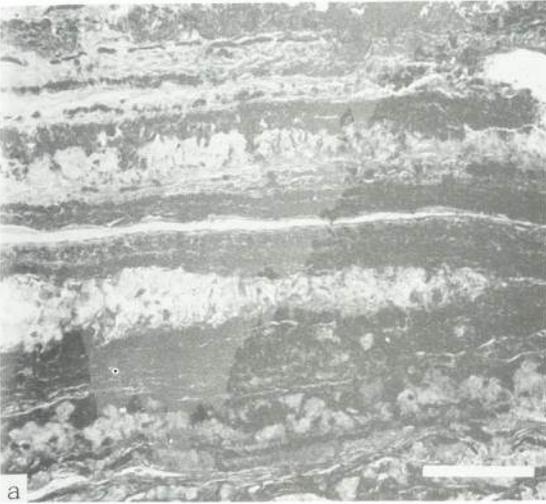


PLANCHE V

DEPOTS ACTUELS ASSOCIES AUX CYANOPHYCEES BENTHIQUES
DIAGENESE GYPSEUSE

—
Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 21.

- a - Tapis algaire gypsifié (salinité : 135 g/l).
 - Le gypse, en clair, se développe sous forme de nodules ou de lentilles très allongées parallèlement à la lamination.
 - Bras del Port, CO 10. (Lame mince ; barre = 2 mm).
- b - Reliques de tapis algaire dans un niveau gypsifié (salinité : 130 g/l).
 - Les reliques de structures algaires, de teinte sombre, sont parallèles à la lamination.
 - Bras del Port, CO 10. (Lame mince ; barre = 2 mm).
- c - Structure en "grillage" dans un niveau gypsifié (salinité : 325 g/l).
 - Observée à 8 cm de profondeur, sous un dépôt halitique, elle déforme totalement la lamination du tapis algaire originel dont il ne subsiste que quelques reliques de teinte sombre.
 - Bras del Port, CO 23. (Lame mince ; barre = 2 mm).
- d - Cristal de gypse incomplètement formé (salinité : 130 g/l).
 - Situé au contact d'une lamine minérale dans un tapis algaire, il présente une forme cristalline inachevée.
 - Bras del Port, CO 10. (M.E.B. ; barre = 40 μ m).
- e - Cristaux de gypse tabulaires (salinité : 130 g/l).
 - Ils se développent dans un tapis algaire dont on distingue encore quelques gaines.
 - Bras del Port, CO 10. (M.E.B. ; barre = 100 μ m).
- f - Cristaux de gypse lenticulaires (salinité : 130 g/l).
 - Ils se développent dans un tapis algaire dont il subsiste quelques gaines. L'état de surface des cristaux est irrégulier et l'un d'entre eux montre nettement ses plans de clivage.
 - Bras del Port, CO 10. (M.E.B. ; barre = 100 μ m).



Cette couche algale muqueuse orangée supporte des salinités très élevées puisqu'elle subsiste à la surface des croûtes de gypse consolidées jusqu'à des salinités de l'ordre de 250 g/l.

CONCLUSION

Les peuplements à cyanophycées benthiques évoluent au fur à mesure que la salinité augmente, d'abord à *Lyngbia aestuarii* et *Microcoleus chthonoplastes*, puis à *Microcoleus* seul et enfin à *Aphanothece* sp.

L'étude des tapis algaires laminés dans les marais salants permet de bien mettre en évidence, dans la genèse de ces dépôts, l'importance du mécanisme originel de concurrence entre la croissance algale et le dépôt de sédiment détritique. L'interstratification de lamines aragonitiques dans le domaine néritique et de lamines de gypse au début du domaine gypseux, fait ressortir un autre mécanisme générateur de la lamination, lié à des fluctuations de la salinité.

Si la matière vivante et organique ne semble pas bien se conserver dans le sédiment, la conservation de la structure finement laminée est par contre possible jusqu'à une certaine profondeur, d'ordre décimétrique, où elle disparaît brutalement sous l'effet d'une diagenèse précoce et intense.

Enfin, la mise en évidence d'une diagenèse gypseuse sous-aquatique doit être prise en compte dans l'interprétation des séries anciennes dans lesquelles les nodules sulfatés ne sont pas forcément liés à un environnement de sebkha supratidale.

CHAPITRE 6

DÉPOTS GYPSEUX

INTRODUCTION

Ces dépôts gypseux sont d'origine sous-aquatique et par là-même, s'opposent aux gypses de diagenèse précoce subaérienne, formés au sein du sédiment et abondamment décrits dans la littérature (Masson, 1955 ; Kinsman, 1966 ; Shearman, 1966 ; Butler, 1970).

C'est sur le fond des bassins, directement au contact de la saumure et par précipitation directe à partir de celle-ci, que se développent les dépôts gypseux, dans une tranche de salinité comprise entre 150 et 320 g/l. Il faut signaler une coprécipitation très limitée dans le domaine de la halite.

Ces dépôts sont généralement constitués par des croûtes, le plus souvent litées, plus rarement formées d'une seule couche de cristaux. En outre, des cristaux, soit épars, soit assemblés en niveaux sableux, se développent, comme évoqué dans le chapitre précédent, au début du domaine de précipitation du gypse et dans certains cas sous les croûtes gypseuses. Les cristaux de gypse présentent une morphologie généralement prismatique, et sont de type sélénite, tendant dans certains cas vers des formes aciculaires. Le terme de sélénite a été choisi par analogie avec les cristaux de même nom, abondamment décrits dans les formations messiniennes du pourtour méditerranéen (entre autres : Schreiber *et al.*, 1976 ; Rouchy, 1982) et désigne des cristaux de gypse, transparents et zonés, dont l'allongement, parallèle au plan de clivage (010), est perpendiculaire à la stratification.

L'étude du comportement du strontium dans les saumures et les cristaux de gypse doit permettre de progresser dans les relations entre la teneur en cet élément et la salinité des milieux de dépôt.

I – SALIN-DE-GIRAUD

Les dépôts gypseux de Salin-de-Giraud ont fait l'objet de plusieurs publications (Geisler, 1981 et 1982-a) dont les éléments sont repris ici. L'extension du domaine gypseux est indiquée sur la figure 19.

A – TYPES DE DÉPOTS ET LEUR DISTRIBUTION

1 – TYPES DE DÉPOTS

a – NON CONSOLIDÉS

Associés aux développements algaires à *Aphanothece*, ils ont été évoqués dans le chapitre précédent et ne sont rappelés ici que pour mémoire. Les cristaux de gypse, de taille inframillimétrique à millimétrique, y sont dispersés dans une matrice rouge-brique.

De minces niveaux millimétriques de sable gypseux, alternant avec des lamines algaires, ont également été observés par Dulau (1983).

b - CROUTES

A Salin-de-Giraud, les dépôts gypseux correspondent essentiellement à des croûtes de cristaux prismatiques, de type sélénite, allongés perpendiculairement au fond des bassins. En fonction de la taille des cristaux et de l'aspect lité ou non, deux types de croûtes peuvent être distingués.

Les croûtes simples, à aspect mamelonné (Pl. VI-a), sont constituées par une seule couche de cristaux de taille centimétrique (Pl. VI-b).

Les croûtes litées sont formées par la superposition de couches successives de cristaux de plus petite taille, millimétriques à inframillimétriques (Pl. VI-d). Elles présentent souvent un réseau polygonal de craquelures qui peut être mis en relation, comme pour les tapis algaires, avec une dessiccation liée à l'exondation hivernale.

2 - DISTRIBUTION DES DÉPÔTS

Dans le domaine de précipitation du gypse, qui débute pour une salinité de 150 g/l, les dépôts non consolidés en sont les premières manifestations. Les croûtes simples se développent pour des salinités de l'ordre de 250 à 300 g/l. Les croûtes gypseuses finement litées appartiennent à deux domaines de salinité, d'une part entre 150 et 250 g/l, d'autre part entre 300 et 320 g/l (fig. 32).

Cette distribution des dépôts gypseux montre que la taille des cristaux n'est pas fonction de la salinité puisqu'elle augmente jusqu'à 300 g/l, avec un maximum de plusieurs centimètres dans les croûtes simples, puis elle diminue jusqu'à l'apparition de la halite.

Comme dans le cas des dépôts associés aux cyanophycées benthiques, les faciès de plus forte salinité se développent d'abord sur les zones hautes où la tranche d'eau est la plus faible. Ce phénomène est particulièrement net dans les bassins où les croûtes gypseuses simples à sélénites apparaissent sur des bombements du fond sous forme d'îlots à fleur d'eau, alors que dans les creux il n'y a que de petits cristaux de gypse dispersés dans une matrice rouge-brique (Clos des Vaches).

B - CROUTES GYPSEUSES SIMPLES A SÉLÉNITES

Elles se développent dans les bassins où le gypse est le seul dépôt lié à l'activité du salin (Clos des Vaches, Jeux de la Tour).

1 - DESCRIPTION

Ces croûtes sont formées par la juxtaposition, sur une seule couche, de sélénites présentant un allongement perpendiculaire à la surface du substratum (Pl. VI-b). Ces cristaux sont allongés parallèlement au clivage (010) et effilés vers le bas (Pl. VII-c). Lorsque la salinité augmente, les faces bien exprimées des cristaux deviennent courbes ; c'est particulièrement net dans les bassins avant la précipitation de la halite. Des cristaux comparables ont été décrits dans les salins d'Aigues-Mortes (Lacroix, 1910).

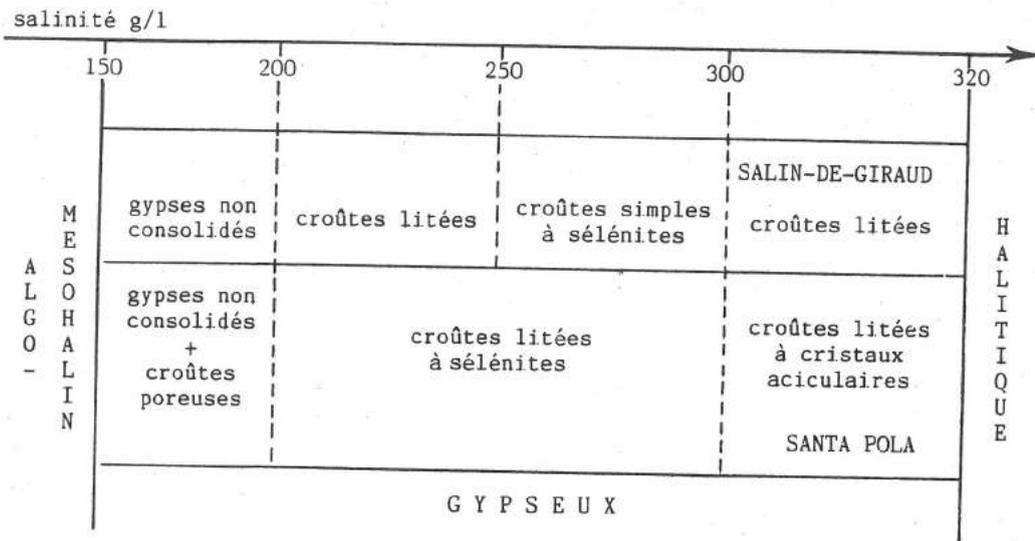


Fig. 32. - Distribution des dépôts gypseux en fonction de la salinité.

A leur partie inférieure, les cristaux sont couverts de cyanophycées auxquelles s'associent tout à fait à la base des bactéries (Cornée, 1983). Ces organismes procaryotes déterminent deux niveaux superposés de teintes respectivement verte et lie de vin (Pl. VII-c). L'association des croûtes de gypse avec la matière vivante est un caractère constant pour l'ensemble du salin.

Les sélénites montrent une zonation, parallèle aux faces de croissance, résultant de l'alternance de bandes blanches, laiteuses, inframillimétriques, et de zones plus sombres de 1 à 2 mm de puissance (Pl. VI-b). Cet aspect très caractéristique des gypses des salins méditerranéens avait déjà attiré l'attention de A. Lacroix (1910) et surtout de G. Deicha (1966) qui l'a décrit en détail dans le salin de Villeroy (Hérault).

A partir de l'observation microscopique de lamelles de clivage des sélénites, la nature et la distribution des différentes zones de croissance apparaissent très nettement (Pl. IX-a). Les zones plus sombres, observées macroscopiquement, correspondent à du gypse limpide et les bandes blanches résultent de la présence, dans le réseau cristallin, de nombreuses imperfections constituées par des inclusions solides et fluides, dont certaines assez grosses, de quelques centaines de microns de longueur en moyenne, en forme de V (Pl. VIII-a), et d'autres beaucoup plus petites, de quelques dizaines de microns, en forme de cristaux négatifs (Pl. VIII-b). Les inclusions solides, de quelques microns à quelques dizaines de microns (Pl. VIII-c), sont de nature variée, principalement des argiles observées en microscopie électronique à balayage, de la calcite détectée en diffractométrie X et des cristaux de gypse dont la morphologie apparaît au microscope optique à l'extinction. On y a même trouvé des diatomées de petite taille, de l'ordre de 20 microns (Pl. IX-d et e).

Chaque couple formé par une bande à inclusions et une bande de gypse limpide correspond à une séquence élémentaire de croissance (fig. 33 ; Pl. IX-b).

2 - MÉCANISMES DE CROISSANCE

La zonation des cristaux a pu être reproduite expérimentalement sous l'effet de variations de salinité du milieu générateur (Sabouraud, 1976-a). D'après ces travaux, les niveaux riches en inclusions fluides correspondent à des arrivées dans les bassins d'eaux plus diluées et plus ou moins chargées en particules détritiques que l'on retrouve en inclusions solides (argiles, calcite). La présence de diatomées dans ces niveaux à inclusions constitue un argument supplémentaire en faveur d'une dilution périodique.

Alors que le gypse limpide correspond à une croissance lente, les niveaux riches en inclusions solides traduisent une croissance cristalline rapide (Kastner, 1970) qui se manifeste donc ici à la faveur d'épisodes de dilution, lors de la reprise de croissance. Il est évident que des particules solides peuvent parvenir dans un bassin sans phénomène de dilution, par suite de l'érosion des berges ou d'apports éoliens. Ces événements ne sont sans doute pas archivés dans les cristaux de gypse qui repoussent les particules solides lorsqu'ils croissent plus lentement à l'équilibre.

La présence de minuscules cristaux de gypse de quelques microns dans ces niveaux riches en inclusions est liée à un autre phénomène. De tels cristaux, de morphologie tabulaire, se forment en effet dans les eaux superficielles où ils ont été reconnus par filtration (Pl. VII-a) ; ils tombent ensuite au fond où ils peuvent servir de germes au développement de la croûte gypseuse ou bien se déposer sur des cristaux déjà formés et y être ultérieurement inclus lors d'une phase de croissance plus rapide. Ce phénomène a également été observé dans le salin d'Aigues-Mortes et semble caractéristique des gypses sous-aquatiques (Sabouraud, 1976-b).

Cette zonation met en évidence le caractère rythmique de la croissance des sélénites. Chaque séquence élémentaire de croissance correspond à l'enregistrement d'une légère fluctuation de salinité dans le milieu de dépôt où le niveau riche en inclusions marque un épisode de dilution (fig. 33).

Par suite de l'assèchement hivernal de ce salin, on peut mettre en évidence une séquence annuelle de dépôt dans les sélénites. Cette séquence est caractérisée par une alternance serrée de bandes, d'une part inframillimétriques, à inclusions, et d'autre part limpides, qui se répète 4 à 5 fois et se termine par un niveau limpide plus développé, de l'ordre de 2 mm, limité vers le haut par une surface irrégulière (Pl. IX-b). Dans ces conditions, les alternances serrées de la base correspondent aux fluctuations de la concentration des eaux (séquence élémentaire de croissance) avant que ne s'établisse un régime évaporatoire stable qui dépose la zone limpide terminale. L'assèchement hivernal expose les cristaux aux agents atmosphériques et se traduit par une surface de dissolution (fig. 33).

Ce mécanisme de croissance estivale et de corrosion hivernale est bien illustré par des manchons de gypse centimétriques développés autour de végétaux ; ils montrent en été une zone limpide externe, de 2 à 3 mm d'épaisseur, avec de belles faces cristallines (Pl. VII-e) et en hiver une surface de dissolution très irrégulière (Pl. VII-f). En général, les cristaux présentent en hiver des figures de corrosion accentuant les plans de clivage et sont parfois hérissés de minuscules baguettes de gypse, inframillimétriques à millimétriques (Pl. X-e). Celles-ci ont pu être précipitées par les eaux de dissolution qui se sont chargées en calcium et en sulfate et ont atteint localement la saturation en gypse.

Les données isotopiques (Pierre, 1982 ; Pierre et Fontes, 1982) confirment ce mécanisme, puisque le sulfate aqueux de l'eau de cristallisation des gypses présente des teneurs en oxygène lourd plus faibles en hiver qu'en été. Ce phénomène résulte en effet de dissolutions et reprécipitations à partir d'eaux de mélange, où intervient l'eau météorique, lorsque la saturation en gypse est de nouveau atteinte à la surface des cristaux.

La surface de dissolution hivernale constitue donc l'interface entre les séquences annuelles où la base d'une séquence cicatrise et comble les irrégularités du sommet de la précédente. Cette discontinuité majeure est assimilable à un diastème sédimentaire.

C - CROUTES GYPSEUSES LITÉES

Leur développement est associé aux bassins de début de précipitation du gypse (Gargatte - Clos 2, Siffleurs - Clos 1) et à ceux où commencent à coexister le gypse et la halite (Etangs de Faraman). Les premiers bassins subissent un assèchement hivernal et les seconds restent pratiquement en eau toute l'année avec des saumures plus diluées en hiver, correspondant au rassemblement des saumures évoluées du salin qui ne sont pas rejetées à la mer en fin de période de production.

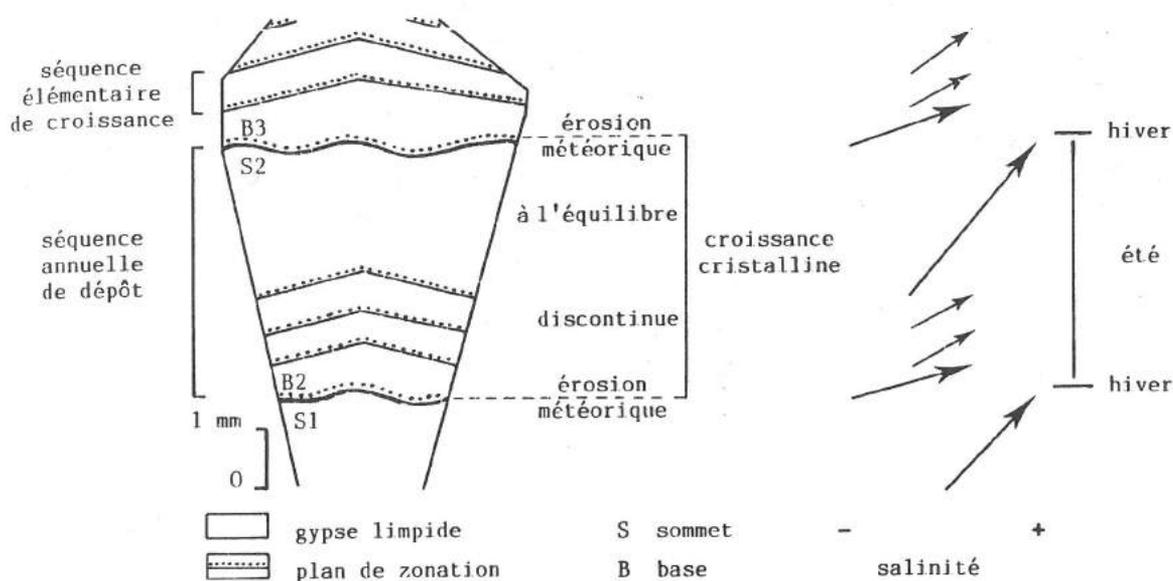


Fig. 33. - Séquences élémentaires de croissance et annuelle de dépôt, avec indication de leurs mécanismes de genèse, dans les sélénites des croûtes gypseuses simples de Salin-de-Giraud.

1 - DESCRIPTION

Elles présentent un aspect lité résultant de la superposition de plusieurs couches de cristaux, c'est-à-dire autant de croûtes élémentaires (Pl. VI-d). Chacune d'elles comporte des cristaux de gypse inframillimétriques à la base, à partir desquels se développent des cristaux millimétriques dont l'allongement est perpendiculaire au substratum. Entre deux croûtes élémentaires successives, il existe souvent des vides au contact entre le sommet des cristaux de gypse millimétriques et la base de la croûte suivante. Dans certains cas, des cristaux de gypse peuvent traverser plusieurs croûtes élémentaires en continuité cristallographique.

Les peuplements, vert à cyanophycées et rouge bactérien, se retrouvent à la base de la croûte élémentaire supérieure, comme cela a déjà été décrit dans le cas des croûtes gypseuses simples à sélénites.

2 - MÉCANISMES DE CROISSANCE

Le caractère lité de ces croûtes met en évidence une inhibition à la poursuite de la croissance des cristaux d'une croûte élémentaire, selon un mécanisme suggéré par B.C. Schreiber et E. Schreiber (1977).

Si l'on se reporte aux bassins de début de précipitation de la halite (fig. 34-B), il est aisé en effet de faire appel au développement estival de celle-ci comme agent inhibiteur. Ce phénomène s'explique d'autant mieux si les premiers germes de gypse, initiateurs de la croûte suivante, se déposent sur les restes de la croûte halitique, incomplètement dissoute par les saumures hivernales plus diluées. Ce mode de développement est confirmé par les cavités qui existent souvent entre deux croûtes successives (Pl. VI-d). Ainsi, la halite superficielle joue un rôle de barrière physico-chimique, empêchant la croissance du gypse sous-jacent.

Dans le cas des bassins de début de précipitation du gypse (fig. 34-A), l'agent inhibiteur de la poursuite de croissance des cristaux de la croûte superficielle n'apparaît pas nettement. Peut-être faut-il faire appel à des développements organiques, dernières manifestations du domaine des tapis algaires avant que les saumures n'atteignent le point de satura-

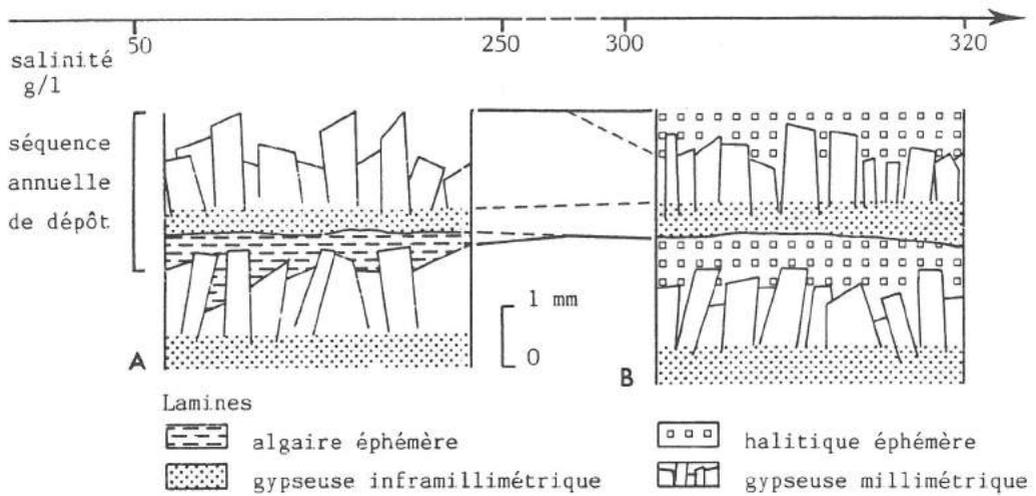


Fig. 34. - Séquences annuelles de dépôt dans les croûtes gypseuses litées de Salin-de-Giraud.

- A) Au début du domaine gypseux, avec une lamine algaire basale, ultérieurement détruite. - B) A la fin du domaine gypseux, avant les tables salantes, avec une lamine halitique sommitale, ultérieurement dissoute.

tion en gypse lors de la remise en eau du salin au printemps. L'observation d'une couche algaire à *Aphanotheca* sur des croûtes gypseuses dans les salins de Santa Pola permettra de confirmer cette hypothèse.

Les croûtes litées sont donc localisées dans les zones extrêmes du domaine de précipitation du gypse où de légères fluctuations de salinité peuvent faire basculer le milieu générateur du gypse dans le domaine algaire ou halitique. Ces variations de salinité ont un caractère essentiellement annuel, lié à l'activité du salin : remise en eau printanière avec des saumures sous-saturées et évaporation estivale (fig. 35).

L'analyse des mécanismes de croissance dans les croûtes gypseuses litées permet donc de donner aux croûtes élémentaires valeur de séquences annuelles de dépôt. On dénombre effectivement dans le salin au moment de l'étude autant de séquences annuelles de croissance dans les cristaux (Pl. IX-a) que de croûtes élémentaires superposées (Pl. VI-d).

D - ÉVOLUTION DES CROUTES GYPSEUSES

Les croûtes de gypse reposent sur un sable gypseux qui résulte de l'attaque et de la destruction des cristaux sur place, comme le confirment d'une part le caractère corrodé de la base des cristaux (Pl. IX-a), et d'autre part l'aspect fracturé et également corrodé des grains du sable, par ailleurs mal classé, avec des éléments inframillimétriques à millimétriques, atteignant plusieurs millimètres. Pour ce faire deux agents sont à considérer : les précipitations atmosphériques hivernales et le rôle des algues et des bactéries à la base des cristaux.

Les bactéries, en particulier les sulfo-réductrices, jouent probablement un rôle dans la destruction des cristaux de gypse (Cornée, 1983).

Cependant la corrosion par dissolution au cours de l'émersion hivernale est sans doute prépondérante, comme le montre l'absence de sable gypseux dans les bassins qui restent en eau toute l'année. A cela s'ajoute l'action mécanique de la masse organique, surtout algaire, autour et dans les clivages des cristaux qu'elle corrode et fragmente (Pl. X-f). La destruction est rapide, car les zonations observées sur les cristaux ne couvrent que quelques saisons. L'épaisseur du sable finit par l'emporter sur celle de la croûte, comme cela a pu être mis en évidence par des carottages (croûte = 1 cm, sable = 10 cm).

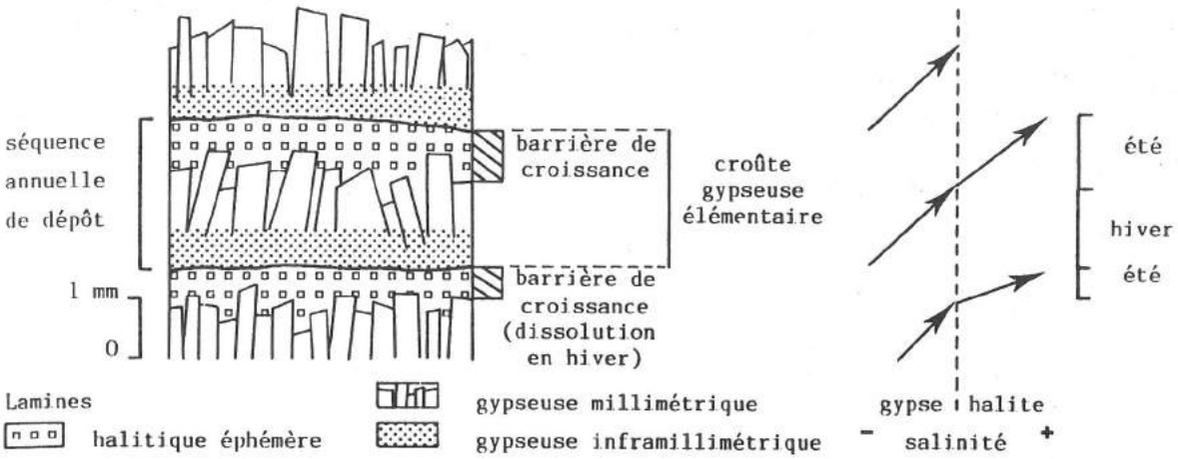


Fig. 35. - Mécanismes de genèse des croûtes gypseuses litées, sur l'exemple des bassins avant les tables salantes, à Salin-de-Giraud.

Ce sable des destruction des croûtes ne doit pas être confondu avec les interstratifications de sable gypseux dans les tapis à *Aphanotheca* au début du domaine gypseux qui ont vraisemblablement une origine tout à fait différente et résultent de l'accumulation de cristaux de gypse formés par précipitation chimique.

II - SANTA POLA

Les dépôts gypseux des salins de Santa Pola font l'objet d'une publication (Orti Cabo, Pueyo Mur, Geisler-Cussey et Dulau, 1984) qui sert de fondement à cette étude. L'extension du domaine gypseux est donnée sur la figure 21.

A - TYPES DE DÉPÔTS ET LEUR DISTRIBUTION

1 - TYPES DE DÉPÔTS

a - NON CONSOLIDÉS

Comme cela a été décrit dans le chapitre précédent, ces dépôts se présentent sous forme de cristaux de gypse dispersés dans une masse algaire muqueuse orangée à *Aphanotheca*. Ces cristaux ont un aspect émoussé et corrodé (Pl. VII-b). Ils forment aussi des niveaux sableux intercalés dans les tapis à *Aphanotheca*.

b - CROUTES

Les croûtes de gypse sont toutes litées, mais elles se distinguent par des cristaux dont la morphologie dominante est différente.

Les *croûtes poreuses*, formées de petits agrégats arrondis de nature gypseuse et mélangés avec de la matière organique muqueuse orangée à *Aphanotheca* ou surmontés

par elle, se développent à différents niveaux dans le sédiment et constituent des dépôts plus ou moins bien lités, dont la puissance ne dépasse pas généralement quelques centimètres. La porosité provient de l'arrangement assez lâche de ces agrégats gypseux et sans doute de la disparition de la matière organique associée. Les agrégats gypseux arrondis ont des diamètres de l'ordre de 5 à 6 mm et sont formés de cristaux lenticulaires, souvent associés en rosettes (Orti Cabo *et al.*, 1984).

Les *croûtes à sélénites*, à litage centimétrique, constituées de cristaux à allongement perpendiculaire au substratum (Pl. VI-c), ressemblent beaucoup aux croûtes simples de Salin-de-Giraud, mais ici elles sont superposées (Bonmati-BA 10, Bras del Port-CO 18).

Les *croûtes à cristaux aciculaires* à litage plus fin, essentiellement formées de cristaux de gypse de taille millimétrique (Pl. VI-e) présentent souvent une forte porosité (Pl. VI-f) (Bras del Port - CO15, CO 31, CO 23).

Des peuplements de teinte verte à cyanophycées et de teinte rouge à bactéries se retrouvent de façon plus ou moins nette en association avec tous ces dépôts gypseux, comme cela a déjà été signalé à Salin-de-Giraud. Ils sont généralement localisés à la base du lit gypseux superficiel.

Contrairement à ce qui se produit à Salin-de-Giraud, les dépôts gypseux sont conservés en profondeur et peuvent atteindre plusieurs décimètres de puissance. Il ne se forme pas de sable gypseux issu de la destruction des croûtes car les salins de Santa Pola ne subissent pas d'exondation saisonnière.

2 - DISTRIBUTION DES DÉPÔTS

Comme à Salin-de-Giraud, les dépôts gypseux non consolidés, ainsi que les croûtes poreuses, marquent le début du domaine gypseux pour des salinités de 150 à 200 g/l. Ce sont ensuite les croûtes à sélénites qui se développent dans une fourchette de salinité entre 200 et 300 g/l. Enfin, les croûtes à cristaux de gypse aciculaires correspondent aux salinités les plus élevées entre 300 et 320 g/l (fig. 32).

La taille des cristaux dans les dépôts gypseux n'évolue pas en fonction de la salinité et montre aussi à Santa Pola un maximum avec les gypses sélénite.

B - CROUTES GYPSEUSES LITÉES A SÉLÉNITES

1 - DESCRIPTION

Leur litage résulte de la superposition de croûtes gypseuses élémentaires, formées chacune d'une seule couche de cristaux plus ou moins jointifs (Pl. VI-c). Ces croûtes élémentaires présentent généralement à leur base un niveau de cristaux inframillimétriques à millimétriques (Pl. X-b), à partir desquels se développent, perpendiculairement au litage, des sélénites de taille centimétrique. Lorsque les sélénites ne se développent pas, on observe la superposition de plusieurs croûtes successives à cristaux de gypse millimétriques. Au sommet, ces croûtes montrent souvent des cavités, alors que la base de la croûte élémentaire suivante forme un niveau continu.

À l'époque de l'échantillonnage (septembre), il existait souvent à la surface des croûtes une couche muqueuse orangée à *Aphanothece* dont la présence est signalée au M.E.B. après séchage par un film organique superficiel dans lequel se trouvent encore des diatomées de très petite taille, de l'ordre d'une vingtaine de microns (Pl. X-a). Celles-ci sont comparables à celles observées en inclusions le long d'un plan de zonation dans des sélénites de Salin-de-Giraud.

Les sélénites sont allongés parallèlement à leur plan de clivage (010) et présentent une zonation millimétrique parallèlement à leurs faces de croissance, comme à Salin-de-

Giraud. Par contre les plans de zonation, de puissance inframillimétrique, sont de teinte noire, évoquant une présence de matière organique qui est confirmée par l'observation au M.E.B. En effet, une surface de cassure le long d'un de ces plans de zonation permet d'observer de la matière organique qui a la propriété de se craqueler sous le faisceau électronique (Pl. IX-c).

La présence de plans de zonation dans les sélénites des croûtes élémentaires permet de définir une séquence élémentaire de croissance caractérisée par la superposition d'une bande à inclusions et d'une bande de gypse limpide. Cette séquence est comparable à celle qui est décrite dans les sélénites de Salin-de-Giraud (fig. 33).

2 - MÉCANISMES DE CROISSANCE

La croûte de gypse élémentaire correspond à un épisode de croissance des cristaux sans interruption majeure, si ce ne sont de légers développements algaires inscrits au niveau des zonations des cristaux qui déterminent les séquences élémentaires de croissance. Celles-ci correspondent sans doute à de légères fluctuations de la salinité dans les bassins.

Dans la croissance des cristaux de gypse, l'interruption majeure, qui détermine le litage, est liée au développement à la surface de la croûte d'une couche algale muqueuse à *Aphanothece* par suite d'une dilution prolongée du milieu, confirmée par la présence de diatomées (Pl. X-a). Cette couche organique empêche la poursuite de croissance des cristaux, lorsque les conditions redeviennent favorables à la formation du gypse. C'est pourquoi la croûte élémentaire suivante débute par la précipitation de cristaux inframillimétriques qui serviront de germes aux sélénites. La couche organique est détruite ultérieurement et laisse les vides observés au sommet des croûtes élémentaires. Enfin, des épisodes rapprochés de développement algair important ne permettent que la superposition de croûtes élémentaires à cristaux de gypse millimétriques.

L'étude ponctuelle dans le temps de ces salins ne permet pas de connaître la périodicité de ces phénomènes, ni d'attribuer un espace temps à la croûte gypseuse élémentaire. Par contre, le fonctionnement particulier du marais salant de Salin-de-Giraud permet de conférer une valeur annuelle à ces croûtes élémentaires (fig. 34-A).

C - CROUTES GYPSEUSES LITÉES A CRISTAUX ACICULAIRES

1 - DESCRIPTION

Ce type de dépôt apparaît dans les "cabeceras" proches de la saturation en sel où la précipitation de la halite est déjà possible.

Le litage résulte de la superposition de croûtes élémentaires de quelques millimètres à 1 centimètre de puissance (Pl. VI-f). Ces croûtes litées possèdent une grande porosité par suite de nombreux vides, surtout vers le sommet des croûtes élémentaires, alors que la base correspond à un niveau plus continu. Ces vides, observés sur lame mince, évoquent des formes géométriques avec des bords à orientation orthogonale (Pl. X-d).

Les croûtes élémentaires sont formées de petits cristaux de gypse de taille inframillimétrique à millimétrique, souvent disposés en rosettes (Pl. VI-e). La morphologie de ces cristaux correspond à des prismes aciculaires qui présentent souvent des macles en queue d'aronde (Pl. VII-d). Leur disposition par rapport au litage semble assez variable dans l'ensemble. De plus gros cristaux se développent parfois à la base, perpendiculairement au litage, et présentent des zonations parallèles à leurs faces de croissance, comparables à celles des sélénites (Pl. X-c).

Bassin	Salinité (g/l)	Echantillons analysés		Taille des cristaux (mm)	Sr(ppm)
Gargatte	150	1979	Croûte	0,5	690
Montilles vertes - Clos 2	180	1980	Croûte	1	750
			Sable		750
			Brèche		850
Marais de Faraman - Clos 2	190	1979	Croûte	3	990
			Sable		920
		1980	Sable		820
			Croûte		930
Siffleurs - Clos 1	225	1978	Croûte	4	1190
			Sable		960
			Sable		920
Clos des Vaches	240	1978	Croûte	10	950
			Sable		960
		1979	Sommet Cristaux		1360
					1260
			Base Cristaux		1160
			Sable		980
1980	Croûte		1430		
	Sable		1200		
Jeux de la Tour	270	1978	Croûte	20	1550
			Sommet Cristaux		1610
			Base Cristaux		1490
		1980	Croûte	1600	
Etang de Faraman - Clos 4	320	1979	Croûte	2	1680
Etang de Faraman - Clos 3	330	1980	Croûte	2	1900

Tableau 5. - Teneurs en strontium dans les cristaux de gypse du marais salant de Salin-de-Giraud, avec indication des salinités correspondantes, de leur provenance au sein du dépôt et de leur taille moyenne.

- Localisation des bassins sur la figure 19.

2 - MÉCANISMES DE CROISSANCE

Comme dans le cas des croûtes litées à sélénites, le litage est dû à une interruption majeure dans la croissance des cristaux de gypse, suivie d'une reprise à partir d'un niveau de germes, continu latéralement.

Par suite de la salinité élevée dans ces bassins, il est logique de faire appel à des précipitations de halite, pendant des périodes de plus forte concentration, pour inhiber la croissance de ces croûtes élémentaires. Une dissolution ultérieure laisse des vides dont les bords orthogonaux sont des arguments en faveur du développement de cubes de halite éphémères, comme cela a déjà été évoqué pour certaines croûtes de gypse litées à Salin-de-

Giraud (fig. 34-B). Les zonations dans les cristaux de plus grande taille révèlent sans doute de petites fluctuations de salinité, comme dans le cas des sélénites.

La morphologie particulière des cristaux de gypse et leurs macles en queue d'aronde sont sans doute en relation avec l'enrichissement en sodium de la saumure, comme le suggère l'étude expérimentale de B. Simon (1969).

III - GÉOCHIMIE DU STRONTIUM

Les données expérimentales sur la géochimie du strontium ont été rappelées dans le chapitre 3.

A - STRONTIUM DANS LE GYPSE OU LA CÉLESTINE

Les poudres de cristaux de Salin-de-Giraud ont été passées systématiquement en diffractométrie X pour connaître la nature des inclusions solides. La célestine est exprimée sur tous les diagrammes, mais la faible intensité des pics indique une teneur très basse. On peut se demander si le strontium analysé dans le gypse ne correspond pas à ce sulfate.

Aussi la célestine a-t-elle été recherchée en microscopie électronique à balayage et a pu être observée dans un cas en association avec des feuillets argileux dans une cavité cristalline (Pl. VIII-d, e, f). Les déterminations ont été faites en spectrométrie. Cette localisation bien particulière confère à la célestine un caractère accidentel. D'après les données expérimentales (chap. 3), la célestine se différencie après le gypse et pourrait se former, lors de l'émersion hivernale, avec d'autres cristaux plus solubles de la série évaporitique, à partir de la saumure restée en surface. La remise en eau de l'année suivante dissoudra la plupart des cristaux, sauf la célestine qui est beaucoup moins soluble. Celle-ci sera ensuite incorporée en inclusion solide à la base d'une séquence de croissance annuelle, en association avec des argiles détritiques apportées par l'eau.

Par ailleurs, la constance des teneurs en strontium, dans un même cristal et pour les différents constituants gypseux d'un même bassin, minimise le rôle d'un porteur accidentel et confirme la substitution du calcium par le strontium dans le gypse.

B - STRONTIUM MARQUEUR DE SALINITÉ

1 - SALIN-DE-GIRAUD

Les teneurs en strontium obtenues pour l'ensemble du domaine de précipitation du gypse se situent dans une fourchette de 690 à 1900 ppm, correspondant respectivement au début de précipitation du gypse et à l'apparition de la halite (tabl. 5).

Dans un même bassin, des analyses détaillées permettent de mettre en évidence une certaine constance des teneurs en strontium dans le gypse. En effet, l'analyse séparée des sommets et des bases des cristaux d'une même croûte donne des valeurs du même ordre de grandeur. De plus, une étude portant sur trois campagnes d'échantillonnage successives (mars 1978, juin 1979 et 1980) fait également ressortir une certaine constance des teneurs en strontium. Enfin, le sable gypseux, observé sous les croûtes, présente des valeurs comparables à celles obtenues pour la croûte correspondante.

En considérant l'ensemble des bassins étudiés, il apparaît nettement que la teneur en strontium des cristaux de gypse augmente de façon sensiblement linéaire en fonction de la salinité de la saumure (fig. 36). Ainsi, le strontium se comporte bien comme un élément indicateur de la salinité de la saumure dans laquelle le gypse s'est formé.

Si l'on compare avec les données expérimentales de E. Usdowski (1973) sur les teneurs en strontium dans les cristaux de gypse, au début et à la fin de son domaine de précipitation, ces valeurs sont un peu plus élevées que celles obtenues à Salin-de-Giraud, mais la pente de la droite qui les joint est sensiblement la même (fig. 36).

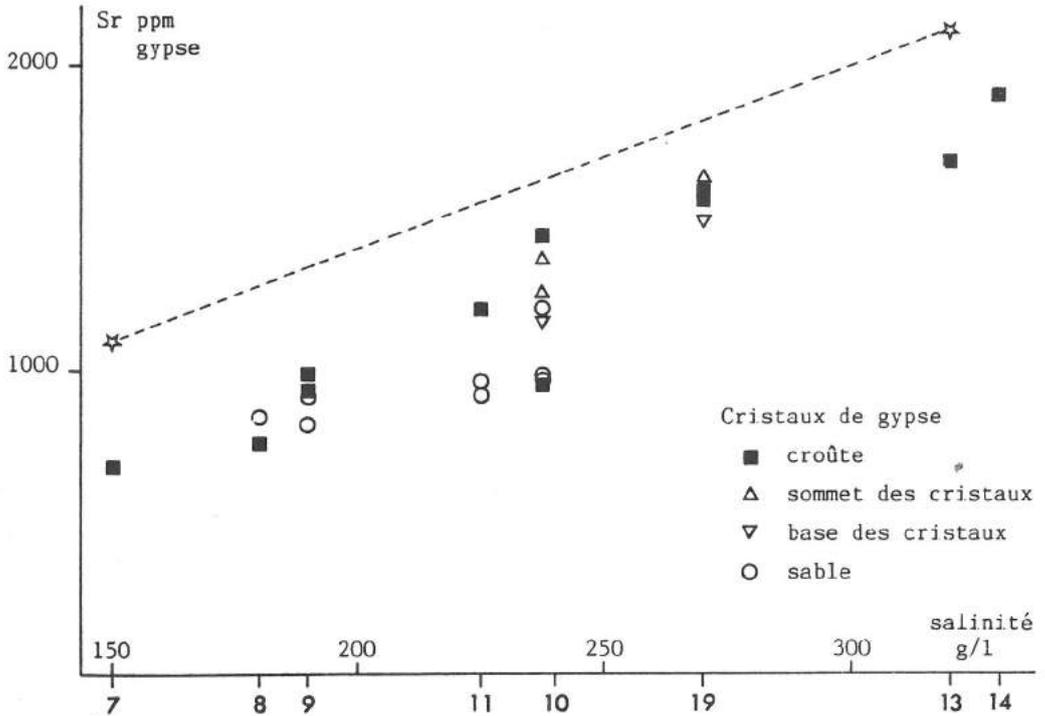


Fig. 36. - Teneurs en strontium dans les cristaux de gypse, en fonction de la salinité des saumures sus-jacentes (en période de régime), à Salin-de-Giraud (d'après Geisler, 1982-a).

Comparaison avec les valeurs extrêmes théoriques (étoiles), d'après E. Usdowski (1973).

L'évolution des teneurs en strontium dans la saumure libre (fig. 37-A) montre une augmentation progressive de la concentration en cet élément au cours de l'évaporation. L'incorporation du strontium dans le réseau du gypse provoque un léger palier à partir du début de la précipitation de ce minéral. Les teneurs sont plus élevées que dans la saumure expérimentale de E. Usdowski (1973) qui commence avec 8 ppm, alors qu'à Salin-de-Giraud, il y a 12 ppm⁷ de strontium dans l'eau de mer. Aussi, les valeurs respectives au début et à la fin du domaine de précipitation du gypse sont de 24 et 46 ppm dans les expériences de E. Usdowski et de 85 et 124 ppm à Salin-de-Giraud (tabl. 3).

A partir de ces données, il serait possible en principe de calculer le coefficient b [$\text{Sr}(\text{cristal})/\text{Sr}(\text{saumure})$] d'incorporation du strontium dans le réseau du gypse. Il passe de 8 à 15 à Salin-de-Giraud, alors qu'expérimentalement, il est de 45 et constant. Ces basses valeurs peuvent s'expliquer par le fait que les teneurs en strontium sont plus faibles dans les minéraux et plus fortes dans les saumures que celles obtenues par E. Usdowski (1973). Ces différences sont peut-être également en relation avec la présence d'autres facteurs, tels que la présence de matière vivante et organique, qui ne sont pas pris en compte dans l'expérimentation. Cependant, il est intéressant de noter que la valeur de b augmente dans le domaine de précipitation du gypse en fonction de l'accroissement de la salinité.

(7) Valeurs recalculées en g/l à partir des données analytiques en mmoles/l.

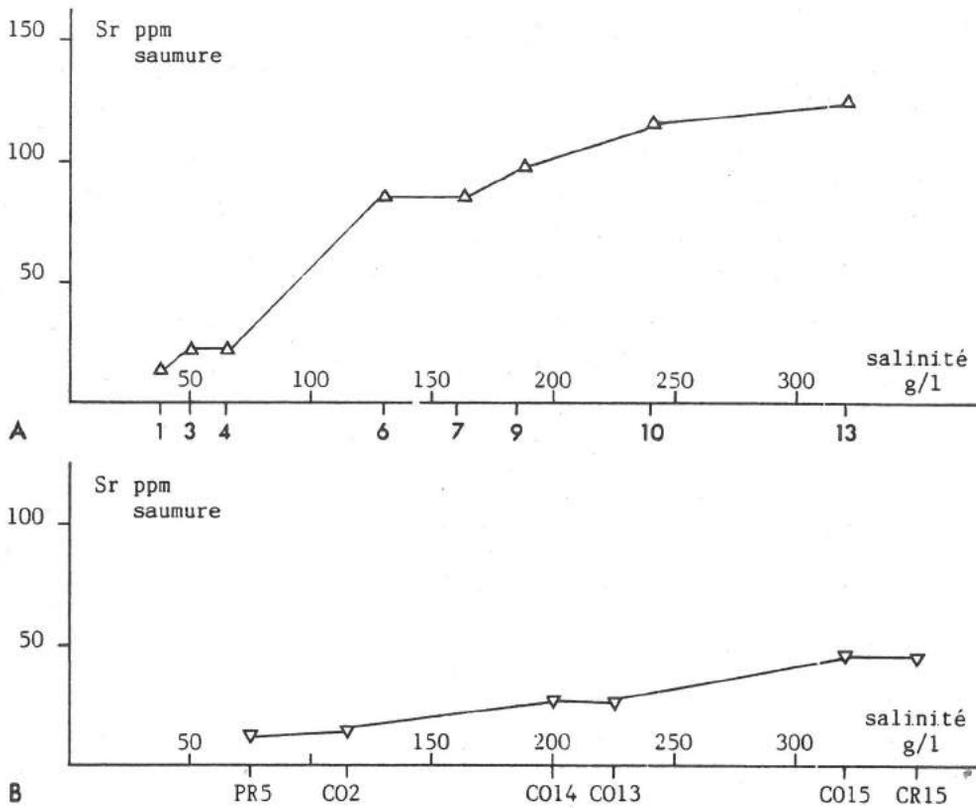


Fig. 37. - Evolution des teneurs en strontium, en fonction de la salinité, dans les saumures libres (à partir des valeurs des tableaux 3 et 4).

- A) Circuit Nord à Salin-de-Giraud (localisation des bassins sur la figure 19).
- B) Circuit "El Teniente" de Bras del Port à Santa Pola (localisation des bassins sur la figure 21).

La corrélation négative entre les teneurs en strontium et la taille des cristaux (fig. 11) a été mise en évidence sur des cristaux de gypse lenticulaires et des sélénites par G.P. Butler (1973) et sur des cristaux provenant de sebkhas supratidales par J. Kushnir (1981). A Salin-de-Giraud, cette corrélation n'existe pas (fig. 38). Il faut cependant remar-

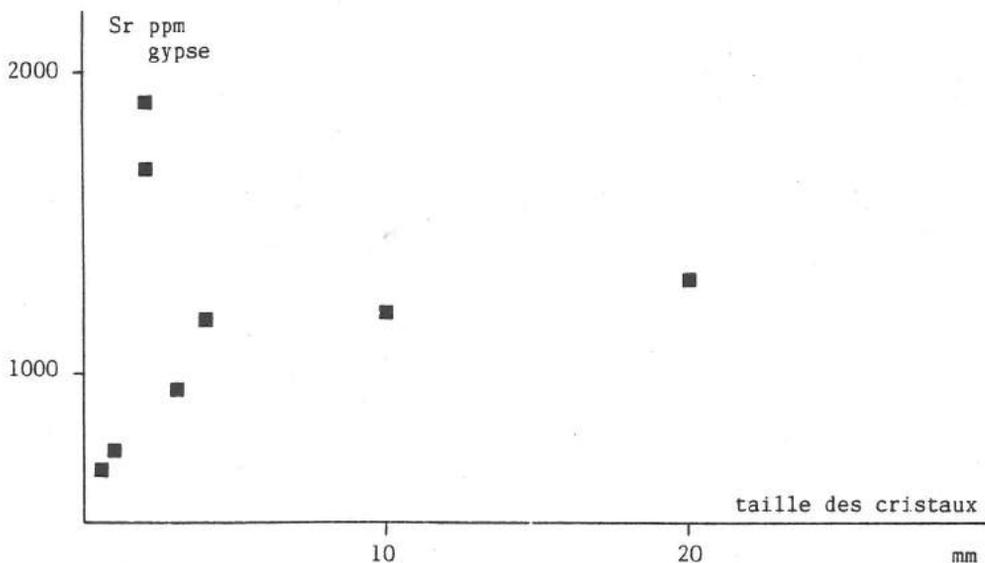


Fig. 38. - Distribution des teneurs en strontium dans les cristaux de gypse, en fonction de leur taille, dans les croûtes gypseuses à Salin-de-Giraud (à partir des données du tableau 5).

quer qu'à l'exception des sélénites, les cristaux de gypse considérés par les auteurs semblent d'origine diagénétique par suite de leur forme lenticulaire liée à une croissance dans un sédiment riche en matière organique (Cody, 1979) ou de leur genèse dans un milieu de sebkha supratidale. De plus, J. Kushnir (1981) montre une diminution des teneurs en strontium en profondeur, sous une lagune sursalée du Sud du Sinaï, et l'attribue à une croissance diagénétique plus lente, qui augmente la taille des cristaux, avec une incorporation plus faible de strontium.

A Salin-de-Giraud, la taille des cristaux de gypse d'origine primaire est essentiellement fonction de l'intervention plus ou moins rapprochée d'épisodes d'inhibition de la croissance; quant aux teneurs en strontium, elles dépendent de la salinité des saumures.

2 - SANTA POLA

Les teneurs en strontium dans les cristaux en fonction des types de dépôts gypseux sont reportées dans le tableau 6 ; elles se situent dans une fourchette de 1200 à 3380 ppm. Il n'est pas possible, comme à Salin-de-Giraud, de construire une courbe d'évolution des teneurs en strontium en fonction de la salinité, car les saumures dans les bassins au moment de l'échantillonnage ne sont pas toujours celles qui ont donné naissance aux cristaux. Ceci est particulièrement net dans les cas où des types différents de croûtes de gypse sont superposés dans un même bassin : croûte litée à sélénites, sous une croûte litée à cristaux aciculaires (Bras del Port - CO 83), par suite de modifications dans le circuit des eaux. Cependant, les teneurs en strontium dans les cristaux de gypse augmentent ici aussi globalement en fonction de la salinité croissante.

F A C I E S		G Y P S E U X					
Diagénétique dans tapis algaire laminé		Couche algaire muqueuse orangée		Croûte litée à sélénites		Croûte litée à cristaux aciculaires	
S < 150 g/l		S = 150-220 g/l		S = 220-250 g/l		S = 250-320 g/l	
Bassin	Sr	Bassin	Sr	Bassin	Sr	Bassin	Sr
CO 66	1540	BA 8	1200	CO 18	2540 2340	CO 109	2610
CO 10	1670	CO 77	2290	CO 80	2150	CO 108	1900 2570 2600
				CO 82	2390		
				CO 83	2720	CO 31	2100
				BA 10	2600 2730	CO 80	2050
						CO 81	2110
						CO 82	2090
						CO 83	3350 3380
						CO 15	3290
						CO 23	2690 2690 2900 2980

Tableau 6. - Teneurs en strontium (en ppm) dans les cristaux de gypse des salins de Santa Pola, en fonction des faciès, avec indication de la fourchette de salinité (S) dans les bassins de prélèvement.

-Localisation des bassins sur la figure 21.

D'une manière générale ces teneurs sont plus élevées qu'à Salin-de-Giraud, bien que le taux de strontium dans les saumures libres (fig. 37-B) soit du même ordre de grandeur. Ceci entraîne pour le coefficient de distribution b des valeurs plus élevées. Les raisons de ces différences entre Salin-de-Giraud et Santa Pola n'apparaissent pas nettement. Elles sont peut être liées à la réinjection dans certains circuits des saumures sortant des tables salantes. A ce propos, il est intéressant de noter que dans un autre salin espagnol, celui de Roquetas, près d'Almería, ne subissant pas ces aléas, les teneurs en strontium se situent dans une fourchette de 400 à 2000 ppm (Orti Cabo *et al.*, 1985) qui est beaucoup plus proche des valeurs obtenues à Salin-de-Giraud.

Enfin, les teneurs en strontium dans les cristaux ne sont pas fonction de leur taille. Il est intéressant de signaler que dans les sélénites, les valeurs sont assez proches et correspondent à une fourchette de salinité relativement étroite (200 à 300 g/l), suggérant des conditions bien définies pour leur genèse.

CONCLUSION

Il existe une différence fondamentale d'origine entre la zonation de croissance des cristaux de gypse et le litage des croûtes.

Dans le premier cas, la séquence élémentaire de croissance marque les fluctuations intimes de la concentration du milieu dans lequel se forment les cristaux. Ces variations sont généralement liées à une dilution qui présente un caractère plus ou moins aléatoire en fonction des arrivées d'eau dans les bassins des salins.

Dans le second cas, le litage des croûtes gypseuses est le résultat de l'intercalation d'un dépôt inhibiteur, algaire ou halitique, de la poursuite de la croissance cristalline en continuité cristallographique. Ce mécanisme est particulièrement net dans les salins de Santa Pola.

L'exondation hivernale du marais salant de Salin-de-Giraud permet d'introduire la notion de développement annuel dans les dépôts gypseux, mais elle détermine aussi leur destruction assez rapide en un sable gypseux.

Par ailleurs, la taille des cristaux n'apparaît pas comme un élément marqueur de salinité. Par contre, les données sur la géochimie du strontium dans le gypse établissent sa qualité d'indicateur de salinité, mais elles montrent aussi que le comportement de cet élément n'est pas encore bien compris. Les connaissances actuelles ne permettent pas de prendre en compte les valeurs absolues des teneurs en strontium pour parvenir à des relations chiffrées entre celles-ci et la salinité des saumures génératrices des cristaux. Cependant, si l'on accorde à ces teneurs en strontium une valeur relative, elles peuvent être utilisées pour suivre les évolutions de la salinité au sein d'une série.

PLANCHE VI

DEPOTS GYPSEUX ACTUELS
ASPECTS MACROSCOPIQUES DES CROUTES

Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19 pour Salin-de-Giraud et la figure 21 pour Bras del Port à Santa Pola.

- a - Croûte de gypse mamelonnée à sélénites (salinité : 270 g/l).
 - Les cristaux de 3 à 4 cm sont allongés perpendiculairement à la base de la croûte.
 - Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (Barre = 4 cm).
- b - Vue transversale d'une croûte gypseuse simple à sélénites (salinité : 270 g/l).
 - Les cristaux, zonés parallèlement à leurs faces de croissance, en bandes blanches et grises, sont effilés vers la base et constituent une seule couche cristalline.
 - Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour.
- c - Vue transversale d'une croûte gypseuse litée à sélénites (salinité : 160 g/l).
 - La base (b) des croûtes élémentaires est continue et le sommet (s) montre des cavités. Il existe deux croûtes élémentaires millimétriques sous la croûte élémentaire centimétrique supérieure.
 - Bras del Port, CO 18.
- d - Vue transversale d'une croûte gypseuse litée avant les tables salantes (salinité : 310 g/l).
 - Chaque croûte élémentaire est constituée à la base (b) de cristaux inframillimétriques passant vers le sommet (s) à des cristaux millimétriques. Il existe des vides au contact de la croûte élémentaire suivante.
 - Salin-de-Giraud, Vanneaux Sud. (Barre = 2 mm).
- e - Vue superficielle d'une croûte gypseuse à cristaux aciculaires (salinité : 260 g/l).
 - Ils sont essentiellement associés en rosettes.
 - Bras del Port, CO 83.
- f - Vue transversale d'une croûte gypseuse litée à cristaux aciculaires (salinité : 260 g/l).
 - La base (b) des croûtes élémentaires est continue, mais le reste de la masse gypseuse présente une grande porosité. Les pores possèdent en général des contours orthogonaux.
 - Bras del Port, CO 83. (Barre = 1 cm).

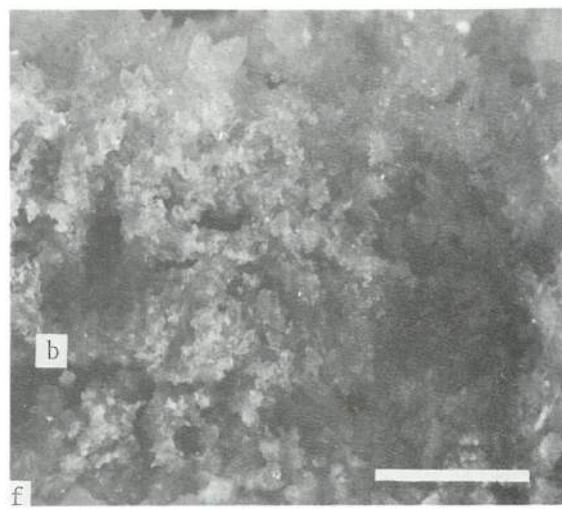
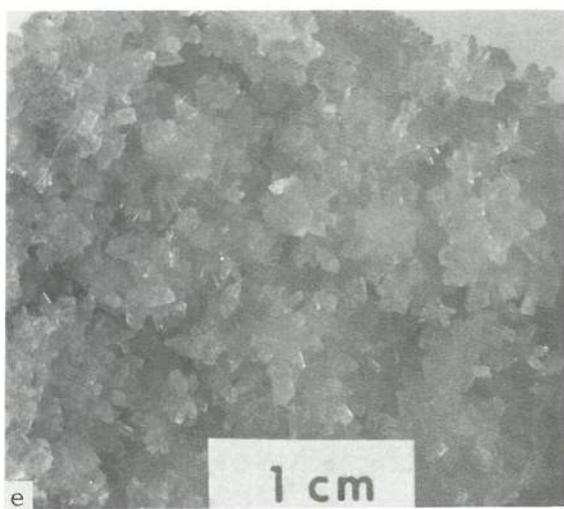
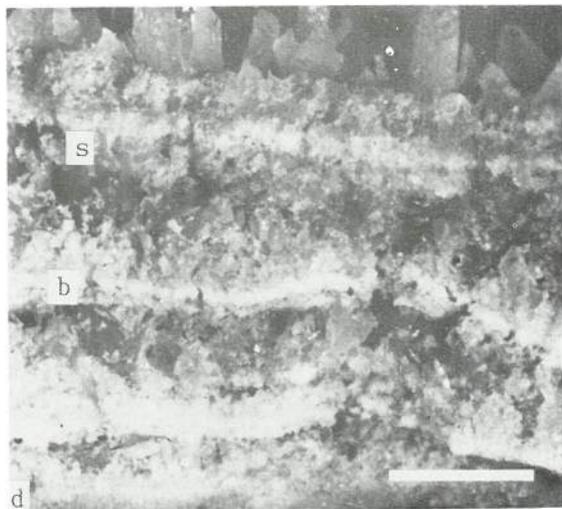
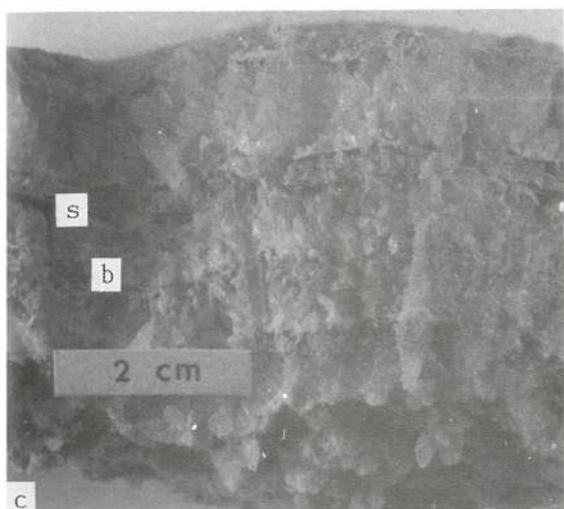
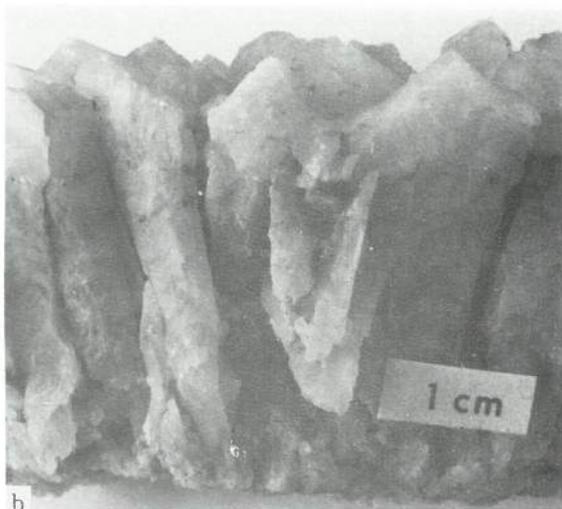
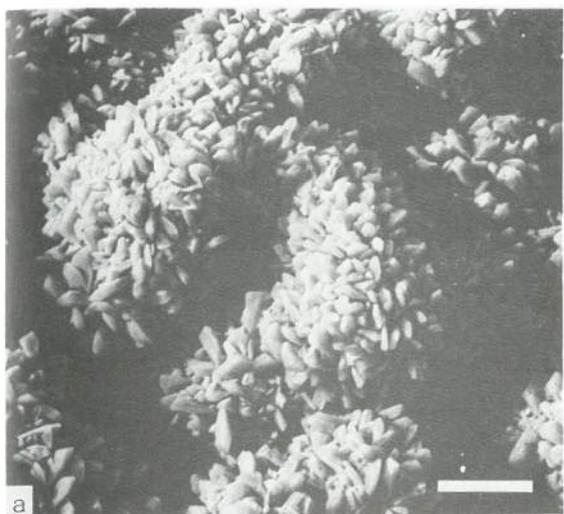


PLANCHE VII

DEPOTS GYPSEUX ACTUELS
MORPHOLOGIE DES CRISTAUX

Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19 pour Salin-de-Giraud et la figure 21 pour Bras del Port à Santa Pola.

- a - Cristaux de gypse tabulaires (salinité : 160 g/l).
- Ils ont été recueillis sur un filtre de saumure superficielle dans un bassin de début de précipitation du gypse.
- Salin-de-Giraud, La Gargatte - Clos 2. (M.E.B. ; barre = 10 μ m).
- b - Cristal de gypse aux formes émoussées associé à une couche à *Aphanothece* (salinité : 195 g/l).
- Il présente un état de surface irrégulier et corrodé, par suite de phénomènes de dissolution.
- Bras del Port, CO 77. (M.E.B. ; barre = 20 μ m).
- c - Cristal de gypse sélénite isolé (salinité : 270 g/l).
- Avec de belles faces de croissance au sommet, il est effilé vers le bas qui présente un recouvrement de matière vivante sombre, à cyanophycées (c) et bactéries (b) ; ces dernières apparaissent à l'extrême base en noir.
- Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (Barre = 3 mm).
- d - Rosette de cristaux de gypse aciculaires (salinité : 260 g/l).
- Ils présentent très souvent des macles en queue d'aronde.
- Bras del Port, CO 83. (Lame mince ; barre = 650 μ m).
- e - Aspect superficiel d'un manchon de gypse en été (salinité = 245 g/l).
- Les cristaux présentent une terminaison limpide à belles faces cristallines.
- Salin-de-Giraud, Clos des Vaches. (Barre = 4 mm).
- f - Aspect superficiel d'un manchon de gypse en hiver (salinité : 245 g/l).
- Les terminaisons des cristaux sont très corrodées et constituent une surface de dissolution.
- Salin-de-Giraud, Clos des Vaches. (Barre = 4 mm).

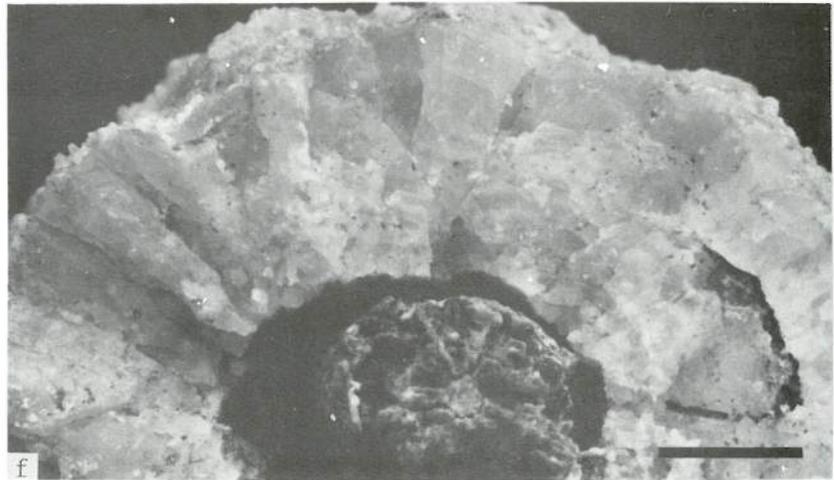
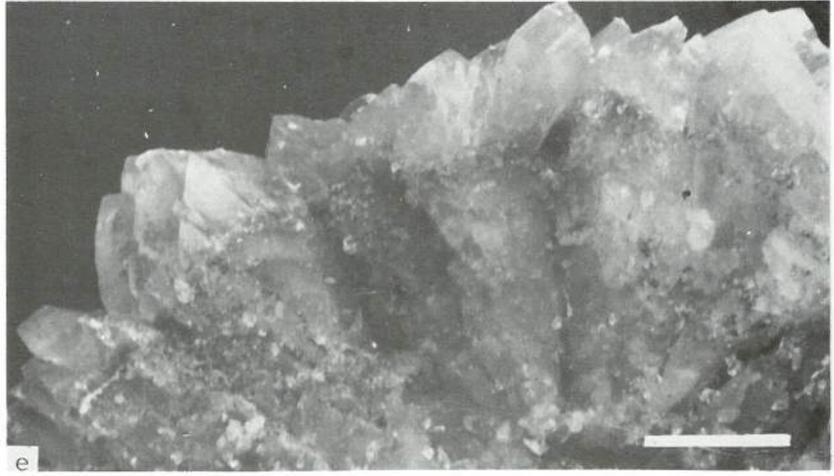
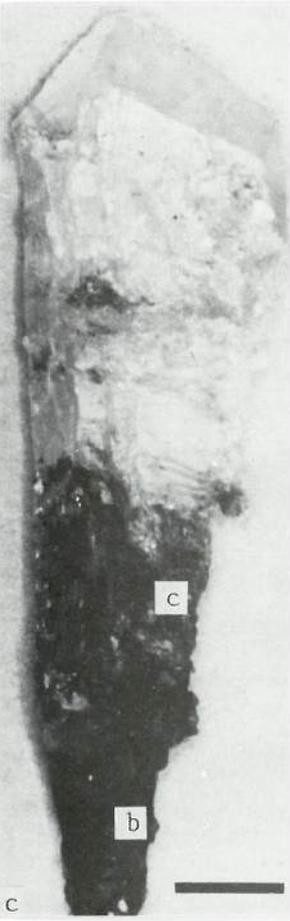
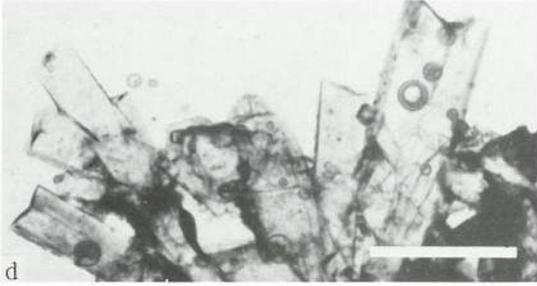
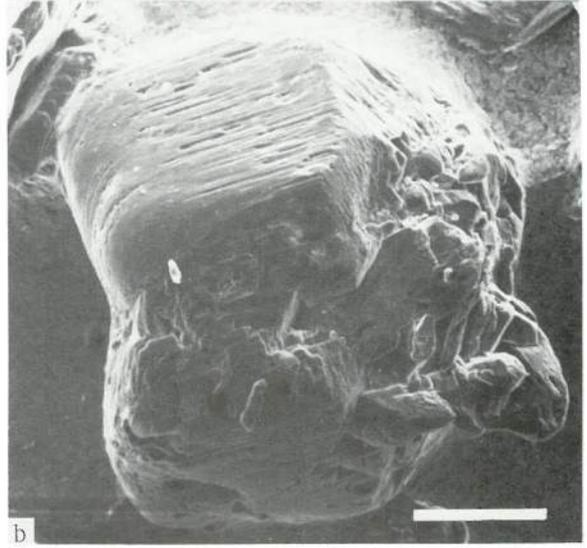
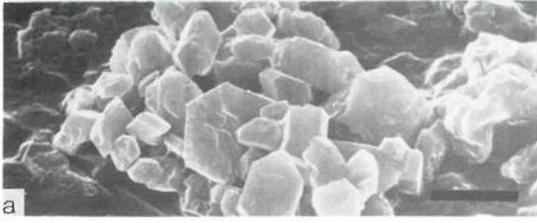


PLANCHE VIII

DEPOTS GYPSEUX ACTUELS
INCLUSIONS DANS LES CRISTAUX DE GYPSE

—
Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19.

- a - Inclusions fluides en V (salinité : 270 g/l).
 - Sur une lamelle de clivage de gypse apparaît le détail de la morphologie de ces grandes inclusions, en forme de V, disposées parallèlement entre elles.
 - Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (M.E.B. ; barre = 200 μm).
- b - Inclusions fluides en cristaux négatifs (salinité : 270 g/l).
 - Sur une lamelle de clivage de gypse se développent de nombreuses inclusions en forme de cristaux négatifs, présentant parfois un remplissage solide.
 - Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (M.E.B. ; barre = 5 μm).
- c - Inclusion à remplissage solide (salinité : 270 g/l).
 - Sur une lamelle de clivage de gypse se détache une inclusion à contours très irréguliers et remplissage de particules solides variées.
 - Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (M.E.B. ; barre = 20 μm).
- d - Cristaux de célestine dans une cavité d'un cristal de gypse (salinité : 270 g/l).
 - Les petits grains dans le cercle correspondent à la célestine associée à des paillettes argileuses, présentes dans la petite cavité latérale et dans la plus grande. La détermination est obtenue par images X.
 - Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (M.E.B. ; barre = 2 μm).
- e - Image X du strontium.
 - Elle permet la localisation de la célestine sur la plage représentée en d.
- f - Image X de l'aluminium.
 - Elle permet la localisation des argiles sur la plage représentée en d.

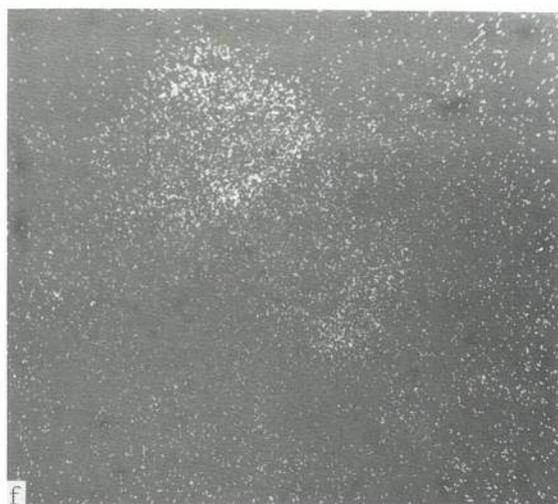
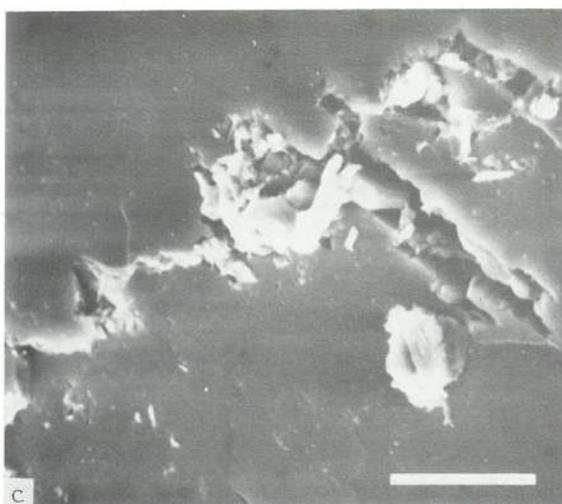
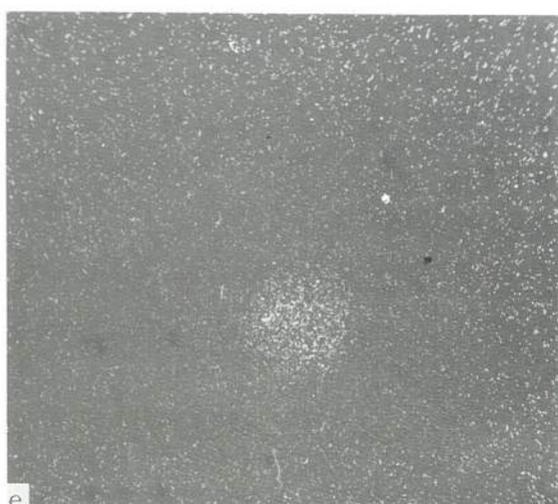
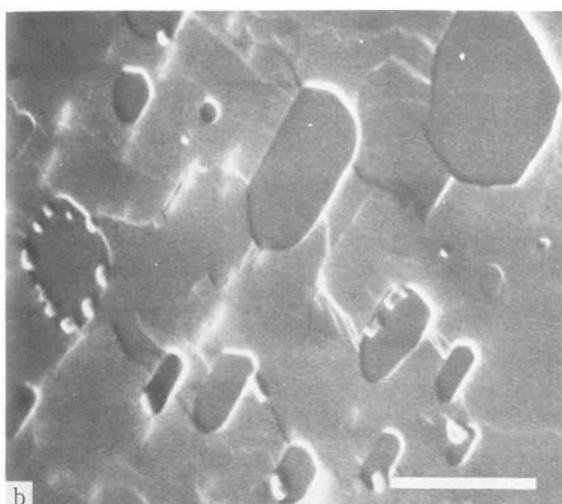
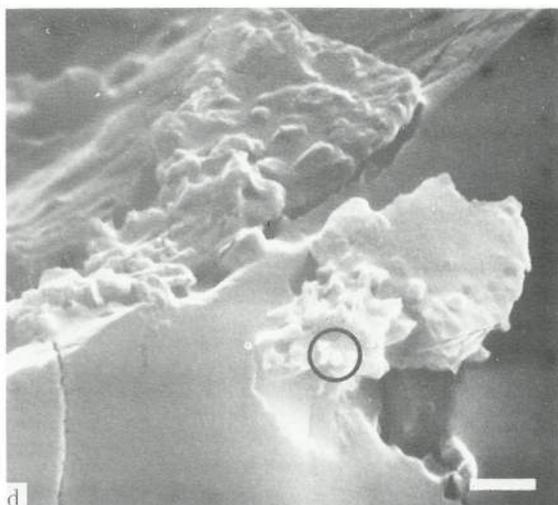
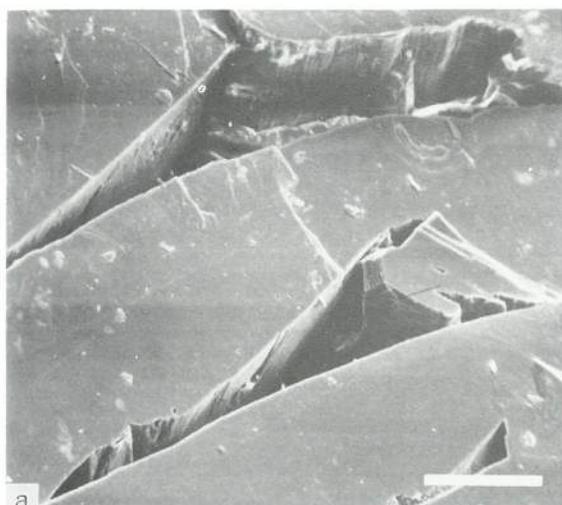


PLANCHE IX

DEPOTS GYPSEUX ACTUELS
SEQUENCES ELEMENTAIRES ET ANNUELLES DANS LES SELENITES

Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19 pour Salin-de-Giraud et la figure 21 pour Bras del Port à Santa Pola.

- a - Aspect macroscopique d'une lamelle de clivage d'un cristal de sélénite zoné (salinité : 270 g/l).
- Il montre la succession des séquences élémentaires de croissance marquées par des niveaux riches en inclusions, de teinte sombre. Les séquences annuelles de dépôt sont séparées par des niveaux limpides plus épais.
- Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (Barre = 3 mm).
- b - Aspect microscopique d'une lamelle de clivage d'un cristal de sélénite zoné (salinité : 270 g/l).
- La séquence annuelle de dépôt, marquée à sa base (b) par une alternance fine de zones limpides et de zones riches en inclusions, constituant des séquences élémentaires de croissance, se termine par un niveau limpide plus épais, limité au sommet (s) par une surface de dissolution hivernale.
- Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (Lame mince ; barre = 500 μ m).
- c - Section d'un cristal de sélénite au niveau d'un plan de zonation (salinité : 160 g/l).
- Dans un plan perpendiculaire au clivage, la surface du cristal (g) est recouverte de matière organique (mo) craquelée sous l'action du faisceau électronique.
- Bras del Port, CO 18. (M.E.B. ; barre = 2 μ m).
- d - Section d'un cristal de sélénite au niveau d'un plan de zonation (salinité : 270 g/l).
- Dans un plan perpendiculaire au clivage, elle présente des inclusions solides, difficilement déterminables, parmi lesquelles on devine cependant des frustules (f) de diatomées.
- Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (M.E.B. ; barre = 20 μ m).
- e - Détail de la vue précédente d.
- Elle montre l'aspect caractéristique du test des diatomées (Barre = 2 μ m).

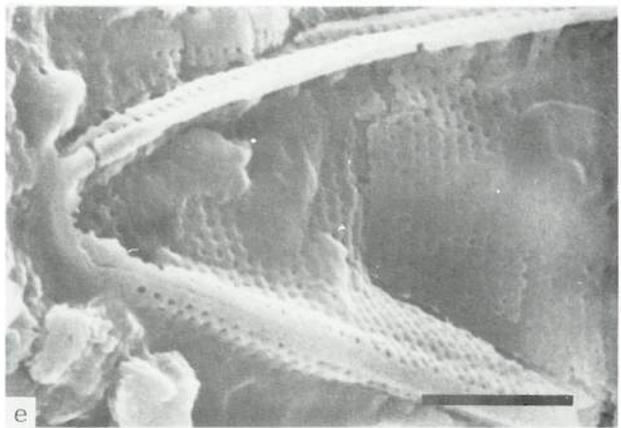
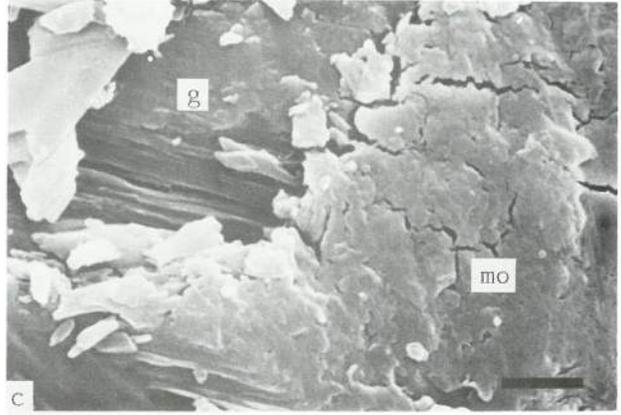
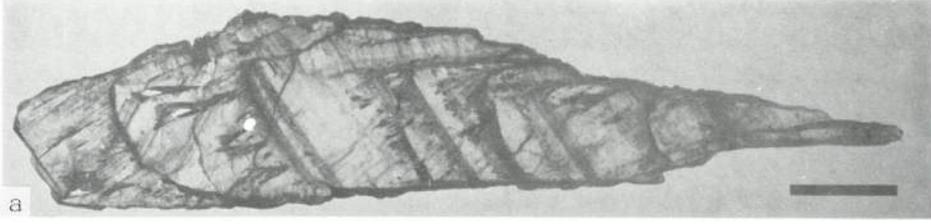
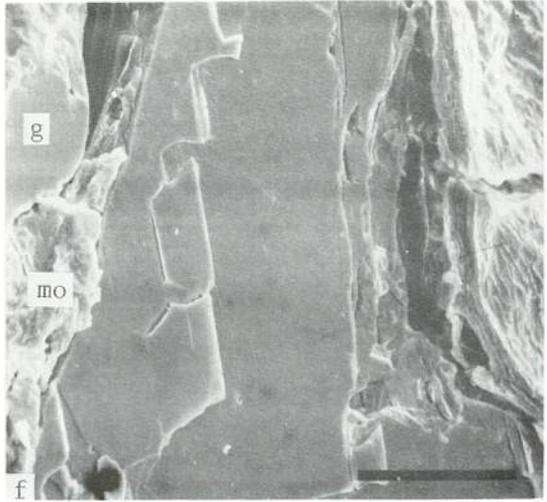
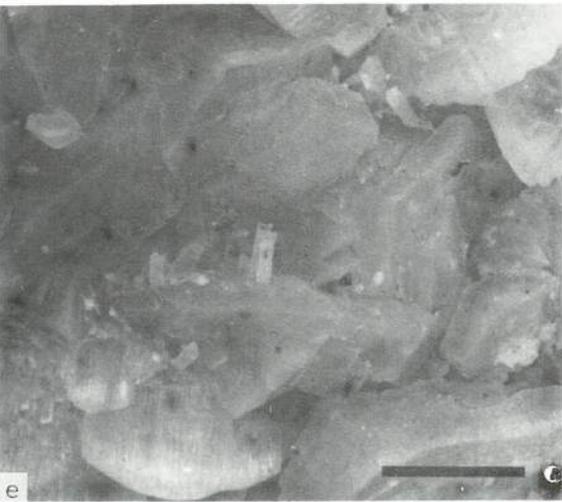
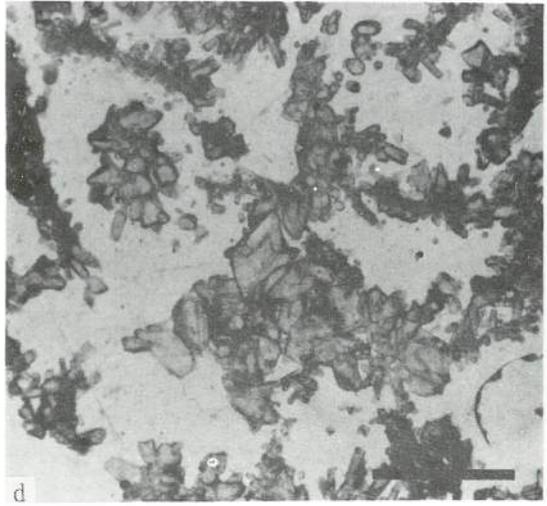
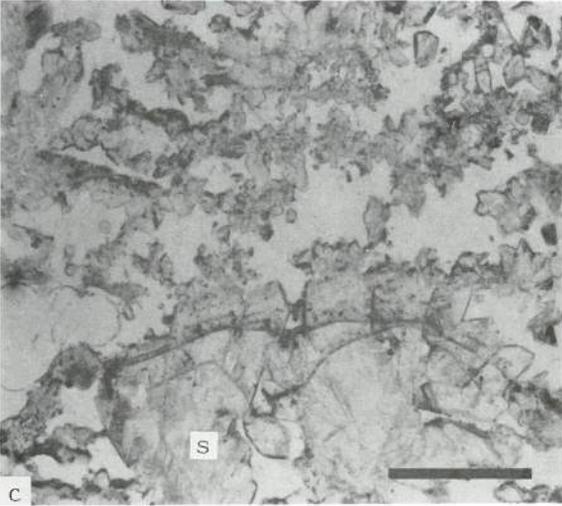
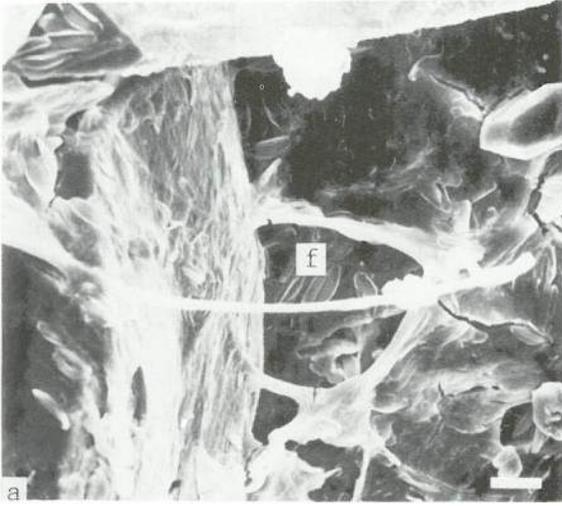


PLANCHE X

DEPOTS GYPSEUX ACTUELS
QUELQUES ASPECTS DES CROUTES LITEES - ALTERATION DES CROUTES

Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19 pour Salin-de-Giraud et la figure 21 pour Bras del Port à Santa Pola.

- a - Vue superficielle d'une croûte gypseuse litée à sélénites (salinité : 160 g/l).
- Elle montre le détail de la surface sur laquelle se développe de la matière vivante avec des filaments algaires et de nombreux frustules (f) de diatomées, de petite taille.
- Bras del Port, CO 18. (M.E.B. ; barre = 20 μ m).
- b - Contact entre deux croûtes élémentaires dans une croûte gypseuse litée à sélénites (salinité : 160 g/l).
- Le contact (c) s'effectue entre les sélénites, à clivages verticaux, de la croûte élémentaire inférieure et les cristaux de gypse inframillimétriques de la base de la croûte élémentaire suivante.
- Bras del Port, CO 18. (M.E.B. ; barre = 100 μ m).
- c - Aspect microscopique d'une section transversale dans une croûte gypseuse litée à cristaux aciculaires (salinité : 260 g/l).
- La base de la croûte élémentaire est marquée par de plus gros cristaux zonés, de type sélénite (s). Au-dessus elle est constituée par une masse très poreuse à cristaux aciculaires.
- Bras del Port, CO 83. (Lame mince ; barre = 3 mm).
- d - Aspect microscopique de la texture poreuse d'une croûte gypseuse litée à cristaux aciculaires (salinité : 260 g/l).
- Elle est caractérisée par des vides à contours orthogonaux, soulignés par des travées de cristaux de gypse aciculaires.
- Bras del Port, CO 83. (Lame mince ; barre = 2,5 mm).
- e - Aspect macroscopique de la surface d'une croûte à sélénites en hiver (salinité : 270 g/l).
- Les cristaux de gypse, aux plans de clivage accentués par la dissolution hivernale, présentent des faces hérissées de minuscules baguettes de gypse, souvent maclées.
- Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (Barre = 5 mm).
- f - Fragmentation mécanique du gypse par la matière vivante (salinité 270 g/l).
- La lamelle de clivage du cristal de gypse est entourée et traversée par de la matière organique (mo), à aspect craquelé, qui sépare un fragment du cristal (g).
- Salin-de-Giraud, Jeux de la Tour. (M.E.B. ; barre = 10 μ m).



CHAPITRE 7

DÉPÔTS HALITIQUES

INTRODUCTION

Les dépôts halitiques commencent à apparaître pour des salinités de l'ordre de 320 g/l. Ils sont observés dans les bassins de rassemblement des saumures évoluées (appelés "cabeceras" dans les salins espagnols), sur les tables salantes et dans les bassins de sortie des eaux mères en fin de circuit.

Généralement, ils se présentent sous forme de croûtes dont le litage a pu être observé dans un bassin de type "cabecera" où les dépôts sont conservés. Sur les tables salantes, il n'est pas possible de trouver de sel fossile puisqu'il est récolté chaque année. La puissance du dépôt, maximum sur les tables salantes, varie de quelques mm à plusieurs centimètres (jusqu'à 15 cm environ). L'épaisseur du dépôt annuel est fonction des conditions climatiques. La morphologie des cristaux de halite est variable. Ils se présentent sous forme de lamelles, de cubes, de pyramides, de cubes à faces déprimées.

L'étude de la salinité des saumures mères des cristaux de halite est abordée directement par l'analyse des fluides piégés dans les inclusions primaires et indirectement par la géochimie du brome.

I - SALIN-DE-GIRAUD

Ces dépôts halitiques font déjà l'objet d'une publication (Geisler, 1982-a) et leur extension dans le salin est indiquée sur la figure 19.

A - CROUTES HALITIQUES ET LEUR DISTRIBUTION

Le domaine où précipite la halite peut être subdivisé en trois ensembles à salinité croissante, successivement parcourus par les eaux : - 1) bassins en eau toute l'année où sont rassemblées en hiver les saumures partiellement évaporées, - 2) tables salantes et - 3) bassins par où transitent les eaux à la sortie des tables salantes. Le premier ensemble correspond au début de la précipitation de la halite sur une croûte gypseuse finement litée reposant sur une vase noirâtre, alors que les deux autres voient la halite se développer directement sur un substratum argileux.

1 - BASSINS DE DÉBUT DE PRÉCIPITATION DE LA HALITE

a - EN ÉTÉ

Sur les galets des digues (Etangs de Faraman) se développe sur une croûte basale millimétrique de gypse, une croûte halitique massive (Pl. XI-d) formée de nombreux petits cristaux millimétriques dont quelques uns poursuivent leur croissance jusqu'à former les gros cubes jointifs, à arêtes centimétriques, observés en surface. Les plus beaux apparaissent à fleur d'eau. Statistiquement, ces cubes à faces planes dirigent vers le haut l'un de leurs sommets ou l'une de leurs arêtes (Pl. XI-c). Des cristaux isolés provenant de cette croûte massive montrent un développement privilégié des trois faces associées au sommet localisé à la partie supérieure de la croûte et une forme plus effilée à la base.

A proximité de la digue, sur le fond du bassin (Etang de Faraman - Clos 3) et sous une cinquantaine de centimètres d'eau, apparaissent de petits cubes de halite de quelques millimètres d'arête, ne formant pas vraiment une croûte, car ils se dissocient facilement à l'échantillonnage, sous forme isolée ou de quelques cristaux imbriqués. De ce fait, leur position par rapport à la mince croûte de gypse sous-jacente, de quelques millimètres de puissance, n'a pu être précisée. Les cristaux sont des cubes presque parfaits, à faces planes ; seule l'une des faces, sans doute inférieure par analogie avec le cas précédent, porte des cubes de plus en plus petits vers le bas (Pl. XII-b).

A quelques mètres du bord, sous 80 cm d'eau environ, la croûte halitique, de plusieurs centimètres d'épaisseur, est constituée de plus gros cristaux, de taille centimétrique et de teinte verdâtre liée au développement superficiel de cyanophycées. Les cristaux ont un aspect typique en pyramides inverses, s'élargissant vers le haut et creuses au centre. Des nouveaux individus parviennent souvent à combler plus ou moins cette dépression originelle.

Il s'établit donc une zonation dans la distribution des cristaux de halite : cubes centimétriques sur les zones hautes des digues, petits cubes millimétriques au pied de ces mêmes digues et enfin pyramides inverses centimétriques dans les zones les plus profondes du centre du bassin.

b - EN HIVER

Les croûtes qui se sont formées en été sur les galets des digues sont affectées à cette période par des dissolutions.

Sous 80 cm d'eau environ et sur la fine croûte de gypse qui tapisse le fond du bassin (Etang de Faraman - Clos 1), se développent des cubes de halite de quelques millimètres d'arête au maximum, plus ou moins dispersés (Pl. XI-b). Comme sur les galets en été, les cubes dressent un sommet ou une arête vers le haut; par contre leurs faces planes sont toutes bien développées, à l'exception de quelques irrégularités morphologiques au contact avec le substratum. Ce sont les seuls dépôts halitiques observables.

2 - TABLES SALANTES

Les cristaux étudiés proviennent des "camelles", énormes tas de sel, où est rassemblée la production du salin ; leur disposition n'a pas pu être observée dans les tables salantes dont l'accès n'était pas autorisé à cause de leur exploitation. Ils présentent un aspect en pyramide (Pl. XII-c) où le vide interne est souvent comblé par de plus petits individus, comme cela a déjà été mentionné dans l'un des cas précédents. Ces cristaux sont de grande taille et atteignent 2 cm ou même plus suivant leur grande dimension.

3 - BASSIN A LA SORTIE DES TABLES SALANTES

A l'époque de la campagne d'échantillonnage (juin 1979), la croûte halitique très poreuse (Pl. XI-f) se développait sous une trentaine de centimètres d'eau, atteignant une dizaine de centimètres d'épaisseur (Avant-Pièce des Eaux Mères). Elle est formée de cubes de halite de taille centimétrique, dont les faces sont déprimées au centre (Pl. XII-d). Comme précédemment, les cubes pointent pour la plupart un de leurs sommets vers le haut. Sous cette croûte apparaît, vers les bords du bassin, un dépôt halitique très fin formé de minuscules cubes de quelques dizaines de microns d'arête, dont les faces sont également déprimées au centre.

B - MÉCANISMES DE CROISSANCE CRISTALLINE

L'étude des croûtes de halite fait ressortir trois types morphologiques pour les cristaux : cubes à faces planes, observés uniquement dans les bassins de début de précipitation de la halite, pyramides, surtout caractéristiques des tables salantes, et enfin cubes à faces déprimées dans le bassin à la sortie des tables salantes. Ces morphologies différentes correspondent respectivement à des salinités de plus en plus élevées et traduisent des variations plus ou moins importantes par rapport à la forme cubique (fig. 39).

Ces cristaux montrent dans leur masse des inclusions fluides en forme de cubes négatifs, de quelques microns à quelques dizaines de microns d'arête. La forte densité de ces inclusions par endroits donne au cristal un aspect laiteux alors que dans d'autres zones, où elles sont absentes, le cristal reste limpide. La distribution de ces inclusions fluides se fait toujours parallèlement aux faces de croissance des cristaux (Pl. XII-a).

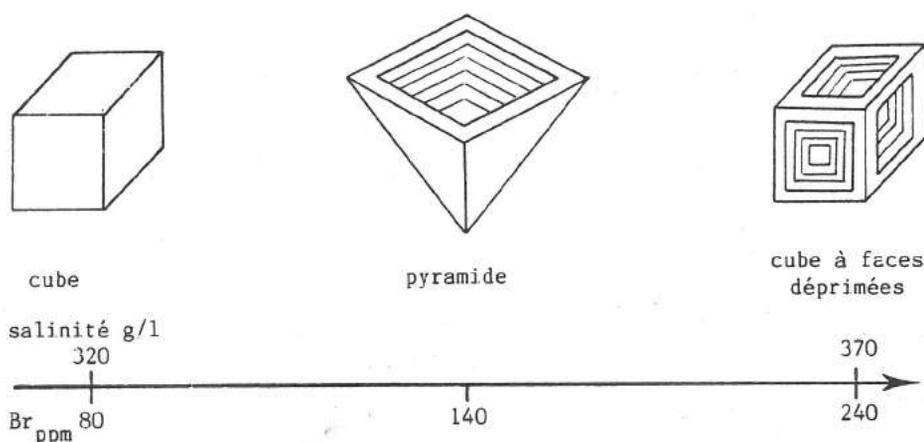


Fig. 39. - Morphologie des cristaux de halite, en fonction de la salinité et des teneurs en brome, dans les dépôts de Salin-de-Giraud.

1 - VITESSE DE CROISSANCE CRISTALLINE

Des trois types morphologiques mis en évidence pour les halites, seuls les cubes à faces planes correspondent à un développement à l'équilibre (Shearman, 1978). Les cubes à faces déprimées et les pyramides marquent un déséquilibre dans lequel certaines arêtes présentent une croissance beaucoup plus rapide que les faces qu'elles limitent (Dellwig, 1955 ; Arthurton, 1973).

La structure des croûtes reflète également ces variations. Les croûtes formées de cubes aux faces planes ont une structure massive, alors que dans les autres cas il subsiste une forte porosité malgré l'imbrication des cristaux.

Les imperfections morphologiques traduisent des imperfections du réseau cristallin qui se manifestent en particulier par la présence d'inclusions fluides, en relation avec une croissance plus rapide (Arthurton, 1973 ; Shearman, 1978). Les cubes de halite à faces planes montrent souvent au centre, visible par transparence, un cœur cubique laiteux (Pl. XII-a) qui constitue sans doute le germe, formé rapidement, sur lequel a pu croître à l'équilibre la partie limpide dominante. Dans le cas des pyramides des tables salantes, seul le bord interne de la pyramide présente des inclusions et correspond vraisemblablement à une zone de croissance très rapide, définissant la morphologie du cristal, alors que le reste de la pyramide apparaît limpide. Enfin, les inclusions sont très abondantes dans l'ensemble des cubes à faces déprimées. Dans ce dernier cas, le grand nombre d'inclusions n'est peut-être pas seulement lié à la vitesse de croissance, mais aussi, à la sortie des tables salantes, à la forte concentration des saumures. Certains ions étrangers, relativement plus abondants, pourraient jouer un rôle dans la désorganisation de l'édifice cristallin.

L'épaisseur de la croûte halitique annuelle confirme la relation entre l'importance des imperfections cristallines et la vitesse de croissance des cristaux. La puissance est maximale dans les tables salantes où se développent les pyramides et minimale dans les bassins de début de précipitation de la halite où les cubes à faces planes ne forment qu'une seule couche (Pl. XI-d).

2 - MODES DE CROISSANCE CRISTALLINE

Dans les croûtes formées de cristaux à faces planes ou déprimées, les cubes dirigent statistiquement vers le haut un de leurs sommets ou une de leurs arêtes. Cette disposition implique une croissance compétitive sur le fond (Wardlaw et Schwerdtner, 1966 ; Shearman, 1970) à partir de nombreux petits cristaux de halite qui sont autant de germes potentiels. La croûte halitique récoltée en hiver (Pl. XI-b) donne une idée de la surface initiale couverte de germes où déjà quelques cristaux de plus grande taille manifestent une force de cristallisation plus importante.

L'observation microscopique d'une section transversale d'une de ces croûtes, à cubes de halite à faces planes, montre dans les cristaux des plans de zonation soulignés par de minuscules baguettes de gypse de quelques dizaines de microns (Pl. XII-e). Cet aspect rappelle celui des sélénites et marque par des séquences élémentaires de croissance de

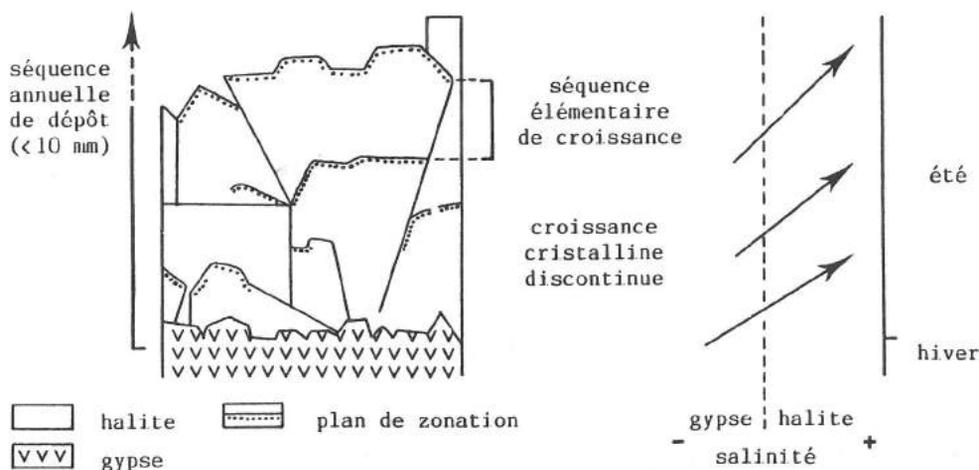


Fig. 40. - Séquence élémentaire de croissance et séquence annuelle de dépôt, avec indication de leurs mécanismes de genèse, dans les halites de début de précipitation de Salin-de-Giraud.

légères fluctuations de salinité du milieu de dépôt. Par contre, la séquence annuelle de dépôt dans ces croûtes correspond à l'ensemble constitué par la lamine gypseuse millimétrique basale, résultant sans doute de dilutions hivernales, et par la halite précipitée annuellement, qui n'atteint que 1 à 2 cm dans les bassins avant les tables salantes (fig. 40).

Les pyramides correspondent vraisemblablement à un développement initial à partir de la surface de l'eau (Delwig, 1953 ; Shearman, 1978). Malheureusement ce phénomène n'a pu être observé sur le terrain en Camargue, mais il l'a été dans des marais salants de l'île de Noirmoutier où du sel se forme en surface et constitue ce qui est appelé localement la "fleur de sel". Les pyramides des tables salantes seraient issues d'une telle nucléation à l'interface air - saumure, suivie, lorsque la tension superficielle devient insuffisante, d'une chute des germes sur le fond où ils poursuivent leur croissance. Ce processus n'est pas sans rappeler les cristaux en "cornets" obtenus par R.S. Arthurton (1973) au cours de la précipitation expérimentale de la halite. Cet auteur rapporte cette morphologie particulière à une croissance préférentielle des arêtes supérieures des faces verticales du cube.

II - SANTA POLA

Ces dépôts halitiques font l'objet d'une publication (Orti Cabo, Pueyo Mur, Geisler-Cussey et Dulau, 1984) et leur extension est indiquée sur la figure 21.

Les observations ne portent que sur les "cabeceras", situées avant les tables salantes, et sur ces dernières elles-mêmes. La halite y apparaît respectivement en association avec des dépôts gypseux ou seule.

A - MORPHOLOGIE ET DISTRIBUTION DES CRISTAUX DE HALITE

Cet aspect de la sédimentation halitique a été étudié de façon détaillée dans un bassin de type "cabecera" (Bras del Port - CO 23). On y trouve des cristaux de halite de morphologie différente en fonction des variations microtopographiques du substratum (fig. 41).

Sur les bords du bassin qui présente des structures polygonales de dessiccation de 30 à 50 cm de diagonale, partiellement émergées, il se forme à l'intérieur de celles-ci des radeaux superficiels lamellaires, d'épaisseur millimétrique, de halite (Pl. XI-a). Sur ces radeaux on observe de petits nodules blancs millimétriques, dispersés, qui sont formés de cubes de halite à arêtes inframillimétriques. Dans les endroits où le substratum, alors couvert de gypse à cristaux aciculaires, émerge en îlots de quelques décimètres de diamètre au maximum, cette pellicule halitique existe aussi tout autour et prend appui sur les bords de l'îlot.



Fig. 41. - Importance de la microtopographie dans la distribution des types morphologiques de la halite dans une "cabecera" (CO 23) à Santa Pola.

Des cubes de halite, dont les arêtes atteignent plusieurs millimètres de longueur, se forment sous une faible tranche d'eau (1 à 2 cm) en bordure des îlots émergés, mentionnés précédemment. Ils présentent un aspect limpide, sans inclusions fluides, et dirigent statistiquement un de leurs sommets vers le haut.

Enfin, le fond du bassin, sous 5 à 10 cm d'eau, est recouvert de halite en pyramides, de 0,5 à 1 cm de hauteur, dont la pointe est orientée vers le bas.

Cette distribution des types morphologiques de cristaux de halite en fonction de la microtopographie se retrouve comme à Salin-de-Giraud dans les bassins avant les tables salantes, où les cubes se développent en bordure des digues et les pyramides sur le fond.

B - CROUTES HALITIQUES

Une croûte halitique litée a pu être échantillonnée en bordure d'une "cabecera" (Bras del Port - CO 23) dans une tranchée où le dépôt de sel plus épais, d'une dizaine de centimètres de puissance, était conservé. La morphologie des cristaux est de type pyramidal. L'aspect lité est marqué par des plans de discontinuité horizontaux qui traversent la masse halitique et définissent des croûtes halitiques élémentaires de puissance centimétrique (Pl. XI-e).

Les discontinuités observées macroscopiquement, ainsi que d'autres plus ténues, correspondent à des niveaux formés essentiellement de cristaux de gypse, de quelques dizaines de microns ; ces lamines gypseuses traversent les cristaux de halite, déterminant des séquences élémentaires de croissance, ou les interrompent (Pl. XII-f).^{*} Lorsqu'il y a interruption, il se forme d'abord quelques petits cristaux de halite millimétriques qui se résolvent ensuite en un plus gros de quelques millimètres d'arête. La séquence élémentaire de dépôt correspond alors à l'intervalle entre deux lamines gypseuses majeures qui déterminent le litage du dépôt.

Il est intéressant de noter la présence de structures en chevrons qui résultent de la coalescence d'inclusions fluides au cours de la confection de la lame mince. Ces structures sont tronquées au niveau des lamines gypseuses (Pl. XII-f). Il existe également une forte porosité.

C - MÉCANISMES DE CROISSANCE CRISTALLINE

Sur les tables salantes, vidées de leur saumure avant la récolte du sel, on peut voir par endroits, déposés au-dessus de la croûte à cristaux en pyramide, des fragments de radeaux halitiques superficiels. Cette observation est un argument en faveur d'une nucléation originelle des cristaux à l'interface air - saumure. Lorsque le bassin est en eau, après rupture de la tension superficielle, ces germes tombent sur le fond où ils poursuivraient leur croissance avec un effet de compétition (Pl. XII-f) comme cela a été également constaté à Salin-de-Giraud.

La présence d'inclusions en chevrons indique une orientation des cristaux sur le fond avec un sommet ou une arête vers le haut. Selon les résultats expérimentaux de R.S. Arthurton (1973), ce type de croissance se produit lorsque les germes nés à l'interface air - saumure sont des cuboïdes ou des trémies à 6 faces. Malheureusement, l'aspect des radeaux halitiques superficiels n'a pas été assez détaillé pour pouvoir conclure quant à la morphologie des cristaux qui les composent.

La présence de minces niveaux sulfatés, déterminant des séquences élémentaires de croissance dans les cristaux de halite, correspond à des épisodes de dilution du milieu, sans doute en relation avec des arrivées d'eau dans le bassin (fig. 42). Le litage marque des modifications de salinité, plus importantes et peut-être plus durables, avec dépôt de gypse plus épais introduisant une discontinuité majeure entre les croûtes halitiques

élémentaires. La troncature des structures en chevron, au contact des lamines gypseuses, indique même des phénomènes de dissolution. Une nouvelle couche de germes doit se former avant la croissance de la croûte élémentaire suivante.

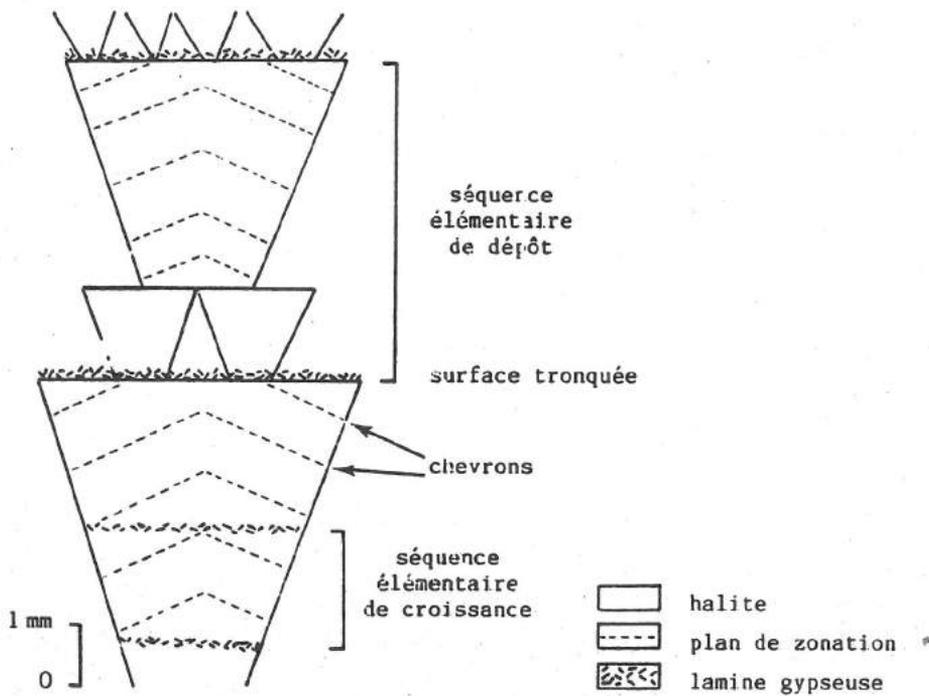


Fig. 42. - Séquence élémentaire de croissance et séquence de dépôt dans les croûtes halitiques litées de Santa Pola.

III - ANALYSE DES SAUMURES PIÉGÉES

DANS LES INCLUSIONS FLUIDES PRIMAIRES DE CRISTAUX DE HALITE

L'intérêt de cette étude, sur des échantillons provenant de milieux actuels, est de pouvoir comparer les résultats analytiques obtenus à partir des inclusions fluides, avec ceux obtenus directement sur les saumures génératrices des cristaux. Ce travail ne porte que sur des échantillons provenant de Salin-de-Giraud (Dubessy, Geisler, Kostolanyi et Vernet, 1980).

A - DÉTERMINATION DE LA TENEUR EN SULFATE

L'analyse est effectuée à l'aide de la microsonde à effet Raman M.O.L.E. dont l'utilisation a été présentée dans le chapitre 2.

L'échantillon choisi provient d'un des bassins de début de précipitation de la halite (éch. SG 122 ; Etang de Faraman - Clos 3). Lors de l'échantillonnage, la saumure du bassin formait une couche peu épaisse (50 cm environ) et était agitée depuis plusieurs jours par un vent fort. On peut donc la considérer chimiquement homogène. De plus, elle recouvrait un niveau formé d'une seule couche de cubes de halite de quelques millimètres d'arête,

eux-mêmes déposés sur une croûte millimétrique de gypse. La faible quantité de halite précipitée montre que le volume d'eau évaporé depuis la précipitation du gypse a été peu important. Selon J. Dubessy : "on peut donc raisonnablement considérer que la solution à partir de laquelle précipitent les derniers cristaux de gypse et la saumure libre surmontant la couche halitique sont très proches chimiquement. Les seules variations chimiques ne pourront concerner que les ions Na^+ et Cl^- , puisque la halite est le seul minéral à précipiter ; toutes ces solutions seront donc supposées être saturées vis-à-vis du gypse".

Les inclusions sont en général monophasées, à remplissage aqueux. Néanmoins quelques unes présentent une petite phase vapeur. Leur étroite association à des zones en chevrons confirme leur caractère primaire.

La concentration en SO_4^{--} de la saumure prélevée dans le bassin étudié a été déterminée par chimie classique et par spectroscopie Raman (fig. 43). Les résultats sont rassemblés dans le tableau 7. Ils permettent de tirer les conclusions suivantes :

1 - Du point de vue analytique, l'identité des résultats obtenus sur la solution provenant du bassin par spectroscopie Raman et chimie classique confirme la validité de cette méthode.

2 - D'un point de vue géochimique, les valeurs tout à fait comparables en SO_4^{--} des saumures contenues dans les inclusions et de celle prélevée dans le bassin, démontrent que les inclusions primaires dans un tel milieu piègent un fluide représentatif de la solution dans laquelle baigne le cristal en cours de croissance. Cette donnée est capitale, car elle confirme la validité de l'étude des inclusions fluides primaires dans les halites de formations anciennes pour connaître, avec plus de précision, la composition des saumures mères.

D'autres analyses ont été effectuées dans le bassin où passent les eaux sortant des tables salantes (Avant-Pièce des Eaux Mères). Les cristaux de halite s'y présentent sous forme de cubes à faces déprimées, de 0,5 à 1 cm d'arête, qui forment une croûte de quelques centimètres d'épaisseur au-dessus d'un sel très fin. Les échantillons étudiés proviennent exclusivement de la croûte superficielle ; le premier a été choisi dans un

N° d'Echantillons et d'Inclusion		SO_4^{--} mole/kg H_2O (Raman) ²	Moyenne	Ca^{++} mole/kg H_2O (calculé)	Moyenne	Analyse chimique mole/kg H_2O	
						SO_4^{--}	Ca^{++}
SG 122	1	0,180		0,0134			
	2	0,165		0,0140			
	3	0,174	0,172	0,0134	0,0136		
	4	0,166		0,0139			
	5	0,173		0,0131			
Saumure		0,173				0,172	0,0136
SG 91	1	0,427					
	2	0,467	0,445				
	3	0,442					
SG 92	1	0,522					
	2	0,443	0,473				
	3	0,455					
	4	0,475					

Tableau 7. - Concentrations en ions SO_4^{--} et Ca^{++} dans les saumures piégées dans les inclusions fluides primaires de halites de Salin-de-Giraud et comparaison avec la saumure prélevée dans l'un des bassins (d'après Dubessy, Geisler, Kosztolanyi et Vernet, 1980).

- Provenance des échantillons : - SG 122 : Etang de Faraman - Clos 3. - SG 91 et SG 92 : Avant-Pièce des Eaux-Mères. - Localisation de ces bassins sur la figure 19.

prélèvement portant sur l'ensemble de la croûte (SG 92) et le second correspond uniquement aux cristaux au sommet de la croûte (SG 91). Les inclusions ont la même morphologie et des dimensions comparables à celles de l'échantillon SG 122. Les résultats analytiques sont reportés sur le tableau 7, à partir des données de la figure 43.

Dans les inclusions des halites provenant respectivement des bassins situés avant et après les tables salantes, apparaît une augmentation de la teneur en ion $\text{SO}_4^{=}$ en fonction de la salinité. Ceci est tout à fait en accord avec la précipitation faible des sulfates dans le domaine halitique, alors que la concentration des saumures par évaporation se poursuit. L'analyse chimique des eaux (fig. 26) le confirme.

Enfin, le développement des halites de début de précipitation sur une mince croûte gypseuse indique que la saumure piégée dans les inclusions est saturée vis-à-vis du gypse; de ce fait, il est possible de calculer la teneur en ion Ca^{++} (Dubessy *et al.*, 1980). La valeur obtenue par le calcul est la même que celle que donne l'analyse de la saumure

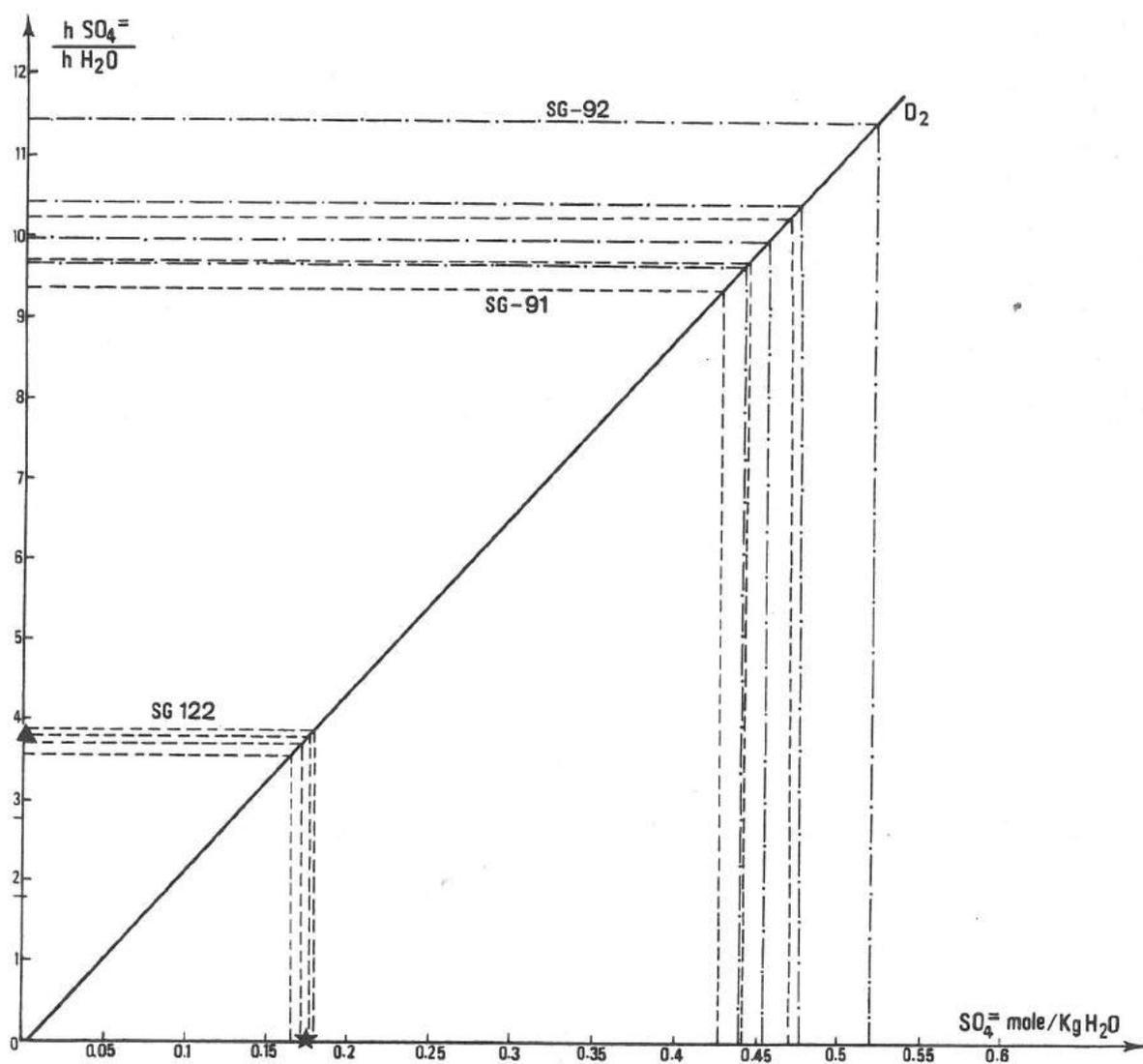


Fig. 43. - Détermination de la concentration en ion $\text{SO}_4^{=}$ des saumures des inclusions fluides de halites de Salin-de-Giraud, dans les échantillons SG 122 (début de précipitation de la halite : Etang de Faraman - Clos 3) et SG 91 et 92 (sortie des tables salantes : Avant-Pièce des Eaux Mères) (d'après Dubessy, Geisler, Kosztolanyi et Vernet, 1980).

Localisation des bassins sur la figure 19. - Etoile : concentration en $\text{SO}_4^{=}$ de la saumure libre, déterminée par analyse chimique. - Triangle : rapport des hauteurs de pics $h \text{SO}_4^{=} / h \text{H}_2\text{O}$ dans la saumure libre, par spectroscopie Raman.

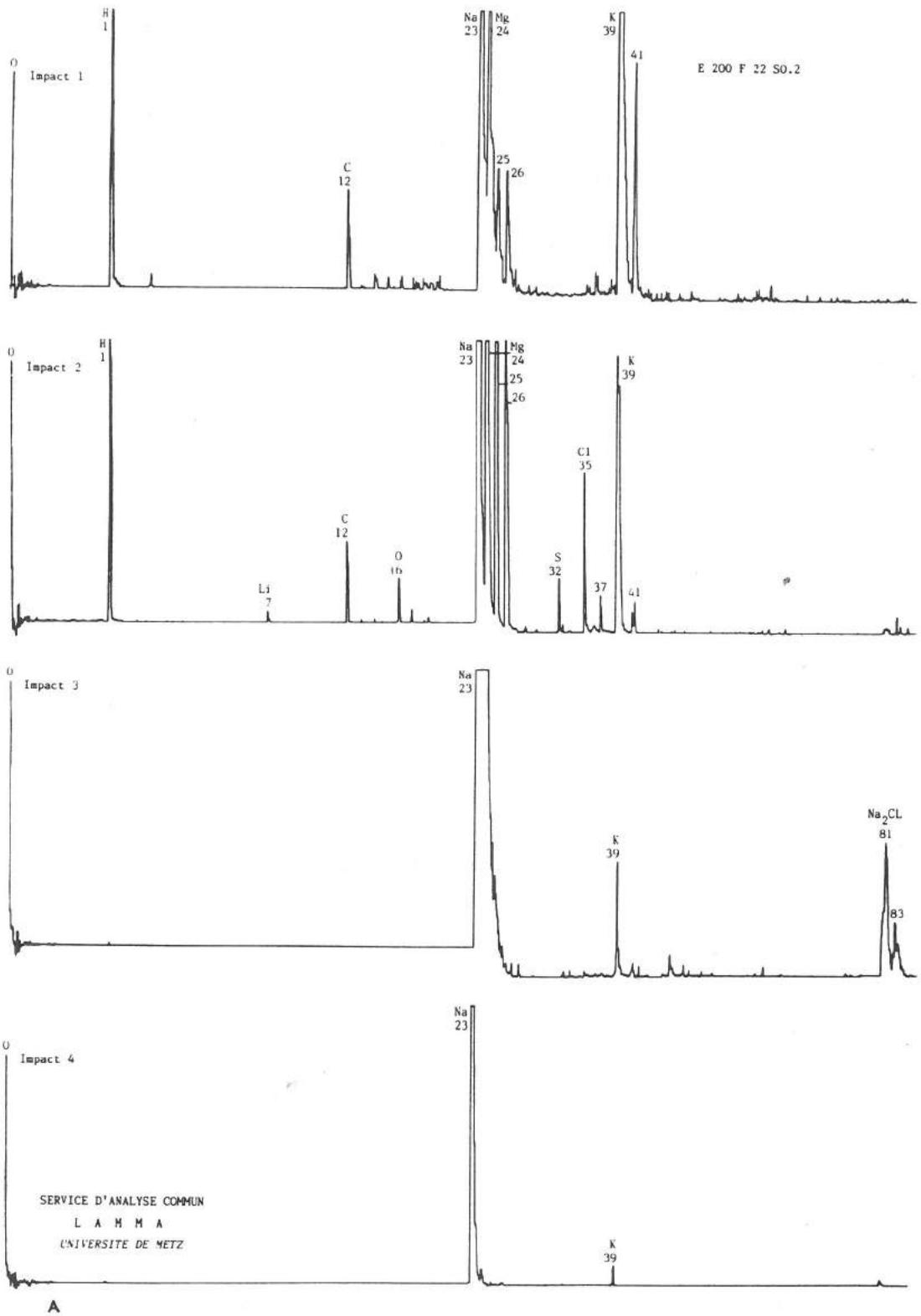
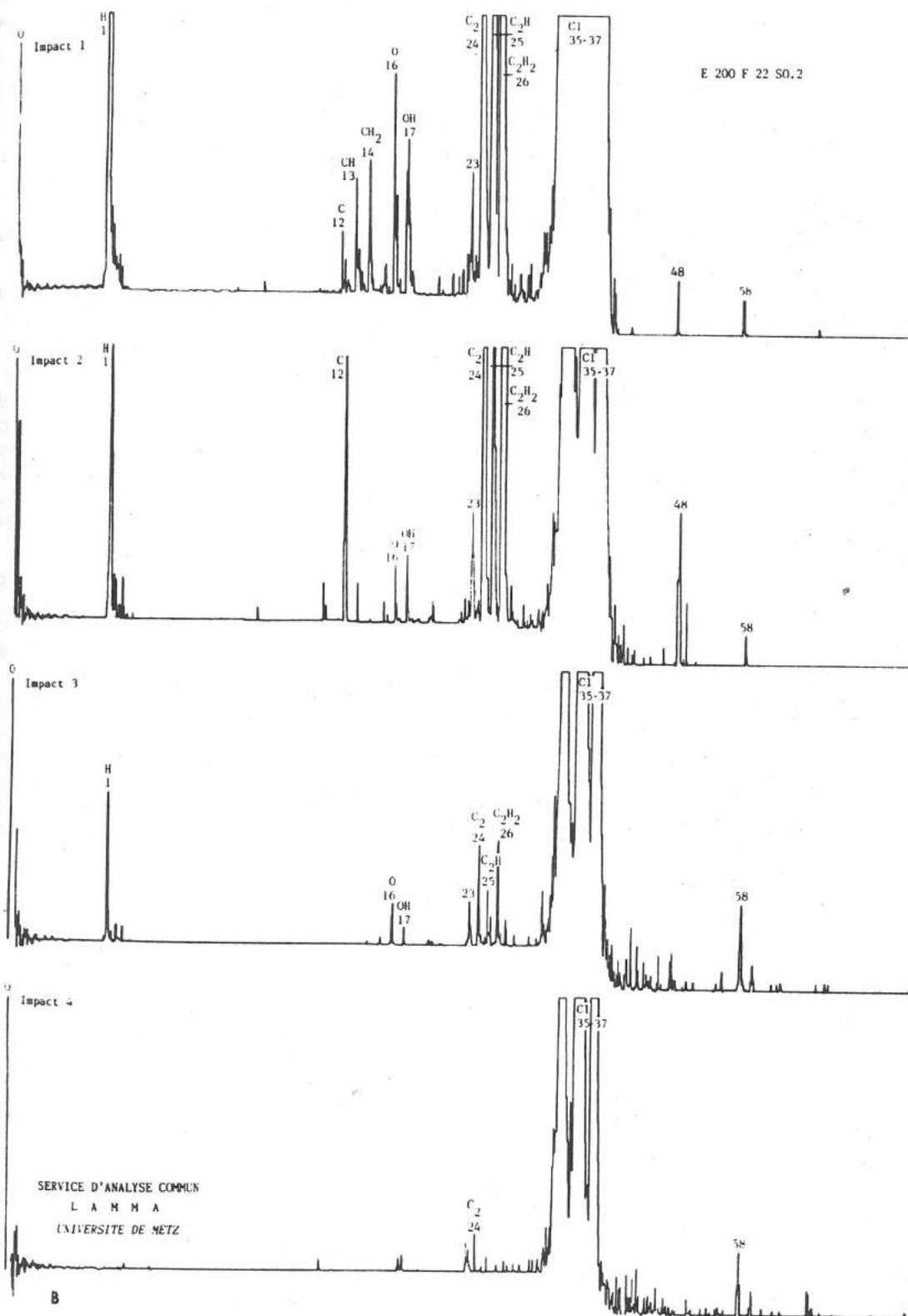


Fig. 44. - Spectres obtenus à la microsonde LAMMA par impacts successifs sur une inclusion dans un cristal de halite de l'échantillon SG 122 de Salin-de-Giraud.



- Etang de Faraman - Clos 3, début de précipitation de la halite.
 - A) Ions positifs. - B) Ions négatifs. - Localisation du bassin sur la figure 19.

libre du bassin (tabl. 7). Cette approche constitue donc un moyen rapide de connaître la teneur en ion Ca^{++} de la saumure piégée, à condition de démontrer sa saturation vis-à-vis du gypse par détermination des phases solides dans les inclusions. Cette méthode peut s'appliquer directement aux formations anciennes.

B – DÉTERMINATION QUALITATIVE DE LA COMPOSITION IONIQUE

La méthodologie, utilisant la microsonde LAMMA ou le spectromètre de masse à sonde laser LPMS, a été présentée dans le chapitre 2.

L'étude porte sur l'analyse à la microsonde LAMMA de l'échantillon SG 122, déjà choisi pour la détermination de la teneur en sulfate. Les spectres obtenus résultent de plusieurs impacts successifs du rayon laser sur la même inclusion (fig. 44).

Les spectres concernant les ions positifs (fig. 44-A) montrent d'abord à côté du sodium l'apparition du magnésium et du potassium qui sont effectivement concentrés dans les saumures précipitant NaCl (fig. 26). Après le second impact, le spectre est encore sensiblement le même, avec en plus apparition de l'oxygène de l'eau. Le spectre correspondant au troisième impact ne montre plus que du potassium en association avec le sodium. Enfin, le dernier spectre est pratiquement semblable à celui obtenu en surface de la halite (fig. 5-A), c'est-à-dire que l'inclusion est traversée et le faisceau laser touche la masse halitique.

Les trois premiers spectres concernant les ions négatifs (fig. 44-B) montrent à côté du chlore et du groupement OH^- de l'eau, de nombreux ions et groupements d'ions tels que C, CH, C_2H_2 ... indicateurs de matière organique dissoute dans les saumures. Le dernier spectre ressemble à celui obtenu en surface de la halite (fig. 5-B) et correspond à un impact en dehors de l'inclusion qui a été complètement traversée.

Ces données mettent en évidence la nécessité de plusieurs impacts pour analyser la totalité du contenu d'une inclusion fluide et les problèmes d'intégration pour un résultat global. Enfin, pour passer à une détermination quantitative, il y a encore tout un processus d'étalonnage à mettre au point. Cette approche ouvre cependant la voie à l'analyse de la composition ionique de fluides en très petit volume comme dans les inclusions des cristaux, permettant ainsi de connaître la composition chimique des saumures mères des cristaux.

IV – GÉOCHIMIE DU BROME

L'aspect théorique de la géochimie du brome dans la halite a été présenté dans le chapitre 3. Les processus analytiques sont exposés dans le chapitre 2. L'étude est fondée essentiellement sur des échantillons provenant de Salin-de-Giraud.

A – BROME DANS LES SAUMURES

La courbe des teneurs en brome dans les saumures du marais salant de Salin-de-Giraud en fonction de la salinité (fig. 45-A) montre une évolution linéaire avec un changement brutal de pente, qui devient plus forte, au point où la halite commence à précipiter. Cette augmentation plus rapide est en accord avec les données expérimentales (Valyashko, 1956). A Santa Pola, la courbe obtenue (fig. 45-B) est tout à fait comparable.

Cette évolution remarquable du brome en fait un marqueur privilégié des salinités en milieu évaporitique.

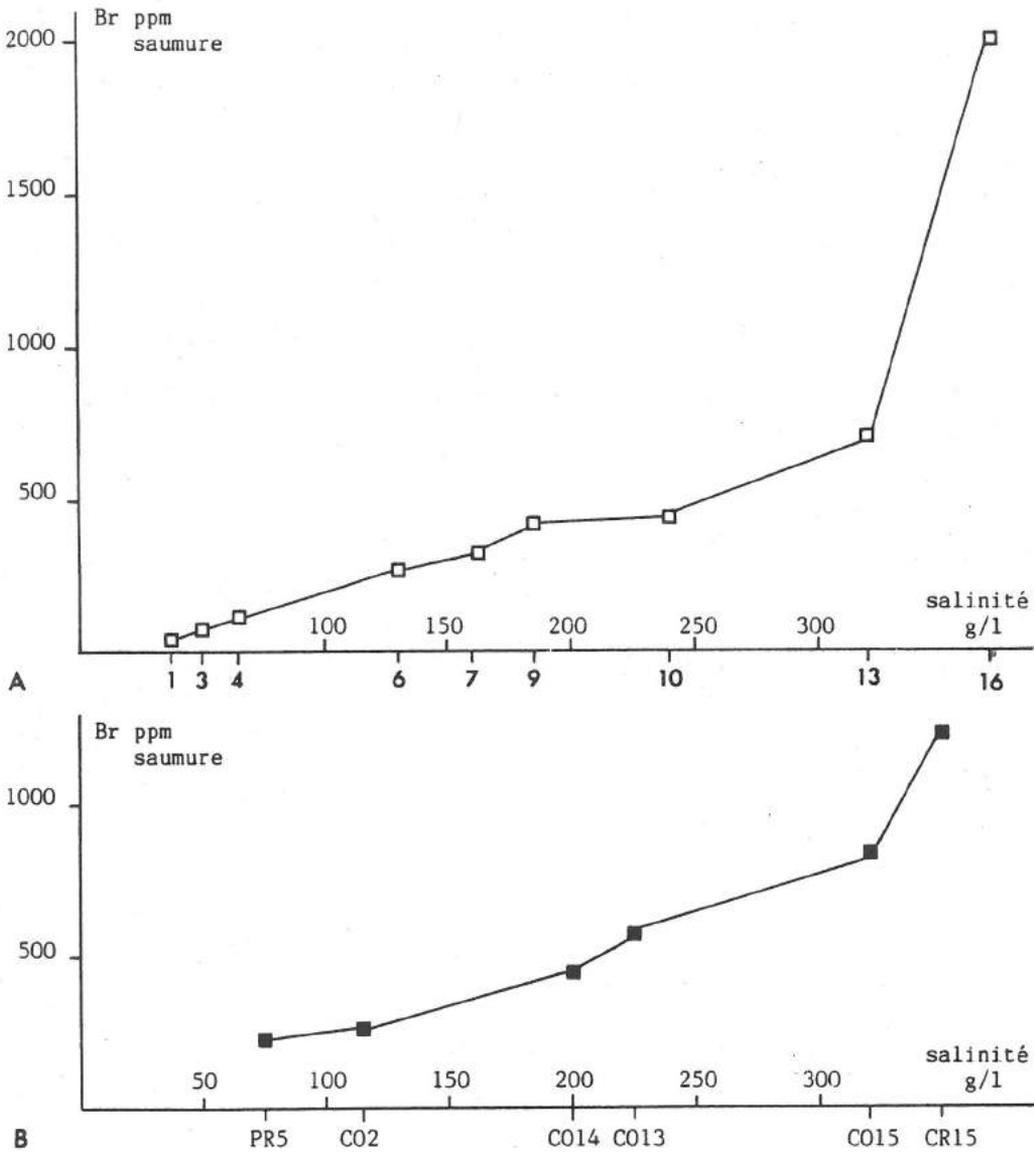


Fig. 45. - Evolution des teneurs en brome, en fonction de la salinité, dans les saumures libres (à partir des valeurs des tableaux 3, 4 et 8).

- A) Circuit Nord à Salin-de-Giraud (localisation des bassins sur la figure 19).
- B) Circuit "El Teniente" de Bras del Port à Santa Pola (localisation des bassins sur la figure 21).

B - COEFFICIENT DE DISTRIBUTION DU BROME

L'étude du coefficient de distribution b [$\text{Br (cristal)}/\text{Br (saumure)}$] du brome dans la halite n'a pu être menée qu'à Salin-de-Giraud dans deux bassins, situés respectivement avant et après les tables salantes, l'accès à ces dernières n'étant pas autorisé. Les valeurs obtenues pour b (tabl. 8) sont de 0,12, c'est-à-dire très proches de la valeur expérimentale de 0,14 (Braitsch et Herrmann, 1963). Dans le marais salant yougoslave de Secovlje, la valeur de b dans les bassins où précipite la halite est du même ordre de grandeur (Herrmann

et al., 1973). Il en est de même pour des mesures effectuées également en Camargue, à Aigues-Mortes (Sichère, 1976). Ces données confirment la validité de la valeur expérimentale du coefficient de distribution du brome dans la halite.

D'après les études expérimentales, le coefficient de distribution du brome n'est affecté en diminution que par le magnésium (fig. 15). Cette diminution ne s'observe pas à Salin-de-Giraud où le bassin situé à la sortie des tables salantes ne dépasse pas 13 g $MgCl_2$ / 100 g H_2O (tabl. 8).

Bassin	Etang de Faraman Clos 4	Avant-Pièce des Eaux Mères
Salinité (g/l)	320	370
Br (saumure) (ppm)	700	2000
Br (cristal) (ppm)	86	238 - 239 - 240
$b = Br \text{ (cristal)} / Br \text{ (saumure)}$	0,12	0,12
$MgCl_2 \text{ g} / 100 \text{ g } H_2O$	4,17	13,44

Tableau 8. - Calcul du coefficient de distribution b du brome dans les halites de Salin-de-Giraud, dans un milieu faiblement magnésien (d'après Geisler, 1982).

- Localisation des bassins sur la figure 19.

C - BROME INDICATEUR DE SALINITE

Le dépôt halitique dans le bassin à la sortie des tables salantes (Avant-Pièce des Eaux Mères), déjà choisi pour l'étude de la teneur en sulfate dans les inclusions fluides, est caractérisé par des cristaux en forme de cubes à faces déprimées riches en inclusions fluides. Au moment de l'étude, ce dépôt était constitué par plusieurs corps halitiques se différenciant par la taille de leurs cristaux : 1 cm, 0,5 cm et 0,5 mm d'arête. Plusieurs coupes dans le bassin ont permis de montrer leur distribution réciproque (fig. 46).

L'analyse du brome dans les cristaux montre des valeurs différentes pour chacune des classes de taille, mais une valeur sensiblement constante au sein de chacune d'entre elles, tout au moins pour la moyenne et la grossière (tabl. 9). A la vérité, ces valeurs doivent être surestimées par rapport aux valeurs réelles dans le réseau cristallin. C'est évident pour les cristaux les plus petits où la teneur en brome excède très largement les teneurs maximales habituelles (autour de 300 ppm) ; des teneurs supérieures peuvent être observées dans la sylvine, mais sa présence n'a pas été confirmée en diffractométrie X. Cette anomalie pourrait alors s'expliquer par l'abondance des inclusions fluides renfermant des saumures très riches en brome (2000 ppm ou plus) qui n'ont pas été éliminées par lavage à l'alcool avant l'analyse. Cependant la morphologie comparable des cristaux

Arête du cube	1 cm			0,5 cm		0,5 mm
Br ppm	238	239	240	326	383	745

Tableau 9. - Teneurs en brome, en fonction de leur taille respective, dans des cristaux de halite provenant des corps halitiques du bassin à la sortie des tables salantes de Salin-de-Giraud (d'après Geisler, 1982).

- Avant-Pièce des Eaux Mères, localisée sur la figure 19.

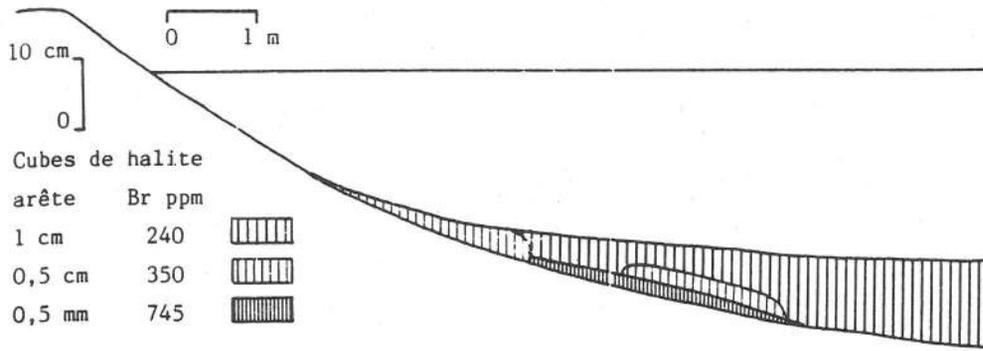


Fig. 46. - Distribution schématique des corps halitiques (coupes tous les 2 m) observés dans le bassin situé à la sortie des tables salantes (Avant-Pièce des Eaux Mères, localisé sur la figure 19) lors de la campagne d'échantillonnage de juin 1979 à Salin-de-Giraud (d'après Geisler, 1982-a).

et la même abondance des inclusions permettent l'utilisation relative des valeurs analytiques.

Il est donc vraisemblable que l'on soit en présence de trois populations distinctes de cristaux correspondant au transit de saumures successives de concentration variable, issues de circuits différents des tables salantes, ainsi que l'indiquent les tailles, les teneurs en brome bien différenciées et la répartition spatiale en corps halitiques distincts. Des assèchements possibles, ayant entraîné une érosion partielle des premiers dépôts, peuvent expliquer la disposition de ces corps halitiques, telle qu'elle apparaît sur la figure 46.

L'étude menée ici sur un cas particulier présente cependant un intérêt évident quant aux corrélations latérales à l'aide des teneurs en brome. Cette méthodologie a d'ailleurs été utilisée en Allemagne pour le Zechstein et l'Oligocène du Fossé Rhénan (Manger, 1961 ; Baar, 1963 ; Haltenhof et Hofrichter, 1972) en se fondant sur des niveaux repère dans les séries bien litées et en parallélisant des profils de distribution du brome. Dans le cas présent, l'analyse du brome dans les cristaux permet de distinguer différentes unités halitiques et de préciser leur chronologie puisqu'il apparaît que le dépôt enregistre les évolutions de la saumure au cours du temps.

CONCLUSION

L'étude des dépôts halitiques fait ressortir, comme dans le cas des dépôts gypseux, deux mécanismes différents pour la zonation des cristaux et le litage des croûtes. Dans le premier cas, la croissance cristalline est perturbée par des dilutions épisodiques du milieu. Alors que dans le second cas, le litage marque l'intercalation d'un dépôt de nature différente, en l'occurrence gypseux.

Il est également important de noter une évolution morphologique des cristaux de halite en fonction de la salinité. Le même phénomène se manifeste en fonction de la microtopographie.

Des données analytiques quantitatives et qualitatives sur la chimie des fluides dans les inclusions primaires constituent un premier pas vers la connaissance des saumures mères des cristaux.

La géochimie du brome permet de caractériser la salinité des saumures de façon assez précise grâce à la connaissance du comportement de cet élément par l'expérimentation et dans les milieux sédimentaires actuels.

PLANCHE XI

DEPOTS HALITIQUES ACTUELS
ASPECTS MACROSCOPIQUES DES CROUTES

—
Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19 pour Salin-de-Giraud et la figure 21 pour Bras del Port à Santa Pola.

- a - Structures polygonales de dessiccation (salinité : 325 g/l).
- Partiellement émergées, elles se situent en bordure d'un bassin où précipite la halite. Des radeaux halitiques plus clairs se développent à la surface de l'eau dans certaines des dépressions délimitées par ces polygones.
- Bras del Port, CO 23.
- b - Vue superficielle d'une croûte halitique hivernale (salinité : 320 g/l).
- Sur une fine croûte gypseuse, parsemée de cubes dont l'un des sommets ou l'une des arêtes sont orientés vers le haut, certains cristaux montrent un coeur cubique laiteux.
- Salin-de-Giraud, Etang de Faraman - Clos 1. (Barre = 5 mm).
- c - Vue superficielle d'une croûte halitique estivale massive, à cubes à faces planes (salinité : 320 g/l).
- Elle est formée de cubes jointifs dont l'un des sommets ou l'une des arêtes sont orientés préférentiellement vers le haut.
- Salin-de-Giraud, Etang de Faraman - Clos 4.
- d - Vue transversale d'une croûte halitique massive, à cubes à faces planes (salinité : 320 g/l).
- Sur une fine croûte gypseuse basale, recouverte de nombreux cubes de halite millimétriques, seuls quelques uns poursuivent leur croissance. Les cubes jointifs dirigent préférentiellement l'un de leurs sommets vers le haut.
- Salin-de-Giraud, Etang de Faraman - Clos 4. (Barre = 3 mm).
- e - Vue transversale d'une croûte halitique litée (salinité : 325 g/l).
- Constituée par des cristaux en pyramide, elle présente une surface de discontinuité vers le tiers inférieur, marquant la base d'une croûte élémentaire.
- Bras del Port, CO 23.
- f - Vue superficielle d'une croûte halitique, à cubes à faces déprimées (salinité : 375 g/l).
- Les cubes, dont l'un des sommets est orienté préférentiellement vers le haut, constituent une croûte à forte porosité.
- Salin-de-Giraud, Avant-Pièce des Eaux Mères.

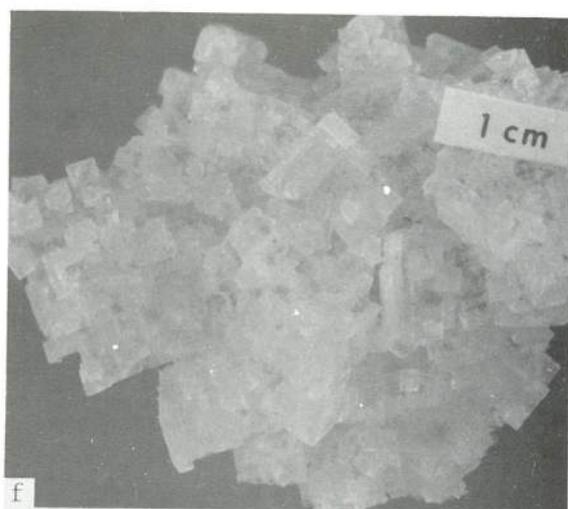
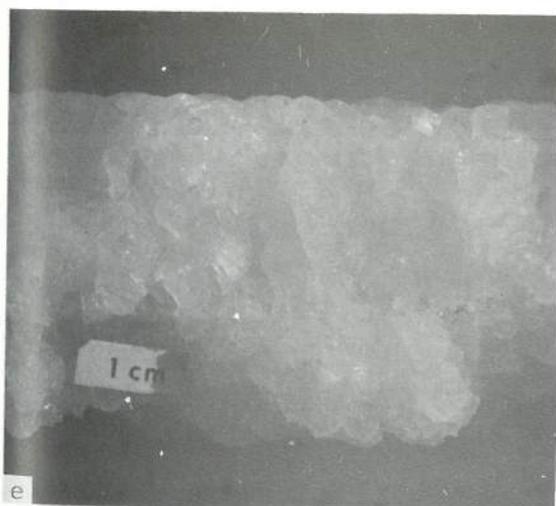
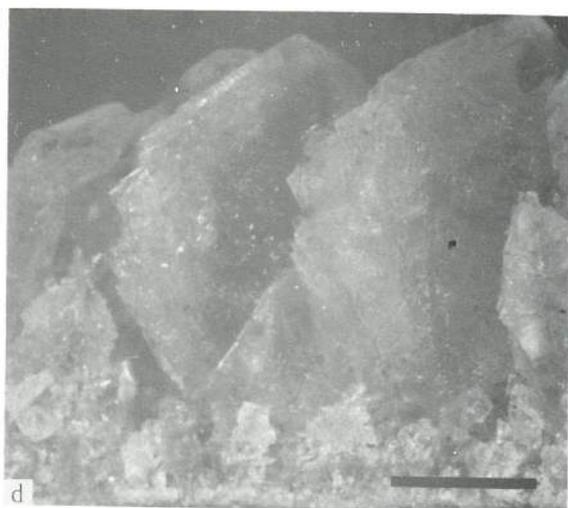
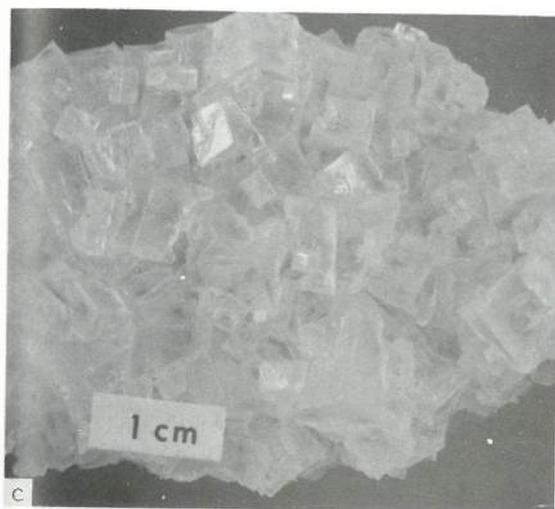
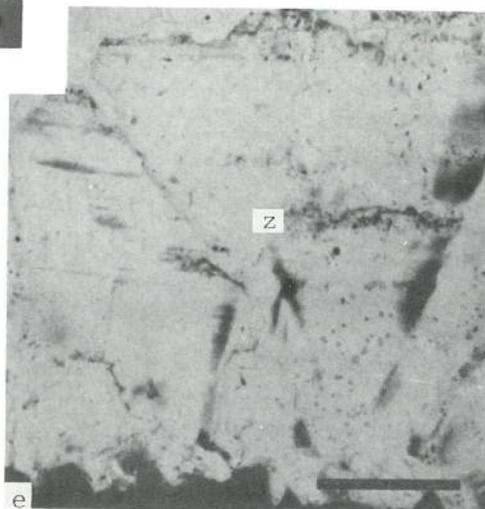
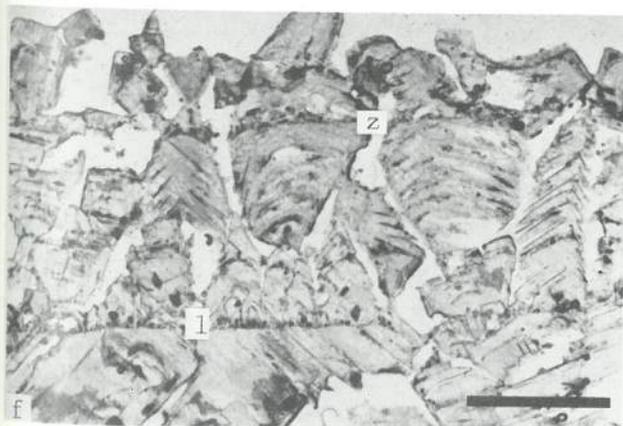
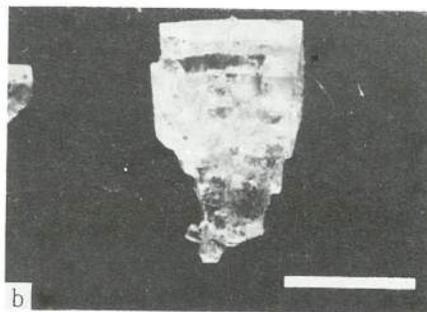
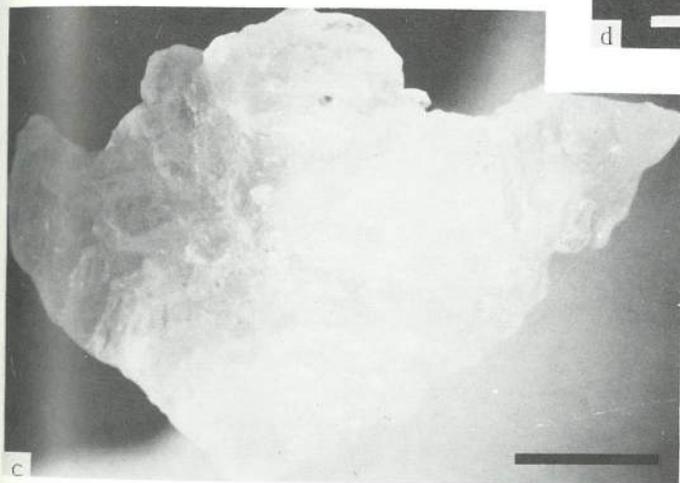
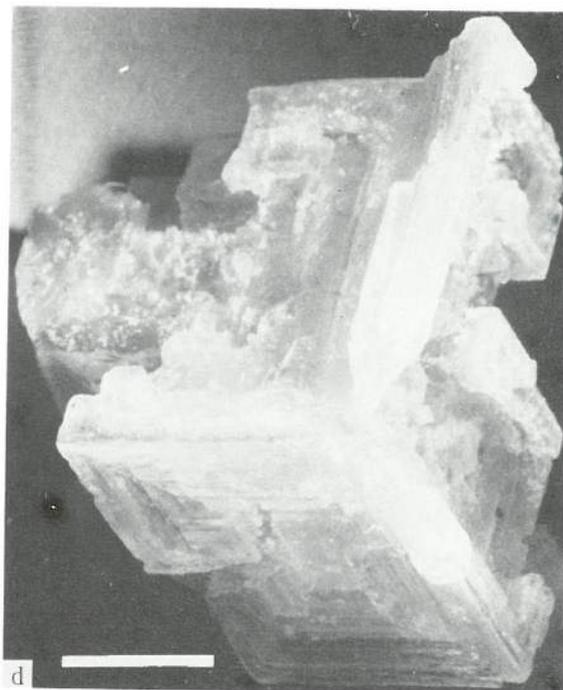
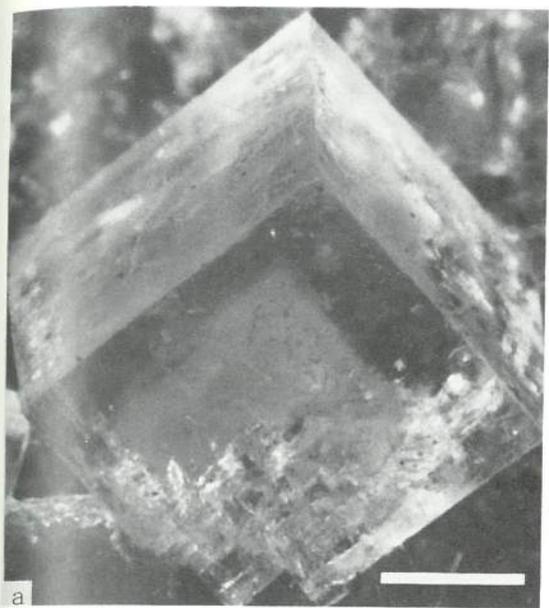


PLANCHE XII

 DEPOTS HALITIQUES ACTUELS
 MORPHOLOGIE DES CRISTAUX - SEQUENCES ELEMENTAIRES

Pour la localisation des échantillons photographiés, voir la figure 19 pour Salin-de-Giraud et la figure 21 pour Bras del Port à Santa Pola.

- a - Cube de halite à coeur cubique laiteux (salinité : 320 g/l).
- Le centre du cristal, à inclusions fluides abondantes, correspond à une phase de croissance plus rapide que la périphérie restée limpide.
 - Salin-de-Giraud, Etang de Faraman - Clos 1. (Barre = 1 mm).
- b - Cube de halite à faces planes (salinité : 320 g/l).
- Caractéristique des bassins de début de précipitation de la halite, il présente des cubes de plus en plus petits vers la base.
 - Salin-de-Giraud, Etang de Faraman - Clos 3. (Barre = 2 mm).
- c - Cristal de halite en forme de pyramide.
- Il provient de la récolte des tables salantes.
 - Salin-de-Giraud, Camelles. (Barre = 5 mm).
- d - Cube de halite à faces déprimées (salinité : 375 g/l).
- Précipité par les eaux issues des tables salantes, il présente une croissance préférentielle suivant ses arêtes.
 - Salin-de-Giraud, Avant-Pièce des Eaux Mères. (Barre = 5 mm).
- e - Aspect microscopique d'une section transversale de croûte halitique massive à cubes à faces planes (salinité : 320 g/l).
- Elle présente un plan de zonation (z) plus sombre, à minuscules cristaux de gypse, qui détermine une séquence élémentaire de croissance. Cette croûte repose sur une lamine gypseuse, sombre sur cette lame épaisse.
 - Salin-de-Giraud, Etang de Faraman - Clos 4. (Lame mince ; barre = 2 mm).
- f - Aspect microscopique d'une section transversale de croûte halitique à cristaux en pyramide (salinité : 260 g/l).
- Elle présente un plan de zonation (z) plus sombre, marqué par de minuscules baguettes de gypse, à l'intérieur des cristaux, déterminant une séquence élémentaire de croissance. Un lit gypseux (l) interrompt la croissance halitique qui reprend par des petits cristaux à la base et se poursuit par de plus gros vers le sommet ; l'ensemble constitue une séquence élémentaire de dépôt. Les structures en chevron correspondent à des inclusions fluides, sans doute anastomosées lors de la confection de la lame mince. La forte porosité et les faces courbes des cristaux sont sûrement en relation avec des phénomènes de dissolution par suite de la faible salinité au moment de l'échantillonnage et peut-être également accentués au moment de la préparation de l'échantillon.
 - Bras del Port, CO 83. (Lame mince ; barre = 3 mm).





CHAPITRE 8

DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DANS LES SALINS ÉTUDIÉS

INTRODUCTION

Les dépôts liés à l'activité propre de ces salins sont essentiellement d'origine sous-aquatique et dépendent des conditions dynamiques particulières à ce milieu. La tranche d'eau reste généralement peu épaisse, de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. Elle ne semble pas présenter de stratification, sans doute par suite de sa faible épaisseur et d'une certaine mobilité des eaux circulant d'un bassin à l'autre.

Dans ces marais salants, le facteur essentiel de la dynamique sédimentaire est la salinité et ses fluctuations liées à l'évaporation et au cheminement des eaux. Elle influe sur les peuplements organiques, les morphologies cristallines et le comportement géochimique de certains éléments.

L'influence prépondérante de la salinité explique que ces dépôts sont constitués de minéraux de précipitation chimique, largement dominants dans les domaines du gypse et de la halite. Les carbonates apparaissent de façon beaucoup plus discrète dans un domaine sédimentaire où les cyanophycées benthiques constituent l'essentiel de la production des salins. Des arrivées détritiques, surtout en début de circuit, peuvent s'ajouter à ces sédiments.

L'ensemble de ces constituants s'organise en dépôts laminés ou lités, dont les cristaux présentent souvent des zonations. La mise en évidence de séquences de dépôt permet d'y reconnaître un certain nombre de mécanismes sédimentaires.

Ainsi, ces salins permettent l'étude des dépôts successifs issus de l'évaporation progressive de l'eau de mer et en particulier des passages latéraux aux confins des différents domaines de sédimentation néritique, algo-mésohalin, gypseux et halitique. L'influence de la microtopographie du fond des bassins est également prise en considération.

I - ÉLÉMENTS MARQUEURS DE SALINITÉ

Que ce soient les peuplements organiques par leur distribution, les cristaux par leur morphologie ou les éléments en traces par leur taux d'incorporation dans les édifices cristallins, tous ces constituants des dépôts salins présentent des différenciations indicatrices de l'évolution de la salinité.

A - PEUPELEMENTS ORGANIQUES

Dans l'ensemble des salins, la biomasse est très importante jusqu'à une salinité de l'ordre de 150 g/l, correspondant au début de la précipitation du gypse.

Les cyanophycées benthiques constituent l'essentiel de cette biomasse et se retrouvent dans tous les domaines de salinité, à l'exception des premiers bassins proches de l'entrée de l'eau de mer. Le peuplement présente une différenciation en fonction de la salinité. Alors que les cyanophycées filamenteuses se trouvent avec tous les sédiments des salins, les cyanophycées coccoïdes, dont *Aphanothece* sp., se développent plus particulièrement juste avant l'apparition du gypse et en association avec celui-ci (fig. 47). Parmi les cyanophycées filamenteuses, il faut rappeler que *Microcoleus chthonoplastes* forme l'essentiel de la biomasse dans les tapis algaires laminés du domaine algo-mésohalin.

Les diatomées pullulent à la surface des tapis algaires et leurs associations évoluent en fonction de la salinité (Noël, 1982). Leur présence dans le gypse en inclusions solides constitue une preuve de leur existence jusqu'à des salinités élevées, proches de la précipitation du gypse. Par contre, leur disparition rapide au sein du sédiment montre combien il faut être prudent dans les reconstitutions paléoécologiques où l'absence d'un organisme n'est pas toujours indice de non-existence.

B - MORPHOLOGIES CRISTALLINES

Elles concernent uniquement les cristaux issus de la précipitation directe à partir des saumures. Leur distribution en fonction de la salinité est schématisée sur la figure 47.

Les carbonates d'origine chimique sont rares et correspondent essentiellement aux lamines aragonitiques interstratifiées dans les tapis algaires laminés du domaine néritique. Les cristaux se présentent sous forme d'aiguilles qui ne se conservent pas en profondeur par suite de la grande instabilité de cette espèce minérale.

Lorsque l'évolution de la morphologie des cristaux de gypse se fait en fonction de la salinité croissante, ils apparaissent d'abord à la surface de la saumure sous forme de cristaux tabulaires. Sur le fond se développent déjà de petits cristaux de type sélénite. Au fur et à mesure que la salinité augmente, la taille des sélénites croît jusqu'à atteindre plusieurs centimètres de long, puis elle diminue de nouveau à proximité du domaine de précipitation de la halite. C'est à ce moment que débute la croissance des cristaux de gypse aciculaires, de taille millimétrique, souvent maclés en queue d'aronde, observés à Santa Pola (fig. 47). En milieu sous-aquatique, les cristaux de sélénite correspondent à la morphologie typique du gypse dans son domaine de précipitation ; les autres formes cristallines se développent aux confins de ce domaine.

La halite se manifeste sous forme de cubes simples au début de son domaine de précipitation et très rapidement donne naissance à des cristaux en pyramide que l'on retrouve tout au long des tables salantes. A Salin-de-Giraud, les saumures issues de celles-ci engendrent des cubes de halite à faces déprimées (fig. 47). La morphologie la plus répandue correspond aux pyramides, caractéristiques des tables salantes ; les autres types apparaissent aux limites du domaine de précipitation de la halite.

L'évolution des morphologies cristallines en fonction de la salinité, en milieu sous-aquatique, montre qu'à chacun des domaines considérés correspond un type morphologique caractéristique : sélénite pour le gypse, pyramide pour la halite. Par contre, des morphologies différentes se manifestent aux confins du domaine de développement de chacune des espèces cristallines.

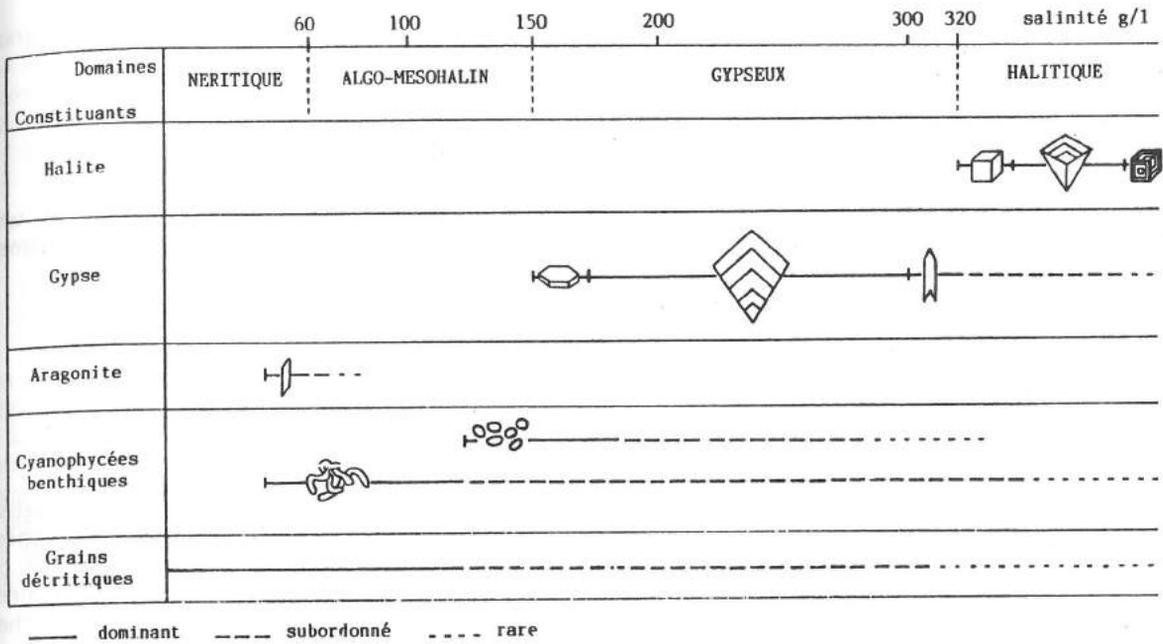


Fig. 47. - Evolution latérale schématisée des principaux constituants chimiques et organiques, en fonction de la salinité, dans les dépôts des marais salants étudiés.

C - DONNÉES GÉOCHIMIQUES

La salinité des saumures génératrices des cristaux peut être obtenue directement par la connaissance de la chimie des fluides piégés dans les inclusions des cristaux. L'analyse ionique n'apporte encore que des données qualitatives, mais la spectrométrie, utilisant la microsonde à effet Raman (M.O.L.E.), permet de quantifier les teneurs en sulfate. Cette approche directe de la salinité n'en est qu'à ses débuts.

Le taux d'incorporation de certains éléments en traces dans les réseaux cristallins varie en fonction de la salinité, ce qui permet une approche indirecte de celle-ci.

La teneur en strontium dans le gypse augmente globalement avec une salinité croissante. Pour l'instant, il ne semble pas exister de relation chiffrée, valable partout, entre les teneurs dans les cristaux et dans les saumures. Les variations des teneurs doivent plutôt être utilisées pour mettre en évidence des évolutions relatives de la salinité au sein des séries.

Par contre, les teneurs en brome dans la halite permettent de chiffrer la salinité grâce à la constance du rapport des teneurs dans les cristaux et dans les saumures. Cette relation, démontrée expérimentalement, est confirmée par les résultats obtenus dans les salins. Comme dans le cas du strontium, les teneurs en brome dans la halite augmentent avec la salinité.

Enfin, la phase détritique argileuse du substratum ou associée aux dépôts du salin est formée à Salin-de-Giraud par un stock relativement constant d'illite et de chlorite auxquels s'ajoutent de faibles pourcentages de kaolinite (M. Thomas, 1982). En présence d'une phase aussi complexe, il est difficile de suivre le comportement des argiles au contact des saumures ; cependant M. Thomas (1982) a pu mettre en évidence l'apparition d'argiles gonflantes à tendance smectitique dans le domaine des tapis algaires laminés et, dans une moindre mesure, avant la précipitation de la halite. Cette modification du stock argileux semble résulter d'une dégradation par ouverture des feuillets illitiques et chloritiques hérités, sous l'influence d'un chimisme particulier dans ces domaines très riches en matière vivante et organique. Cette évolution des argiles n'apparaît donc pas directement en relation avec les variations de la salinité, mais semblerait marquer les milieux où la matière organique se développe plus particulièrement.

II – MÉCANISMES SÉDIMENTAIRES

Les sédiments des salins étudiés sont caractérisés par des cristaux zonés et une organisation en dépôts laminés ou lités. Zonation et litage sont le résultat de mécanismes sédimentaires différents.

A – ZONATION DES CRISTAUX

La zonation s'exprime essentiellement dans les sélénites et les cristaux de halite cubiques et pyramidaux, sous forme de plans à inclusions fluides et solides. Dans le gypse, les inclusions solides de nature variée sont représentées par des éléments détritiques ou organiques (diatomées) apportés par l'eau, organiques liés à des développements algaires à la surface des cristaux et minéraux évaporitiques (célestine) précipités lors de l'assèchement hivernal à Salin-de-Giraud. Par contre, dans la halite, ce sont surtout des cristaux de gypse aciculaires que l'on observe en inclusions.

Les plans de zonation marquent des épisodes de dilution du milieu puisque leurs inclusions solides correspondent à des dépôts caractéristiques de la tranche de salinité immédiatement inférieure : algues et diatomées pour le gypse d'une part, et gypse pour la halite d'autre part.

Ces variations de la salinité sont sans doute assez fugaces par rapport aux caractéristiques moyennes d'un environnement assez constant pour un domaine de sédimentation donné, selon le principe même du fonctionnement des salins.

Au-dessus de ces plans de zonation, la croissance cristalline reprend et le facteur important est qu'elle se poursuit en continuité cristallographique. La zonation des cristaux permet donc de définir des séquences élémentaires de croissance qui marquent les fluctuations intimes de la salinité dans les bassins. La périodicité de ces séquences présente un caractère aléatoire en fonction des mouvements des eaux dans les bassins.

B – LAMINATION ET LITAGE DES DÉPÔTS

La lamination et le litage se distinguent par une différence d'échelle. La lamination, d'ordre millimétrique, est essentiellement caractéristique des dépôts algo-mésosalins, présentant une alternance répétitive de deux ou trois termes qui constituent une séquence élémentaire de dépôt. Par ailleurs, le litage, d'ordre centimétrique, résulte de la superposition de croûtes élémentaires de gypse ou de halite.

Ces deux structures sont issues du même mécanisme sédimentaire, c'est-à-dire l'intercalation d'un corps étranger conservé (lamine détritique des tapis algaires ou gypseuse des croûtes halitiques) ou éphémère (peuplements algaires ou précipitation halitique entre les croûtes gypseuses élémentaires) qui inhibe le développement du dépôt en cours. Cette interruption nécessite une recolonisation par les algues pour les tapis algaires ou la formation d'une nouvelle couche de germes pour les croûtes gypseuses et halitiques. La lamination et le litage résultent donc de modifications plus durables et sans doute plus importantes de la salinité que dans le cas des zonations cristallines, entraînant le développement d'un autre type de dépôt. Cette notion d'inhibition de croissance est très importante, surtout quand elle est le fait de dépôts éphémères dont la trace est perdue dans les formations fossiles.

La périodicité de ce mécanisme est aléatoire dans le cas des tapis algaires ; par

contre le caractère annuel des croûtes gypseuses élémentaires apparaît nettement à Salin-de-Giraud. Cette périodicité n'a pas pu être précisée à Santa Pola, mais elle peut également présenter un caractère saisonnier dans la mesure où la salinité y montre des variations au cours de l'année ; sinon elle serait aussi aléatoire.

C - DIAGENÈSE

À Salin-de-Giraud, où l'épaisseur du sédiment est relativement peu importante, les phénomènes diagénétiques observés sont assez limités en surface. L'aragonite des tapis algaires se modifie très rapidement en profondeur. Les tests des diatomées, très abondants à la surface des tapis algaires, sont rapidement dissous en profondeur, libérant de la silice dans les eaux interstitielles. La matière vivante et organique, essentiellement liée aux cyanophycées, semble également disparaître avec l'enfouissement. Cependant la présence d'une vase grise, sans transition sous le tapis algaire, témoigne d'une disparition brutale et catastrophique du dépôt laminé et pose le problème des modalités de sa conservation dans les formations fossiles.

À Santa Pola, la diagenèse gypseuse sous-aquatique se manifeste très nettement dans les tapis algaires laminés, à quelques centimètres sous la surface, alors qu'elle n'a pas été observée à Salin-de-Giraud. Les cristaux de gypse y présentent une morphologie lenticulaire par suite de l'abondance de la matière organique associée. Parfois cette diagenèse gypseuse va jusqu'à transformer totalement ces sédiments en dépôts de nature gypseuse avec conservation de la structure laminée quand elle se développe parallèlement à la lamination ou bouleversement total en une structure de type "grillage". Dans ce cas il y a modification complète du dépôt initial.

Enfin, la présence d'un sable gypseux à la base des croûtes de gypse à Salin-de-Giraud et leur absence à Santa Pola semblent résulter d'une différence majeure dans le fonctionnement de ces salins. En effet, l'émersion des dépôts en hiver à Salin-de-Giraud pourrait expliquer la genèse de ce sable par la destruction progressive des cristaux de gypse essentiellement sous l'action de la pluie, qui entraîne une dissolution partielle, et du vent, qui participe au fractionnement des édifices cristallins fragilisés.

III - ÉVOLUTION LATÉRALE DES DÉPÔTS

Les salins constituent des laboratoires naturels qui donnent une image de l'évolution latérale des dépôts en fonction de l'augmentation de la salinité. Cette disposition évoque, toutes proportions gardées, la distribution antéro-postérieure des faciès évaporitiques de plate-forme qui présentent des dépôts de plus en plus solubles en s'éloignant de la mer ouverte (Busson, 1968).

Les dépôts sont caractérisés par l'interaction d'arrivées détritiques, de développements organiques et de précipitations chimiques dont les proportions relatives évoluent en fonction de la salinité. Il en résulte une sorte de relais des uns par les autres, avec des superpositions qui sont à l'origine de la lamination et du litage.

A - SÉQUENCES ÉLÉMENTAIRES

Les séquences élémentaires de dépôt et de croissance, telles qu'elles ont été définies antérieurement, enregistrent les fluctuations élémentaires de la salinité dans les bassins.

crystalline dans un milieu évaporitique sous-aquatique.

Cette démarche est importante pour la compréhension des séries fossiles qui ne doivent pas être considérées seulement comme des masses gypseuses ou halitiques, révélées par les enregistrements diagraphiques et sismiques, mais aussi comme des dépôts présentant une organisation interne relativement compliquée. La reconnaissance de ces structures très fines traduit, jusqu'aux plus fugaces, les variations du milieu de formation, telles que dilution et concentration. Il faut tenir compte de cette complexité dans la reconstitution des modalités de la sédimentation dans les bassins fossiles.

TROISIEME PARTIE

**ASPECTS DE LA SÉDIMENTATION ÉVAPORITIQUE FOSSILE
FORMATIONS GYPSEUSES DU MESSINIEN MÉDITERRANÉEN,
HALITIQUES DU KEUPER INFÉRIEUR LORRAIN
ET SÉRIE DU MUSCHELKALK MOYEN DE LORRAINE**

INTRODUCTION

La sédimentation évaporitique fossile est abordée à l'aide de trois exemples choisis dans le Messinien méditerranéen et le Trias lorrain (fig. 50), parce qu'ils sont peu affectés par la diagenèse d'enfouissement, en particulier peu anhydritisés, ou par la tectonique, ne présentant pas de déformations halocinétiques. Ils sont également destinés à illustrer divers aspects de la sédimentologie et de la géochimie dans les évaporites.

Les dépôts gypseux, si développés dans le Messinien affleurant sur les rives de la Méditerranée, sont étudiés à partir d'échantillons provenant d'Italie, de Chypre et d'Espagne. Leur intérêt est de ne pas être passés dans la plupart des cas par un stade anhydritique. Ces gypses apparaissent essentiellement d'origine primaire, parfois de diagenèse précoce, c'est-à-dire directement issus des saumures concentrées du bassin évaporitique. L'analyse du strontium dans ces cristaux permet de préciser le taux d'incorporation de cet élément en fonction des différents faciès du gypse. Cette approche géochimique est complétée par l'étude de cristallisations gypseuses variées, provenant de dépôts d'âge secondaire en Lorraine.

Les deux autres exemples de dépôts fossiles sont choisis dans les deux principales formations évaporitiques du Trias lorrain (fig. 51) qui n'ont pas subi de déformations tectoniques majeures.

Le sel de l'important gisement du Keuper inférieur de Lorraine-Champagne est visible en mine, ce qui permet de suivre son évolution latérale. L'organisation des faciès en séquences de dépôt, les données de la palynologie et de la géochimie du brome dans la halite sont utilisées pour essayer de caractériser les mécanismes de dépôt du sel.

Le bassin évaporitique du Muschelkalk moyen de Lorraine fait partie du vaste ensemble germanique. Son remplissage est de nature variée avec des faciès argileux, dolomitiques, sulfatés calciques et halitiques, dont la succession permet de reconstituer la géométrie des corps évaporitiques et de suivre les variations de la salinité dans le bassin. Le contexte paléogéographique est précisé grâce aux données palynologiques et à la géochimie du brome dans la halite. Enfin, les mécanismes de dépôt sont intégrés dans une dynamique du bassin.

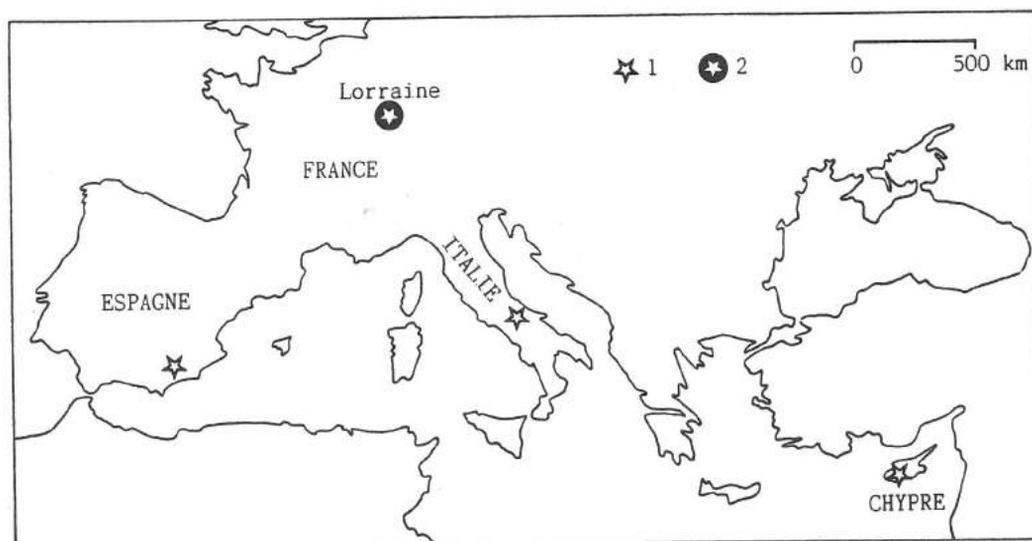


Fig. 50. - Localisation des dépôts fossiles étudiés.
- 1) Messinien méditerranéen et - 2) Trias lorrain.

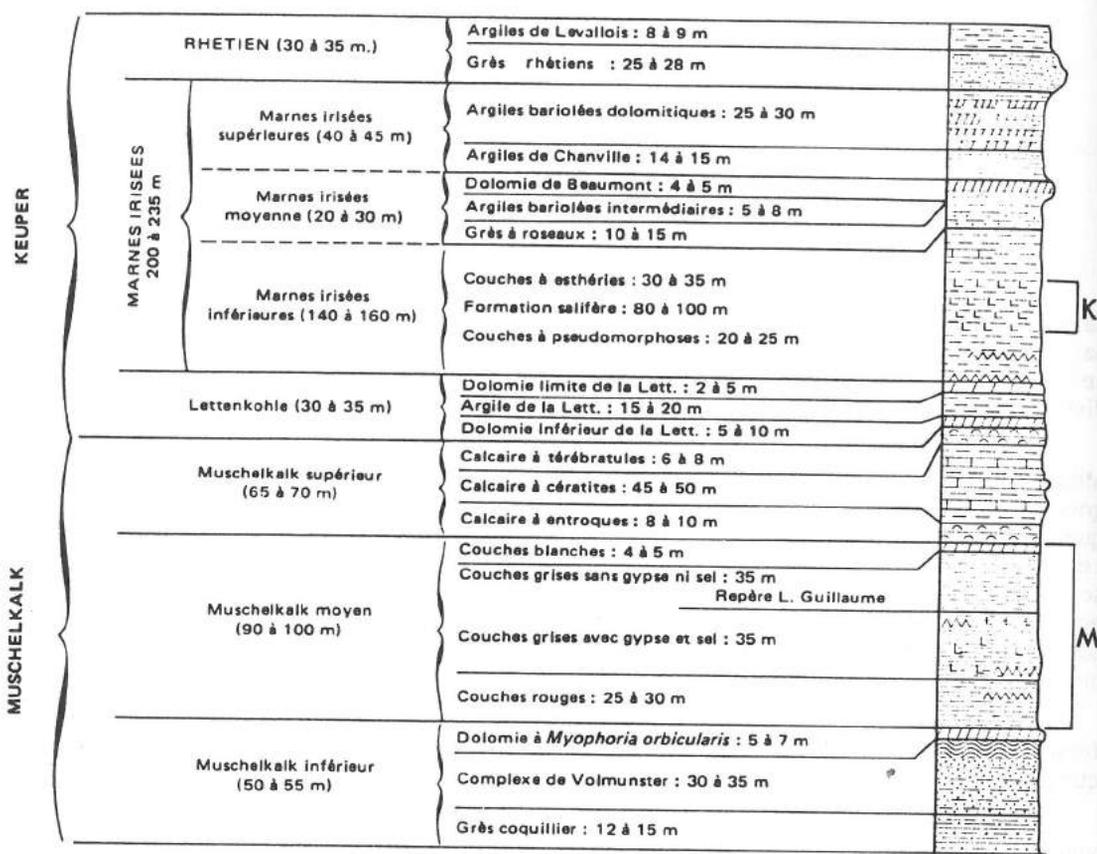


Fig. 51. - Série triasique à faciès germanique de Lorraine (d'après Maïaux, in Mégnien, 1980) et localisation des intervalles stratigraphiques étudiés.

- K : Keuper inférieur. - M : Muschelkalk moyen.

Il est évident que les marais salants étudiés précédemment ne peuvent pas constituer un modèle en soi pour les dépôts évaporitiques fossiles abordés dans ce travail. En effet, les échelles sont très différentes entre un marais salant de quelques milliers d'hectares et des bassins fossiles de plusieurs milliers de km², ou beaucoup plus, de superficie. Par ailleurs, la tranche d'eau n'y est que pelliculaire alors qu'elle était certainement plus épaisse dans les grands bassins évaporitiques du passé, par suite de la grande continuité latérale des corps sédimentaires, permettant d'envisager une stratification des eaux qui ne s'exprime pas dans les salins. De plus, les accumulations évaporitiques fossiles correspondent, en raison de leur forte puissance, aux zones les plus subsidentes des bassins ; cet aspect de la dynamique des bassins ne se retrouve évidemment pas dans les marais salants.

Cependant, à la différence des sebkhas supratidales, abondamment décrites dans la littérature et utilisées dans l'interprétation des séries fossiles, les marais salants ont l'avantage de permettre de définir des mécanismes générateurs d'évaporites sous-aquatiques.

Les approches adoptées sont par ailleurs celles, ou du même type que celles, utilisées pour l'étude des dépôts actuels, ce qui permettra des comparaisons fécondes avec les mécanismes de sédimentation mis en évidence dans les différents domaines des salins.

CHAPITRE 9

GYPSES MESSINIENS ET AUTRES, ET GÉOCHIMIE DU STRONTIUM

INTRODUCTION

Le pointement messinien de Gessopalena (Molise, Italie) permet d'observer la succession des faciès gypseux et d'en faire une étude sédimentologique, complétée par des analyses de strontium dans les cristaux. La mise en évidence de relations entre les teneurs en strontium et les faciès du gypse a conduit à prendre en considération d'autres affleurements de Messinien gypseux, molisans et sur les bordures du massif de la Maiella, à quelques dizaines de kilomètres au Nord Ouest. L'étude a ensuite été étendue à des gypses messiniens de Chypre et d'Espagne.

Par la suite le domaine d'investigation a été élargi à des gypses provenant de formations d'âge secondaire en Lorraine ; les analyses ont été effectuées sur des échantillons de faciès variés.

Ces diverses approches doivent permettre de préciser les relations entre les faciès du gypse et les teneurs en strontium dans les cristaux, en tenant compte des connaissances acquises sur l'incorporation du strontium dans les gypses actuels des salins.

I - DIVERS ASPECTS DES GYPSES

Cette première partie est consacrée à la présentation de gypses avec leurs divers aspects, leur répartition séquentielle, leur origine primaire ou secondaire plus ou moins tardive. Cette énumération, relativement disparate et non exhaustive, est faite pour introduire une seconde partie qui concerne la géochimie du strontium dans les cristaux de gypse.

A - MASSIF GYPSEUX MESSINIEN DE GESSOPALENA EN ITALIE CENTRO-MÉRIDIIONALE

Situé dans le Haut Molise (Province de Chieti), entre la Maiella et le fleuve Sangro (fig. 52), le village de Gessopalena est construit dans sa partie ancienne, maintenant en ruines, sur un promontoire d'une cinquantaine de mètres de largeur et de 300 m de longueur environ, de direction SE-NW, escarpé et fracturé, entièrement constitué de gypses messiniens, en couches fortement pentées (Clermonté, 1975). En contact tectonique subvertical avec les *Argille Scagliose Varicolori* (au Nord Est) et les calcaires et les marnes du Miocène moyen (au Sud Ouest), la structure fondamentale du massif de Gessopalena est

un anticlinal d'axe N 130 E (fig. 53), déversé vers le Nord Est. Son extrémité nord est subit une torsion senestre, et une tête plongeante vers le Nord y est clairement dessinée (Clermonté et Geisler, 1976).

L'édification de cette structure de type diapirique ne s'accompagne pas de recristallisations importantes ; elle n'altère pas les structures sédimentaires originelles et les informations génétiques qui leur sont liées.

La série évaporitique de Gessopalena affleure dans des conditions suffisamment bonnes pour permettre une observation à peu près continue, sur quelques dizaines de mètres, dans les trois dimensions. Six coupes levées du Sud Est au Nord Ouest au voisinage de la crête (la rue et les maisons étant taillées dans le gypse) permettent de définir la série évaporitique (fig. 54) en termes de faciès, de séquences et d'évolution des conditions de la sédimentation.

1 - DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION GÉNÉTIQUE DES FACIES

Les variations de taille des cristaux de gypse, la présence de carbonates et accessoirement d'autres minéraux tels que les argiles, incitent à distinguer les faciès suivants: sélénites, gypses aciculaires lités et micrite.

a - SÉLÉNITES

1 - Description

Ce sont de grands cristaux de gypse, de quelques centimètres à plusieurs décimètres, maclés fer de lance (Pl. XIII-a) et présentant des plans de zonation marqués par des inclusions (argiles, hydrocarbures). Les cristaux sont associés en sortes de cônes, de 30 à 50 cm de grand diamètre, juxtaposés et dont l'axe est perpendiculaire au plan des couches monocristallines ainsi constituées. L'ouverture des cônes est limitée par une surface convexe vers l'extérieur, assez régulière, qui marque un arrêt brutal dans la croissance des cristaux et constitue le toit de chaque couche considérée. Ces observations rejoignent celles de G. Richter-Bernburg (1973) relatives aux "cavoli structures" (structures en chou-fleur) du Messinien de Sicile.

Les niveaux à sélénites sont généralement formés par la superposition de plusieurs couches monocristallines, souvent de taille décroissante et séparées par de minces lits micritiques, de quelques millimètres de puissance.

2 - Interprétation génétique

L'origine des sélénites est parfois discutée, mais de nombreux auteurs (Richter-Bernburg, 1973 ; Nesteroff, 1973 ; Schreiber *et al.*, 1976 ; Orti Cabo et Shearman, 1977 ; Garrisson *et al.*, 1978 ; Schreiber, 1978) sont en faveur d'une origine primaire, à l'interface saumure - sédiment, pour ces sélénites. Leur grande continuité latérale dans certaines zones de Sicile, où l'on peut suivre un banc sur une quinzaine de kilomètres, exige une tranche d'eau relativement épaisse (Schreiber *et al.*, 1976).

Dans la série étudiée l'orientation moyenne des cristaux perpendiculairement à la stratification, l'organisation en couches monocristallines, la zonation des cristaux et l'absence de matrice sont en effet des arguments à l'appui d'une origine primaire, sous-aquatique. En outre, la grande taille de ces cristaux, qui peuvent atteindre plusieurs mètres de longueur à Chypre (Orszag-Sperber *et al.*, 1980), implique également pour une certaine durée une constance des caractéristiques du milieu générateur, incompatible avec une tranche d'eau trop faible ; seules les perturbations responsables de la zonation des cristaux l'affectent de façon répétitive.

La limite nette entre niveaux sélénitiques monocristallins successifs résulte par contre d'interruptions de croissance par suite d'une modification plus importante du milieu avec développement d'un dépôt intercalaire, souvent micritique, qui inhibe la poursuite de croissance en continuité cristallographique.

Malgré la plus grande taille des cristaux, ces dépôts sont tout à fait comparables aux croûtes litées à sélénites des marais salants (chap. 6). Cette comparaison permet, en retrouvant des caractères morphologiques semblables, avec zonation des cristaux et litage du dépôt, de montrer la complexité des mécanismes en jeu, responsables de structures aussi fines. De nombreuses oscillations infimes du milieu ou au contraire des modifications plus brutales sont nécessaires pour comprendre la genèse de ces dépôts.

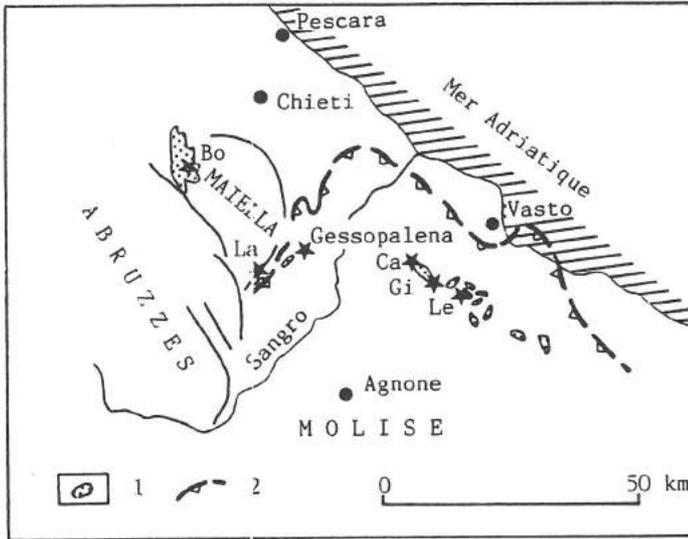


Fig. 52. - Localisation des affleurements de gypses messiniens étudiés dans le Molise et la Maiella en Italie centro-méridionale (d'après Clermonté et Geisler, 1976).

Molise. - Ca : Carpinetto. - Gi : Gissi. - Le : Lentella.
Maiella. - Bo : Bolognano. - La : Lama dei Peligni.
 - 1) Affleurements de gypses messiniens. - 2) Front de l'allochtone molisan.

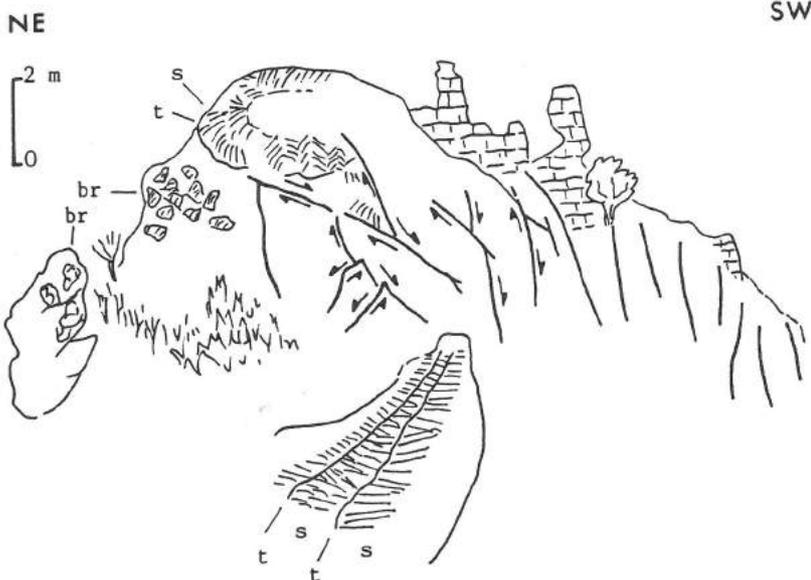


Fig. 53. - Vue transversale de l'éperon de Gessopalena.

- br : Brèche tectonique. - s : Sélénites. - t : Toit des sélénites.
 Les sélénites du premier plan, légèrement renversés, se raccordent à la barre qui dessine la tête plongeante (couchée ici, compte tenu de l'angle d'observation). Les flèches indiquent le sens des mouvements, distensifs à l'arrière du pli (au SW) et en effondrement plus tardif au droit de ce dernier (d'après Clermonté et Geisler, 1976).

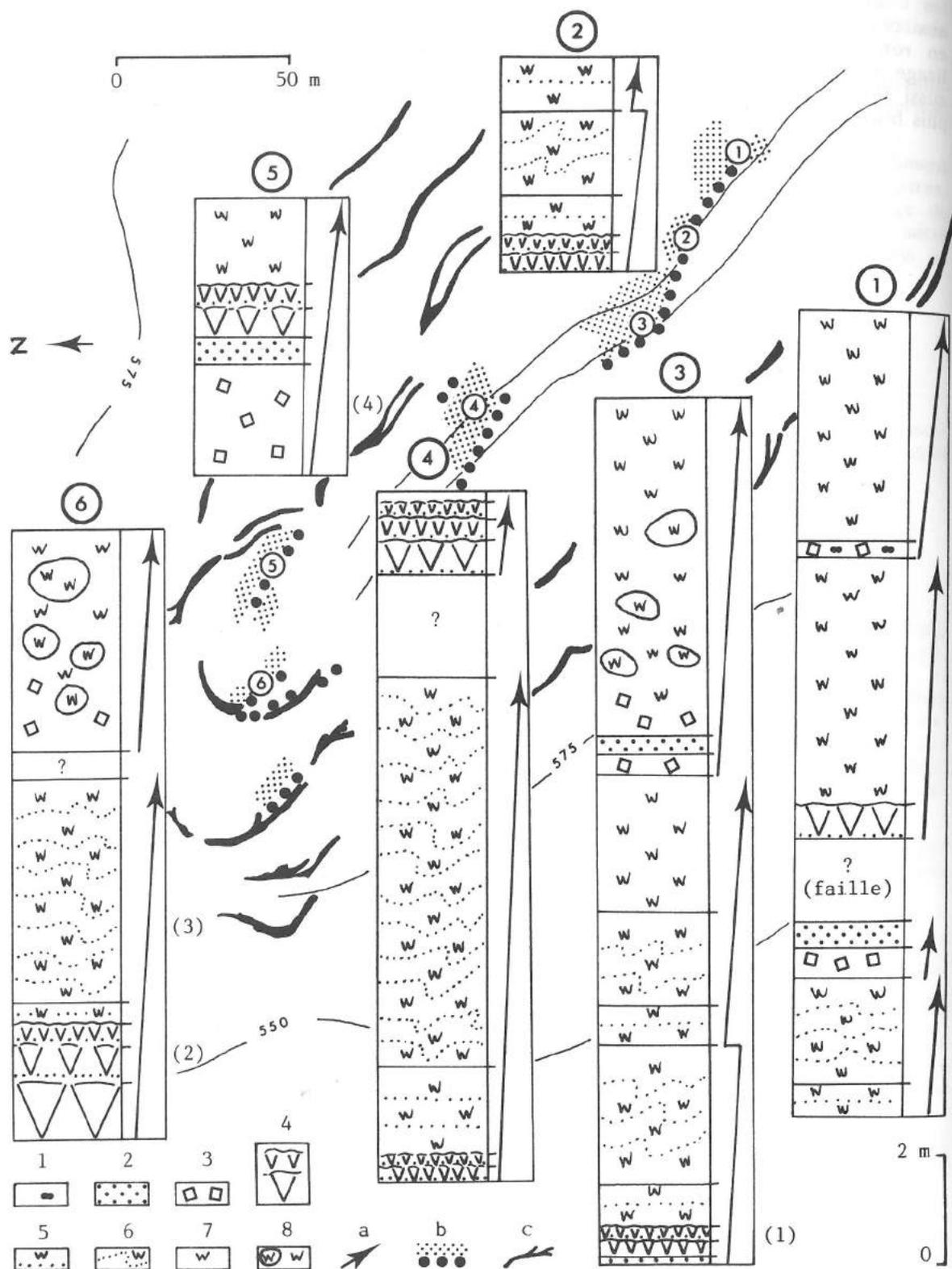


Fig. 54. - Affleurements et coupes sur l'éperon de Gessopalena (d'après Clermonté et Geisler, 1976).

Faciès (1 à 8) : - 1) Galets d'argile. - 2) Micrite. - 3) Cristaux de gypse trapus dans une matrice micritique. - 4) Sélénites. - 5 à 7) Gypses aciculaires lités, avec litage plan (5), ondulé (6), mal défini (7). - 8) Éléments de gypse aciculaire dans une matrice micritique. - a) Evolution mégaséquentielle. - b) Affleurements étudiés (les points correspondent aux couches à sélénites). - c) Escarpements.

b - GYPSES ACICULAIRES LITÉS

1 - Description

De petits cristaux aciculaires de taille millimétrique à centimétrique forment des gerbes généralement plus ou moins perpendiculaires aux strates (Pl. XIII-b). La présence à certains niveaux d'une micrite blanchâtre, en fines lamines d'épaisseur millimétrique à centimétrique, séparant les strates de gypse en gerbes, donne un aspect lité à la roche. Ces intercalations micritiques sont parfois planes, mais plus souvent ondulées, évoquant alors une certaine fluidalité. Dans certains cas le litage devient moins net et la micrite est plus ou moins mêlée aux gypses en gerbes.

Localement le dépôt peut être affecté par un remaniement intraformationnel, dont le caractère interstratifié empêche toute confusion avec des brèches tectoniques, par ailleurs bien développées sur la bordure orientale du massif.

Ce faciès, avec ses cristaux de gypse aciculaires en gerbes, c'est-à-dire à orientation variable par rapport à la stratification, est également décrit en Sicile (Schreiber *et al.*, 1976), dans le terme gypso-anhydritique inférieur (Rouchy, 1982).

2 - Interprétation génétique

Certains auteurs (Schreiber *et al.*, 1976) pensent à une précipitation sous-aquatique du gypse dans un milieu agité qui provoque une désorientation des cristaux primitivement développés perpendiculairement à la stratification. Selon J.-M. Rouchy (1982), cette origine primaire est valable dans de nombreux cas, mais certaines figures de déformation de la micrite sus-jacente sont en faveur d'une diagenèse précoce, qui devient règle générale lorsque le litage s'estompe.

En fin de compte, la présence de micrite en lits intercalaires, plans ou ondulés, mais aussi parfois sous forme de matrice entre les cristaux, implique des relations originelles différentes, soit de superposition, par suite de variations de salinité du milieu, soit d'association, par croissance diagénétique du gypse dans une matrice carbonatée. Le premier cas évoque les croûtes litées des salins dont la genèse est liée à des interruptions périodiques de la croissance gypseuse par un dépôt de nature différente, en l'occurrence carbonaté. Ce mécanisme se répète beaucoup plus souvent que dans le cas des sélénites.

c - MICRITE

1 - Description

De teinte blanchâtre, grumeleuse et friable, la micrite est formée de cristaux très fins de calcite auxquels s'associent, déterminés par diffractométrie X, des argiles, de la célestine et parfois même du gypse. La micrite a déjà été évoquée dans les faciès précédents où elle se trouve en intercalation entre les niveaux à sélénites et à gypses aciculaires, mais elle peut aussi former des lits individualisés de quelques décimètres de puissance. Enfin, elle peut servir de matrice, soit à de gros cristaux trapus de gypse, centimétriques à demi-décimétriques, épars (Pl. XIII-c), soit à des éléments lithoclastiques, sous forme de galets d'argile, conférant alors au dépôt un caractère de brèche sédimentaire.

2 - Interprétation génétique

Les gros cristaux trapus de gypse évoquent une croissance diagénétique précoce au sein d'une matrice carbonatée. Par contre, le développement d'une brèche à galets argileux indique des épisodes de remaniement intraformationnel et par conséquent une certaine agitation du milieu.

2 - ORGANISATION SEQUENTIELLE

Les trois faciès précédemment décrits s'organisent en une mégaséquence de dépôt caractérisée par la succession suivante : micrite à la base, puis sélénite et gypses aciculaires à litage plan, ondulé, puis estompé au sommet (fig. 54). Cet agencement résulte d'une coupure nette à la base de la micrite, marquée par la présence de brèches intraformationnelles.

Cette séquence de dépôt se forme dans un milieu sous-aquatique comme l'indiquent les conditions de genèse des cristaux de gypse. Néanmoins la tranche d'eau, relativement plus profonde lors du développement des sélénites, diminue vers le haut comme le montre l'apparition dans les gypses aciculaires d'un litage ondulé qui correspond sans doute à une plus forte agitation du milieu.

En ce qui concerne l'évolution de la salinité, l'épisode micritique basal marque l'installation d'un milieu relativement dilué, avant le passage aux conditions de formation des sélénites, lié sans doute à une augmentation de la tranche d'eau et au rétablissement d'une plus forte salinité. Il faut remarquer que le développement des sélénites correspond à un épisode de grande stabilité du milieu, affecté de fluctuations très légères en relation avec la zonation des cristaux, parfois plus importantes et brutales entraînant l'interruption de la croissance sélénitique, avant le développement d'une nouvelle couche à sélénites. Par contre, le faciès à gypses aciculaires, à litage ondulé, est caractérisé par des variations fortes et rythmiques de la salinité permettant le dépôt alternatif de gypse et de carbonate.

Les micrites de base de séquence n'ont pas fait l'objet d'une étude micropaléontologique, mais la mise en évidence de nannoplancton calcaire dans les intercalations carbonatées de certains gypses finement lités du Messinien de Sicile, permet d'en déduire des arrivées d'eau de mer (Rouchy, 1976-a), dont la concentration par évaporation aboutit à la genèse de dépôts gypseux.

B - MOLISE ET MAIELLA EN ITALIE CENTRO-MÉRIDIIONALE

Les échantillons ont été prélevés dans deux domaines structuraux différents : les pointements gypseux du Molise et la bordure du massif de la Maiella (Clermonté, 1975).

Les deux zones étudiées appartiennent à deux domaines paléogéographiques distincts et l'on peut se demander s'il y a évolution de la série évaporitique messinienne de la bordure de la Maiella vers la plate-forme apulo-garganique dont le Molise fait partie (Clermonté, 1975). Quoi qu'il en soit, il est frappant de constater la continuité spatiale des formations à sélénites que l'on retrouve en guirlande (fig. 52) au front de la nappe molisane et en Sicile dans le bassin de Caltanissetta (Nesteroff, 1973 ; Richter-Bernburg, 1973 ; Heimann et Mascle, 1974), c'est-à-dire appartenant à la même avant-fosse apenninique (Clermonté et Geisler, 1977).

1 - MOLISE

Les affleurements visités dans le Molise : Lentella, Gissi et Carpinetto (fig. 52), correspondent au même contexte structural diapirique que celui de Gessopalena. Des structures comparables ont été décrites en Sicile (Mascle et Mascle, 1972).

Les faciès rencontrés sont les mêmes qu'à Gessopalena : sélénites et gypses aciculaires à litage plan ou ondulé, associés en séquences de dépôt comparables.

2 - MAIELLA

Deux autres affleurements ont été choisis sur les bordures du massif de la Maiella: Bolognano au Nord Ouest et Lama dei Peligni à l'Est (fig. 52).

Le faciès est différent, constitué par un gypse à fines laminations, plus ou moins plissotées, à lamines alternativement claires et sombres sans doute riches en matière organique (Pl. XIII-d) à Bolognano, plus massif à Lama dei Peligni.

C - GYPSES MESSINIENS DE CHYPRE

L'analyse porte essentiellement sur des échantillons⁸ provenant de coupes dans le bassin de Polemi au Sud Ouest de l'île et sur quelques échantillons prélevés dans le bassin de Psematismenos situé au Sud Est, ainsi que sur le flanc nord du Troodos. La localisation des affleurements est reportée sur la figure 55.

Ces coupes ont fait l'objet d'abondantes études lithologiques et sédimentologiques (Baroz et Bizon, 1977 ; Baroz *et al.*, 1978 ; Orszag-Sperber *et al.*, 1980 ; Rouchy, 1982). D'après ces données, plusieurs faciès peuvent être reconnus dans les échantillons étudiés: sélénites, gypses aciculaires, gypses à grain fin, à fines laminations millimétriques (Pl. XIII-e) qui contiennent parfois des amygdales de quelques centimètres de gypse à cristaux plus grossiers, de quelques millimètres à 1 cm (Pl. XIII-f) et stromatolites gypsifiés (Pl. XIII-g). Les deux derniers faciès sont d'origine diagénétique précoce (Rouchy, 1982 ; Rouchy et Monty, 1981). Par suite d'une détermination uniquement macroscopique des faciès, il était difficile de distinguer parmi les gypses finement laminés leur origine détritique ou chimique.

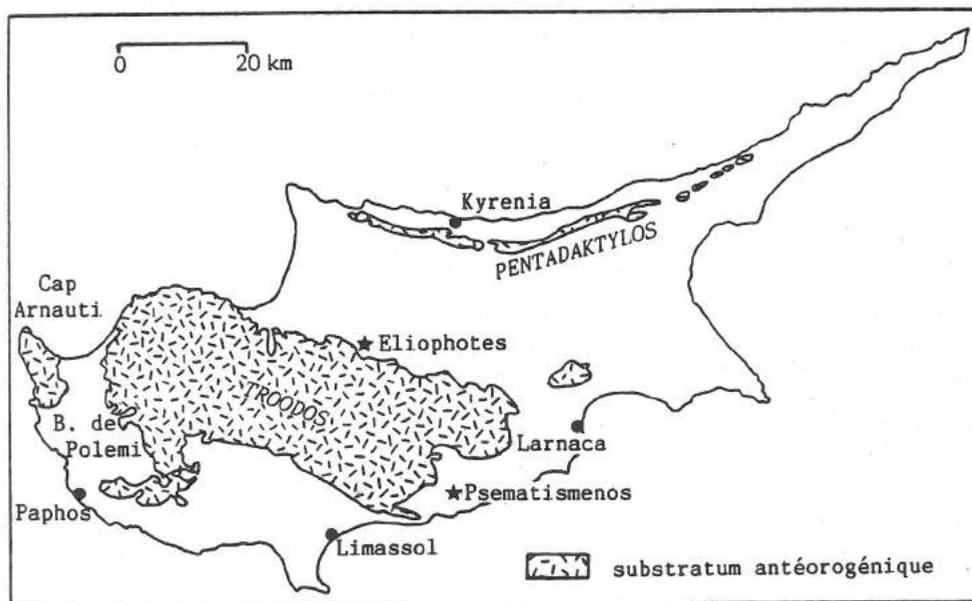


Fig. 55. - Localisation des affleurements de gypses messiniens étudiés à Chypre.

D - GYPSES MESSINIENS DU SUD EST DE L'ESPAGNE

Les échantillons⁹ analysés proviennent du bassin d'Almería, dans le Sud Est de l'Espagne, à 40 km au Nord Est de cette localité. Ils correspondent à des cristaux de sélénite

(8) Echantillonnage obtenu grâce à l'obligeance de J.-M. Rouchy (Muséum national d'Histoire naturelle) et de J. Hilly et F. Baroz (Université de Nancy I).

(9) Echantillonnage obtenu grâce à l'obligeance de J. Hilly (Université de Nancy I).

décimétriques parmi lesquels certains présentent un développement blanc, nuageux, que J.-M. Rouchy (1976-b) interprète comme un envahissement des sélénites par du gypse nodulaire à grain très fin, de type albâtre.

E - GYPSES D'AGE SECONDAIRE EN LORRAINE

L'échantillonnage varié provenant de terrains d'âge triasique à crétacé¹⁰ a été choisi pour illustrer d'autres faciès gypseux, formés dans des contextes différents de ceux qui correspondent aux gypses messiniens. Les affleurements, sur lesquels ont été prélevés les échantillons analysés, sont localisés sur la figure 56.

La carrière de Mangonville, située sur les bords de la Moselle à une trentaine de kilomètres au Sud de Nancy, est creusée dans les Marnes Irisées du Keuper inférieur et montre dans un environnement évaporitique des niveaux marneux à nodules centimétriques de gypse à grain fin. Ceux-ci sont passés par un stade anhydritique, que l'on retrouve dans les sondages, du fait de l'enfouissement important des dépôts triasiques, et leur nature gypseuse actuelle est à mettre en relation avec la remise à l'affleurement de la formation. Par ailleurs, l'ensemble du front de taille est recoupé suivant des directions variables par des filons de gypse fibreux, de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, dont l'origine est liée à la circulation, dans un réseau de fissures, d'eaux séléniteuses provenant de la dissolution de niveaux sulfatés.

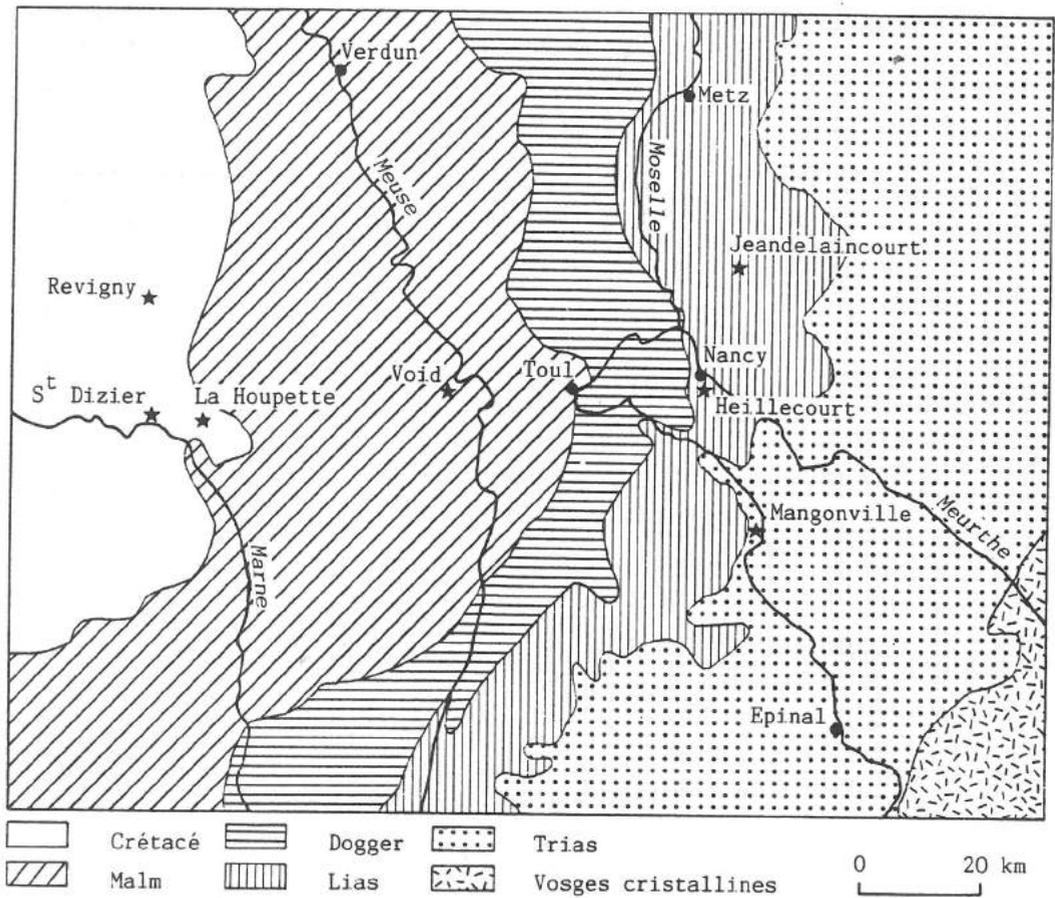


Fig. 56. - Localisation des affleurements de gypses d'âge secondaire étudiés en Lorraine.

(10) Certains échantillons ont été obtenus grâce à l'obligeance de J. Allouc (E.N.S.G., Nancy) et de P.-J. Fauvel (Université de Nancy I).

Les affleurements domériens de Heillecourt, dans la banlieue nancéienne, et de Jeandelaincourt, à une vingtaine de kilomètres plus ou Nord, correspondent à des marnes sombres à tendance euxinique, riches en fossiles pyritisés. L'oxydation du sulfure donne naissance à des cristaux de gypse prismatiques, atteignant souvent plusieurs centimètres de longueur, isolés ou associés en rosettes. Les affleurements crétacés de la région de Saint-Dizier : La Houquette (Barrémien), Saint-Dizier - Canal du Der (Aptien) et Revigny (Albien), sont comparables par leur contexte et l'aspect des cristaux de gypse à ceux d'âge domérien précédemment décrits.

Enfin, dans la carrière de Void, située en bordure de la RN 4 à une quarantaine de kilomètres à l'Ouest de Nancy, on observe le contact entre les calcaires oxfordiens et les marnes kimméridgiennes par l'intermédiaire d'une surface taraudée, riche en oxydes de fer, sur laquelle se développe un niveau discontinu de gypse fibreux, d'un centimètre de puissance environ, sans doute également lié à un précurseur pyriteux.

Ces échantillons illustrent essentiellement la diagenèse tardive. Dans un environnement évaporitique (carrière de Mangonville), elle se manifeste, soit par une anhydritisation par enfouissement suivie d'une réhydratation en gypse lors de la remise à l'affleurement, soit par le développement de gypse fissural à partir d'eaux séléniteuses. Le premier correspond à une transformation sur place d'un précurseur sulfaté, alors que le second résulte d'une précipitation dans un vide. Les autres exemples choisis montrent des cristaux de gypse issus de l'oxydation de sulfures dans un contexte qui n'est pas évaporitique.

II - GÉOCHIMIE DU STRONTIUM

Les teneurs en strontium dans les cristaux de gypse sont obtenues suivant la méthodologie exposée dans le chapitre 2.

A - GYPSES D'AGE MESSINIEN

1 - ITALIE CENTRO-MÉRIDIIONALE

Les teneurs en strontium sont reportées sur le tableau 10 en fonction des faciès. Les résultats obtenus à Gessopalena et pour les autres pointements gypseux du Molise montrent des valeurs peu différentes pour les sélénites et les cristaux de gypse trapus, épars dans une matrice micritique. Par contre, les échantillons de gypse aciculaire présentent une plus forte teneur en strontium.

Par ailleurs, comme l'étude du taux d'incorporation du strontium dans les gypses des marais salants met en évidence une augmentation des teneurs en strontium en fonction de la salinité croissante (fig. 36), les résultats analytiques obtenus dans le Molise (tabl. 10) indiquent une augmentation relative de la salinité depuis les sélénites jusqu'aux gypses aciculaires, puisque les teneurs en strontium sont croissantes.

La mégaséquence définie à Gessopalena correspond donc à un épisode de salinité croissante (fig. 54), assez brutalement interrompue par une dilution qui engendre le dépôt carbonaté micritique de la base de la séquence suivante. De plus, les cristaux de gypse trapus, dispersés dans la micrite, montrant des teneurs en strontium comparables à celles des sélénites, pourraient se former pendant la précipitation du niveau suivant de sélénites, dans la micrite sous-jacente, imprégnée de saumures de même composition. Ces éléments sont à l'appui d'une diagenèse précoce et sous-aquatique. Ainsi, cette approche géochimique précise et complète les données de l'étude sédimentologique.

Enfin, pour les gypses finement lités de la Maiella, les teneurs en strontium sont dans la même gamme pour les deux affleurements (tabl. 10) et intermédiaires entre celles obtenues pour les sélénites et les gypses aciculaires dans le Molise.

Localisation	F A C I E S		G Y P S E U X	
	Aciculaire lité	Finement laminé	Sélénite	Trapu dans matrice micritique
MOLISE				
Gessopalena	2100 (3)		750	690 (4)
			780 (1)	680 (cristal isolé)
			830 (2)	
Lentella	3250		600	
Gissi			560	
Carpinetto	2580			
MAIELLA				
Lama dei Peligni		1930		
Bolognano		1140		

Tableau 10. - Teneurs en strontium (en ppm), en fonction des faciès, dans des gypses messiniens du Molise et de la Maiella (Italie centro-méridionale).
- Localisation des affleurements sur la figure 52 et des échantillons de Gessopalena (entre parenthèses) sur les coupes de la figure 54.

2 - CHYPRE

Les résultats analytiques pour les teneurs en strontium dans les cristaux de gypse, en fonction des faciès définis, sont reportés sur le tableau 11. Au premier abord, il est frappant de constater la grande constance des teneurs en strontium dans les sélénites, avec les mêmes valeurs qu'en Italie. Les cristaux aciculaires présentent également des teneurs plus élevées, comme en Italie. Les gypses finement laminés à grain fin se subdivisent en deux populations quant à leur taux d'incorporation du strontium ; l'une, avec des valeurs comparables à celles des sélénites, pourrait être d'origine détritique par fracturation de sélénites, et l'autre, plus riche en strontium, avec des teneurs proches de celles des cristaux aciculaires, pourrait résulter d'une précipitation primaire du gypse dans des conditions de salinité supérieures à celles nécessaires aux sélénites. Enfin, les faciès diagénétiques précoces ont des teneurs en strontium dans la même gamme que celle des faciès d'origine primaire. Ces valeurs sont comparables à celles des sélénites dans les amygdales de gypse grossier et un peu supérieures dans les stromatolites gypsifiés qui montrent par ailleurs une grande constance d'un échantillon à l'autre.

Outre la grande similitude avec les faciès d'Italie, les échantillons de gypses messiniens de Chypre présentent globalement une constance remarquable des valeurs absolues des teneurs en strontium pour chacun des faciès définis. Il est également intéressant de noter que les gypses d'origine diagénétique précoce ont des teneurs qui se situent dans la même gamme que celle des faciès primaires.

3 - SUD EST DE L'ESPAGNE

Les teneurs en strontium sont de 390 ppm dans un cristal de sélénite et de 740 et 790 ppm dans la partie nodulaire blanche d'autres cristaux. Ces valeurs ne présentent que peu de différences avec les résultats obtenus pour les échantillons d'Italie et de Chypre.

Localisation	F A C I È S G Y P S E U X				
	Aciculaire	Sélénite	Finement laminé	Amygdale grossière	Stromatolite gypsifié
BASSIN de POLEMI					
Yioulou		710	890		1240
Kathikas		750			
		750			
Stroumbi		860	870	1470	640
		900	830		720
		690	960		
			540		
Letymbou	4000	900	770	3090	900
	2040	860			
Kallepia		580			
Elhediou		800	450	2230	
Amargeti			800		
BASSIN de PSEMATISMENOS					
		610	930		880
		750	940		
		610	1000		1200
FLANC NORD du TROODOS					
Heliophotes	3750	860	450		450

Tableau 11. - Teneurs en strontium (en ppm), en fonction des faciès, dans des gypses messiniens de Chypre.

- Localisation des affleurements sur la figure 55.

B - GYPSES D'ÂGE SECONDAIRE EN LORRAINE

Les teneurs en strontium obtenues sont reportées dans le tableau 12. Les valeurs sont les plus faibles enregistrées dans cette étude et témoignent du caractère diagénétique tardif de ces faciès qui font intervenir des eaux météoriques. Ces résultats sont en accord avec les données des marais salants qui établissent la relation entre la salinité et le taux d'incorporation du strontium. Il est donc normal d'obtenir des teneurs faibles à partir de solutions résultant du lessivage de dépôts fossiles ou de l'oxydation de sulfures par des eaux météoriques superficielles.

Par contre, le faciès nodulaire, d'origine évaporitique, présente des teneurs comparables à celles obtenues dans le Messinien pour le faciès gypseux à grain fin. Ce résultat semblerait indiquer une conservation du strontium incorporé, malgré le passage par un stade anhydritique, puis une réhydratation en gypse.

FACIES GYPSEUX	Sr (en ppm)	Age	Localité (département)
CONTEXTE EVAPORITIQUE			
Nodule à grain très fin	2040	Keuper inf.	Mangonville (54)
	1340	Keuper inf.	Mangonville (54)
Fibreux fissural	200	Keuper inf.	Mangonville (54)
CONTEXTE EUXINIQUE (Oxydation de pyrite)			
Prismes isolés ou en rosettes dans des argilites ou des marnes	660	Domérien	Jeandelaincourt (54)
	110	Domérien	Heillecourt (54)
	blanc	Barrémien	La Houquette (55)
	210	Barrémien	La Houquette (55)
	530	Aptien	St-Dizier (52)
	350	Aptien	St-Dizier (52)
Fibreux	260	Albien	Revigny (55)
	250	Oxfordien	Void (55)

Tableau 12. - Teneurs en strontium, en fonction des faciès, dans des gypses d'âge secondaire de Lorraine.

- Localisation des affleurements sur la figure 56.

C - APPORTS DE LA GÉOCHIMIE DU STRONTIUM A L'ÉTUDE DES FACIES GYPSEUX

Les teneurs en strontium en fonction des faciès gypseux, regroupés selon leur origine primaire, diagénétique précoce ou tardive, sont reportées dans leur ensemble sur la figure 57.

1 - CONSTANCE DES TENEURS EN STRONTIUM DANS UN FACIES DONNE

L'un des principaux résultats de cette étude est la constance des teneurs en strontium pour un faciès donné. Ce fait est particulièrement frappant dans le cas des sélénites dont la fourchette analytique se situe de 600 à 900 ppm de strontium incorporé dans les cristaux. Cette donnée implique des conditions de salinité très stables pour leur formation quelle que soit leur localisation dans le bassin méditerranéen. Il en résulte que les faciès à sélénites du Messinien se formeraient dans un milieu particulier, à l'abri de fortes fluctuations du chimisme de la saumure, et la grande taille de certains cristaux semblerait indiquer la persistance de cet environnement pendant une période plus ou moins longue.

La constance des teneurs est beaucoup moins nette dans les sélénites des salins étudiés où les valeurs absolues sont plus élevées et plus variables (tabl. 5 et 6), par suite de l'intervention humaine, ce qui pose d'ailleurs le problème de la difficulté à appliquer directement les enseignements tirés des marais salants aux dépôts évaporitiques fossiles. Ce sont surtout les tendances évolutives qui doivent être prises en compte.

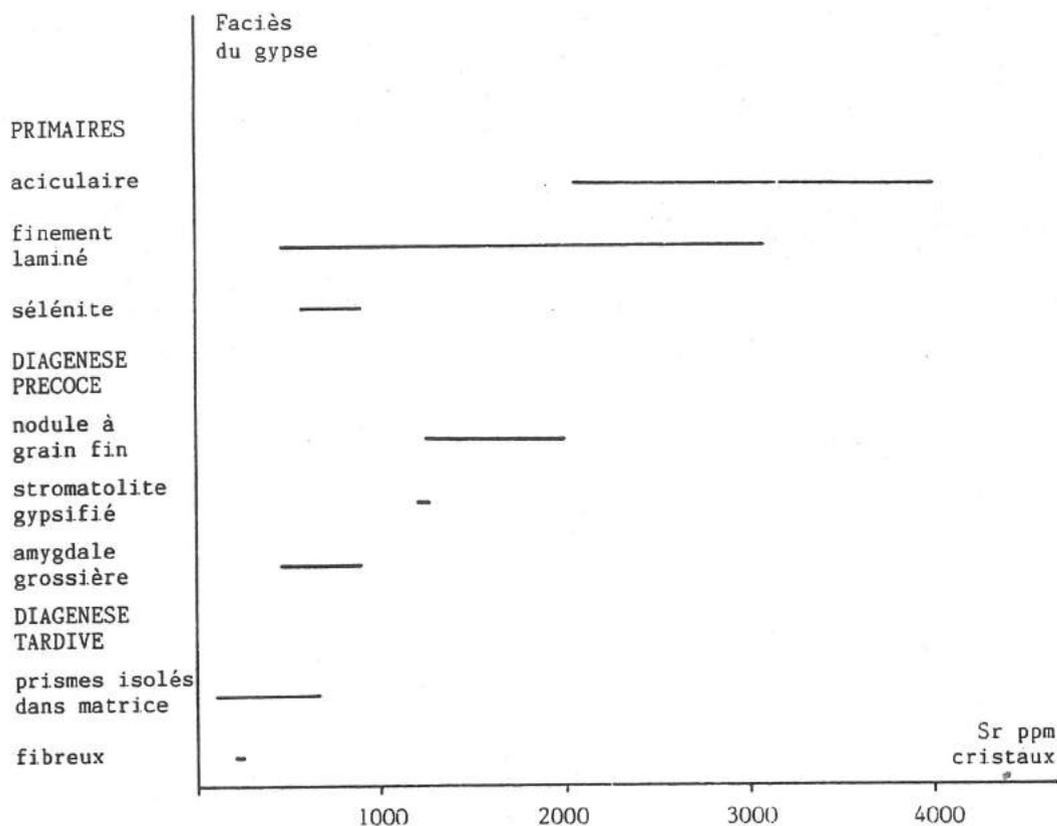


Fig. 57. - Fourchettes des teneurs en strontium dans les cristaux de gypse messiniens (domaine méditerranéen) et mésozoïques (Lorraine), en fonction des différents faciès du gypse.

Les autres faciès gypseux montrent également une certaine constance des teneurs en strontium, mais à l'intérieur d'une fourchette plus large. Ceci est sans doute à mettre en relation avec une variété plus grande de faciès que ceux qui ont été distingués dans cette étude.

2 - DISTINCTION ENTRE DIAGENESES TARDIVES AVEC OU SANS PRECURSEUR SULFATE

La diagenèse tardive caractérisée par le passage par un stade anhydritique en profondeur et le retour à une nature gypseuse, lors de la remise à l'affleurement, ne semble pas affecter de façon notable la teneur en strontium, puisque les valeurs restent dans la même gamme que celles qui caractérisent le faciès originel.

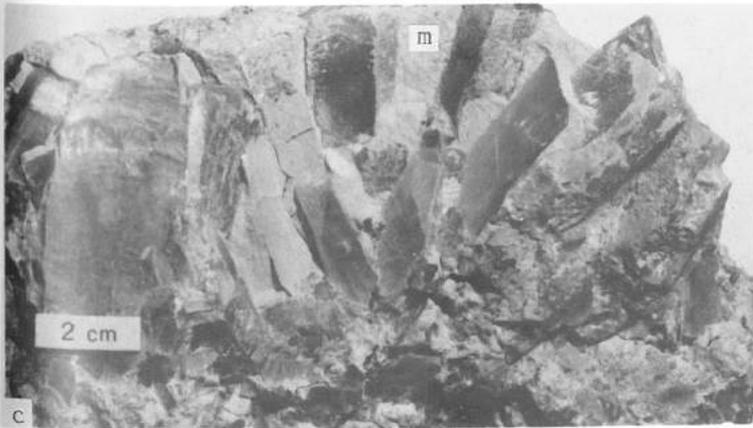
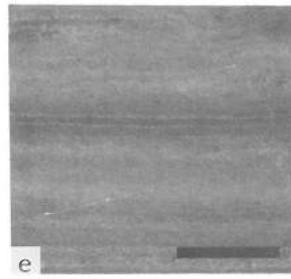
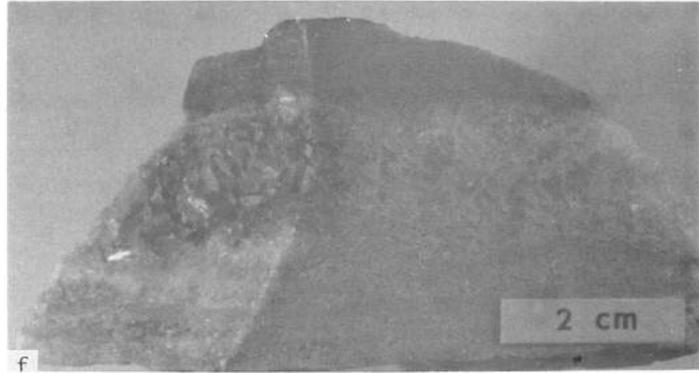
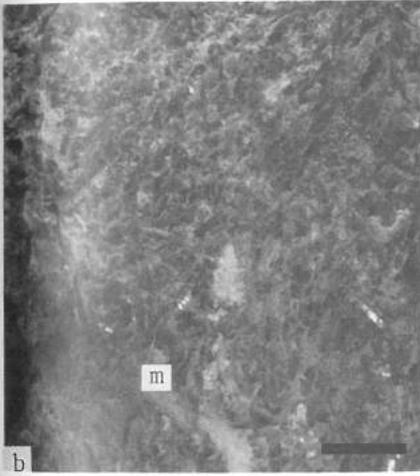
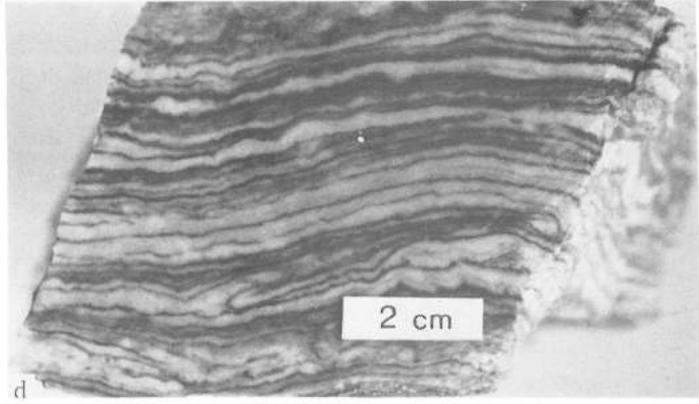
Les faciès gypseux de diagenèse tardive sans précurseur sulfaté montrent par contre globalement des teneurs en strontium faibles à très faibles, liées à l'intervention dans leur genèse des eaux météoriques. Ce résultat constitue un critère de reconnaissance.

3 - METHODE SIMPLE ET RAPIDE

La géochimie du strontium dans les cristaux de gypse permet de caractériser un faciès donné, de suivre l'évolution de la salinité au sein d'une série ou tout au moins d'une séquence de dépôt comme à Gessopalena et enfin d'établir une distinction entre faciès diagénétiques tardifs avec ou sans précurseur sulfaté.

PLANCHE XIII
GYPSES MESSINIENS

- a - Cristal de gypse sélénite maclé fer de lance.
- Gessopalena, Molise, Italie.
- b - Cristaux de gypse aciculaires avec une intercalation micritique (m) gris clair, irrégulière, de quelques millimètres de puissance.
- Gessopalena, Molise, Italie. (Barre = 1 cm).
- c - Cristaux de gypse trapus, de teinte sombre, se détachant sur une matrice micritique (m) gris clair.
- Gessopalena, Molise, Italie.
- d - Gypse à lamination très fine et plissotée, et avec des intercalations de lamines sombres, sans doute riches en matière organique.
- Bolognano, Maiella, Italie.
- e - Gypse finement laminé, à grain fin, présentant une déformation du niveau supérieur.
- Stroumbi, Bassin de Polemi, Chypre. (Barre = 1 cm).
- f - Amygdale à gros cristaux dans du gypse finement lité.
- Stroumbi, Bassin de Polemi, Chypre.
- g - Stromatolite gypsifié.
- Stroumbi, Bassin de Polemi, Chypre.



De plus, cette méthode est d'une utilisation très facile, puisqu'elle ne nécessite qu'une préparation simple des échantillons, sous forme d'une pastille de poudre comprimée, qui est ensuite directement analysée, sans autre manipulation, en fluorescence X (chap. 2). Cette approche analytique simple, rapide et peu onéreuse, permet de préciser et compléter les données de l'étude sédimentologique des faciès gypseux.

CONCLUSION

L'analyse sédimentologique de gypses messiniens d'Italie centro-méridionale, en tenant compte des enseignements apportés par l'étude des salins, sert de support à l'étude de la géochimie du strontium dans ces faciès. L'extension de ce travail à des gypses messiniens de Chypre et d'Espagne et dans des terrains d'âge secondaire en Lorraine, permet de mettre en évidence une certaine logique dans la distribution des teneurs en strontium dans les cristaux de gypse. Il en résulte une méthode analytique simple et rapide qui donne la possibilité de procéder à un bilan sédimentaire et diagénétique.

Ce chapitre, principalement consacré à des gypses messiniens, a surtout une valeur méthodologique et vise à donner des renseignements, les plus objectifs possibles, à partir de données analytiques. Le but n'est pas de réinterpréter la genèse des évaporites messiniennes, déjà si souvent discutée, mais d'essayer de fixer quelques limites aux conditions de salinité au cours de leur dépôt et de leur diagenèse. Il est évident que cette approche analytique demande encore d'autres résultats pour avoir une valeur statistique et que, pour être performante, elle devra être utilisée en complément d'autres informations, en particulier avec une plus grande précision dans la définition des faciès et de leur contexte sédimentologique.

CHAPITRE 10

DÉPÔTS SALIFÈRES DU KEUPER INFÉRIEUR DE LORRAINE ET GÉOCHIMIE DU BROME

INTRODUCTION

La formation salifère du Keuper inférieur forme dans le Bassin de Paris un vaste gisement d'allongement sensiblement Est-Ouest (fig. 58), reconnu grâce à de nombreux sondages pétroliers (Maubeuge, 1962 ; Dubois et Umbach, 1974). Ses dimensions maximales sont de l'ordre de 250 km en longueur et de 100 km en largeur. En raison de l'enfoncement du gisement vers l'Ouest, seule sa bordure orientale, à proximité des limites d'affleurement, est exploitée, essentiellement par des processus de dissolution, mais aussi par extraction minière à Varangéville, à une dizaine de kilomètres à l'Est de Nancy. Dans cette région, la formation salifère se subdivise en cinq faisceaux de 20 à 30 m de puissance chacun (Maubeuge, 1950), le cinquième étant à la base et le premier au sommet. Les travaux récents de C. Marchal (1983) ayant mis en évidence une évolution depuis la Lorraine jusqu'à la Champagne, avec apparition de niveaux halitiques au-dessus du premier faisceau lorrain, la nomenclature chiffrée des anciens faisceaux a été remplacée par des lettres (fig. 59). Ainsi, l'ensemble halitique est constitué en Lorraine, de bas en haut, par la superposition des unités L, M, N, O et P, dont la richesse en sel varie en fonction inverse du nombre et de l'importance des intercalations argileuses.

L'échantillonnage étudié provient d'une part de la mine de Varangéville qui exploite par 160 m de fond les 4,50 m de base de l'unité N, particulièrement riche en sel, d'autre part du sondage d'Erbéville, foré à une dizaine de kilomètres au Nord de Varangéville, et qui traverse les trois unités supérieures N, O et P, jusqu'au niveau de base de la mine (fig. 58). Malheureusement, lorsque ce sondage a été récupéré, il était déjà en mauvais état et beaucoup de carottes avaient disparu ; cependant, il n'existait pas, à l'époque où ce travail fut entrepris, d'autre sondage carotté dans cette série. C'est aussi la raison pour laquelle les 4,50 m de la mine, même s'ils ne correspondent qu'à une très faible partie de la formation salifère, qui atteint 150 m de puissance totale (fig. 71), ont été étudiés en détail, car ils permettent une observation dans les trois dimensions et en continuité.

Cette étude concerne uniquement les niveaux salifères dans lesquels sont définies des séquences de dépôt à partir de la description des faciès et de leur distribution. En outre, les approches palynologiques et géochimiques, avec analyses d'inclusions fluides et surtout des teneurs en brome et en potassium dans les halites, doivent aider à mieux saisir les mécanismes de genèse.

I – ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE

Dans la mine de Varangéville, l'unité salifère N d'une vingtaine de mètres de puissance, est exploitée à la base, où elle est finement stratifiée et caractérisée par une alternan-

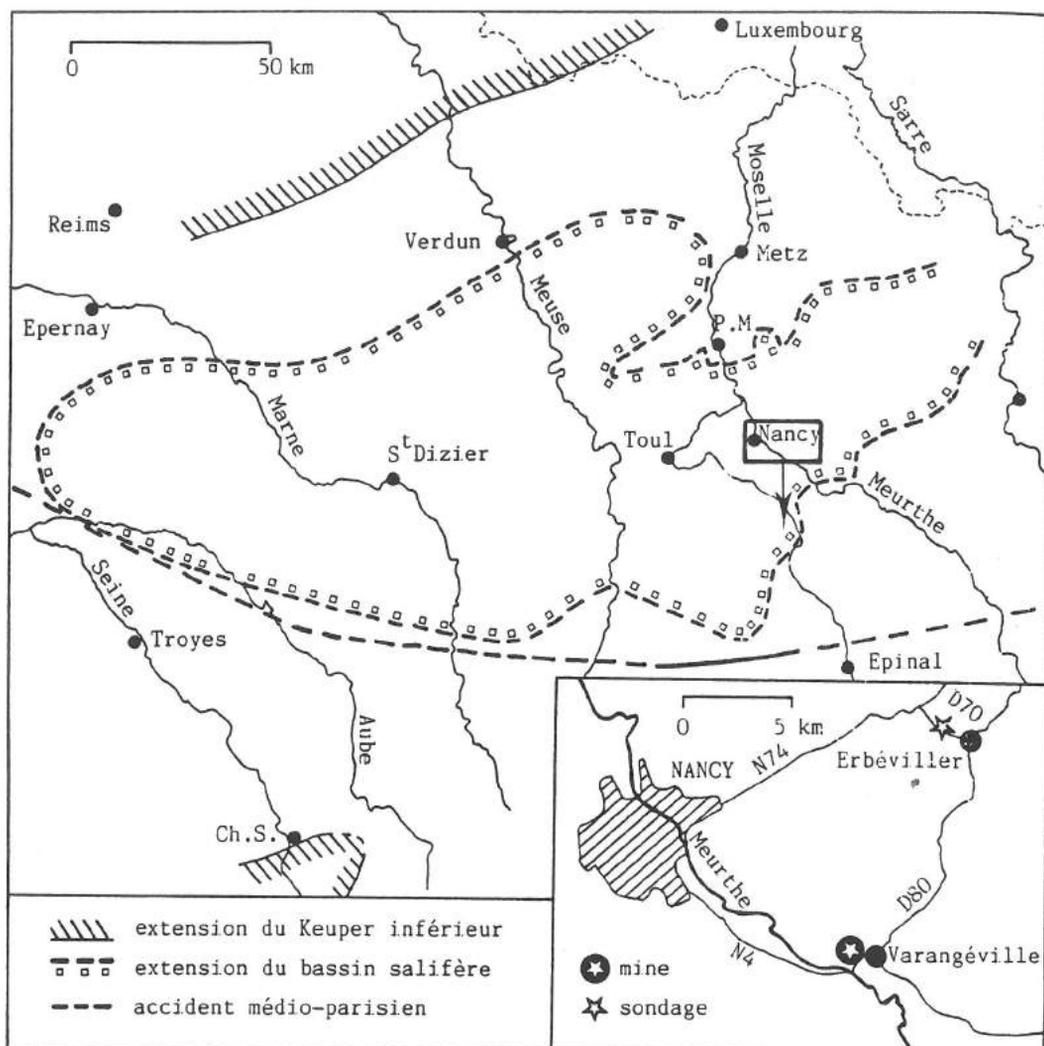


Fig. 58. - Carte d'extension du gisement keupérien dans le Bassin de Paris (d'après Marchal, 1983) et localisation de la zone étudiée.

ce de lits, centimétriques à décimétriques, de teinte blanche à gris plus ou moins foncé, séparés par de minces niveaux millimétriques très sombres argileux, gris argilo-sulfatés ou blancs sulfatés (Pl. XIV-a, b). L'extension latérale de ces structures apparaît continue à l'échelle de la mine, sur plusieurs centaines de mètres.

Cette disposition montre la rythmicité du dépôt et indique une conservation des structures sédimentaires originelles, sans transformations profondes ultérieures qui les auraient oblitérées.

Par contre, dans le sondage d'Erbéviller, si l'on retrouve à différents niveaux une disposition comparable, en particulier à la base qui est l'équivalent latéral de la mine, il existe aussi des zones où la stratification n'est plus visible, effacée par un sel à gros cristaux de plusieurs centimètres en général, contenant des inclusions argilo-sulfatées en plages intercrystallines.

A - INVENTAIRE DES FACIES

Trois constituants principaux : halite, sulfates de calcium et minéraux argileux déterminent par leurs proportions relatives les différents faciès.

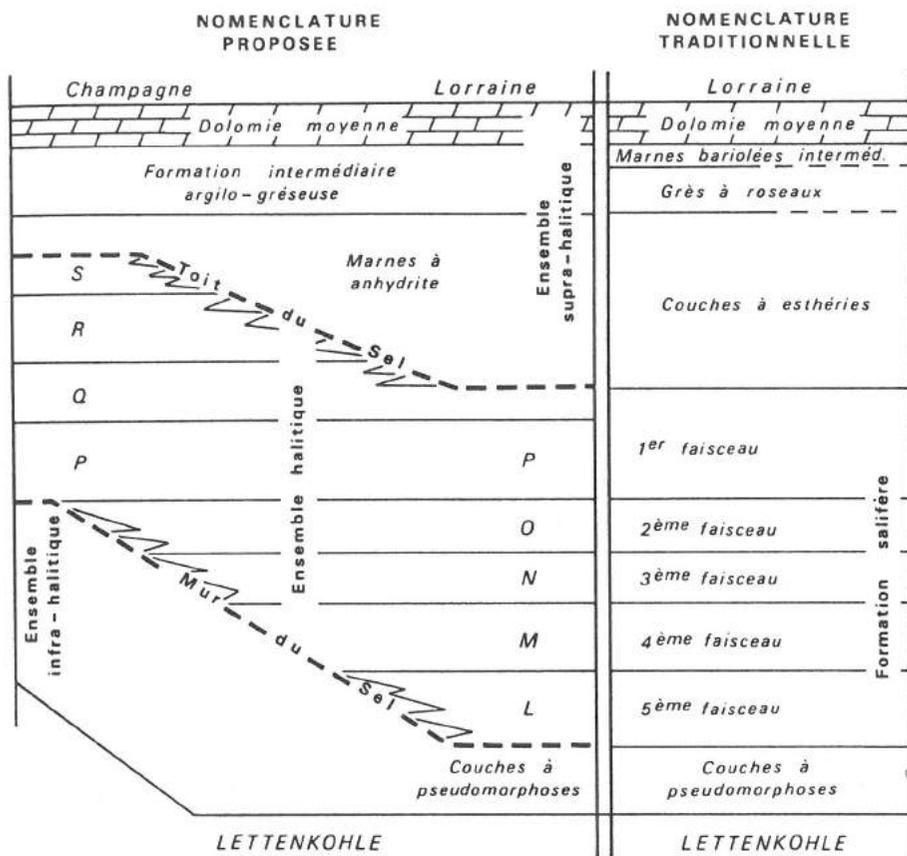


Fig. 59. - Découpage et nomenclature des différentes formations constituant les Marnes irisées keupériennes, inférieures et moyennes, du bassin salifère de Lorraine - Champagne (d'après Marchal, 1983).

I - FACIES HALITIQUES

C'est en fonction des variétés de halite et de leur agencement, en présence ou non d'autres constituants, que sont définis ces faciès.

a - VARIÉTÉS DE HALITES

Le sel est constitué de cristaux de halite de taille variable, de quelques millimètres à quelques centimètres, isométriques ou allongés, imbriqués les uns dans les autres (Pl. XIV-d).

L'observation microscopique et ultramicroscopique révèle la présence fréquente d'inclusions fluides, dispersées dans la masse des cristaux en leur conférant un aspect trouble ou au contraire regroupées en taches laiteuses (Pl. XV-a). Les inclusions sont en forme de cubes négatifs, de quelques dizaines à quelques centaines de microns d'arête, et contiennent souvent une ou plusieurs baguettes de sulfate de calcium (Pl. XV-c-d-e-f), identifiées par spectrométrie lors de l'observation au microscope électronique à balayage. L'analyse à la microsonde à effet Raman (M.O.L.E.) a permis de déterminer la présence d'anhydrite et de gypse (Dubessy *et al.*, 1983). Ces sulfates se présentent sous forme de cristaux trapus (Pl. XV-e) et de baguettes de quelques microns à quelques dizaines de microns de longueur, parfois maclées en queue d'aronde et associées en rosettes (Pl. XV-f), évoquant des cristaux de gypse. Dans certains cas, les baguettes de sulfate se prolongent dans le cristal de halite, en dehors des limites de l'inclusion. La variété dans le remplissage des inclusions fluides constitue un argument à l'appui du piégeage hétérogène, lors de la croissance des halites, d'une saumure contenant à l'origine des cristaux de sulfate de calcium en suspension.

Les cristaux riches en inclusions fluides constituent la *halite laiteuse*. Il existe également d'autres cristaux qui en sont pratiquement dépourvus et caractérisent la *halite limpide*.

Ces deux variétés de halite, laiteuse et limpide, sont également décrites dans de nombreux bassins évaporitiques, dispersés dans le temps et dans l'espace, tels que le Silurien du Michigan (Dellwig, 1955), le Dévonien de la formation de la Prairie au Canada (Wardlaw et Schwerdtner, 1966), le Permien du Kansas (Holdoway, 1978), le Tertiaire du Bassin de l'Ebre (Orti Cabo et Pueyo Mur, 1977) ou du Bassin de Bresse (Moretto, 1985-a). Dans les dépôts actuels des salins, on observe des cubes à halite limpide, présentant parfois un coeur laiteux, et des pyramides à halite laiteuse.

Dans la halite laiteuse, la distribution des inclusions fluides se fait suivant des plans parallèles aux faces de croissance des cubes. Ceux-ci dirigent souvent un de leurs sommets vers le haut (Pl. XV-a), ce qui donne en section une disposition des inclusions en forme de chevron (Pl. XV-b). Cet aspect a également été observé dans le sel du Zechstein en Allemagne (Gottesmann, 1963) et du Dévonien de la formation de la Prairie au Canada (Wardlaw et Schwerdtner, 1966), ainsi que dans des dépôts actuels de Basse Californie (Shearman, 1970) ou dans les salins de Santa Pola (Pl. XII-f). Ces observations confirment les données expérimentales (chap. 3), en cas de croissance compétitive sur le fond, de développement préférentiel des cristaux de halite dont l'un des sommets ou l'une des arêtes est dirigé vers le haut (Wardlaw et Schwerdtner, 1966). Dans ces expériences de croissance expérimentale de la halite, R.S. Arthurton (1973) retrouve très souvent cette orientation, que la nucléation soit superficielle ou se fasse sur le fond. Il en résulte que cette structure en chevron caractérise les halites primaires se développant à l'interface saumure - sédiment.

La halite limpide peut correspondre à un accroissement cristallin ou se présenter, soit sous forme d'un ciment qui comble les vides de la porosité et de la dissolution, soit avec un aspect phénoblastique perturbant plus ou moins les argiles ou même la halite laiteuse. Cette disposition des cristaux indique une origine diagénétique pour la halite limpide.

b - TYPES DE SELS

L'observation macroscopique, essentiellement en mine, permet de différencier dans le sel massif deux faciès principaux : le *sel clair* et le *sel sombre*, dont la teinte est liée à la présence d'inclusions argileuses plus ou moins dispersées. Pour les échantillons provenant de la mine de Varangéville, cette distinction pétrographique a été précisée par la détermination de la quantité de résidu insoluble argileux, après dissolution et filtration (fig. 64). La coupure se situe à 1% d'argiles, valeur au-dessus de laquelle la roche prend une teinte gris plus ou moins foncé.

Ces deux faciès se distinguent également par la distribution des inclusions fluides. Le sel clair est formé de halite riche en inclusions, souvent associées en chevrons, entre lesquelles se développent par endroits des plages limpides. Dans le sel sombre par contre, la halite limpide devient dominante, mais ce faciès présente également des chevrons dispersés dans la masse limpide. Les deux variétés de halite se développent en continuité cristallographique.

Lorsque, dans le sel sombre, la phase insoluble est relativement importante, elle peut contenir des cubes de halite limpide qui la repoussent par croissance interstitielle sous forme de phénoblastes (Pl. XVI-a). Ce phénomène est également observé aux échelles microscopique (Pl. XVI-b) et nanoscopique (Pl. XVI-c).

A ces deux types de sel, il faut ajouter un troisième de *sel limpide* qui, comme son nom l'indique, est constitué exclusivement de halite limpide. Il correspond à des zones à gros cristaux phénoblastiques, avec matrice insoluble intercrystalline plus ou moins développée, particulièrement bien représentée dans le sondage d'Erbéviller. Le sel limpide se trouve aussi en remplissage de poches de dissolution recoupant plus ou moins profondément la structure litée initiale (Pl. XIV-c).

A la lumière des données précédentes, la genèse du sel clair peut se concevoir à partir d'un sel primaire à chevrons, formé à l'interface saumure - sédiment, présentant une certaine porosité, ultérieurement comblée par de la halite limpide en continuité cristallographique. Le sel sombre correspond sans doute à l'origine à un dépôt comparable, mais

les phénoblastes de halite, apparaissant dans la matrice argileuse associée, témoignent d'une diagenèse halitique avec bouleversement limité de la structure initiale, puisque le dépôt conserve en définitive son litage. C'est cette diagenèse qui semble déterminer l'association intime entre la halite et la phase argileuse dans le sel sombre. On peut se demander si dans certains cas des phénoblastes halitiques ne se développent pas également dans le sel clair, mais ceci est difficile à mettre en évidence par suite de l'absence d'un autre constituant pour les souligner.

Quant au sel limpide, son origine secondaire est manifeste ; elle est marquée soit par un remplissage de cavités de dissolution, soit par un développement phénoblastique intense qui envahit toute la roche et fait disparaître le litage initial dans la zone affectée par ce phénomène. Dans le Silurien du Michigan et le Permien du Kansas, L.F. Dellwig (1963) décrit également des niveaux à gros cristaux de halite limpide auxquels il attribue une origine secondaire.

2 - FACIES SULFATES ET ARGILO-SULFATES

En l'absence d'argiles, les sulfates, en petits cristaux trapus d'anhydrite, de taille inframillimétrique, se disposent en passées blanches, millimétriques, parallèles à la stratification, mais irrégulières, en forme de dents de scie et moulant les cristaux de halite (Pl. XIV-a). Cette disposition évoque une décantation sur le fond de cristaux sulfatés en suspension dans la saumure.

Les sulfates, généralement associés aux argiles, se présentent soit en taches claires qui peuvent devenir coalescentes jusqu'à former une masse compacte, soit, beaucoup plus rarement, en fines intercalations claires dans les passées d'argilite plus épaisses, d'ordre centimétrique (Pl. XIV-e, f),

Dans le premier cas, les cristaux d'anhydrite sont associés en petits nodules d'ordre millimétrique, plus ou moins dispersés dans la matrice argileuse, et sont constitués de baguettes d'anhydrite, orientées en tous sens dans leur matrice argileuse (Pl. XVI-d). Ces nodules peuvent être étirés au contact de la halite limpide (Pl. XVI-e, f). Ils semblent alors correspondre à un faciès de diagenèse précoce, antérieur au développement de phénoblastes halitiques. Parfois aussi, ils évoquent des pseudomorphoses de cristaux de gypse (Pl. XVI-d) en anhydrite comme cela est décrit dans les sebkhas (Kinsman, 1966 ; Shearman, 1966), sans préjuger pour autant de l'environnement de dépôt (Dean, Davis et Anderson, 1975).

Dans le second cas, les intercalations claires correspondent à l'alternance rythmique de lamines anhydritiques et argileuses inframillimétriques, qui présentent une structure à stratifications obliques, évoquant une accumulation de type détritique (Pl. XIV-f).

3 - FACIES ARGILEUX

Assez limité dans la masse salifère, il forme des passées gris foncé de quelques millimètres d'épaisseur, souvent plus ou moins perturbées et interrompues par des phénoblastes de halite qui constituent des inclusions à contours souvent orthogonaux, parfois triangulaires (Pl. XVI-a) suggérant une oblitération par la croissance de cubes de halite.

L'analyse diffractométrique de quelques échantillons d'argile fait ressortir une association de type illite-chlorite-corrensites, marquée par l'apparition de pics vers 8,5 Å après traitement au glycérol et chauffage à 490°C. Par ailleurs, le pic à 14 Å de la chlorite s'élargit vers des angles plus élevés après traitement au glycérol et au contraire vers des angles plus faibles après chauffage (fig. 60). La corrensites se retrouve plus ou moins nettement dans la quinzaine d'échantillons analysés dans la mine de Varangéville. La présence de corrensites dans les argiles triasiques associées aux formations évaporitiques a également été signalée par J. Lucas (1963).

L'analyse chimique de deux échantillons d'argile prélevés au toit de la mine (tabl. 13) fait ressortir un caractère magnésien très marqué. Ces résultats sont comparables

à ceux obtenus par J. Jarousse (1978) sur des argiles triasiques du Bassin de Paris, échantillonnées en contexte évaporitique.

Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ t	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P.F.	Total
A 1	37,44	12,51	4,78	0,66	0,91	18,77	0,07	3,96	0,26	20,45	99,81
A 2	38,47	13,84	5,39	0,67	0,58	17,80	0,04	4,24	0,18	18,83	100,04

Tableau 13. - Analyses des éléments majeurs de la phase silico-alumineuse séparée d'argilites prélevées au toit de la mine de sel de Varangéville (base de l'unité N de la série salifère du Keuper inférieur de Lorraine).

- Localisation des échantillons sur la figure 66.

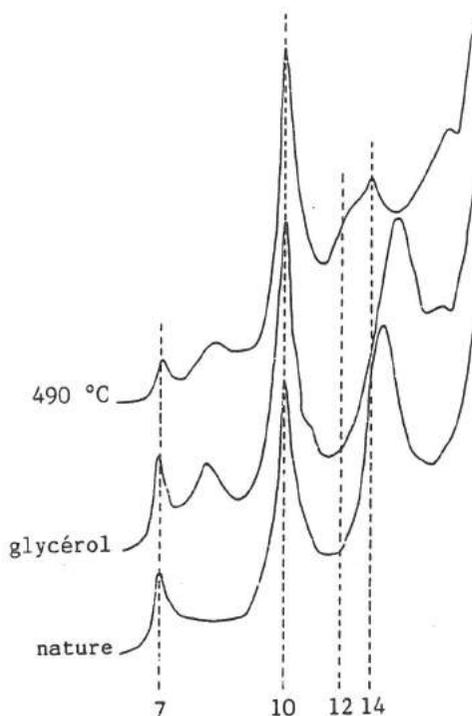


Fig. 60. - Enregistrements en diffractométrie X de l'échantillon d'argile A2 de la mine de Varangéville.

Localisé sur la figure 66, son analyse chimique est reportée sur le tableau 13. L'association de minéraux argileux est du type corrensité - illite - chlorite.

B - ÉTUDE PALYNOLOGIQUE

Bien que marginale, cette approche présente évidemment un intérêt stratigraphique, mais aussi sédimentologique en apportant des précisions sur le contexte paléogéographique et la vitesse de sédimentation.

L'échantillonnage étudié (Geisler, Adloff et Doubinger, 1978) provient de la mine de Varangéville, c'est-à-dire de la base de l'unité N de l'ensemble halitique. La localisation des échantillons est reportée sur la figure 64.

Le prélèvement des échantillons a été effectué en tenant compte des faciès : argilite, sel sombre et sel clair, afin de voir s'il y avait une relation entre ces derniers et l'association microfloristique qu'ils pourraient contenir.

Spores.

Calamospora tener (LESCHIK) MÄDLER 1964
Calamospora keuperiana MÄDLER 1964
Letotrilletes sp.
Punctatisporites triassicus SCHULZ 1964
Punctatisporites sp.
Cyclogranisporites congestus LESCHIK 1955
Verrucosisporites remyanus (MÄDLER) ADLOFF et DOUBINGER 1969
Verrucosisporites thuringiacus MÄDLER 1964
Verrucosisporites sp.
Porcellispora longdonensis (CLARKU) SCHEURING 1970
Baculatisporites sp.
Microreticulatisporites sp.
Convolutispora sp.
Retitrilletes sp.
Palaeospongisporis ci. europaeus SCHULZ 1965
Palaeospongisporis sp.
Densosporites sp.
Perotrilletes minor (MÄDLER) ANTONESCU et FAUGOURDEAU-LANTZ 1973
Perotrilletes sp.
Endosporites sp.
 Spores trilètes indéterminées
Aratrisporites sp.

Pollens monosaccates.

Enzonalsporites sp.

Pollens bisaccates.

Triadispora staplini (JANS) KLAUS 1964
Triadispora plicata KLAUS 1964
Triadispora crassa KLAUS 1964
Triadispora falcata KLAUS 1964
Triadispora epigona KLAUS 1964
Triadispora sp.
Illinites chitonoides KLAUS 1964
Angustisulcites klausii FREUDENTHAL 1964
Pityosporites sp.
Microcachrydites doubingeri KLAUS 1964
Microcachrydites sittleri KLAUS 1964
Microcachrydites sp.
Protodiploxypinus gracilis SCHEURING 1970
Alisporites grauwogeli KLAUS 1964
Alisporites sp.
Voltziaceasporites heteromorpha KLAUS 1964
Brachysaccus ovatis MÄDLER 1964
Sulcosaccispora minuta KLAUS 1964
Jugasporites renalis KLAUS 1964
Cuneatisporites radialis LESCHIK 1955
Vitreisporites pallidus (REISS.) NILSSON 1958
Taeniaesporites novimundi JANSONIUS 1962
Taeniaesporites sp.
Striatoabietites aytugii VISSCHER 1966
 Bisaccates indéterminées

Pollens polysaccates.

Hexasaccites muelleri REINHARDT et SCHMITZ 1965

Pollens monocolpates.

Cycadopites spp.
Tsugaepollenites oriens KLAUS 1964

Autres microfossiles.

Acritarches : *Micrhystridium* spp.
Veryhachium sp.
 Tasmanacées

Tableau 14. - Composition de la microflore des échantillons prélevés dans la mine de sel de Varangéville (base de l'unité N de la série salifère du Keuper inférieur de Lorraine) (d'après Geisler et al., 1978).

sur le fond; par contre une légère dilution par des arrivées d'eau de mer va favoriser la précipitation de petits cristaux sulfatés qui vont se déposer sur le lit de sel nouvellement formé. Cette séquence est comparable à celle des salins de Santa Pola dans les bassins avant les tables salantes (Pl. XII-f et fig. 42), également liée à des variations de salinité.

La séquence de dépôt chimico-détritique, à sel sombre et sel clair fait intervenir un apport détritique à la base, déterminant vraisemblablement une dilution du milieu, suivie d'une augmentation de salinité qui amène la saumure à saturation en halite, permettant la précipitation de halite laiteuse au-dessus du lit argileux (Geisler, 1976). Par la suite cette séquence subit une diagenèse, plus particulièrement sensible à la base et marquée par le développement de nodules sulfatés et de phénoblastes halitiques limpides dans la matrice argileuse et au sein de la halite laiteuse. Il en résulte une désorganisation limitée qui aboutit à la formation des lits de sel sombre.

Il est intéressant de noter que les deux types de séquences ainsi définis résultent de la succession dans le temps de phases de dilution, puis de concentration des saumures. La différence majeure se situe au niveau de la qualité des eaux de dilution, dépourvues ou au contraire chargées d'une phase détritique argileuse.

II - ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

Avant de passer à l'interprétation génétique de ces dépôts salifères, il est important de voir les renseignements que peuvent apporter les données géochimiques concernant le brome et le potassium dans la halite ou l'ion sulfate dans les inclusions fluides, sur la connaissance des saumures impliquées dans la formation de ce sel keupérien.

L'analyse géochimique doit donc, par un échantillonnage approprié, tenir compte des différents faciès halitiques, afin de préciser leur signification et par conséquent leur place dans l'histoire du dépôt.

Les différents processus analytiques utilisés ont été décrits précédemment dans le chapitre 2. Les teneurs en brome dans la halite sont obtenues par fluorescence X. Les valeurs du brome sont exprimées directement à partir de l'analyse, sans être recalculées en ppm/100% NaCl. L'absence de correction ne modifie pas les valeurs absolues dans le sel sombre où un tri préalable, au moment de l'échantillonnage, a éliminé les argilites au maximum. Le potassium dans la halite est analysé en absorption atomique et exprimé en ppm/100% NaCl. Enfin, l'analyse de la teneur en ion sulfate dans le fluide de certaines inclusions est effectuée à l'aide de la microsonde à effet Raman (M.O.L.E.)

A - ÉTUDE D'ENSEMBLE DE LA SÉRIE SALIFÈRE : LE SONDAGE D'ERBÉVILLER

Il traverse les trois unités supérieures N, O et P du gisement (Marchal, 1983) qui atteignent à cet endroit une puissance totale de 96 m.

Dans l'ensemble les teneurs en brome oscillent entre 90 et 230 ppm (tabl. 15, fig. 62). Ces valeurs, toutes supérieures, quel que soit le type de halite, à celles correspondant au début de précipitation de ce minéral à partir de l'évaporation de l'eau de mer (70 ppm), impliquent une origine marine pour ce dépôt et l'absence, sur les portions étudiées, de recristallisations halitiques après dissolution à grande échelle par des eaux douces, puisque l'on n'observe pas de baisses brutales des teneurs en brome.

Verticalement, la répartition des teneurs en brome ne montre pas d'évolution notable, si ce n'est une sorte de grand cycle avec un maximum vers le milieu de la coupe. Par

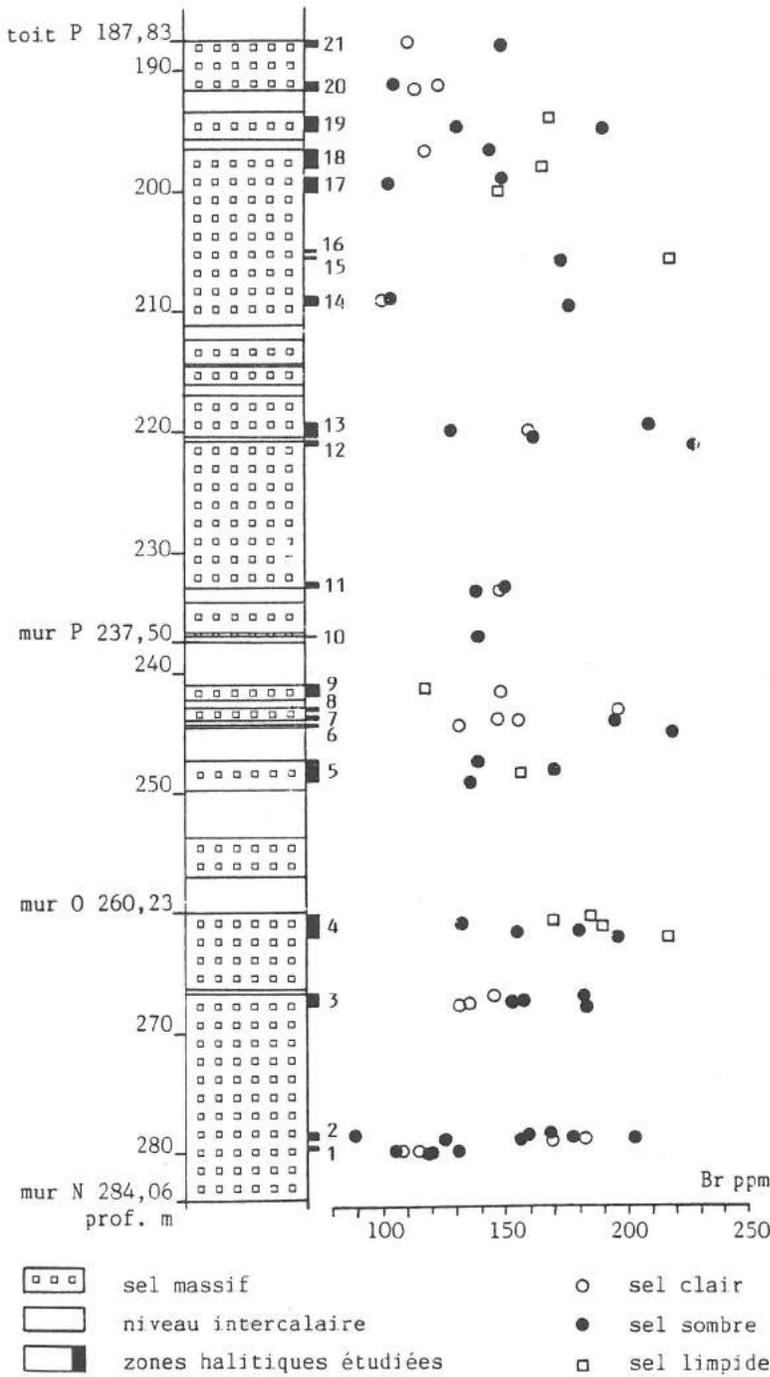


Fig. 62. - Teneurs en brome des échantillons de sel clair, de sel sombre et de sel limpide, prélevés sur le sondage d'Erbéville (d'après Geisler, 1979).

contre, la gamme des teneurs présente une grande extension latérale dans un niveau donné et par conséquent une grande variabilité d'un faciès à l'autre. A quelques exceptions près, le sel clair produit dans l'ensemble les valeurs les plus faibles, alors que le sel de recristallisation à gros cristaux de halite limpide montre en général les teneurs les plus élevées. Le sel sombre se place entre ces deux domaines qu'il chevauche d'ailleurs, comme le montre l'histogramme des teneurs en brome en fonction des trois types de sel (fig. 63).

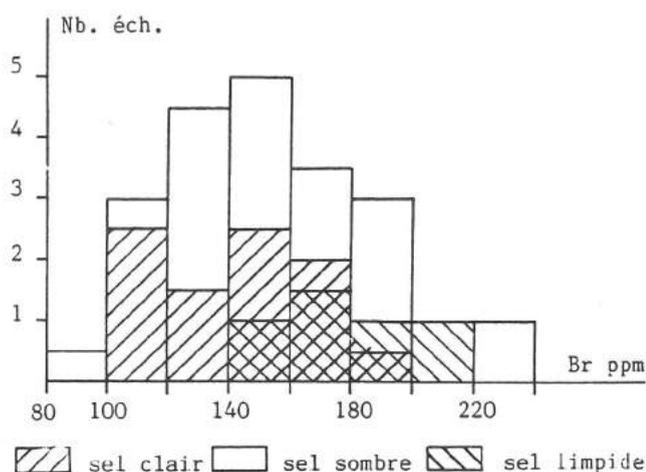


Fig. 63. - Histogramme des teneurs en brome en fonction des trois types de sel (clair, sombre et limpide) définis dans le sondage d'Erbéville.

Ces données font donc ressortir pour le brome trois faciès géochimiques qui correspondent aux trois faciès pétrographiques du sel.

Les teneurs en brome, beaucoup plus variables dans le cadre d'un échantillonnage serré que pour l'ensemble de la série, sont à mettre en relation avec la composition halitique hétérogène des différents sels. En effet, ils sont constitués par un mélange en proportions diverses de halites primaires, plutôt laiteuses, et secondaires limpides. Par conséquent, la halite laiteuse reflète la salinité du milieu et la halite limpide celle des saumures impliquées dans la diagenèse, correspondant généralement à une plus forte concentration. Aussi, le développement plus ou moins important de halite diagénétique sera-t-il responsable de teneurs en brome plus ou moins élevées.

La salinité du milieu de dépôt est donc essentiellement indiquée par les teneurs en brome des 19 échantillons de sel clair (100 à 180 ppm), dispersés sur une centaine de mètres, c'est-à-dire portant sur une grande partie de la série salifère, qui correspond évidemment à un milieu évaporitique dont la salinité a vraisemblablement varié au cours du temps.

Dans le cas du Pennsylvanien du Paradox dans l'Utah (Raup, 1966 ; Raup, Hite et Groves, 1970), l'évolution des teneurs en brome le long de la série est également variable et reflète les évolutions de la salinité au cours de l'histoire du bassin, mais de nombreuses oscillations d'amplitude assez forte résulteraient de phénomènes diagénétiques selon O.B. Raup et R.J. Hite (1978). Grâce aux relations établies en fonction des faciès halitiques, les données obtenues à partir du sondage d'Erbéville permettent de confirmer ce qui n'était qu'une hypothèse.

Pour préciser ces résultats, il s'avère intéressant de multiplier les analyses sur un niveau relativement homogène où les variations des teneurs en brome peuvent être suivies dans le détail.

B - ÉTUDE DÉTAILLÉE D'UN NIVEAU SALIFÈRE : LA MINE DE VARANGÉVILLE

Stratigraphiquement, elle correspond à la base du sondage d'Erbéville, c'est-à-dire à la partie inférieure de l'unité N de l'ensemble halitique (Marchal, 1983).

Carotte	Sel clair	Sel sombre	Sel limpide	Carotte	Sel clair	Sel sombre	Sel limpide
E 1	108	119		E 7	148		
	115	107		E 8	176		
	169	131		E 9	149		118
	183	120		E 11		153	
	178	125		E 12	149	139	
		157				150	
		203		E 13	161	228	
		160				162	
		89				139	
		168				210	
E 2	132	183		E 14	101	177	
	145	135				104	
		153		E 15		174	219
		157		E 16		104	148
		182				150	
E 3		196	217	E 17	119	145	166
		155	190			131	169
		180	170	E 19		191	
		133	185			105	
		187		E 20	114	124	
E 5		136	157	E 21		149	
		170				111	
		140					
E 7	132	220					
	156	175					

Tableau 15. - Teneurs en brome (ppm) dans la halite, en fonction des types de sel, dans des échantillons du sondage d'Erbévilleur recoupant les unités N, O et P de la série salifère du Keuper inférieur de Lorraine.

- Localisation des carottes sur la figure 62.

1 - DONNÉES ANALYTIQUES

Les teneurs en brome se situent entre 70 et 200 ppm (tabl. 16, fig. 64), confirmant l'origine marine du dépôt. Comme dans le cas précédent, les pourcentages en brome montrent d'importantes oscillations à l'intérieur de l'intervalle limité par ces valeurs extrêmes. En rapportant les teneurs en brome aux différents faciès halitiques, celles-ci se répartissent en deux familles : entre 70 et 120 ppm, mais surtout entre 100 et 120 ppm, pour le sel clair, et entre 120 et 200 ppm pour le sel sombre (Geisler, 1978-b). Un échantillon de sel limpide prélevé dans une cavité de dissolution a donné une valeur élevée de 176 ppm (non reportée sur la figure 64). Ces résultats confirment ceux obtenus sur le sondage d'Erbévilleur.

Ech.	Insolubles %	Br (ppm)		K ppm
		Sel clair	Sel sombre	
1	2,80		118	263
2	0,46	94		62
3	0,13	122		50
4	0,85	112		82
5	0,01	105		54
6	1,57		122	104
7	0,36	110		61
8	1,61	112		74
9	1,47		120	84
10	0,25	110		41
11	2,98		144	157
12	0,22	119		62
13	5,87		182	285
14	0,50	115		62
15	0,25	86		32
16	0,78	117		73
17	0,51	92		82
18	0,33	104		41
19	4,87		128	146
20	5,99		150	243
21	1,96		130	104
22	0,33	125		62
23	4,39		142	170
24	1,84		132	104
25	0,31	102		61
26	3,31		128	167
27	0,21	115		70
28	2,08		144	213
29	0,06	86		70
30	1,38		130	234
31	3,57		150	584
32	4,00		136	414

Tableau 16. - Teneurs en insolubles dans le sel et en brome et potassium dans la halite, en fonction des types de sel, dans des échantillons de la mine de sel de Varangéville (base de l'unité N de la série salifère du Keuper inférieur de Lorraine).

- Localisation des échantillons sur la figure 64.

Dans le cas du potassium, les valeurs obtenues se répartissent en deux domaines : dans la tranche de 50 à 100 ppm pour le sel clair et de 100 à 600 ppm pour le sel sombre (fig. 64).

La comparaison entre la distribution du potassium et celle du brome montre donc un parallélisme frappant, avec, ici aussi, une répartition en faciès géochimiques selon le faciès halitique. Le potassium apparaît donc également comme un indicateur de paléosalinités. Ceci a été également observé à une plus grande échelle, sur un sondage d'une centaine de mètres de puissance provenant du Crétacé de Thaïlande (Hite, 1974), où une analyse de brome et du potassium donne aussi deux courbes parallèles.

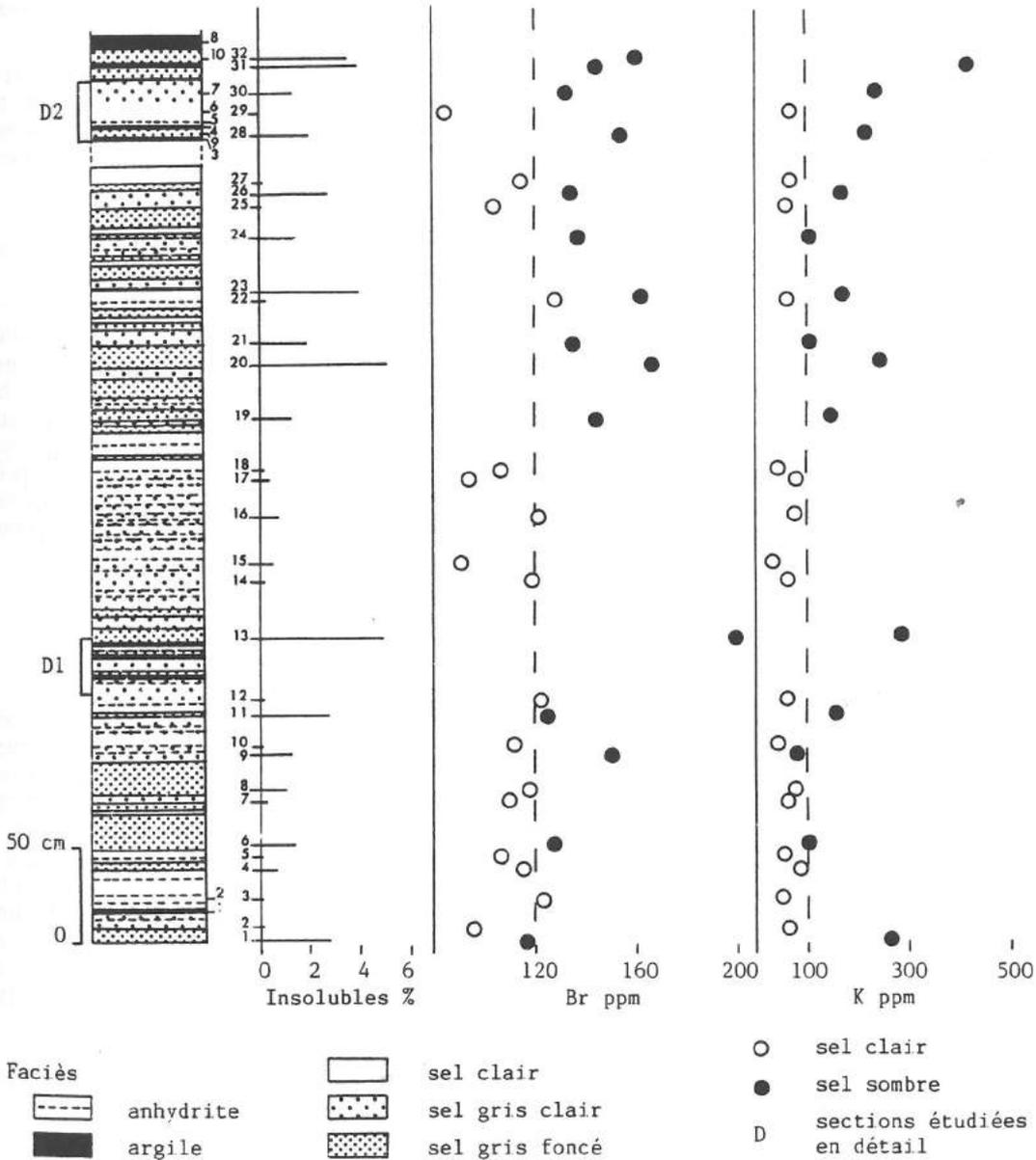


Fig. 64. - Teneurs en insolubles, en brome et en potassium des échantillons de sel clair et de sel sombre prélevés sur le front de taille de la mine de Varangéville (d'après Geisler, 1979).

Les sections étudiées en détail correspondent pour D1 à la figure 65 et pour D2 à la figure 66. Les échantillons de l'analyse palynologique sont reportés le long de la colonne lithologique.

2 - DISTRIBUTION DU BROME DANS LES FACIES HALITIQUES

a - SEL CLAIR

Le sel clair, à halite laiteuse dominante, est remarquable quant à la constance de ses teneurs en brome : 100 à 120 ppm pour la mine de Varangéville avec 17 analyses de ce faciès réparties sur 4,50 m d'épaisseur.

La constance des teneurs en brome pour une section donnée implique une certaine permanence du milieu à partir duquel se forme le sel clair pendant l'intervalle de temps correspondant. La conservation des mêmes caractéristiques conduit à se demander si, pendant une période donnée, il ne subsiste pas au fond du bassin évaporitique une saumure évoluant peu.

b - SEL LIMPIDE

Le sel limpide observé en remplissage de cavités est, par sa géométrie même, d'origine secondaire diagénétique. Sa forte teneur en brome est en contradiction avec une genèse tardive, après dissolution par des eaux douces, qui aurait entraîné au contraire une baisse des teneurs en brome. Celle-ci est d'ailleurs constatée dans d'anciennes zones d'exploitation de la mine de Varangéville où des stalactites de halite se sont développées et présentent des teneurs inférieures à 50 ppm. Ainsi, la formation du sel limpide est à mettre en relation avec des circulations de saumures permettant la précipitation de cristaux très riches en brome. Ceci n'est envisageable qu'en milieu fortement salin et par conséquent implique une origine diagénétique précoce.

c - SEL SOMBRE

Le sel sombre, qui se situe entre les deux précédents pour les teneurs en brome, présente une hétérogénéité de texture, puisque formé d'un mélange de halite limpide et à chevrons. Ceci se retrouve dans une étude détaillée de la halite du Dévonien de la formation de la Prairie au Canada (Wardlaw et Schwerdtner, 1966) où les auteurs distinguent les chevrons et la halite limpide dans un même niveau ; les teneurs en brome sont alors systématiquement plus élevées dans la halite limpide. Des sondages de la Mer Rouge donnent également des résultats comparables (Stoffers et Kühn, 1974). En fait les teneurs plus variables en brome sont fonction de l'importance du développement de la halite limpide et de sa richesse en brome. Le sel sombre apparaît donc comme un faciès complexe, résultant, en ce qui concerne la phase halitique, de la succession dans le temps d'un dépôt primaire, dont subsistent les chevrons, et d'une diagenèse précoce à partir de saumures riches en brome.

Les faciès halitiques s'organisent en séquences chimiques ou chimico-détritiques dans lesquelles il peut être intéressant de suivre l'évolution des teneurs en brome.

C - ÉTUDE A L'ÉCHELLE DE LA SÉQUENCE ÉLÉMENTAIRE

C'est à partir d'études de détail que l'évolution des teneurs en brome, dans un même faciès halitique et dans des faciès successifs, permet de suivre, pratiquement sans coupure, les oscillations de la salinité au cours du dépôt. C'est ainsi qu'une analyse détaillée et en continu des teneurs en brome a été effectuée sur deux sections de la coupe de la mine de Varangéville, situées respectivement à mi-hauteur et au sommet (fig. 64, sections

D1 et D2) où les différents faciès s'expriment nettement et montrent leurs relations mutuelles.

1 - EXEMPLES

a - MILIEU DE LA COUPE DE VARANGÉVILLE

La répartition des teneurs en brome (tabl. 17-A, fig. 65) confirme les valeurs plus élevées dans le sel sombre. Dans le sel clair, les valeurs, toujours inférieures à 120 ppm, montrent des minima à 90 ppm pour les passées à sulfates. Si l'on considère les intervalles de variation, il apparaît nettement que le sel clair varie peu entre 90 et 120 ppm, alors que le sel sombre présente des oscillations importantes entre 120 et 190 ppm de brome.

Sur le tiers inférieur (10 cm), formé uniquement de séquences chimiques à sel clair (fig. 61), interrompues par deux passées sulfatées, un échantillonnage serré permet de montrer une évolution avec un maximum de brome au milieu des lits de sel clair de 2 à 3 cm de puissance et un minimum au niveau des passées sulfatées. Ce phénomène a également été observé en Amérique du Nord dans le Dévonien de la formation de la Prairie au Canada (Wardlaw et Schwerdtner, 1966) et le Silurien du Bassin du Michigan (Kunasz, 1970). La salinité évolue donc dans un lit de sel clair sous forme d'un cycle (fig. 65).

Sur les deux tiers restant (20 cm), apparaissent nettement deux séquences chimico-détritiques de 7 à 8 cm de puissance, montrant la succession des faciès argilo-sulfatés, sel sombre et sel clair (fig. 61). Dans ce cas, les teneurs en brome diminuent progressivement de la base vers le sommet de la séquence (fig. 65).

Ech.	Sel clair	Sel sombre	Ech.	Sel clair	Sel sombre
1	110		15		132
2	83		16	105	
3	94		17		184
4	87		18		180
5	101				
6	113		19		126
7	109		20		145
8	106		21		130
9	92		22	78	
10		132	23	69	
11		124	24	75	
12	110		25	60	
13	94		26	90	
14	108		27		115

Tableau 17. - Teneurs en brome (en ppm) dans la halite, en fonction des types de sel, dans des échantillons prélevés en continu pour des études de détail dans la mine de sel de Varangéville (base de l'unité N de la série salifère du Kéuper inférieur de Lorraine).

- A : Echantillons 1 à 18 localisés sur la figure 65 (partie moyenne du front de taille). - B : Echantillons 19 à 27 localisés sur la figure 66 (toit du front de taille).

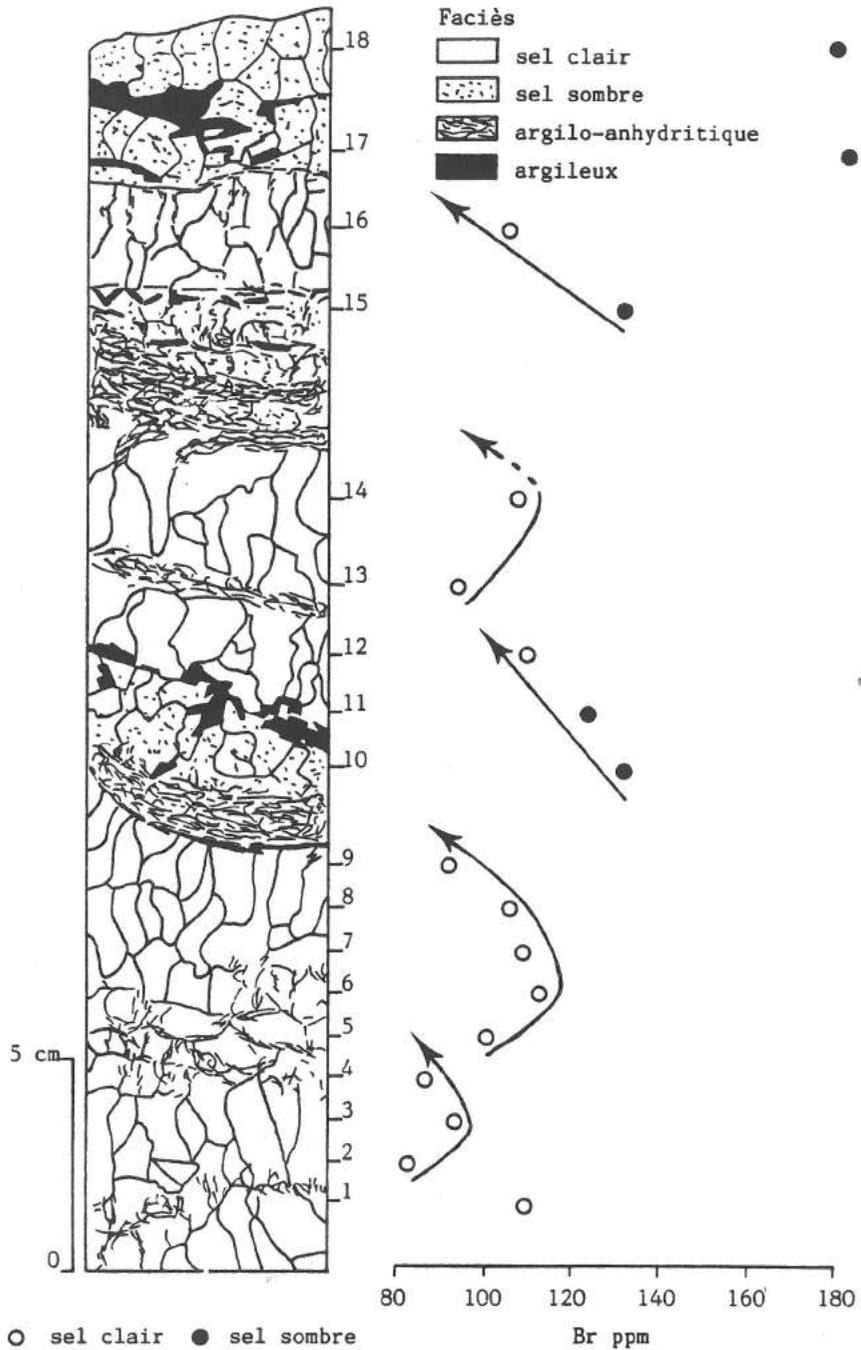


Fig. 65. - Distribution des faciès argileux, argilo-sulfatés et halitiques dans la partie moyenne du front de taille de la mine de Varangéville et teneurs en brome dans le sel clair et dans le sel sombre (d'après Geisler, 1979).

L'évolution des teneurs en brome est cyclique dans les séquences de dépôt chimiques et montre une décroissance dans les séquences de dépôt chimico-détritiques.

La section étudiée est localisée sur la figure 64.

b - SOMMET DE LA COUPE DE VARANGÉVILLE

Cette seconde étude concerne un niveau de sel sombre et un niveau de sel clair, de 7 à 8 cm de puissance chacun, où plusieurs analyses ont été effectuées pour chacun des faciès. Les teneurs en brome (tabl. 17-B, fig. 66) sont une fois encore plus élevées dans le sel sombre où elles varient peu quelle que soit la taille, importante au sommet (3 à 4 cm d'arête), des cristaux. La limite des 120 ppm entre les deux faciès est toujours conservée.

Comme dans le cas précédent, la séquence chimico-détritique est caractérisée par une diminution de la teneur en brome (fig. 66).

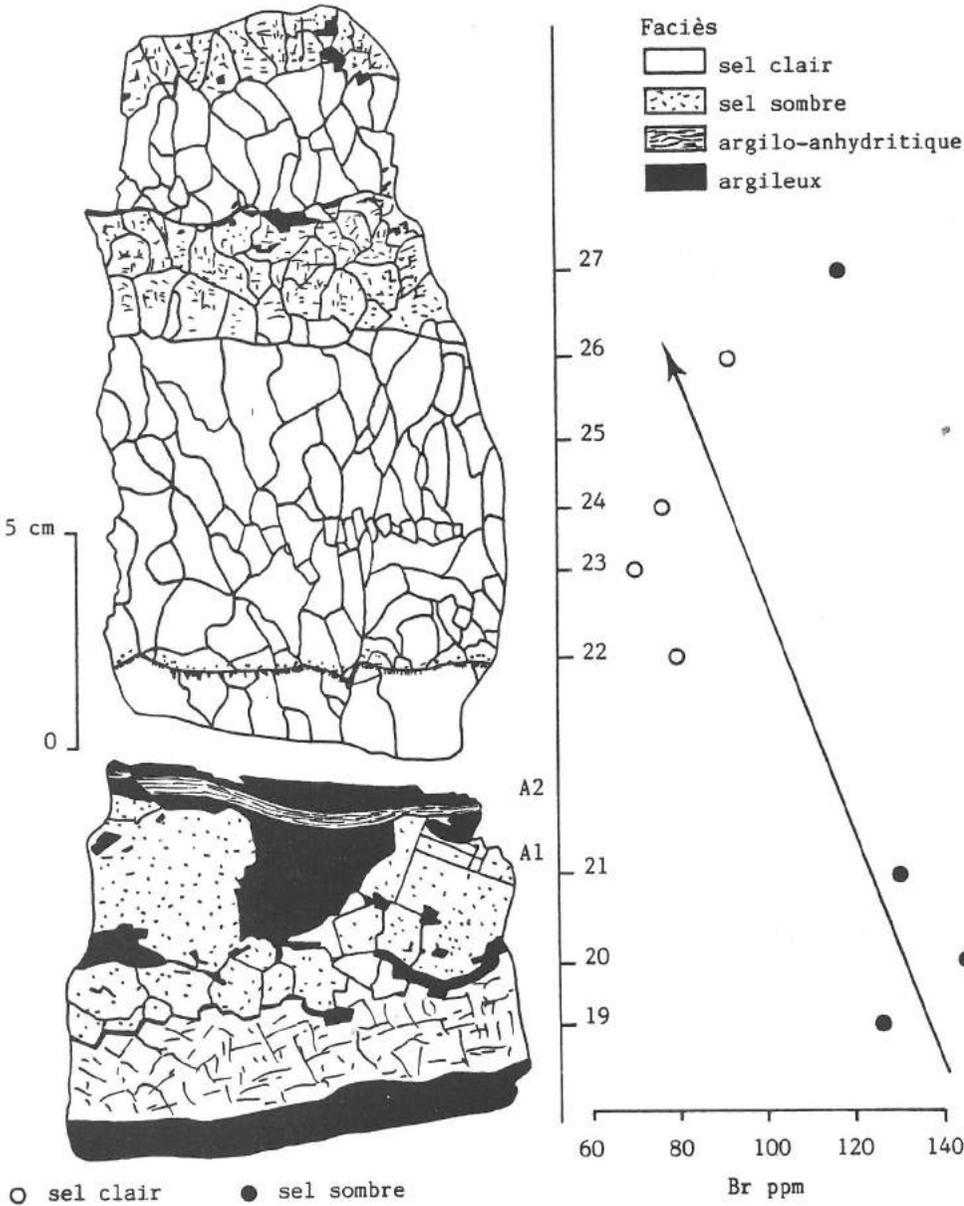


Fig. 66. - Distribution des faciès argileux, argilo-sulfatés et halitiques sur deux échantillons prélevés en continuité au toit du front de taille de la mine de Varangéville et teneurs en brome dans le sel clair et dans le sel sombre (d'après Geisler, 1979).

On observe une séquence de dépôt chimico-détritique montrant une décroissance des teneurs en brome.

A1 et A2 sont les échantillons d'argiles analysés en diffractométrie X (fig. 60) et chimiquement (tabl. 13). La section étudiée est localisée sur la figure 64.

2 - DISTRIBUTION DU BROME A L'ECHELLE DE LA SEQUENCE ELEMENTAIRE

Les études de détail précédentes permettent de mettre en évidence deux types d'évolution du brome à l'échelle de la séquence de dépôt (fig. 67).

Dans le cas de la séquence chimique, la teneur en brome augmente puis diminue, constituant un cycle de salinité. Celui-ci est caractérisé par une concentration de la saumure par évaporation, suivie d'une dilution dont les effets sont progressifs, jusqu'à atteindre un stade de précipitation des sulfates.

Par contre, dans la séquence chimico-détritique, les teneurs en brome diminuent, indiquant une salinité décroissante. Or, le sel sombre est constitué par l'association de halite laiteuse, moins riche en brome, et de halite limpide, aux teneurs beaucoup plus élevées. On peut donc envisager dans ce cas la superposition de deux phénomènes successifs dans le temps : une séquence primaire à cycle de salinité comparable à celui observé dans la halite claire à lit sulfaté, suivie d'un développement de halite de diagenèse précoce à partir de saumures interstitielles riches en brome (fig. 67). C'est cet épisode diagénétique qui détermine la diminution globale de la teneur en brome au cours de la séquence par une forte augmentation dans la zone basale, soumise au développement ultérieur de halite limpide.

Ce décryptage de la séquence de dépôt et de l'évolution des teneurs en brome montre à l'évidence que les données analytiques brutes ne reflètent pas directement les fluctuations de la salinité du milieu de dépôt, mais recouvrent des phénomènes plus complexes qu'il faut savoir interpréter.

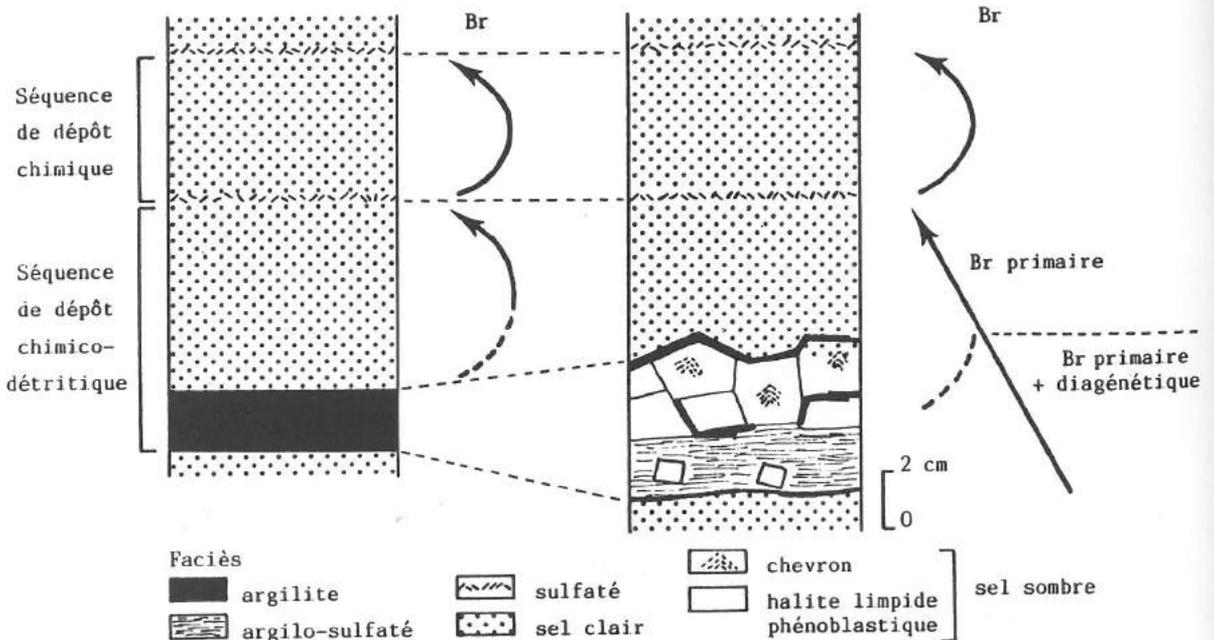


Fig. 67. - Evolution des teneurs en brome dans les séquences de dépôt de niveaux salifères du Keuper inférieur de Lorraine.

Cette évolution est cyclique dans la séquence de dépôt chimique et présente une décroissance dans la séquence de dépôt chimico-détritique, par suite de la surimposition d'un développement de halite phénoblastique de diagenèse précoce, à fortes teneurs en brome.

D - ÉTUDE A L'ÉCHELLE MICROSCOPIQUE : L'INCLUSION FLUIDE

L'échantillon retenu provient du toit de la mine de Varangéville.

Les inclusions analysées, qui ne contiennent pas de bulle de vapeur, ont été choisies dans une zone de halite laiteuse à structure en chevron. L'absence de phase gazeuse et la conservation de la disposition en chevron indiquent que le cristal n'a pas subi de recristallisation lors de l'enfouissement ultérieur. Celui-ci n'a sans doute pas dépassé 1500 m, déterminant une température maximale de 50 à 60°C pour un gradient géothermique moyen de 30°C/km. Ainsi les inclusions choisies sont d'origine primaire et le fluide qu'elles contiennent est de même nature que la saumure génératrice du cristal, comme cela a été mis en évidence dans l'étude des inclusions fluides de halites actuelles du marais salant de Salin-de-Giraud (chap. 7).

Par contre, dans les plages de halite limpide, les seules inclusions observées se répartissent le long d'anciennes fractures, maintenant cicatrisées. Elles sont d'origine secondaire et ne contiennent pas de particules solides.

Les résultats analytiques concernant la phase aqueuse de ces inclusions sont reportés sur la figure 68. Ces données sont rassemblées en un histogramme sur la figure 69.

Les inclusions analysées proviennent de la même structure en chevron et donnent des teneurs en sulfate de 45 à 55.10³ mole/kg H₂O . Il est à noter que les inclusions 16 et 13 étaient un peu plus profondes, ce qui peut entraîner un affaiblissement de la réponse.

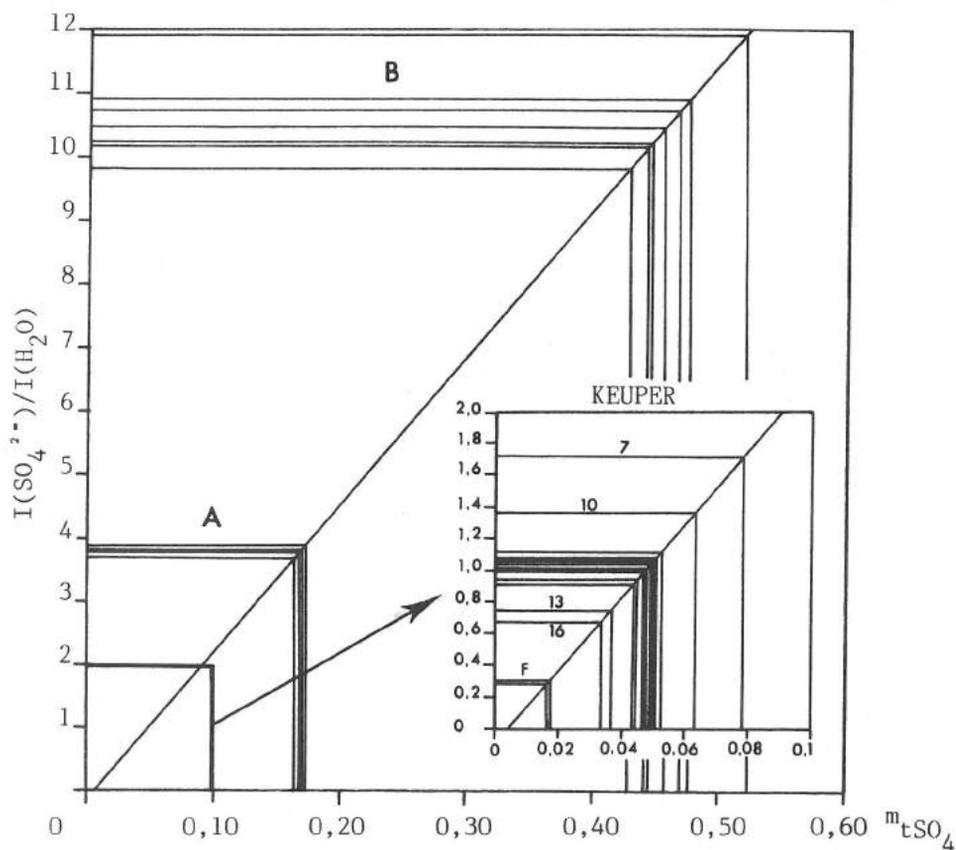


Fig. 68. - Détermination du sulfate piégé dans le fluide des inclusions d'une halite du toit de la mine de Varangéville (d'après Dubessy, Geisler, Kosztolanyi et Vernet, 1983). Rappel des données de Salin-de-Giraud.

- A) Début de précipitation de la halite. - B) Sortie des tables salantes.
- KEUPER : mine de Varangéville.

L'inclusion 7, dont la teneur en sulfate est beaucoup plus élevée, indique peut-être une sursaturation locale. Il faut également remarquer que les inclusions F1 et F2, liées à des fractures, ont les teneurs en sulfate les plus faibles ; ceci confirme leur origine secondaire sous l'effet de fluides dilués.

Dans leur ensemble, les teneurs en sulfate de cette halite du Keuper sont beaucoup plus faibles que celles décelées dans les halites de début de précipitation des marais salants (fig. 68). Il est difficile de conclure à partir de ces quelques valeurs analytiques, mais on peut envisager un enrichissement en calcium par la dolomitisation qui se produit à cette époque dans le domaine alpin (Janoschek et Matura, 1980 ; Trumpy, 1980), ou un appauvrissement en sulfate sous l'effet de la réduction bactérienne. Ces résultats posent aussi le problème de l'évolution ou non du chimisme des océans au cours du temps (Holland, 1972).

Quoi qu'il en soit, cette approche analytique ouvre un nouveau champ d'investigation pour suivre l'évolution des saumures fossiles dans le temps et dans l'espace.

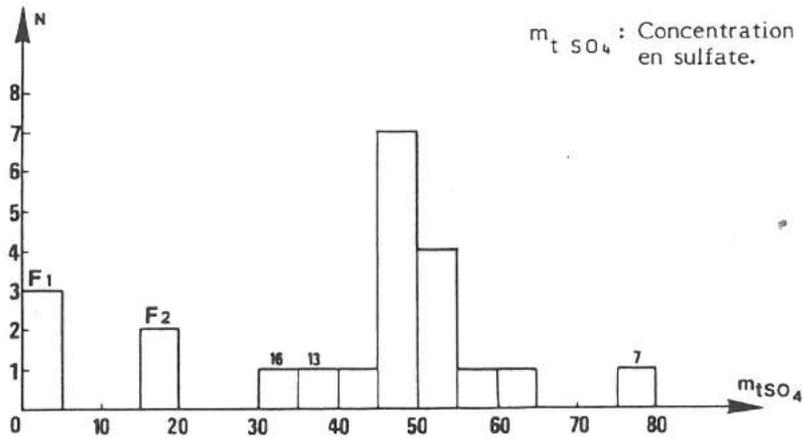


Fig. 69. - Histogramme des concentrations en sulfate dans des inclusions primaires et secondaires (F1 et F2) d'un cristal de halite prélevé au toit de la mine de Varangéville (d'après Dubessy, Geisler, Kosztolanyi et Vernet, 1983).

III - INTERPRÉTATION GÉNÉTIQUE

En reprenant l'ensemble des données, obtenues à partir des différentes approches exposées précédemment, il devient possible d'essayer de reconstituer les mécanismes générateurs de ces dépôts salifères (fig. 70).

L'observation en mine a permis de montrer la régularité du litage et sa continuité latérale, qui sont des facteurs à l'appui d'une origine constamment sous-aquatique. Par ailleurs, l'analyse des teneurs en brome dans les halites (tabl. 15 à 17), pratiquement toujours supérieures à 70 ppm, montre que le sel s'est formé par concentration d'eaux marines. En 1953, P.L. Maubeuge confirmait l'origine marine de ce sel, mais pensait que les sulfates étaient issus d'eau continentales. Par la suite, J. Bourcart et J. Ricour (1954) ont considéré l'ensemble du dépôt salifère comme étant d'origine marine.

A - PHENOMENES SYNGENETIQUES

Les deux types de séquences déterminés (fig. 61, Pl. XIV-b), d'une part chimique à sel clair et sulfate, d'autre part chimico-détritique à sel sombre et clair, résultent de variations de salinité sans apport détritique dans le premier cas, alors que dans le second la dilution du milieu se fait par des eaux chargées en particules détritiques, particulièrement de nature argileuse. Ces fluctuations périodiques de la salinité, à l'origine de l'arrangement séquentiel, ne sont pas forcément très fortes; il suffit d'un passage de saumures légèrement sous-saturées à l'état de saturation en NaCl.

Le caractère turbide ou non des eaux de dilution pourrait être en relation avec une provenance différente : continentale pour les eaux porteuses d'une phase détritique et marine pour celles qui en sont dépourvues. Cette hypothèse est séduisante; néanmoins le faible pourcentage de spores dans les associations palynologiques ne permet pas d'envisager une liaison directe avec le continent, mais seulement une influence continentale, qui n'est cependant pas suffisante pour abaisser les teneurs en brome dans les halites. Par ailleurs, on peut également considérer que les eaux marines peuvent se charger en particules détritiques d'origine éolienne.

Lorsque la saumure affleurante est légèrement sous-saturée en NaCl par suite d'une *dilution*, elle est par contre saturée vis-à-vis du gypse qui peut alors précipiter sous forme de petits cristaux qui tombent sur le fond, constituant un *mince niveau sulfaté* (fig. 70-A1). Si la dilution est le fait d'eaux plus ou moins turbides, c'est un *lit argileux* qui se forme sur le fond (fig. 70-B1). Les données palynologiques permettent de considérer que cette phase de dépôt est relativement plus durable que celle qui conduit à la précipitation de la halite, puisque les niveaux argileux et même sulfatés (éch. 5, fig. 64) contiennent une microflore beaucoup plus dense que les lits de sel dans lesquels elle est extrêmement diluée.

Lorsque la *saumure* affleurante est concentrée par évaporation et *saturée en NaCl* elle donne naissance à des *trémies* superficielles qui tombent ensuite sur le fond et constituent des germes pour la *croissance de halite* à structure en chevron qui engendrent un lit de sel clair sur le fond (fig. 70-A2 et B3). Au début, quand toute la tranche d'eau n'est pas saturée, les trémies peuvent subir une dissolution partielle au cours de leur chute vers le fond (fig. 70-B2) (Geisler-Cussey *et al.*, 1985).

B - PHENOMENES DIAGENETIQUES

Le dépôt peut subir une altération au cours de la diagenèse. En effet, une saumure, légèrement sous-saturée en NaCl parvenant au contact de la halite nouvellement formée sur le fond, va provoquer une *dissolution* intercrystalline (fig. 70-A3' et B4'), s'ajoutant à la porosité initiale du dépôt, ou plus importante, affectant plusieurs lits (Pl. XIV-c). Il est évident que dans certains cas un ou plusieurs lits de sel peuvent disparaître par ce processus et ne pas être enregistrés dans la colonne sédimentaire (Geisler-Cussey *et al.*, 1985). A l'échelle du gisement, c'est surtout le toit qui est affecté par des dissolutions très précoces ou plus ou moins tardives (Marchal, 1985).

La diagenèse se manifeste également par le développement de *nodules sulfatés* dans la matrice argileuse (fig. 70-B2 et B4') ou même halitique (fig. 70-A3' et B4'). Alors que certains auteurs ne conçoivent la formation de ces nodules qu'en milieu subaérien (Orti Cabo et Pueyo Mur, 1977), la présence de pseudomorphoses de gypse pourrait être l'indice d'une origine sous-aquatique (Nurmi et Friedman, 1977). Par ailleurs, les salins de Santa Pola ont permis de mettre en évidence une diagenèse sulfatée sous-aquatique qui se manifeste très rapidement à 1 ou 2cm sous la surface par le développement de nodules de gypse dans des tapis algaires (chap. 5).

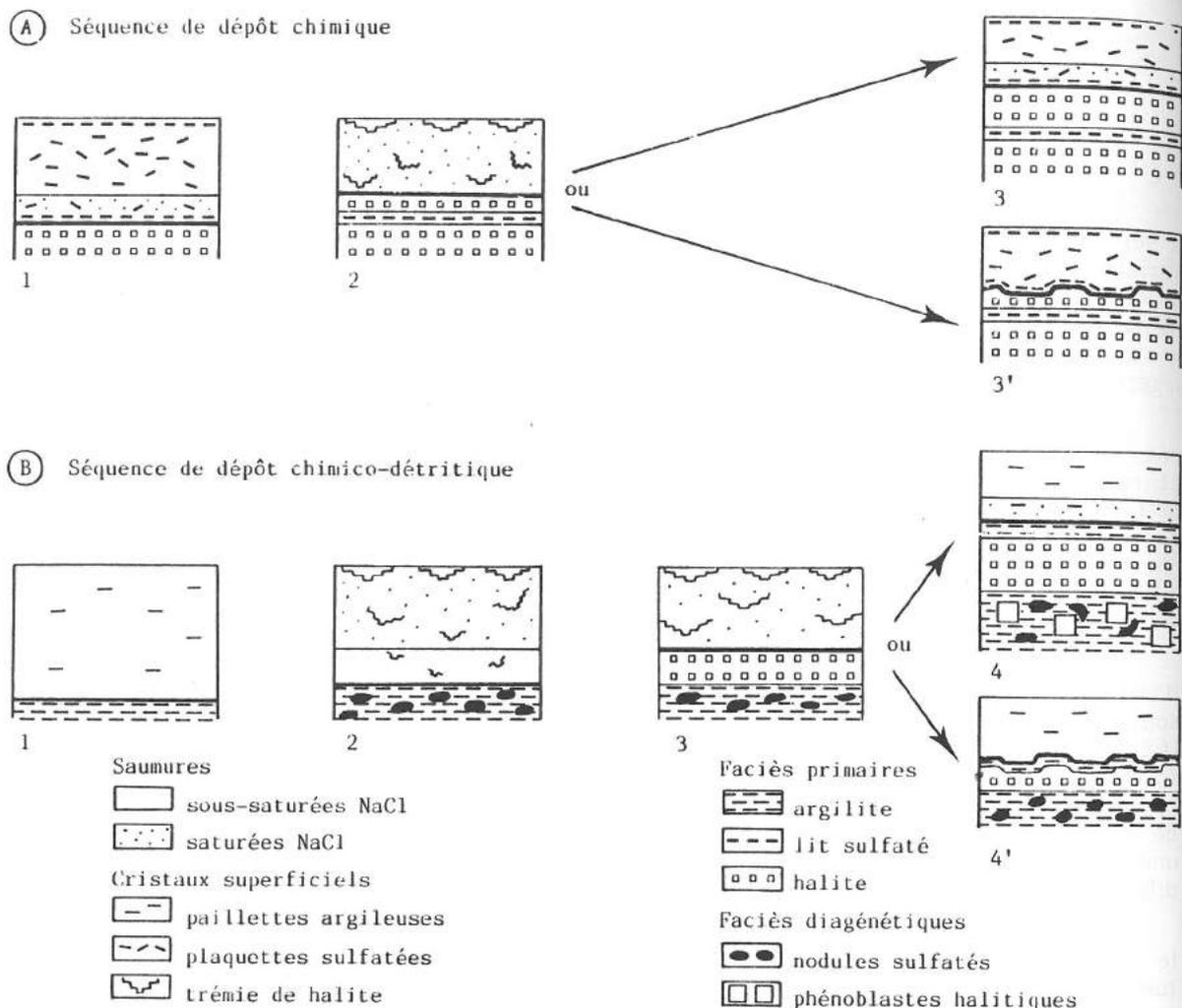


Fig. 70. - Mécanismes de dépôt dans des niveaux halitiques en fonction des déplacements verticaux des saumures, sur l'exemple du Keuper inférieur de Lorraine.

Les différentes étapes génétiques sont détaillées en fonction des épisodes successifs de dilution (A-1, 3, 3' et B-1, 4, 4') et de concentration des saumures par évaporation (A-2 et B-2, 3) dans les deux types de séquences de dépôt définies. La conservation ou non d'une tranche de saumure saturée en NaCl au-dessus du dépôt détermine une diagenèse halitique (A-3 et B-4) ou une dissolution de la halite (A-3' et B-4'). Les échelles ne sont pas respectées.

La *halite limpide* d'origine diagénetique est toujours riche en brome, impliquant une diagenèse précoce à partir de saumures interstitielles plus concentrées que les saumures libres génératrices de la halite laiteuse. Selon C. Robertson Handford (1981), le caractère limpide de la halite dans le faciès phénoblastique indique une croissance lente qui ne peut se produire en milieu subaérien où le développement des cristaux est beaucoup plus rapide. C'est un argument supplémentaire à l'appui de l'origine sous-aquatique des niveaux salifères étudiés. J. Bourcart et J. Ricour (1954) avaient sans doute été particulièrement frappés par les niveaux à phénoblastes halitiques et ont considéré de ce fait le milieu de dépôt du sel keupérien en Lorraine comme une immense vase imprégnée de saumures qui, en se retirant, laissent des sels provoquant des phénomènes "d'intrusion et d'éclatement". Ce n'est que quelques années plus tard que J. Ricour (1960) fait intervenir de surcroît une précipitation directe à partir de l'évaporation de l'eau de mer dans la genèse de ces niveaux salifères.

Selon R. Kühn (1979), cette diagenèse halitique est très précoce et se produit déjà alors que les cristaux primaires ne sont pas encore séparés de leur saumure mère par un recouvrement sédimentaire. Il en résulte une *diminution rapide de la porosité* avec la profondeur et une consolidation totale des dépôts salifères en l'espace de quelques dizaines d'années.

En ce qui concerne les fortes teneurs en brome dans la halite limpide et si l'on considère la saumure diagénétique précoce comme évoluant à partir de la saumure originelle, on peut envisager un enrichissement en brome de cette dernière. Les observations effectuées dans les dépôts de certains lacs salés du Kazakhstan (Valyashko, 1972) permettent d'en proposer un mécanisme. En effet, dans ces dépôts lités, la halite se situe au sommet du lit, alors que des sels magnésiens apparaissent à la base, au contact avec les argiles imperméables. Selon cet auteur, leur genèse serait liée à des saumures intercrystallines de forte densité, qui se sont enfoncées dans le dépôt, expulsant les saumures moins denses s'y trouvant avant ; d'ailleurs les teneurs en brome augmentent en profondeur. Les lits décrits dans ces lacs salés, avec des cristaux correspondant à une plus forte salinité à la base, sont proches de la séquence chimico-détritique du Keuper lorrain, dont les teneurs en brome dans la halite décroissent de la base vers le sommet (fig. 65 et 66). Ce mécanisme de diagenèse par *imprégnation du dépôt par des saumures plus denses* rend compte de la distribution séquentielle des faciès diagénétiques à phénoblastes de halite limpide (fig. 70-A3 et B4).

En conséquence, les séquences chimico-détritiques apparaissent comme le siège préférentiel de cette diagenèse précoce dans laquelle les argiles, qui ne sont pas encore compactées, doivent plutôt se comporter comme des vases piégeant les saumures diagénétiques en base de séquence.

C - STRATIFICATION DES SAUMURES

La stratification des eaux dans les bassins évaporitiques est admise par de nombreux auteurs (Sloss, 1969 ; Busson, 1978). Elle peut se déplacer verticalement en fonction de l'évaporation, des arrivées d'eaux diluées, du départ d'eaux concentrées (Richter-Bernburg, 1979). Cette mobilité de l'interface entre saumure diluée superficielle et saumure concentrée plus dense, profonde, peut également dépendre d'une alimentation latérale sur le fond par des eaux fortement évaporées qui se sont enfoncées sous l'effet de leur densité (Scruton, 1953) et en surface par l'arrivée d'eau diluées.

La mer Morte est le meilleur exemple actuel d'un bassin évaporitique présentant une stratification des eaux (Neev et Emery, 1967). Celle-ci ne se manifeste d'ailleurs que dans le bassin Nord, où la tranche d'eau atteint 400 m de puissance, alors qu'elle n'est que de quelques mètres dans le bassin Sud. Il y a une vingtaine d'années, la salinité des eaux du bassin Nord était de 290 g/l en surface, c'est-à-dire sous le seuil de saturation en halite, et n'atteignait 326 g/l, correspondant à la saturation en halite, qu'à plus de 100 m de profondeur. A cette époque aucune précipitation de halite n'était signalée sur le fond. Par contre, l'homogénéisation récente des eaux de la mer Morte, qui a amené en surface des eaux saturées en NaCl, se manifeste par le dépôt actuel de halite sur le fond (Beyth, 1980).

Le déplacement vertical de l'interface entre des saumures de densité différente, dans la tranche d'eau libre, tel qu'il est observé actuellement dans la mer Morte, et éventuellement dans la partie superficielle du sédiment, donne la possibilité de rendre compte de la genèse des faciès salifères primaires et de diagenèse précoce (fig. 70).

Lors de l'arrivée d'eau fraîche d'origine marine, comme le montre la présence d'Acritarches et de Tasmanacées dans certaines associations palynologiques, une tranche superficielle, plus diluée, s'établit sur la saumure plus concentrée du fond. Deux cas peuvent alors être envisagés, soit cette limite se situe au-dessus de l'interface saumure - sédiment et la halite est conservée (fig. 70-A3 et B4), soit elle descend sous cet interface par homogénéisation de la tranche d'eau et engendre des phénomènes de dissolution au niveau de la halite ; c'est alors que peut se développer une diagenèse sulfatée (fig. 70-A3' et B4'). Dans les deux cas, il y a possibilité de dépôt de sulfates ou d'argiles, selon la composition de l'eau superficielle.

Quand l'évaporation l'emporte, il se forme d'abord un film superficiel saturé en NaCl puis la tranche d'eau libre atteint progressivement le même état, permettant la nucléation superficielle de halite et son développement sur le fond (fig. 70-A2 et B3).

La possibilité d'alimentation latérale (Busson, 1978) par des saumures denses de forte salinité revient à la conservation sur le fond de la tranche d'eau saturée en NaCl

(fig. 70-A3 et B4). Du fait de leur forte densité, elles auront tendance à s'enfoncer dans le sédiment engendrant une diagenèse halitique. Dans ce cas, c'est l'évaporation qui pourra amener la totalité de la tranche d'eau à saturation en NaCl. La persistance de cette alimentation sur le fond par des saumures ayant atteint un certain stade évaporitique, caractérisé par une certaine teneur en brome, peut expliquer la constance des teneurs en cet élément, supérieures à celles du début de précipitation de la halite, dans les lits de sel clair formés sur le fond.

Si l'on considère l'évolution latérale des teneurs en brome dans les halites du bassin silurien du Michigan, leur diminution vers les bordures (Kunasz, 1970) constitue un argument à l'appui d'une accumulation de saumures plus denses vers le centre du bassin, sans doute un peu plus profond.

Le mécanisme de déplacement vertical de l'interface entre saumures saturées et non saturées en NaCl dans la tranche d'eau libre, mais peut-être aussi dans le sédiment superficiel, permet de rendre compte de la genèse des différents faciès salifères observés dans les séquences de dépôt du sel keupérien de Lorraine.

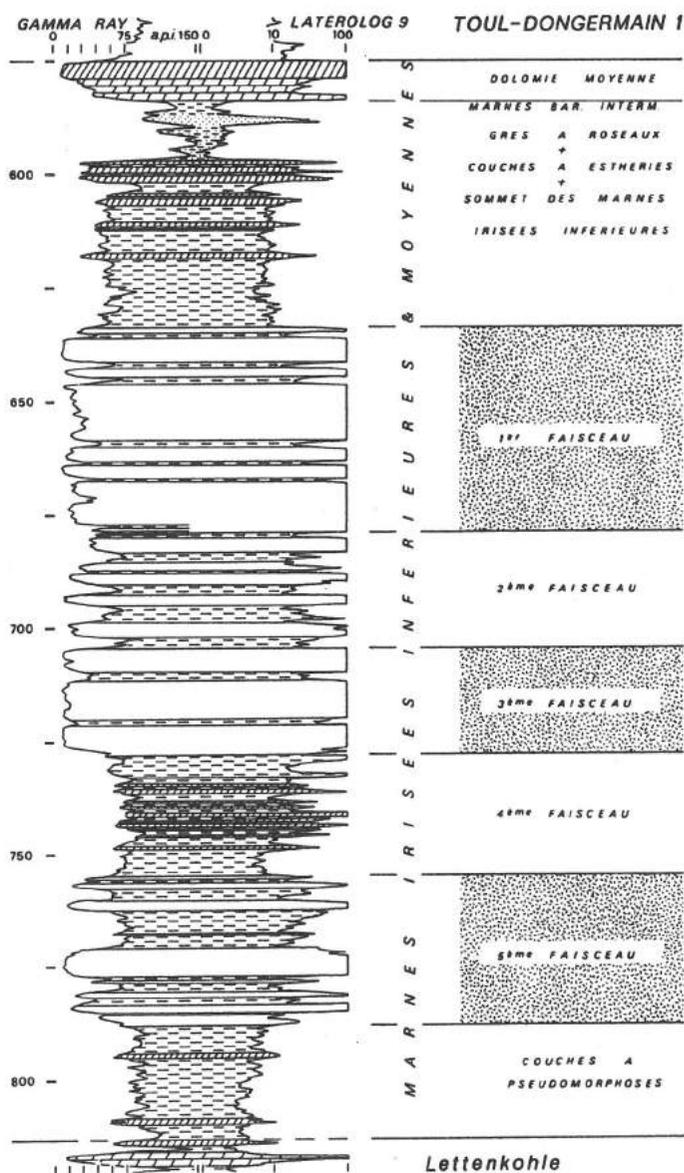


Fig. 71. - Coupe lithologique d'ensemble de la série salifère keupérienne dans le sondage de Toul-Dongermain, établie à partir du log gamma ray et du latérolog (d'après Marchal, 1983).

D - DANS LE BASSIN DE LORRAINE - CHAMPAGNE

Le sel keupérien, riche en brome, montre également par sa pétrographie que les dépôts salifères de Lorraine - Champagne résultent d'une précipitation à partir de saumures évoluées qui ont déjà laissé en cours de route la totalité de leurs carbonates et une grande partie de leurs sulfates dans le domaine plus proximal du bassin germanique. Le Keuper inférieur de Lorraine - Champagne s'intègre donc dans un ensemble à disposition antéro-postérieure, caractéristique des évaporites de plate-forme (Busson, 1968), mais la sur-épaisseur de la série dans la zone centrale salifère (Marchal, 1983) le rapproche des évaporites de cuvette (Busson, 1978). Ce caractère mixte permet d'envisager pour ce bassin un fond relativement plat, soumis à la subsidence.

Par ailleurs, le remplissage salifère du bassin comporte un certain nombre d'unités halitiques L, N, O, P, etc ..., constituées chacune par 3 à 6 couches de sel de plusieurs mètres d'épaisseur en général, séparées par des niveaux argileux et argilo-sulfatés plus minces. Les unités halitiques présentent une grande continuité latérale (fig. 59) et la plupart de leurs couches de sel peuvent être suivies de la Lorraine à la Champagne sur 250 km (Marchal, 1983). Le sel est caractérisé par une structure litée pour laquelle on peut également envisager une certaine extension latérale, puisqu'en mine il est déjà possible de suivre les mêmes lits de sel sur plusieurs centaines de mètres. Cette continuité latérale est un argument à l'appui d'une origine sous-aquatique pour l'ensemble des dépôts de ce bassin.

La distribution du sel en couches litées souligne le caractère rythmique de la série salifère keupérienne à différentes échelles : centimétrique à décimétrique dans la séquence élémentaire de dépôt, mais aussi métrique au niveau des couches de sel. Pour rendre compte de la rythmicité du dépôt et des mécanismes générateurs de la séquence élémentaire, il faut introduire, comme cela a été montré plus haut, dans l'ensemble du bassin une stratification des eaux, périodiquement soumise à une homogénéisation pour permettre la précipitation de la halite. Ceci sous-entend une tranche d'eau pas trop épaisse, mais cependant suffisante, de quelques centaines de mètres de puissance comme le suggère l'exemple de la mer Morte, pour conserver une saumure saturée en NaCl dans les zones les plus profondes où le sel peut être ainsi préservé ; sinon il subit une dissolution plus ou moins totale. Cet impératif explique la présence du sel uniquement dans les zones les plus subsidentes, ce qui n'exclut d'ailleurs pas un dépôt originel sur l'ensemble du fond du bassin.

Il est évident qu'il est difficile de faire intervenir la subsidence au rythme séquentiel élémentaire, de même qu'à l'échelle d'une profonde fosse préexistante dans laquelle se déposerait toute la série salifère qui devrait alors être de composition homogène, ce qui n'est manifestement pas le cas. Entre ces deux extrêmes, un moyen terme, fondé sur une subsidence fractionnée dans le temps, permettrait d'expliquer la genèse des couches de sel. Chacune correspondrait alors à une manifestation de la subsidence de l'ordre du mètre ou de quelques mètres, créant une dépression rapidement remplie par du sel préservé dès que la stratification des eaux est établie, suivie d'une phase de non dépôt par dilution du milieu ou de non conservation de la halite par disparition de la stratification des eaux, représentée par les niveaux argileux et argilo-sulfatés, situés entre ces couches. Si l'on se réfère au sondage de Toul-Dongermain à 25 km à l'Ouest de Nancy qui comporte une vingtaine de couches de sel (fig. 71), il suffit d'une vingtaine de telles saccades de la subsidence pour l'ensemble de la série salifère en Lorraine, ce qui n'est finalement pas un chiffre énorme.

La rythmicité du dépôt est également fonction des arrivées d'eau de mer plus ou moins évoluée dans le bassin. C'est ainsi que les niveaux argileux et argilo-sulfatés entre les couches de sel pourraient également refléter une dilution plus importante et plus durable du milieu. Il est tentant dans ce cas de faire appel à des variations eustatiques du niveau de la mer qui déterminent un recouvrement de l'ensemble du bassin par une tranche d'eau sous-saturée en NaCl. Celle-ci peut mettre un certain temps à se concentrer à nouveau et empêche pendant ce temps la précipitation de halite, mais pas le dépôt de particules détritiques.

PLANCHE XIV

KEUPER INFÉRIEUR DE LORRAINE
ASPECTS MACROSCOPIQUES DU SEL

-
- a - Sel lité, où l'on reconnaît l'alternance de lits de sel clair (cl) à niveaux sulfatés blancs (ns) et de sel sombre (ss).
- Mine de Varangéville. (Barre = 2 cm).
- b - Sel lité à séquences chimico-détritiques de sel sombre et de sel clair, indiquées par des flèches. La base de la séquence correspond à un lit argilo-sulfaté.
- Mine de Varangéville.
- c - Sel lité à poche de dissolution (pd) remplie de halite limpide et recoupant un niveau insoluble (ni) dont les reliques (rd) se retrouvent au fond de la cavité.
- Mine de Varangéville.
- d - Sel lité avec un niveau inférieur à cristaux isométriques et supérieur à cristaux allongés perpendiculairement au litage, séparés par un lit argilo-sulfaté gris.
- Sondage d'Erbéville. (Barre = 2 cm).
- e - Sel sombre, s'enrichissant en argiles vers le sommet, avec développement de nodules sulfatés (ns) à la base du niveau argileux et interstratification d'un lit sulfaté (ls) à stratification oblique, vers le sommet.
- Mine de Varangéville. (Barre = 2 cm).
- f - Aspect microscopique de la moitié supérieure de l'échantillon précédent montrant des nodules d'anhydrite (na) à la base du niveau argileux sombre et le lit anhydritique (la) à stratification oblique vers le sommet.
- Mine de Varangéville. (Lame mince ; barre = 3 mm)



cl

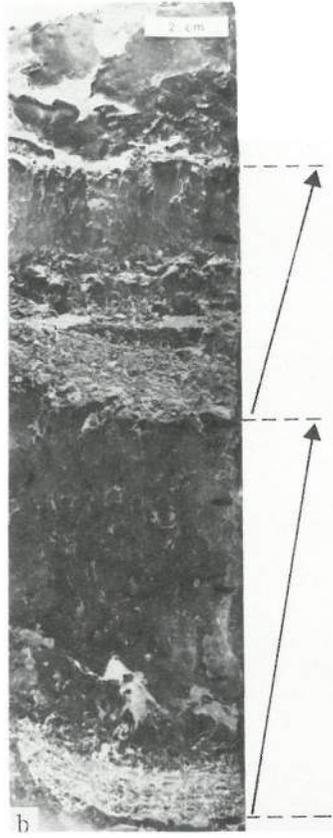
ss

ns

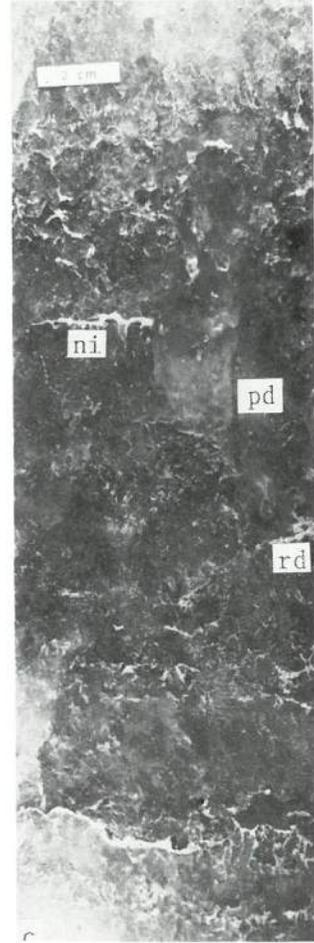
cl

ns

cl



2 cm



2 cm

ni

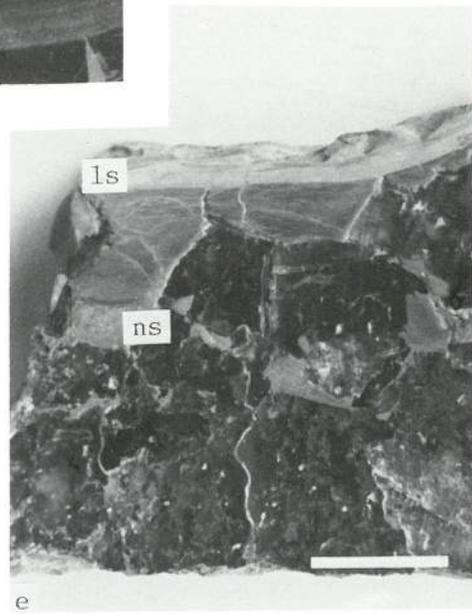
pd

rd



la

na



ls

ns

PLANCHE XV

KEUPER INFERIEUR DE LORRAINE
INCLUSIONS FLUIDES DANS LA HALITE

- a - Sel clair à halite laiteuse dont les inclusions sont disposées en chevrons blancs (ch), à sommet dressé vers le haut.
- Sondage d'Erbéville. (Barre = 1 cm).
- b - Aspect microscopique d'inclusions fluides, en forme de cubes négatifs, disposées en une structure en chevron dont la pointe est orientée vers le haut.
- Mine de Varangéville. (Lame mince ; barre = 1,5 mm).
- c - Aspect microscopique d'une inclusion fluide, en forme de cube négatif, de 50 μm d'arête, contenant des plaquettes de sulfate de calcium.
- Mine de Varangéville. (Lame mince).
- d - Inclusion fluide ouverte avec son remplissage solide de cristaux de sulfate de calcium.
- Mine de Varangéville. (M.E.B. ; barre = 100 μm).
- e - Inclusion fluide ouverte avec un remplissage solide de cristaux trapus de sulfate de calcium, peut-être de nature anhydritique d'après leur morphologie.
- Mine de Varangéville. (M.E.B. ; barre = 50 μm).
- f - Baguettes de sulfate de calcium à macle en queue d'aronde, sans doute de nature gypseuse, piégées dans la masse halitique.
- Mine de Varangéville. (M.E.B. ; barre = 10 μm).

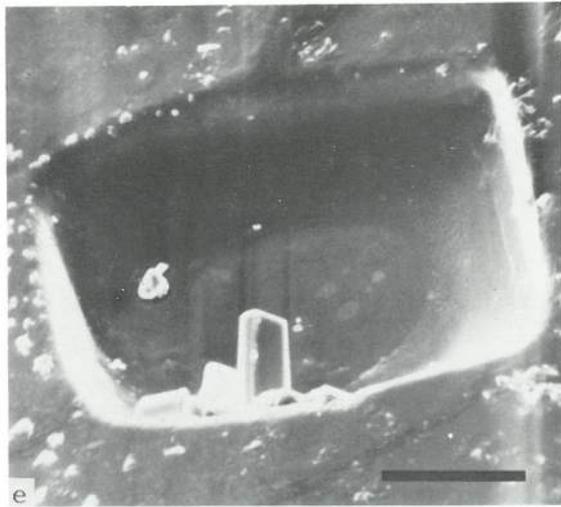
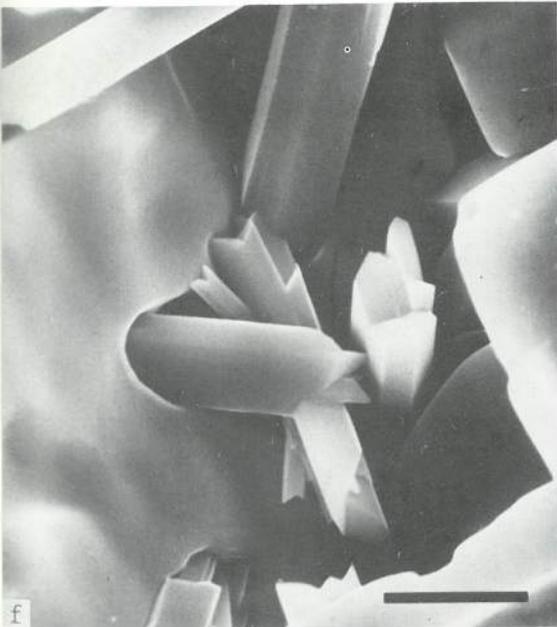
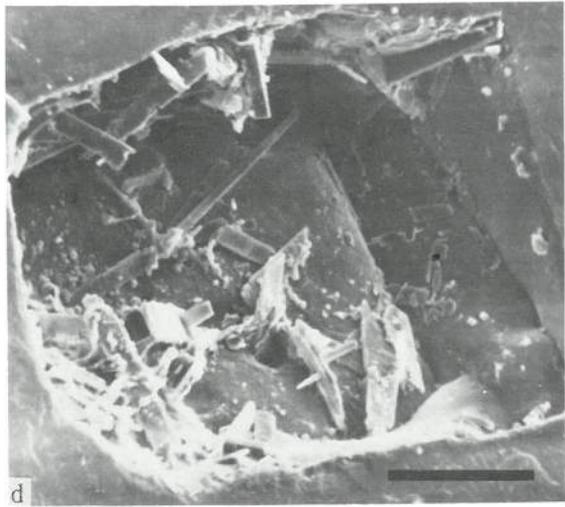
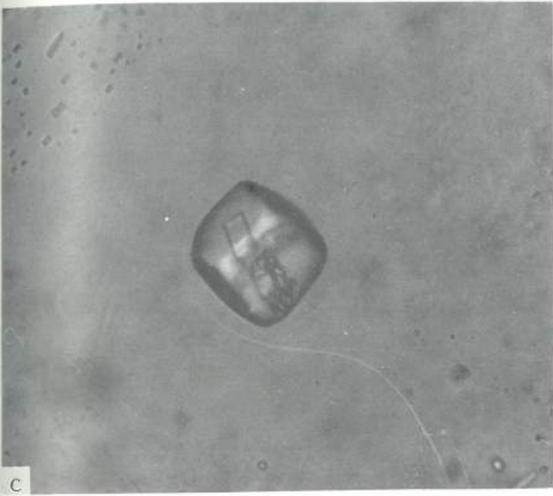
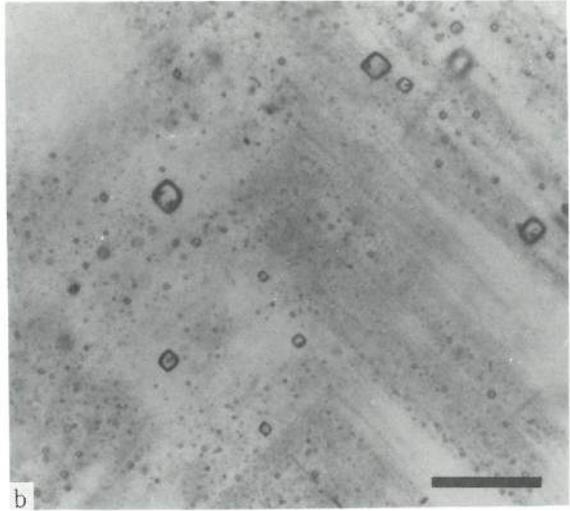
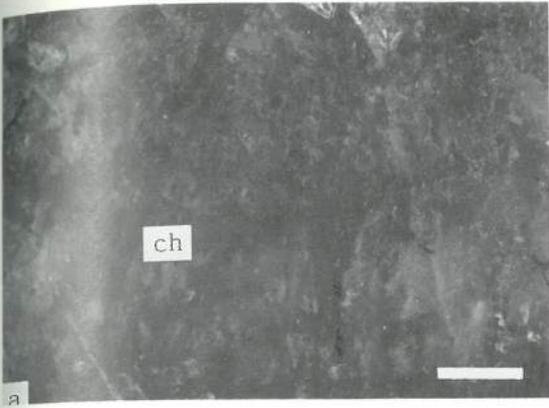
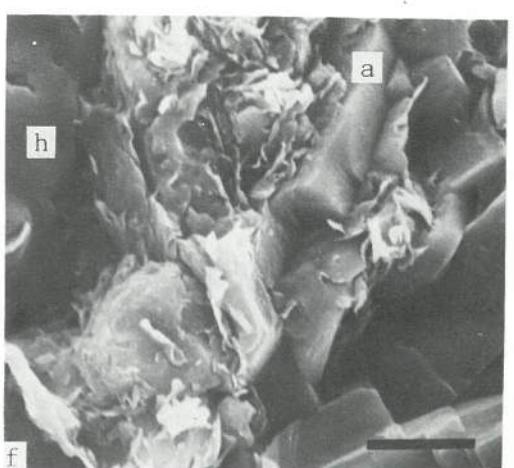
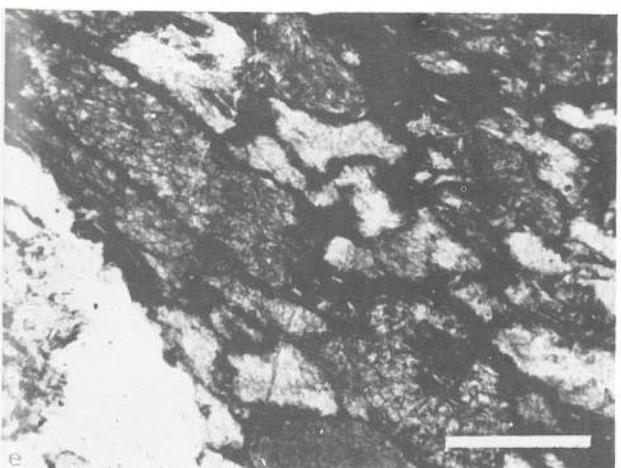
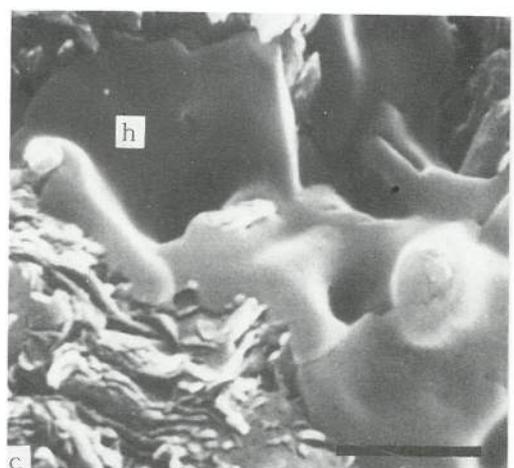
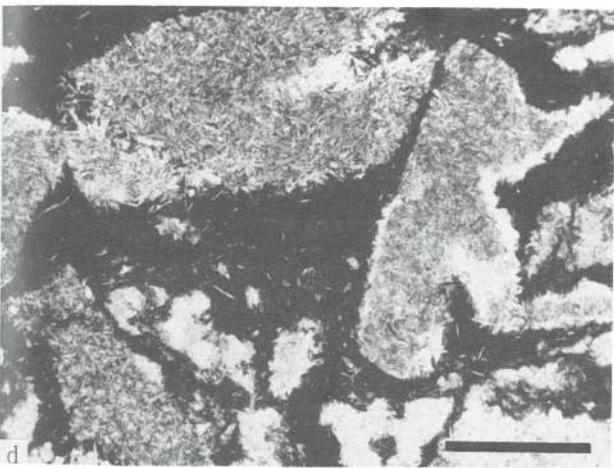
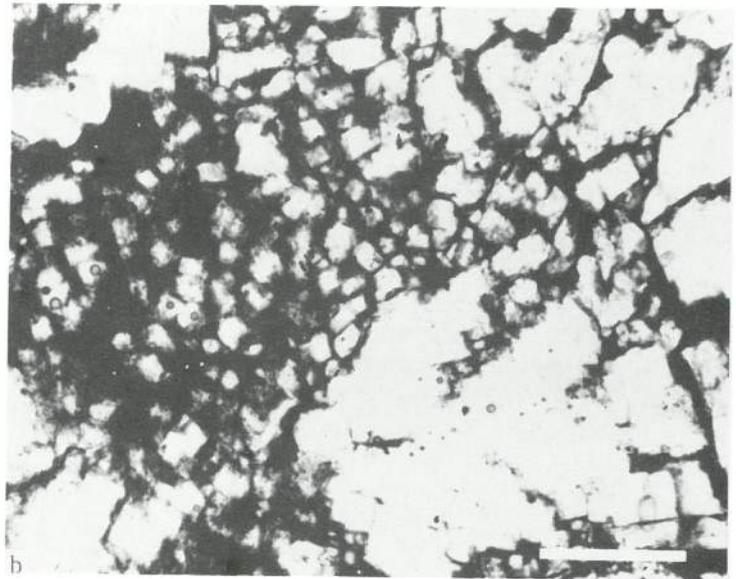
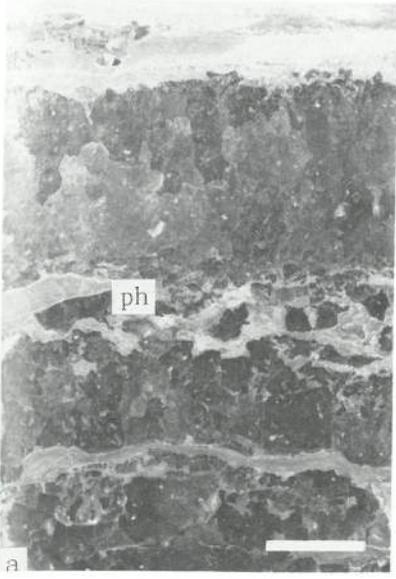


PLANCHE XVI

KEUPER INFERIEUR DE LORRAINE
FACIES DIAGENETIQUES DES NIVEAUX SALIFERES

-
- a - Sel lité à niveaux argileux oblitérés par des phénoblastes halitiques (ph) à contours généralement orthogonaux.
- Sondage d'Erbéville. (Barre = 2 cm).
- b - Aspect microscopique de phénoblastes de halite limpide, à contours cubiques, dans une matrice argilo-sulfatée.
- Mine de Varangéville. (Lame mince ; barre = 2,5 mm).
- c - Cristaux de halite (h) à aspect cubique plus ou moins net, dispersés dans la masse des argiles à structure feuilletée.
- Mine de Varangéville. (M.E.B. ; barre = 2 μ m).
- d - Aspect microscopique de nodules d'anhydrite à contours géométriques, pseudomorphosant des cristaux de gypse, dans une matrice argileuse. Les nodules sont constitués de baguettes d'anhydrite orientées en tous sens dans leur matrice.
- Mine de Varangéville. (Lame mince ; barre = 2 mm).
- e - Aspect microscopique de nodules d'anhydrite dans une matrice argileuse sombre, étirés au contact de la halite limpide.
- Mine de Varangéville. (Lame mince ; barre = 3 mm).
- f - Cristaux d'anhydrite (a) mêlés aux argilites à structure feuilletée et orientés plus ou moins parallèlement à la zone halitique (h).
- Mine de Varangéville. (M.E.B. ; barre = 5 μ m).



La subsidence et les variations eustatiques du niveau de la mer ne peuvent cependant pas être invoquées pour expliciter la rythmicité élémentaire du dépôt, dont la répétitivité est telle que des variations saisonnières de type climatique semblent plus proches en ce qui concerne l'échelle du temps, surtout si l'on compare aux dépôts annuels à Salin-de-Giraud qui sont du même ordre de grandeur. Cependant il est difficile de concevoir à l'échelle d'un tel bassin les mécanismes responsables de la répétition multiple et périodique d'une alimentation du bassin par de l'eau de mer, suivie d'une concentration. Ceci est d'autant plus frustrant que cette rythmicité élémentaire n'est pas propre au Keuper de Lorraine et qu'elle se retrouve dans la majorité des dépôts salifères visibles en mine, que ce soit dans le Silurien du Michigan, dans le Permien du Kansas, dans les diapirs du Zechstein en Allemagne, dans le Tertiaire du bassin de l'Ebre en Espagne ou dans le Fossé Rhénan. Ces bassins évaporitiques sont sans doute soumis à des pulsions périodiques dont les facteurs responsables sont encore à déterminer.

CONCLUSION

C'est à partir d'échantillons du sondage d'Erbéville et de la mine de Varangéville, et grâce à des approches variées : pétrographie, analyse séquentielle, palynologie, géochimie du brome dans la halite et plus accessoirement du potassium et des inclusions fluides, qu'une reconstitution des mécanismes de dépôt dans les niveaux salifères du Keuper inférieur de Lorraine a été tentée.

Les dépôts constituant cette formation sont conditionnés par un milieu marin sous-aquatique, soumis à une stratification des eaux. Les variations verticales de l'interface déterminent la genèse de faciès argileux, sulfatés et halitiques primaires, mais aussi diagénétiques précoces par suite de l'imprégnation de la partie superficielle du sédiment par la saumure la plus dense. C'est ainsi qu'il y a superposition de faciès primaires et secondaires, en particulier dans le sel sombre, et de ce fait les teneurs en brome sont modifiées et ne reflètent plus alors une simple évolution de la salinité dans le milieu de dépôt.

Ainsi les masses halitiques sont loin d'être homogènes et montrent une grande complexité dans le détail. Elles font qu'un bassin évaporitique ne peut pas être simplement rempli par une prise en masse de centaines de mètres de sel (Busson, 1979), mais en le soumettant aux mécanismes décrits et en les répétant un grand nombre de fois. La périodicité des phénomènes ne peut pas être précisée, mais il semble que le dépôt de halite corresponde à un laps de temps très court par rapport à celui des argiles et des sulfates.

Par ailleurs, ces lits halitiques peuvent subir une dissolution plus ou moins complète lors du développement de la séquence suivante. Il en résulte que le remplissage halitique des zones subsidentes ne nécessite pas l'existence d'une fosse initiale, mais peut se faire au rythme d'une subsidence plus limitée, à l'échelle de la couche de sel d'ordre métrique, dans un milieu relativement peu profond, dans lequel le sel ne serait conservé qu'à partir du moment où il reste dans la zone recouverte de saumure saturée en NaCl . Une alimentation en masse du bassin par des eaux plus diluées, par suite de variations eustatiques du niveau de la mer, peut être la cause d'interruptions de la sédimentation entre les couches de sel.

C'est finalement de l'organisation séquentielle intime, mise en évidence, et de sa signification dont il faut tenir compte pour restituer l'histoire des bassins évaporitiques fossiles.

CHAPITRE 11

LE MUSCHELKALK MOYEN ÉVAPORITIQUE DE LORRAINE

INTRODUCTION

Le bassin évaporitique du Muschelkalk moyen en Lorraine fait partie du vaste ensemble germanique. Son intérêt consiste à être en position marginale et à se trouver à proximité d'un rivage proche dont l'influence sur la sédimentation pourra être prise en compte. Par ailleurs, des carottages en continu, effectués récemment, permettent de suivre la succession verticale des faciès et par conséquent d'essayer d'appréhender les mécanismes de dépôt, dans le cadre d'une approche de la dynamique de ce petit bassin.

Après la présentation du contexte paléogéographique et stratigraphique, l'étude du Muschelkalk moyen évaporitique de Lorraine est abordée selon différentes approches: géométrie des corps évaporitiques, palynologie (Adloff, Doubinger et Geisler, 1982), pétrographie et analyse séquentielle (Geisler, 1978-a), sédimentologie et géochimie (Geisler, 1982-b).

I – CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

A – DONNÉES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

La paléogéographie du Bassin germanique d'Europe occidentale au Muschelkalk a été reconstituée dans de nombreuses cartes synthétiques (Ricour, 1962 ; Würster, 1964; Wild, 1968 ; Trusheim, 1971 ; Richter-Bernburg, 1972-b). Les sondages pétroliers en Mer du Nord ont permis de compléter les contours dans le domaine actuellement submergé (Ziegler, 1982).

La carte paléogéographique du Muschelkalk salifère en Europe occidentale (fig. 72) montre l'extension du sel qui se subdivise en un bassin principal, d'orientation Est-Ouest, à l'emplacement de l'Allemagne de l'Ouest et de la Mer du Nord, et une sorte de gouttière, d'orientation NNE-SSW, qui se prolonge jusqu'en Suisse. Le bassin lorrain est représenté comme une unité indépendante en ce qui concerne le dépôt du sel, et constitue un appendice du domaine germanique. Il se situe à proximité de terres émergées : Massifs Rhénan et du Brabant, qui constituent le continent ardennais.

En Lorraine, le bassin du Muschelkalk moyen (Fourmentraux *et al.*, 1959) est formé d'une zone salifère centrale dont l'extension est de 75 km du Nord au Sud, entre Faulquemont et Baccarat, et de 50 km entre la limite d'affleurement à l'Est et sa bordure occidentale. Cette zone salifère est entourée par une auréole de dépôts argilo-sulfatés qui se développent vers l'Ouest sur 150 km environ jusqu'à la région de Sainte-Menehould et de Saint-Dizier. Ce bassin est localisé à l'emplacement de l'actuel synclinal de Sarreguemines (Le Roux, 1971) ; il montre deux digitations sur sa bordure occidentale, l'une vers le NW et l'autre vers le SW (Maget et Maïaux, 1980) (fig. 73).

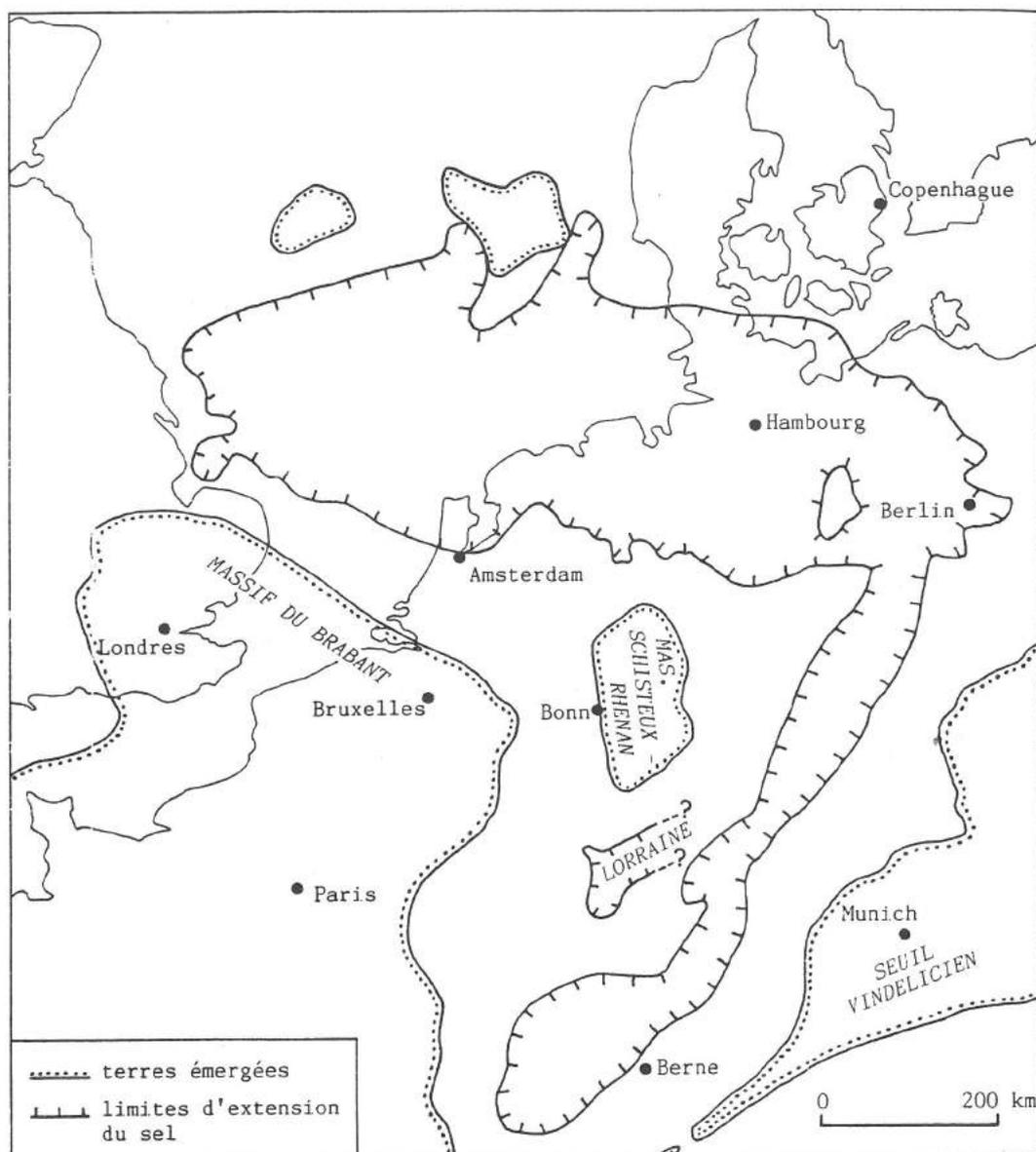


Fig. 72. - Carte paléogéographique du Muschelkalk salifère en Europe occidentale (d'après Ziegler, 1982).

Elle montre l'extension générale du bassin salifère ; la limite orientale du bassin de Lorraine ne peut être précisée par suite de l'érosion.

B - DONNÉES STRATIGRAPHIQUES

Le Muschelkalk moyen de Lorraine (110 à 80 m en moyenne) est subdivisé stratigraphiquement en trois unités lithologiques, nommées en fonction de leur teinte dominante, de bas en haut : Couches Rouges (Ricour, 1953), Couches Grises (Guillaume, 1938) et Couches Blanches (Guillaume, 1959). Les niveaux proprement évaporitiques, sulfatés et halitiques, se développent dans les Couches Grises où ils sont interstratifiés avec des argilites de teinte grise ; leur puissance est variable en fonction de leur dissolution ou non (50 à 70 m en moyenne, parfois moins). Les Couches Rouges (25 m en moyenne) correspondent à des dépôts essentiellement argileux, bariolés de rouge et de vert, présentant parfois des passées sulfatées, surtout à proximité de leur base et de leur sommet. Enfin,

les Couches Blanches (5 à 10 m en moyenne) sont caractérisées par des niveaux dolomitiques et des argilites dolomitiques de couleur beige clair. Le passage des Couches Grises aux Couches Blanches est très progressif, marqué par le développement de dolomie, et le contact entre ces deux unités ne peut être indiqué avec précision sur les coupes lithologiques.

Par contre, les limites lithostratigraphiques du Muschelkalk moyen sont bien tranchées : à la base, les argilites des Couches Rouges reposent directement sur les dolomies du niveau à Myophories du Muschelkalk inférieur et, au sommet, les dolomies des Couches Blanches passent sans transition aux calcaires du Calcaire à Entroques du Muschelkalk supérieur.

Il est à noter que cette série prend un caractère plus franchement détritique en s'approchant du rivage ardennais (van Wervecke, 1916-a).

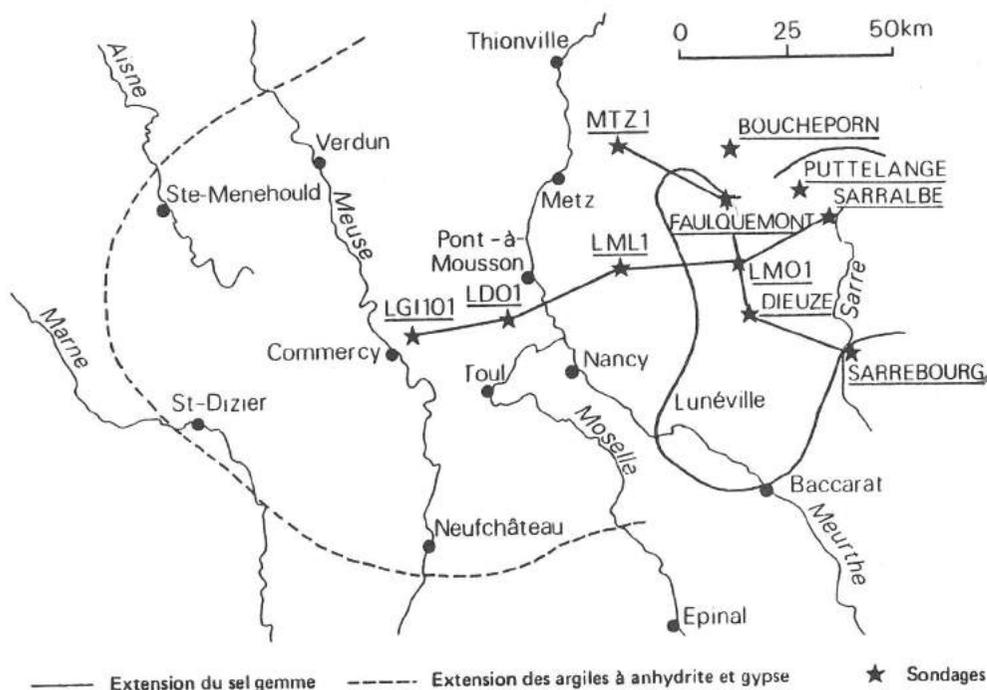


Fig. 73. - Extension des dépôts du Muschelkalk moyen dans l'Est du Bassin de Paris (d'après Maget et Maïaux, 1980 ; Geisler, 1982-b).

- Localisation des sondages : - L DO 1 : Domèvre. - L GI 1 : Gironville.
- L ML 1 : Moncheux. - L MO 1 : Morhange. - MTZ 1 : Metz).
- Tracé des coupes étudiées sur les figures 74 et 75.

II - GÉOMÉTRIE DES CORPS ÉVAPORITIQUES

A - DONNÉES DE SUBSURFACE

Elles sont assez disparates par suite de la diversité des objectifs et sont rassemblées sous forme, d'une part de logs habillés et diagraphies dans les sondages pétroliers, d'autre part, le plus souvent, de logs lithologiques de sondages anciens (van Wervecke, 1908 et 1916-b) ou plus récents, avec parfois même des sondages totalement carottés, mais sans accompagnement diagraphique. C'est pourquoi les corrélations sont essentiellement fondées sur les logs lithologiques.

Les données de subsurface ont été obtenues à partir des sondages de recherche suivants, effectués pour le compte de différentes Sociétés :

- hydrocarbures : Domèvre L DO 1 (SNPA), Gironville L GI 1 (EURAFREP), Metz MTZ 1 (PREPA), Moncheux L ML 1 (SNPA), Morhange L MO 1 (SNPA),
- charbon : Bois de Créhange, Bois Doré, Ferme de Steinbeck, Valmont 1 à 5, Wenheck (Houillères du Bassin de Lorraine),
- gypse : Sarrebourg S1 et S2 (Placoplâtre),
- anhydrite : Faulquemont A1 à A14 (Houillères du Bassin de Lorraine),
- sel : Dieuze (Solvay), nombreux sondages de recherche et d'exploitation dans la région de Sarralbe (Solvay).
- eau : Puttelange-aux-Lacs (Syndicat des eaux).

Leur localisation apparaît sur les figures 73, 76 et 78.

La distribution et l'extension des unités lithologiques sont reconstituées en prenant surtout en compte les niveaux évaporitiques halitiques et sulfatés, faciles à repérer. Dans les régions de Sarralbe et de Faulquemont, où les points d'observation sont plus rapprochés, des études plus détaillées peuvent être entreprises.

B – COUPES A TRAVERS LE BASSIN

Les corrélations latérales entre les différentes coupes sont effectuées en prenant comme niveau horizontal de référence le sommet du Muschelkalk moyen. En effet, le contact entre les dolomies des Couches Blanches et les calcaires du Calcaire à Entroques du Muschelkalk supérieur se repère bien sur les coupes.

1 – COUPE EST - OUEST

Cette coupe longitudinale (fig. 74) dans le bassin met en évidence dans les Couches Grises trois unités évaporitiques : anhydritiques à la base et au sommet, halitico-anhydritique dans la partie moyenne. Les niveaux anhydritiques se retrouvent avec de légères variations de puissance, tout au long de la coupe. L'unité inférieure est formée d'un seul banc (1 à 3 m), alors que la supérieure en comporte deux (1,5 à 5 m à la base et 1 à 3 m au sommet), séparés par un niveau d'argilite (1,5 à 3 m), sauf à l'extrémité ouest de la coupe où il n'en subsiste plus qu'un seul (1 m). Par contre, l'unité moyenne halitico-anhydritique n'existe que sur la moitié orientale de la coupe et présente une diminution progressive d'épaisseur vers l'Ouest (quarante à quelques mètres), jusqu'à disparaître à l'Ouest du sondage de Moncheux (L ML 1). Il faut également noter que la présence de cette unité entraîne un épaissement de la formation. Enfin, le sondage de Domèvre (L DO 1) marque un léger amincissement de la série.

L'ensemble de ces données montre que les dépôts du complexe halitico-anhydritique, plus épais, se développent dans la zone de subsidence maximale, située dans l'axe de l'actuel synclinal de Sarreguemines, comme cela a déjà été observé par P.-L. Maubeuge (1950-a). Cette structure était donc active au Muschelkalk moyen, au moins sur son extrémité orientale. Le sondage de Domèvre (L DO 1) correspond en revanche à une zone de moindre subsidence et sa localisation sur l'actuel anticlinal sarro-lorrain montre que, dès cette époque, celle-ci avait aussi une influence sur la sédimentation. Il apparaît donc que les grands traits structuraux de l'Est du Bassin de Paris, liés à son infrastructure hercynienne, étaient déjà fonctionnels à ce moment-là ; ils joueront encore lors du second épisode évaporitique triasique de cette région, au Keuper (Marchal, 1983).

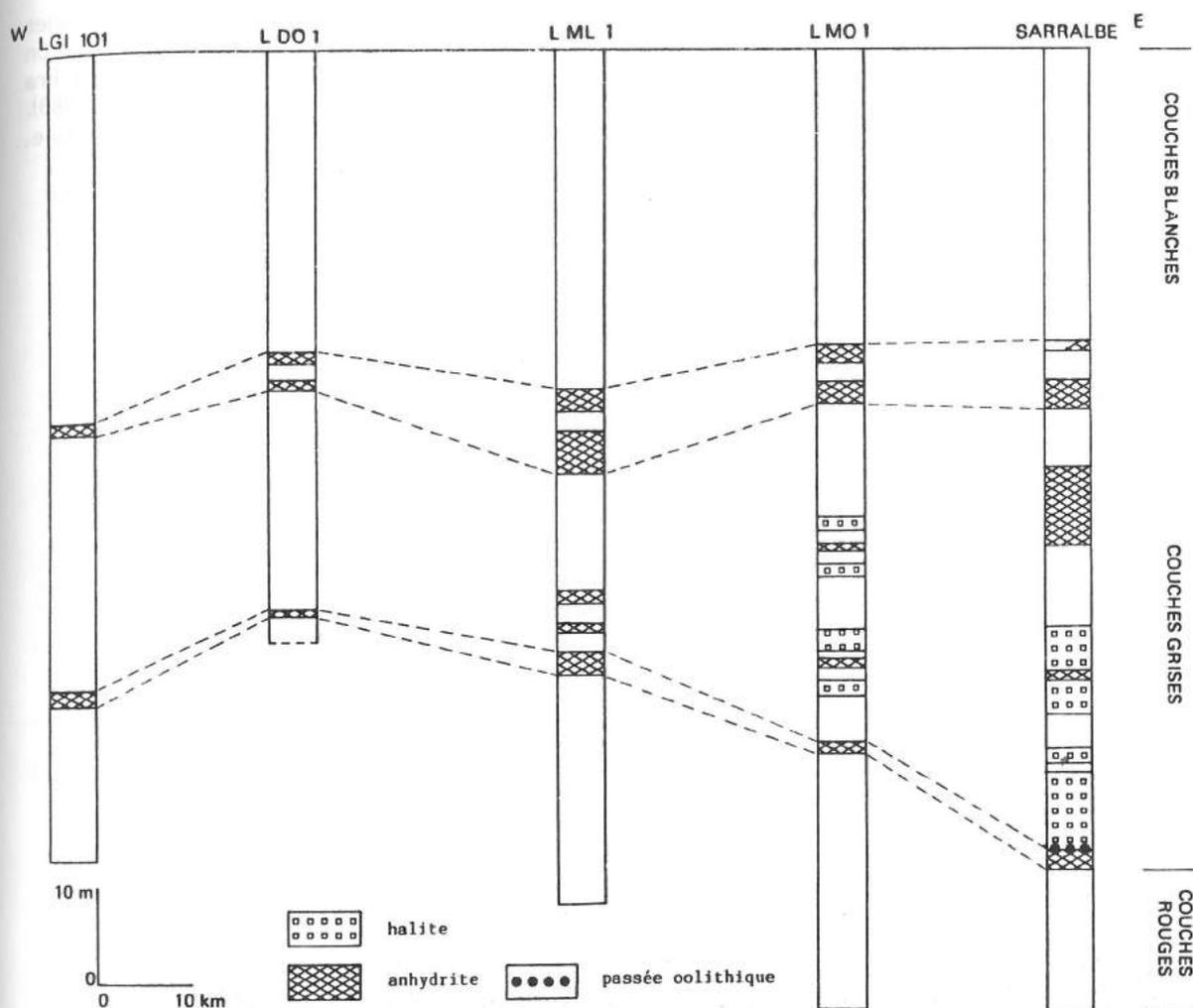


Fig. 74. - Coupe Ouest - Est à travers le bassin du Muschelkalk moyen en Lorraine (tracé sur la figure 73) (d'après Geisler, 1982-b).

2 - COUPE NW - SE

Cette coupe transversale (fig. 75) à travers le bassin permet de retrouver les trois unités évaporitiques définies sur la coupe précédente. De la même façon, les unités anhydritiques de la base et du sommet présentent une grande constance latérale, malgré des variations d'épaisseur parfois importantes. En effet, l'unité anhydritique inférieure, très puissante à Sarrebourg (15 m), s'amincit progressivement vers le NW, en direction de Faulquemont (3 m). La présence d'une passée oolithique décimétrique, à caractère régional, puisque observée à Sarrebourg et dans la région de Faulquemont et signalée dans la région de Sarralbe au sondage de Holving (Laugier, 1959), située au sommet de l'unité anhydritique inférieure, permet d'établir l'équivalence latérale entre la puissante masse anhydritique de Sarrebourg et celle plus mince de Faulquemont.

Le complexe halitico-anhydritique de l'unité moyenne est strictement limité au centre de la coupe (25 m au maximum) et s'interrompt brutalement de part et autre. Il correspond ici aussi à un épaissement de l'ensemble du Muschelkalk moyen, c'est-à-dire à l'aire de subsidence maximale. Cette disposition des unités évaporitiques fait ressortir un arrangement classique dans les bassins évaporitiques où les dépôts à dominante halitique correspondent à la zone la plus subsidente, souvent localisée au centre du bassin.

La forte épaisseur de l'unité anhydritique inférieure à Sarrebourg pourrait indiquer un déplacement de l'aire de subsidence vers l'Ouest au cours du temps. Cette évolution préfigurerait alors celle qui prévaudra pour le Keuper salifère, où la subsidence se déplacera également vers l'Ouest au cours du temps, de la Lorraine à la Champagne (Marchal, 1983). Cette esquisse du déplacement vers l'Ouest de la subsidence est une donnée fondamentale, et constitue un premier pas, très précoce, vers la différenciation du Bassin de Paris.

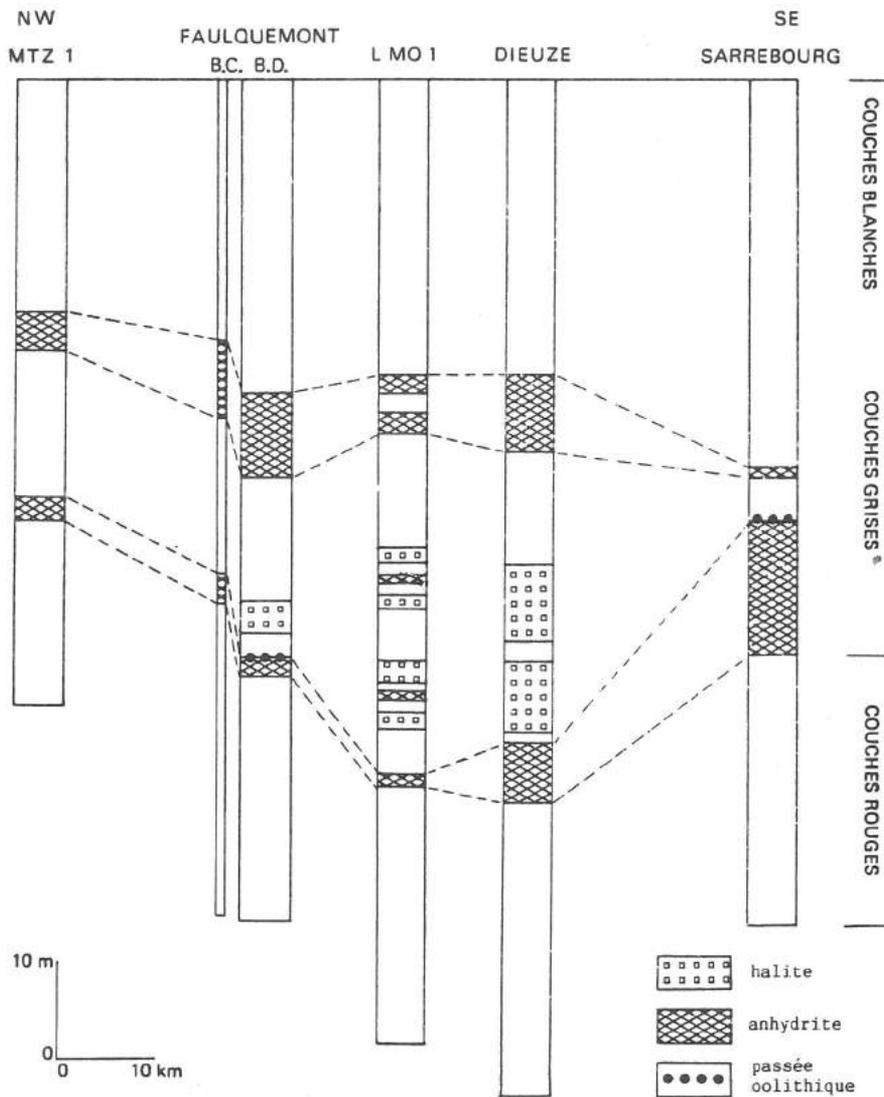


Fig. 75. - Coupe transversale NW-SE à travers le bassin du Muschelkalk moyen en Lorraine (tracé sur la figure 73) (d'après Geisler, 1982-b).

C - RÉGION DE SARRALBE

L'exploitation du sel du Muschelkalk moyen dans cette région a entraîné le forage de nombreux sondages dans la formation salifère pour une meilleure connaissance du gisement et surtout pour l'exploitation par dissolution.

La carte des isopaques de la formation salifère (fig. 76), comportant des bancs de sel et des niveaux stériles argilo-anhydritiques interstratifiés, permet de mettre en

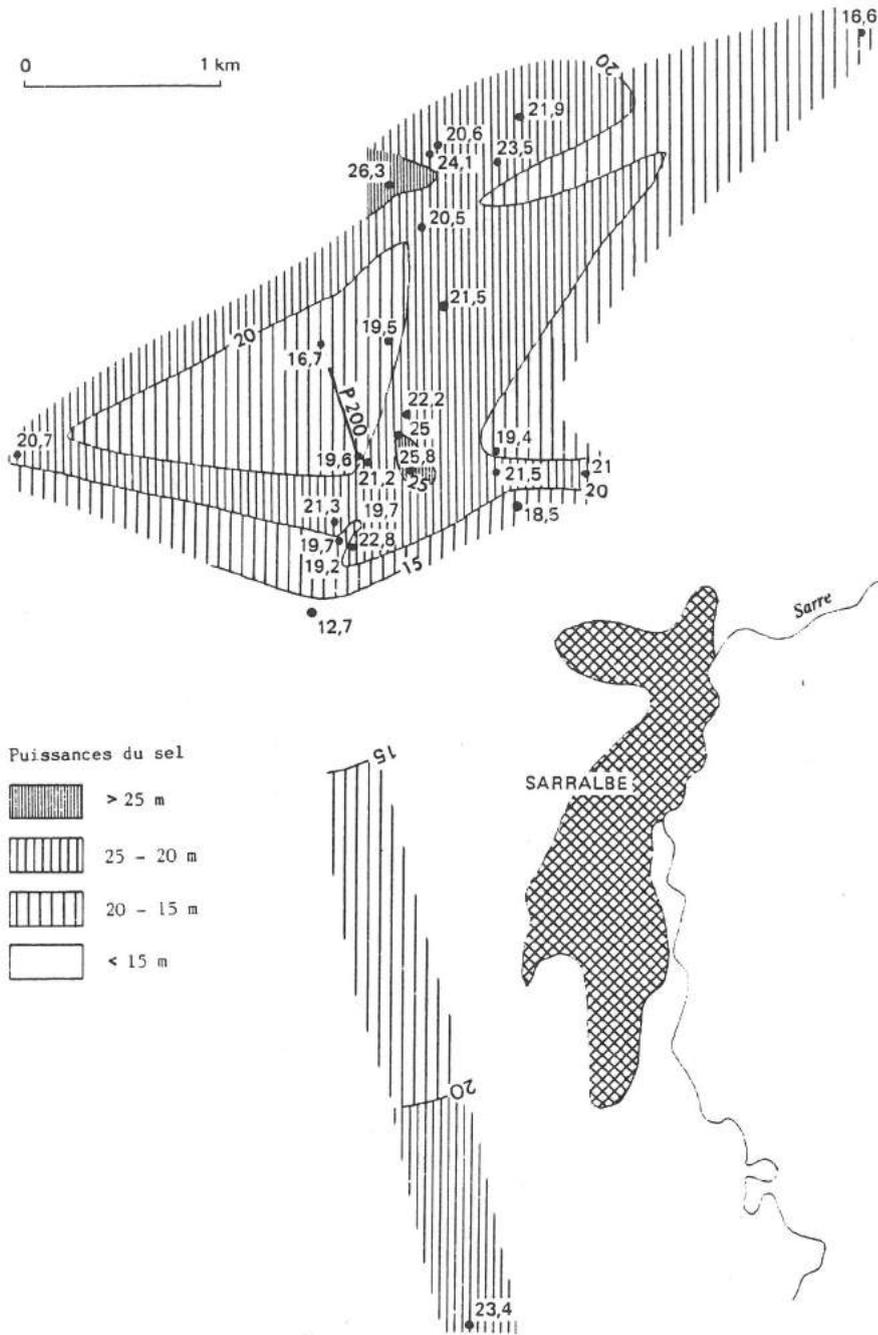


Fig. 76. - Isopaques de la formation salifère dans la région de Sarralbe et tracé de la coupe de la figure 77 (P 200) (d'après Geisler, 1982-b).

évidence deux aires de plus grande puissance du mur au toit du sel, de l'ordre de la vingtaine de mètres, au Nord et au Sud. Le nombre limité de sondages vers le Sud ne donne qu'une tendance évolutive, alors qu'au Nord, dans la zone exploitée, les modalités de l'épaississement apparaissent plus nettement. En effet, la distribution des puissances montre des variations rapides et amène à construire une sorte de gouttière de subsidence, d'orientation NE-SW, avec des épaisseurs entre 20 et 25 m, présentant un amincissement de même orientation en son centre. Cette disposition montre l'influence de l'infrastructure hercynienne, même à une échelle aussi limitée.

Une coupe détaillée dans la zone d'exploitation du sel, le long d'une piste de dissolution, où les sondages servant à l'injection de l'eau dans le gisement sont espacés de 50 mètres, met en évidence la grande continuité latérale des cinq niveaux de sel reconnus (fig. 77). Sauf pour le niveau 4, d'épaisseur constante, et le niveau 3, trop peu épais, il existe toutefois des variations latérales de puissance, généralement d'ordre métrique, qui sont peut-être le résultat de légères variations du taux de subsidence. La figure 77 montre aussi, pour chacun des niveaux 1, 2 et 5, des surplus d'épaisseur par rapport à la puissance minimale observée : au cours du temps, leur localisation se déplace du Nord au Sud, c'est-à-dire vers la gouttière de subsidence maximale (fig. 77).



Fig. 77. - Coupe de détail dans le gisement de Sarralbe le long d'une piste de dissolution (sondages espacés de 50 m ; tracé sur la figure 76) et variations latérales d'épaisseur pour les cinq niveaux de sel (d'après Geisler, 1982-b).

Le pointillé marque le surplus d'épaisseur par rapport à la puissance minimale observée pour chaque niveau le long de la piste de dissolution.

D - RÉGION DE FAULQUEMONT

Dans cette région, c'est l'exploitation du charbon qui est à l'origine de sondages, relativement anciens, ayant traversé le Muschelkalk moyen. Par ailleurs, une campagne récente de recherche d'anhydrite, qui a pour objet le Muschelkalk moyen lui-même, apporte d'appréciables compléments d'information sur la zone de bordure septentrionale du gisement salifère.

La carte d'implantation des sondages (fig. 78) donne la limite septentrionale d'exten-

sion du sel gemme qui existe encore dans la mine de Folschviller, au NW du village, et dans les sondages de Bois Doré et A9 au NE de Faulquemont. Une coupe d'orientation NE-SW, plus ou moins parallèle à la limite du sel et au Nord de celle-ci, permet d'étudier l'évolution latérale des deux niveaux anhydritiques, caractéristiques de cette zone de bordure où l'unité moyenne halitico-anhydritique n'existe plus (fig. 75).

Cette coupe de détail (fig. 79) recoupe vers le NE la faille de Valmont qui affecte différemment les deux niveaux anhydritiques. Le niveau inférieur, plus mince (3 à 4 m), est simplement décalé, remonté au SW, alors que le niveau supérieur (6 à 8 m) vient buter contre la faille au NE et ne se retrouve pas à son contact immédiat dans le compartiment SW. Le niveau anhydritique supérieur réapparaît sur une dizaine de centimètres dans le sondage A2 et, découpé en trois petits niveaux, dans le sondage A12. Malheureusement, il y a absence de données entre ces deux sondages distants de 5 kilomètres. Il faut cependant signaler que, dans la description du sondage A12, un broyat argileux est décrit juste au-dessus de ce niveau anhydritique et que des pertes apparaissent à cet endroit dans le sondage.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer l'absence du niveau anhydritique supérieur au contact de la faille dans le compartiment SW. Elles font toutes deux intervenir cette faille : - 1) rejeu synsédimentaire avec dépôt d'anhydrite uniquement du côté qui s'affaisse, plus subsident, c'est-à-dire au NE ; - 2) dissolution préférentielle à partir d'infiltrations d'eau le long du plan de faille et lessivage du premier niveau évaporitique rencontré dans le compartiment surélevé, c'est-à-dire au SW. La seconde hypothèse paraît la plus plausible dans la mesure où des phénomènes évoquant des dissolutions ont été observés dans le sondage A12. Des dissolutions actuelles, directement à partir de la surface, sont à exclure, car ce niveau anhydritique supérieur subsiste dans des zones où la couverture est plus réduite qu'à proximité de la faille de Valmont.

Cette coupe montre l'importance de la tectonique qui peut introduire des variations de faciès ou guider les agents d'altération. L'étude de son impact est d'un grand intérêt dans l'évaluation du gisement et présente donc des implications d'ordre économique.

III - DONNÉES PALYNOLOGIQUES

Aucune étude palynologique systématique n'ayant été réalisée jusqu'à une période récente dans le Muschelkalk moyen, il était intéressant de connaître les associations microfloristiques caractéristiques de ces niveaux, ainsi que leurs variations en fonction des différents faciès et de la situation des coupes dans le bassin (Adloff, Doubinger et Geisler, 1982).

Deux sondages (S1 et S2) distants de 2 km, localisés à quelques kilomètres à l'Ouest de Sarrebourg et recoupant la totalité du Muschelkalk moyen, servent de série de référence (fig. 80).

D'autres coupes partielles (fig. 80) apportent des informations supplémentaires. Une entaille artificielle dans les Couches Blanches, près de la ferme Saint-Hubert, située à quelques centaines de mètres des sondages de Sarrebourg, permet de comparer les données de sondage et d'affleurement pour un même niveau. Un sondage récent, près de Faulquemont, recoupe sur 2 m, dans les Couches Grises, la bordure de la zone halitique où la microflore peut être observée dans un contexte particulier. Enfin, l'affleurement de Bouchemin dans les Couches Rouges, le plus septentrional, est choisi pour étudier l'influence de la proximité du rivage ardennais.

Les échantillons ont été prélevés dans les niveaux gris les moins oxydés, généralement plus favorables à la conservation de la microflore. Par ailleurs, pour tester l'importance de l'oxydation sur la conservation de la matière organique figurée, 4 échantillons d'argilite rouge ont été choisis dans les Couches Rouges du sondage S1, ces faciès étant généralement considérés comme azoïques. Au total 108 échantillons ont été analysés et ils se répartissent de la façon suivante (fig. 80) :



Fig. 78. - Carte d'implantation des sondages dans la région de Faulquemont, limites d'extension du sel et tracé de la coupe de la figure 79 (d'après Geisler, 1982-b).
 - A : Sondages de recherche d'anhydrite. - B. Cré. : Bois de Créhange. - F. St. : Ferme de Steinbeck.
 - Val. : Valmont. - Wen. : Wenheck.

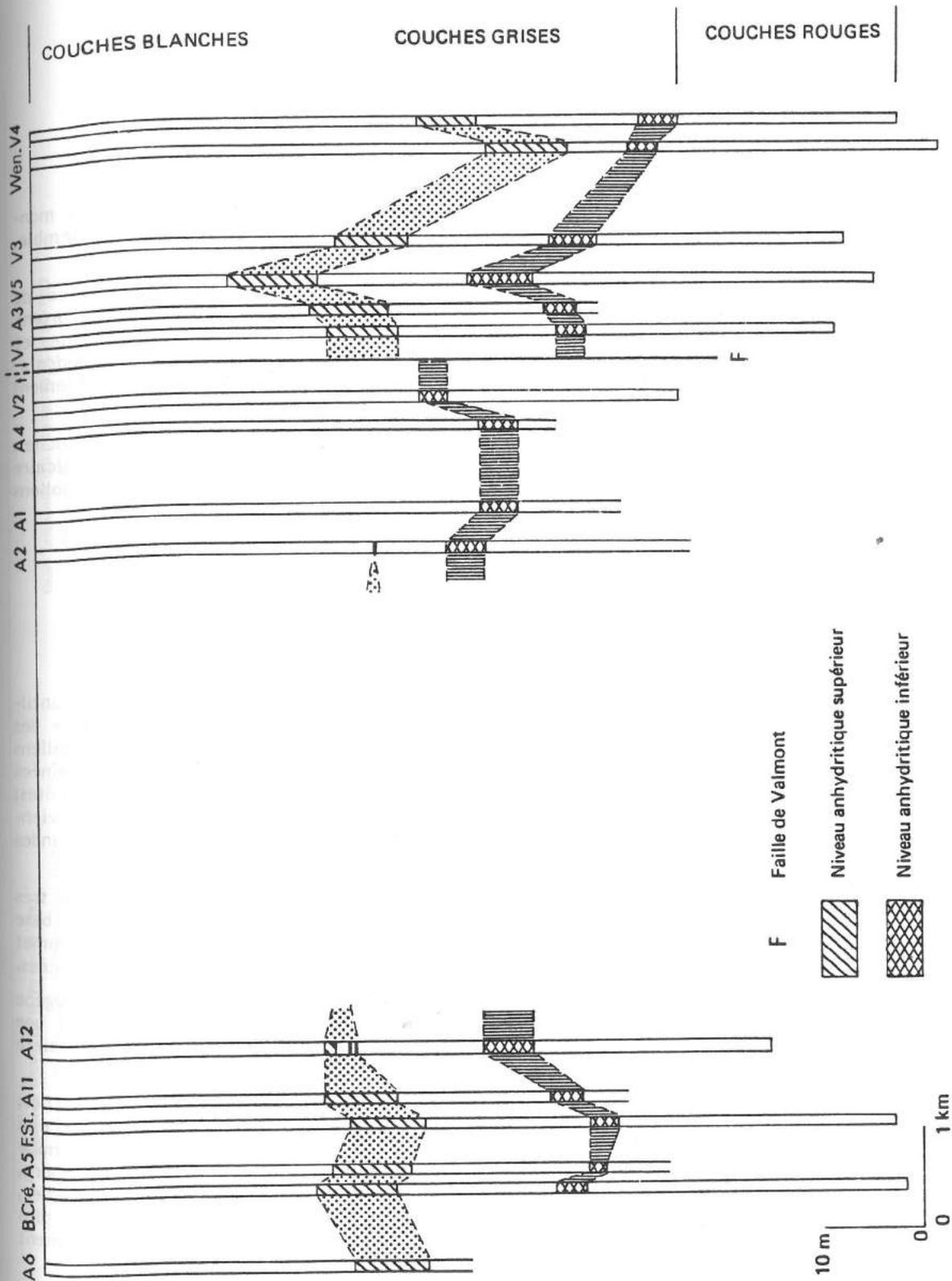


Fig. 79. - Coupe SW-NE dans la région de Faulquemont (tracé sur la figure 78) (d'après Geisler, 1982-b).

- sondage de Sarrebourg S1 : 29 échantillons dont 17 fossilifères,
- sondage de Sarrebourg S2 : 36 échantillons dont 13 fossilifères,
- Boucheporn : 12 échantillons dont 8 fossilifères,
- sondage de Faulquemont A9 : 7 échantillons tous fossilifères,
- ferme Saint-Hubert : 24 échantillons tous non fossilifères.

A - ANALYSE PALYNOLOGIQUE ET INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE

Ce sont essentiellement les Couches Rouges et les Couches Grises qui se sont montrées fossilifères et ont permis d'identifier une microflore bien conservée. Dans l'ensemble, 49 espèces de spores et pollens ont été identifiées (tabl. 18).

Cette association est caractéristique du Muschelkalk moyen par la présence de *Illinites chitonoides*, *Sulcosaccispora minuta*, *Jugasporites renalis* et *Tsugaepollenites oriens*. Le pourcentage important des *Triadispora staplini* et la présence de *Illinites chitonoides* et *Hexasaccites muelleri* (syn. *Stellopollenites thiergartii*), et l'absence de *Ovalipollis pseudoalatus*, permettent de placer cette association dans l'Anisien. Il s'agit vraisemblablement d'un âge Anisien supérieur.

Après un intervalle palynologiquement vide correspondant aux Couches Blanches, une association microfloristique comparable est à nouveau présente à la base du Calcaire à Entroques. Elle est particulièrement riche en Acritarches, mais les spores et pollens sont mal conservés.

B - ESTIMATION QUANTITATIVE ET IMPLICATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Une estimation quantitative de la microflore est réalisée sur l'ensemble des échantillons fossilifères en distinguant, d'après le mode de dispersion et l'écologie probable des plantes mères, trois ensembles : les spores, les pollens bisaccates et les autres pollens (fig. 80). Les spores, produites par des cryptogames vasculaires, peuvent être entraînées par les eaux jusqu'au bassin de sédimentation où elles se déposent au voisinage des côtes; leur abondance relative reflète donc un transport limité. Les pollens bisaccates proviennent de gymnospermes et sont susceptibles d'être entraînés par le vent sur de grandes distances, avant de se sédimenter plus ou moins loin du rivage.

Cette estimation montre la très grande abondance des pollens bisaccates et le très faible pourcentage des spores qui ne représentent en moyenne que 5%, sauf à la base du niveau halitique de Faulquemont, où ce pourcentage atteint 21,5%, et 18% au sommet de la coupe de Boucheporn. Dans ce niveau on note aussi la présence de rares Tasmanacées.

A part ces épisodes un peu particuliers, l'association palynologique est très homogène dans l'ensemble des Couches Rouges où les niveaux fossilifères sont nombreux avec une microflore riche et bien conservée, sauf dans les 4 niveaux d'argilite rouge où de la matière organique subsiste, mais entièrement déstructurée, confirmant l'oxydation du dépôt.

Dans les Couches Grises, les niveaux salifères de Faulquemont sont très riches; les spores et les pollens y montrent un excellent état de conservation qui rappelle celui de la microflore étudiée dans les formations salifères du Carnien inférieur de la mine de Varangéville (Geisler, Adloff et Doubinger, 1978). Dans le sondage S2 de Sarrebourg, les Couches Grises sont également fossilifères. Par contre, à la base des Couches Blanches, on n'observe plus que 3 niveaux fossilifères; les palynomorphes y sont de plus en plus altérés, puis ils disparaissent complètement aussi bien en sondage qu'en affleurement à la ferme Saint-Hubert.

La relative abondance de spores, observée dans des échantillons provenant de l'affleurement de Boucheporn et de la zone halitique du sondage A9 de Faulquemont, implique un apport direct par les eaux continentales et par conséquent la proximité du rivage.

Anterurma SPORITES H. POTONIE 1893	
- Turma Triletes REINSCH emend. DETTMANN 1963	Genre <i>Allisporites</i> (DAUGHERTY) CLARKE 1965
Subturma <i>Azonoiriletes</i> LUBER emend. DETTMANN 1963	<i>Allisporites</i> sp.
Genre <i>Calamospora</i> SCHOFF, WILSON et BENTALL 1944	Genre <i>Protodiploxypinus</i> (SAMOILOVICH) SCHEURING 1970
Genre <i>Calamospora tener</i> (LESCHIK) MÄDLER 1964	Genre <i>Protodiploxypinus gracilis</i> SCHEURING 1970
Genre <i>Punctatisporites</i> (IBRAHIM) POTONIE et KREMP 1955	Genre <i>Stratoabietites</i> SEDOVA 1956
Genre <i>Punctatisporites triassicus</i> SCHULZ 1964	Genre <i>Stratoabietites aytugii</i> (VISSCHER) SCHEURING 1970
Genre <i>Convolutispora</i> HOFFMEISTER, STAPLIN et MALLOY 1955	Genre <i>Inferiopollenites</i> SCHEURING 1970
Genre <i>Convolutispora</i> sp.	Genre <i>Inferiopollenites sulcatus</i> (PAUTSCH) SCHEURING 1970
Genre <i>Camaronosporites</i> (PANT) KLAUS 1960	Genre <i>Lunatisporites</i> (LESCHIK) SCHEURING 1970
Genre <i>Camaronosporites rudis</i> KLAUS 1960	Genre <i>Lunatisporites acutus</i> (LESCHIK) SCHEURING 1970
Subturma <i>Zonoiriletes</i> WALTZ 1935	Bisaccates indéterminés
Genre <i>Ingulatisporites</i> (THOMSON et PFLUG) POTONIE 1956	- Turma <i>Plicates</i> (NAUMOVA) R. POTONIE 1958
<i>Ingulatisporites</i> sp.	Subturma <i>Præcolpares</i> R. POTONIE et KREMP 1954
- Turma Monoletes IBRAHIM 1933	Genre <i>Chasmatosporites</i> (NILSSON) POCKOCK et JANSONIUS 1969
Genre <i>Araucisporites</i> (LESCHIK) PLAYFORD et DETTMANN 1965	<i>Chasmatosporites</i> sp.
Genre <i>Araucisporites scabratus</i> KLAUS 1960	Subturma <i>Polypllicates</i> ERDTMAN 1952
- Turma Hilates DETTMANN 1963	Genre <i>Eucommidites</i> ERDTMAN 1948
Genre <i>Porcellispora</i> (SCHEURING) MORBEY 1975	<i>Eucommidites microgranulatus</i> SCHEURING 1970
Genre <i>Porcellispora longdonensis</i> (CLARKE) MORBEY 1975	Subturma <i>Monocolpares</i> IVERSEN et TROELS-SMITH 1950
Anterurma POLLENITES R. POTONIE 1931	Genre <i>Cycadophites</i> (WODEHOUSE) WILSON et WEBSTER 1946
- Turma Saccites ERDTMAN 1947	Genre <i>Retsulicites</i> SCHEURING 1970
Subturma <i>Monosaccites</i> (CHITALEY) emend. R. POTONIE et KREMP 1954	<i>Retsulicites perforatus</i> (MÄDLER) SCHEURING 1970
Genre <i>Tugaeipollenites</i> (POTONIE et VENITZ) POTONIE 1958	Genre <i>Marsupipollenites</i> BALME et HENNELY 1956
Genre <i>Tugaeipollenites ? pseudomassulæ</i> (MÄDLER) MORBEY 1975	<i>Marsupipollenites</i> sp.
Subturma <i>Disaccites</i> COOKSON 1947	- Turma <i>Circumpolles</i> (PFLUG) KLAUS 1960
Genre <i>Ovalipollis</i> (KRUTZSCH) KLAUS 1960	Genre <i>Enzonalsporites</i> (LESCHIK) SCHEURING 1970
Genre <i>Ovalipollis ovalis</i> (KRUTZSCH) SCHEURING 1970	<i>Enzonalsporites tenuis</i> LESCHIK 1955
<i>O. cultus</i> SCHEURING 1970	Genre <i>Camerosporites</i> LESCHIK 1955
<i>O. minutus</i> SCHEURING 1970	<i>Camerosporites secans</i> LESCHIK 1955
<i>O. notabilis</i> SCHEURING 1970	Genre <i>Duplicisporites</i> (LESCHIK) SCHEURING 1970
Genre <i>Triadispora</i> KLAUS 1964	<i>Duplicisporites granulatus</i> (LESCHIK) SCHEURING 1970
<i>Triadispora aurea</i> SCHEURING 1970	Genre <i>Præcirculina</i> KLAUS 1960
<i>T. obscura</i> SCHEURING 1970	<i>Præcirculina majorkinæ</i> KLAUS 1960
<i>T. plicata</i> KLAUS 1964	<i>P. scurrilis</i> SCHEURING 1970
<i>T. staplini</i> (JANSONIUS) KLAUS 1964	<i>P. tenebrosa</i> SCHEURING 1970
<i>T. suspecta</i> SCHEURING 1970	Genre <i>Præcirculina</i> KLAUS 1960
<i>T. verrucata</i> SCHEURING 1970	<i>Præcirculina granifer</i> KLAUS 1960
<i>Triadispora</i> sp.	- Turma <i>Aletes</i> IBRAHIM 1933
Genre <i>Vitreisporites</i> LESCHIK 1955	Genre <i>Inaperturopollenites</i> (THOMSON et PFLUG) NILSSON 1958
Genre <i>Vitreisporites pallidus</i> (REISSINGER) NILSSON 1958	<i>Inaperturopollenites orbicularis</i> NILSSON 1958
Genre <i>Ptyosporites</i> (SEWARD) MANUM 1960	<i>I. dubius</i> (POTONIE et VENITZ) THOMSON et PFLUG 1953
<i>Ptyosporites</i> sp.	

Tableau 18. - Composition de la microflore des échantillons prélevés sur les sondages S1 et S2 de Sarrebourg, A9 de Faulquemont et sur les affleurements de Bouheporen et de la ferme Saint-Hubert (Muschelkalk moyen de Lorraine) (d'après Adloff, Doubinger et Geisler, 1982).

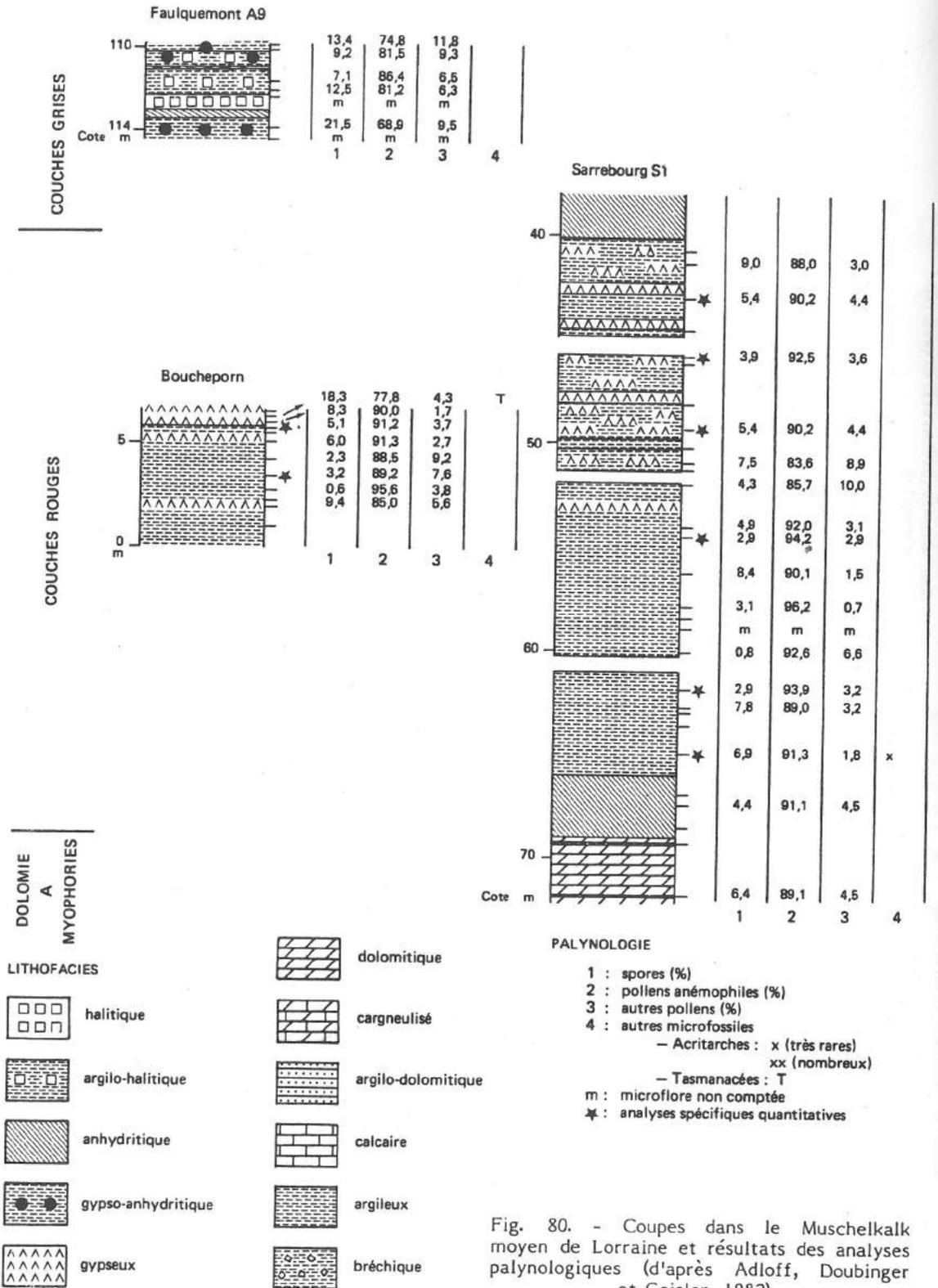
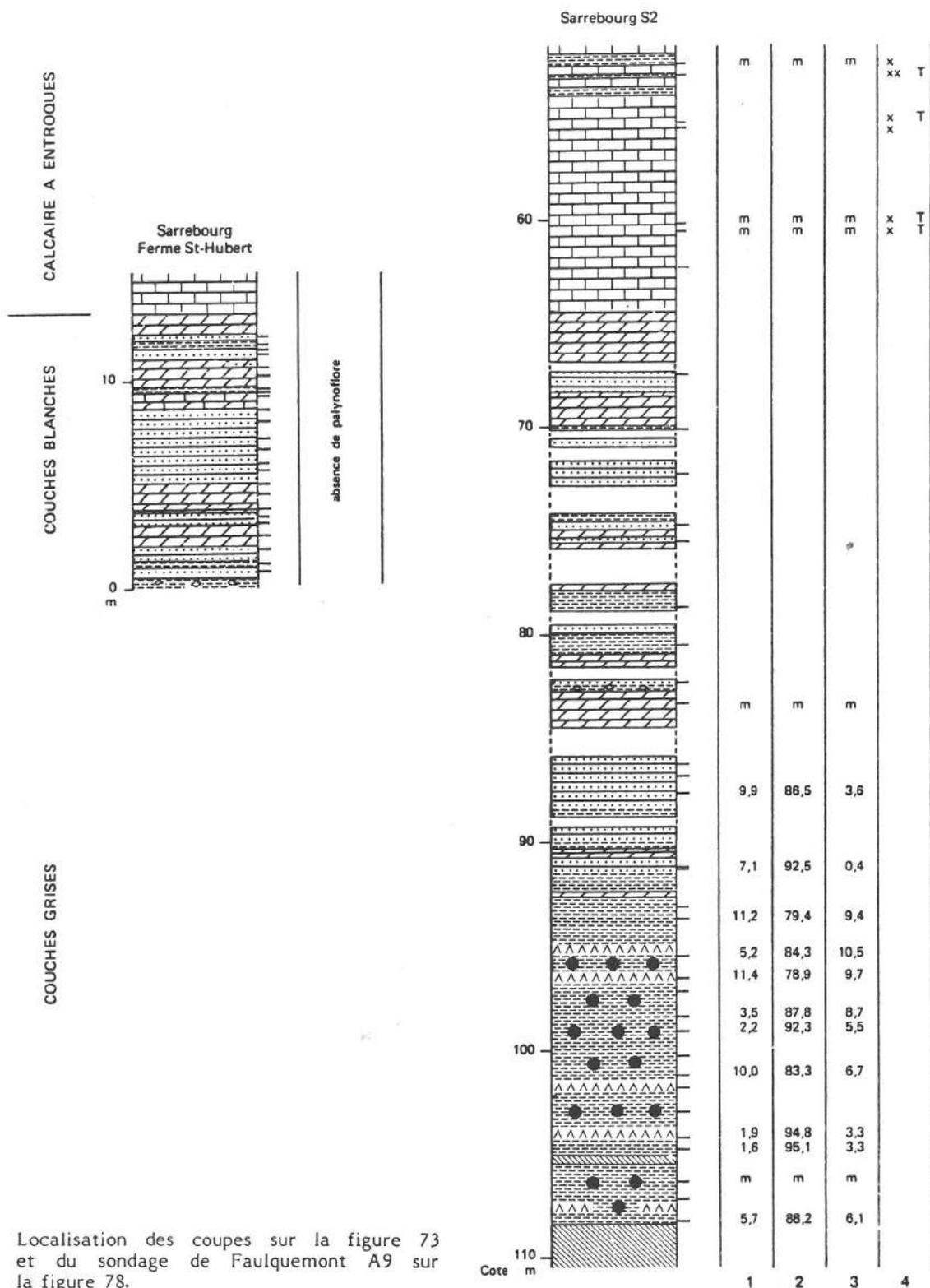


Fig. 80. - Coupes dans le Muschelkalk moyen de Lorraine et résultats des analyses palynologiques (d'après Adloff, Doubingier et Geisler, 1982).



Localisation des coupes sur la figure 73 et du sondage de Faulquemont A9 sur la figure 78.

Ceci est en accord avec la localisation tout à fait septentrionale de ces deux points, proches du continent ardennais.

La disparition de la microflore dans les Couches Blanches semble davantage liée à une destruction dans un contexte plus oxydant qu'à une absence originelle. Cette interprétation est suggérée par la persistance d'une matière organique plus déstructurée à la base de ce niveau. Cette conclusion est fondamentale, car elle tend à faire admettre la persistance d'un même couvert végétal, donc d'un même climat, sur les terres émergées proches pendant tout le Muschelkalk moyen. La réapparition dans le Calcaire à Entroques de la microflore déjà décrite confirme cette hypothèse.

Le contact brutal entre le sommet des Couches Blanches et la base du Calcaire à Entroques correspond à la transgression du Muschelkalk supérieur et au passage à la mer ouverte. Ce fait est bien matérialisé palynologiquement par l'apparition soudaine des Acritarches qui ne se développent qu'en milieu marin franc et sont absents pendant le Muschelkalk moyen.

IV - DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES

L'analyse des différents faciès et la présentation d'une interprétation génétique permettent d'avoir une idée du milieu et des conditions de dépôt dans le bassin. Une coupe de référence, établie à partir des deux sondages carottés S1 et S2, localisés à quelques kilomètres à l'Ouest de Sarrebourg (fig. 73), donne une colonne lithologique représentative du Muschelkalk moyen (fig. 81) avec, à la base les Couches Rouges essentiellement argileuses (sondage S1), puis les Couches Grises à niveaux évaporitiques sulfatés et enfin les Couches Blanches à dominante dolomitique (sondage S2). Seuls les niveaux halitiques en sont absents, mais ils ont été observés sur un sondage de la région de Faulquemont.

A - DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION GÉNÉTIQUE DES FACIES

1 - FACIES DÉTRITIQUES TERRIGENES

Les argilites sont présentes dans toute la formation et seront étudiées de façon détaillée, en ce qui concerne les associations de minéraux argileux et leur chimisme, un peu plus loin dans ce travail. Elles sont caractérisées par des couleurs différentes et des teneurs en carbonates variables qui sont analysées sur des échantillons des sondages S1 et S2 de Sarrebourg (fig. 81).

Dans les Couches Rouges les argilites sont bariolées de rouge et de vert et les carbonates sont généralement peu abondants, souvent avec des teneurs inférieures à 10% et ne dépassant guère 30%.

Dans les Couches Grises, les faciès argileux sont de teinte grise, parfois très sombre, avec quelques passées bariolées, comme le Repère Guillaume, qui marque la limite supérieure de la zone dans laquelle se rencontrent des niveaux halitiques. Leur teneur en carbonates reste faible comme dans les Couches Rouges, de l'ordre de 10 à 20% en moyenne.

Dans les Couches Blanches, les argilites présentent une teinte bien plus claire, beige à blanche, et leur teneur en carbonates de nature dolomicritique devient beaucoup plus élevée de l'ordre de 30 à 70%. Il faut également noter dans cette unité la présence de niveaux argileux finement lités, où alternent des lits millimétriques d'argilites vertes et de dolomies argileuses blanches (Pl. XVIII-a), plus particulièrement étudiées sur des échantillons provenant de l'entaille artificielle de la ferme Saint-Hubert, proche des sondages S1 et S2 de Sarrebourg.

Des passées gréseuses et silteuses de quelques centimètres de puissance s'intercalent dans les argilites à la base des Couches Rouges dans la région de Faulquemont. Cet aspect détritique plus grossier se manifeste encore plus nettement au Nord (van Wervecke, 1916-a).

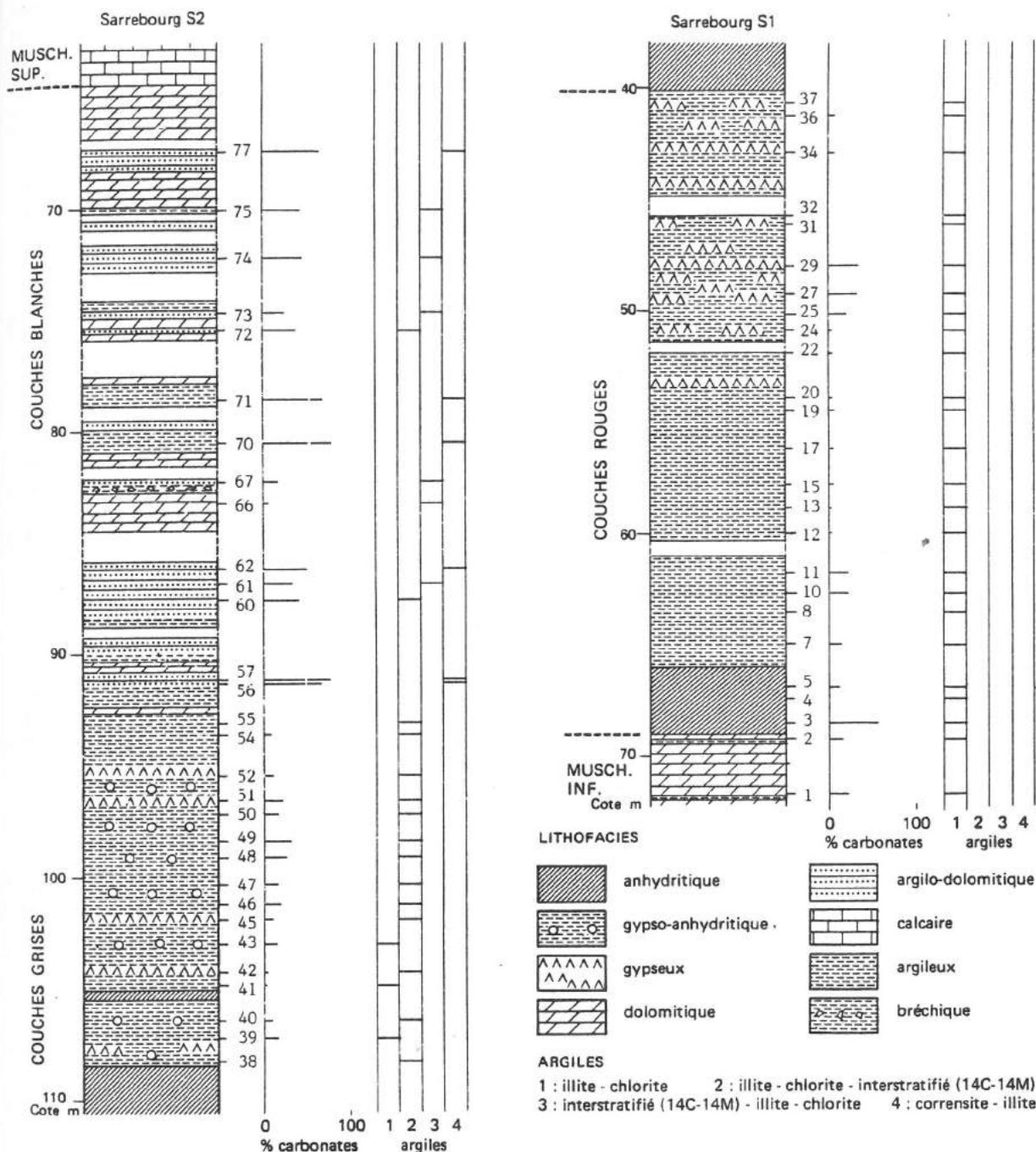


Fig. 81. - Coupes lithologiques des sondages de Sarrebourg S1 et S2, localisation des échantillons d'argilites analysés, teneurs en carbonates et distribution des associations de minéraux argileux (d'après Geisler, 1982-b).

2 - FACIES OOLITHIQUE

Ce faciès a été observé et décrit vers le sommet du niveau anhydritique basal des Couches Grises dont il semble constituer un niveau repère. Macroscopiquement, il

apparaît formé par des éléments arrondis, millimétriques et inframillimétriques, de teinte blanche, tranchant sur le fond sombre de la roche (Pl. XVIII-b). L'observation microscopique permet de voir des oolithes carbonatées, à cortex à structure radiaire et nuclei de nature variée, parfois des coquilles de gastéropodes, dans un ciment gypseux poecilitique (Pl. XVIII-c). Ces oolithes correspondent à un épisode de sédimentation carbonatée dont les éléments ont été ultérieurement englobés dans une phase sulfatée diagénétique.

3 - FACIES DOLOMITIQUES

Caractéristiques des Couches Blanches, ils présentent différents aspects macroscopiques, mais sont essentiellement dolomicritiques et généralement lités de teinte beige clair à blanche. Ce litage est plus ou moins fin selon les cas : d'ordre centimétrique lorsqu'il est lié à des passées détritiques silteuses (Pl. XVII-a) ou d'ordre millimétrique et évoquant alors de fines laminations algaires (Pl. XVII-b). Ces dolomicrites peuvent être à grain très fin ou plus grossier avec une texture grumeleuse et constituer des alternances centimétriques ou plus épaisses de ces deux faciès. Certains niveaux correspondent à des brèches intraformationnelles (Pl. XVII-c) qui semblent provenir du démantèlement de niveaux fissurés, évoquant des phénomènes de dessiccation.

L'observation microscopique montre un fond dolomicritique, à grain très fin, dans lequel viennent s'interstratifier des passées détritiques, généralement granoclassées positivement, de nature variée : silts sur des surfaces de ravinement (Pl. XIX-a), parfois associés à des galets noirs (Pl. XIX-b), à des pelotes micritiques avec quelques miliolidés (Pl. XIX-c), ou à des débris de coquilles micritisées de lamellibranches (Pl. XIX-d) associées à des miliolidés et à des ostracodes. Ces données permettent de concevoir la genèse de ce dépôt sous forme d'une boue dolomitique à grain fin, sans doute d'origine syngénétique, c'est-à-dire de diagenèse très précoce, sur laquelle viennent s'épandre périodiquement des arrivées détritiques variées, sans doute en relation avec des courants dont la charge solide serait de nature différente. La présence de coquilles de miliolidés, d'ostracodes et de lamellibranches indique de très nettes influences marines.

Selon R.L. Folk et L.S. Land (1975), la dolomitisation dépend essentiellement du rapport Mg^{++}/Ca^{++} . Il doit être élevé (supérieur à 5) dans des eaux très concentrées dont la forte charge ionique contrarie la formation du réseau particulièrement ordonné de la dolomite. Par contre dans les eaux plus diluées, telles que l'eau de mer ou l'eau douce, ce rapport peut devenir plus faible (de l'ordre de 1 à 2), car la charge ionique y est également moins forte, permettant une cristallisation plus lente, favorable au développement du réseau de la dolomite. Dans le cas des Couches Blanches, la dessalure est évidente, mais les eaux interstitielles ont déjà déposé de la calcite et sont donc enrichies en magnésium par rapport à l'eau de mer originelle. Elles peuvent donc entraîner une dolomitisation, d'autant plus que la proximité du continent ardennais permet d'envisager des arrivées d'eau douce qui détermineraient une dilution de l'eau de mer, sans changer notablement le rapport Mg^{++}/Ca^{++} .

Ces faciès dolomitiques ont subi des phénomènes diagénétiques variés. Des alignements de cavités millimétriques à centimétriques, parallèlement à la stratification (Pl. XVII-d) évoquent la dissolution de corps pré-existants ; le contexte évaporitique fait penser à des nodules de sulfates qui ont pu se développer diagénétiquement dans la boue dolomitique. Des silicifications quartzzeuses se produisent à différentes échelles : nodules centimétriques déformant la lamination de la dolomie (Pl. XVII-e), plages dispersées de cristaux de quartz xénomorphes et isométriques (Pl. XIX-e) ou même automorphes à section hexagonale. Au microscope, les cristaux de quartz présentent souvent des inclusions de minuscules lattes d'anhydrite (Pl. XIX-e), mettant en évidence un précurseur anhydritique avant la silicification qui est également signalé par P. Arbey (1980). Ces deux manifestations de la diagenèse résultent du même phénomène initial : le développement de nodules sulfatés qui subissent ultérieurement soit une dissolution, soit une silicification qui les protège lors de la remise à l'affleurement.

Des traces de pédogenèse ont été observées dans un cas au microscope sous forme d'une dolomicrite, recoupée verticalement par de fins tubes de l'ordre du dixième de millimètre de diamètre, remplis d'une substance rouille, et dont la morphologie évoque des traces de racines (Pl. XIX-g). Cet épisode pédogénétique est contemporain de la sédimenta-

tion, puisqu'il est directement surmonté par une dolomicrite renfermant des débris de coquilles (Pl. XIX-f).

Ces dolomies sont également affectées par une calcitisation qui se développe dans des plages siliceuses et remplit des cavités millimétriques aux contours irréguliers, constituant une dolomie à mouches de calcite (Pl. XVIII-d). De plus, dans certaines zones, plus particulièrement argileuses, elle s'étend le long des plans de stratification et suit verticalement les fissures, sous forme d'un réseau, donnant naissance à des calcaires cellulux (Pl. XVII-f et XVIII-e). Cette calcitisation est localisée dans des niveaux argileux et forme un réseau orthogonal. Son origine est très tardive, puisque ces structures celluluses calcitiques ne s'observent qu'à l'affleurement et n'existent pas en sondage.

4 - FACIES SULFATES CALCIQUES

Ces faciès sont de nature anhydritique, plus ou moins gypsifiés. Il existe aussi des gypses tardifs liés à des remplissages de fissures ou à des imprégnations de la masse argileuse.

a - FACIES ANHYDRITIQUES PLUS OU MOINS GYPSIFIÉS

Essentiellement observée dans les Couches Grises, l'anhydrite s'y présente sous forme de bancs massifs d'ordre métrique, à lamination fine, millimétrique, régulière ou plus souvent contournée (Pl. XX-a). Dans certains cas l'ensemble prend un aspect nébuleux (Pl. XX-b) ou entrecoupé de passées plus claires (Pl. XX-c) ou encore chaotique, avec une lamination déformée et discontinue (Pl. XX-d).

La lamination apparaît moins clairement en lames minces que sur les échantillons macroscopiques. Sur un fond généralement gypseux, on peut cependant reconnaître dans certains cas des passées silteuses alternant avec de minces lits carbonatés (Pl. XXI-b) ou encore une lamination déterminée par des variations dans le taux de sulfate, qui donnent naissance à une succession de niveaux limpides de plus en plus riches en carbonates (Pl. XXI-c). Parfois, c'est une lamination d'ordre millimétrique qui est soulignée par des carbonates (Pl. XXI-d). Dans d'autres cas, la lamination n'est plus visible et la structure très tourmentée évoque un arrangement en "grillage" (Pl. XXI-e).

Les différents aspects de la lamination, observés macroscopiquement et au microscope, évoquent les dépôts associés aux cyanophycées benthiques, tels qu'ils ont été définis dans les salins (chap. 5), avec alternance de lamines carbonatées, plus ou moins chargées en silts, ou gypseuses et de lamines algaires dont la matière organique aurait disparu ultérieurement. L'ensemble aurait été ensuite gypsifié et, si l'on se réfère aux données des marais salants, la gypsification initiale pourrait être assez précoce, avec conservation de la lamination ou développement d'une structure en "grillage" (chap. 5). Des phénomènes de gypsification de dépôts carbonatés sont également connus dans le bassin oligocène de Mormoiron (Truc, 1979). Par la suite, l'ensemble a été transformé en anhydrite au cours de l'enfouissement de ces dépôts et correspond au stade III de la diagenèse sulfatée, à anhydrite seule, selon L.M. West (1964).

L'observation microscopique montre deux types de cristaux d'anhydrite, soit trapus, engrenés, de dix à quelques dizaines de microns, constituant une masse pure, soit en baguettes automorphes de quelques centaines de microns de longueur, généralement serrées dans une matrice brunâtre argilo-carbonatée (Pl. XXI-a). Il est intéressant de noter les différences morphologiques des cristaux selon qu'ils se développent dans un contexte d'anhydrite pure ou en présence d'une matrice de nature différente. Ce comportement rappelle celui de la halite qui forme également des cubes automorphes lorsqu'elle est associée aux argiles et d'origine diagénétique.

Les dépôts sulfatés ont toujours été observés en sondage dans l'étude présente, à une profondeur inférieure à 200 m, et leur localisation en zone superficielle explique leur réhydratation en gypse. Parfois, la masse anhydritique fait l'objet d'une gypsification en taches dispersées, qui se manifeste par le développement de cristaux de gypse poecilitique d'ordre centimétrique. Cet état correspond au stade IV à gypse porphyroblastique

dans l'anhydrite de I.M. West (1964). Souvent, la gypsification est totale et c'est le stade V, à gypse porphyroblastique seul, qui est atteint par remplacement complet de l'anhydrite. Des nodules de gypse rose dans une matrice argileuse (Pl. XXI-f), qui évoquent des nodules sulfatés d'origine diagénétique précoce, illustrent également ce stade V de la diagenèse des sulfates (West, 1964).

b - FACIES GYPSEUX TARDIFS

Ce gypse ne forme pas de niveaux différenciés, mais se développe ça et là dans la roche. Il peut apparaître en gros cristaux dispersés, ou plus ou moins associés en mosaïques, constituant des plages de teinte généralement rose. Souvent, il forme des filons blancs de gypse fibreux, parallèles à la stratification (Pl. XXI-g) ou parfois sécants. Ce gypse est indubitablement d'origine diagénétique tardive, sans précurseur sulfaté, en relation avec la circulation des eaux proches de la surface (Holliday, 1970).

5 - FACIES HALITIQUES

Ces faciès sont décrits à partir du sondage A9 de la région de Faulquemont (fig. 85) et ont également été observés sur le sondage de Holving, à quelques kilomètres au Nord Ouest de Sarralbe, en plein centre de la zone halitique (Laugier, 1959). Actuellement, il n'est malheureusement plus possible de retrouver des carottes des sondages de la région de Sarralbe.

Essentiellement observés dans les Couches Grises, ces faciès présentent des aspects variés selon qu'ils forment du sel lité ou des cristaux différenciés mêlés aux argilites. Dans les Couches Rouges, seul un faciès à pseudomorphoses de cubes de halite est représenté.

a - SEL LITÉ

Ce sel est constitué par une alternance de lits, de quelques centimètres de puissance, de sel clair et de sel sombre (Pl. XX-e). Le sel clair est à halite laiteuse dominante et le sel sombre, à halite limpide essentiellement, contient des impuretés argileuses à nodules sulfatés, généralement millimétriques, et semble résulter d'une certaine désorganisation par développement de phénoblastes de halite limpide au contact d'un niveau argileux.

Cet aspect lithologique du sel est tout à fait comparable à celui observé dans le Keuper inférieur (chap. 10) et indique une séquence de dépôt à argilites, marquant un épisode de dilution, auquel succède la précipitation de halite ; l'ensemble est affecté par une diagenèse précoce sulfatée et halitique.

b - PHÉNOBLASTES HALITIQUES A MATRICE ARGILEUSE

De très nombreux cubes de halite limpide, de 1 cm d'arête environ, se développent dans une matrice argileuse grise, plus ou moins sulfatée, ne présentant pas de litage (Pl. XX-f). Ce faciès évoque une croissance phénoblastique de cubes de halite au sein d'un dépôt argileux, à partir de saumures interstitielles. L'absence de litage et l'aspect chaotique de ce faciès sont à l'appui d'une origine diagénétique, sans doute précoce. L'hypothèse d'un environnement de vasière gorgée de saumure, avancée par J. Bourcart et J. Ricour (1952), conviendrait bien pour la genèse de ce faciès. Par ailleurs, dans l'exemple particulièrement bien connu du bassin silurien du Michigan, les bordures sont plus riches en halite limpide (Kunasz, 1970), souvent développée au sein d'une matrice anhydrito-dolomitique, au litage moins net (Dellwig, 1955). Ces observations confèrent à ce faciès une valeur de dépôt de bordure de bassin halitique. Cette constatation est vérifiée par le fait que ces phénoblastes halitiques à matrice argileuse représentent plus de la moitié du dépôt salifère dans le sondage A9 de Faulquemont (fig. 85), justement situé à proximité de la limite d'extension du sel (fig. 78).

Les pseudomorphoses de cubes de halite présentent généralement une morphologie de cubes à faces légèrement déprimées, avec une tendance au développement privilégié des arêtes (Pl. XX-g). Elles ne montrent cependant pas d'aspect dendritique, comme dans les marnes keupériennes en Angleterre (Llewellyn, 1968). Ces pseudomorphoses correspondent à des cubes de halite d'origine diagénétique précoce, comme les phénoblastes halitiques à matrice argileuse décrits précédemment, mais les cubes sont beaucoup plus dispersés et subissent par la suite une dissolution (Plaziat et Desprairies, 1969). Finalement, ce faciès apparaît comme une évolution latérale du précédent, moins riche en halite et soumis à des épisodes de dissolution. Or, il est également signalé en s'approchant du domaine ardennais (van Wervecke, 1916-a), ce qui confirme son caractère de dépôt de bordure.

B - DISTRIBUTION DES FACIES

A l'exception de la masse argileuse détritique des Couches Rouges, les dépôts du Muschelkalk moyen sont caractérisés par un litage plus ou moins fin qui résulte des interactions entre des constituants de nature différente, comme cela a pu être mis en évidence dans les salins (chap. 8). Dans le cas présent ce sont les apports argileux, parfois accompagnés d'une décharge détritique plus grossière, la précipitation chimique, la croissance algaire et les intercalations biodétritiques qui déterminent ce litage et par conséquent la séquence élémentaire de dépôt, constituée par la succession de deux ou trois termes. La nature des constituants chimiques et organiques dépend des fluctuations élémentaires de la salinité.

Dans les Couches Grises, la distribution des faciès est particulièrement difficile à reconstituer par suite du développement diagénétique des sulfates calciques qui masquent en grande partie les structures originelles. Il ne subsiste souvent que les indices signalés précédemment qui ne permettent pas de restituer l'évolution séquentielle dans son ensemble.

Dans les Couches Blanches par contre, les différents faciès, essentiellement argileux et dolomitiques, se différencient particulièrement bien à l'affleurement. Aussi l'analyse séquentielle détaillée de l'entaille de la ferme Saint-Hubert près de Sarrebourg (fig. 82-A) permet de distinguer, immédiatement sous le Calcaire à Entroques et sur une douzaine de mètres d'épaisseur, cinq mégaséquences caractérisées macroscopiquement par la succession de faciès argileux verts, argilo-dolomitiques blancs et enfin dolomitiques grossiers puis à grain plus fin, également blancs (fig. 82-B), les termes dolomitiques devenant plus importants vers le haut.

La mégaséquence est elle-même subdivisée en séquences d'ordre décimétrique comme le montre la lithologie détaillée de la mégaséquence inférieure de la coupe de la ferme Saint-Hubert (fig. 82-B). Sur les cinquante premiers centimètres, elle est constituée par la superposition d'une dizaine de séquences à argilites vertes surmontées de dolomies argileuses blanches avec un terme intermédiaire montrant une alternance millimétrique de lamines vertes argileuses et blanches argilo-dolomitiques. La partie moyenne de la mégaséquence est caractérisée par l'apparition d'un troisième terme dolomitique blanc qui complète la séquence vers le haut (Pl. XVIII-a). Cette succession de trois termes se répète six fois sur une soixantaine de centimètres. Enfin, la partie sommitale de cette mégaséquence est essentiellement dolomitique et débute par une brèche de dessiccation, à laquelle font suite des alternances de quelques centimètres de dolomie grumeleuse, plus abondante à la base et à grain plus fin, qui devient prépondérante vers le sommet. A la dolomie grumeleuse sont associées des passées de teinte rouille, de quelques millimètres de puissance (Pl. XVII-c), dans lesquelles on observe en lame mince des fragments de coquilles de mollusques, des milioles et quelques débris osseux. Elles présentent parfois une base ravinante ou une disposition oblique par rapport à la stratification, correspondant à une certaine énergie de dépôt.

L'un des aspects essentiels de l'évolution mégaséquentielle dans les Couches Blanches est l'enrichissement progressif en dolomie au détriment de l'argile. Les alternances millimétriques d'argilites vertes et de dolomies argileuses blanches constituent des séquences élémentaires de dépôt marquant la transition dans les séquences d'ordre décimétrique entre les termes argileux et carbonaté, dans lesquels le second terme de l'alternance est probablement masqué par le terme dominant.

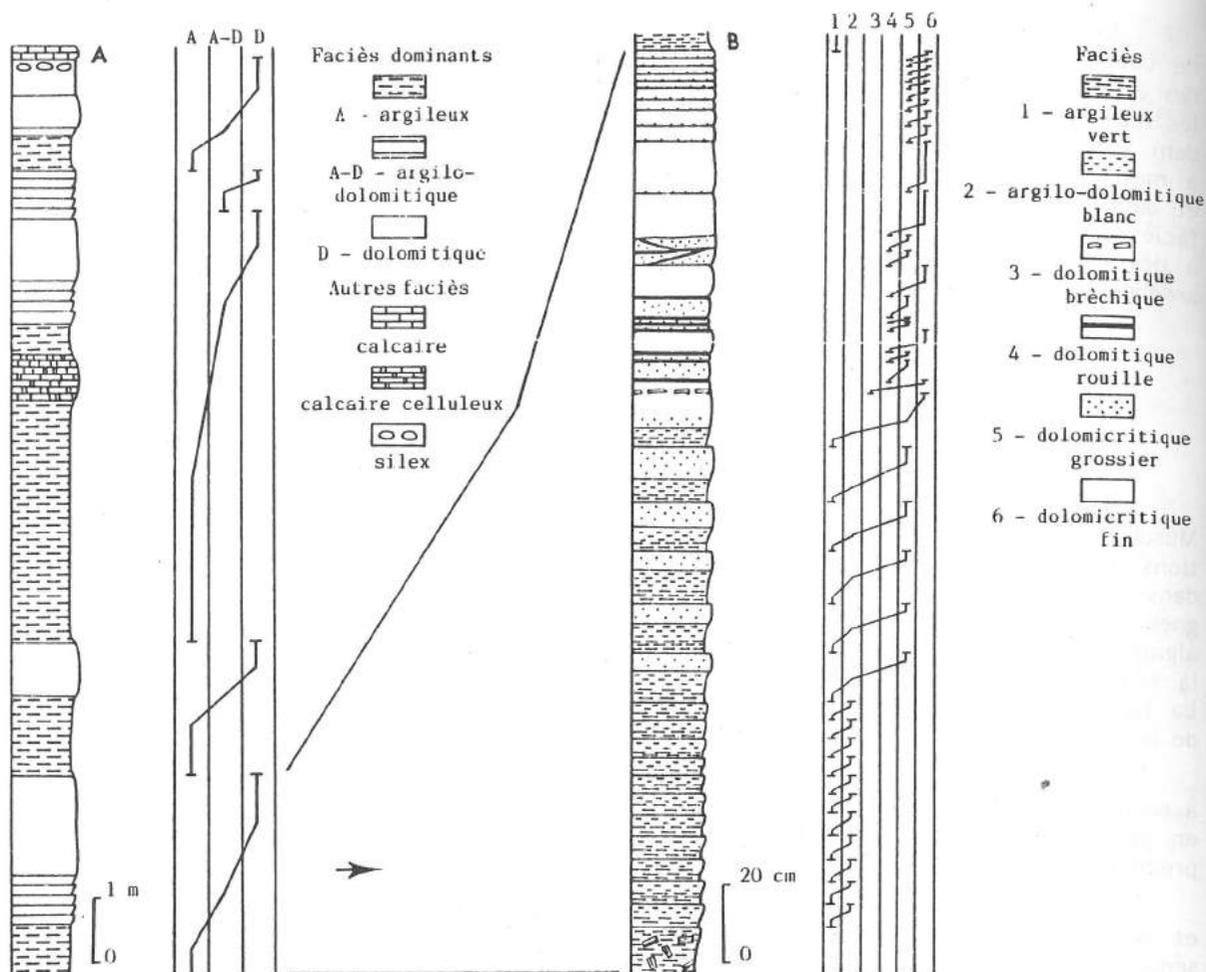


Fig. 82 - Coupes lithologiques dans les Couches Blanches près de la ferme Saint-Hubert à Sarrebourg (d'après Geisler, 1978-a).

- A) Log et analyse mégaséquentielle de l'ensemble de la coupe.
- B) Log détaillé et analyse séquentielle de la mégaséquence de base de la coupe.

V - EVOLUTION DES ASSOCIATIONS ET DU CHIMISME DES MINÉRAUX ARGILEUX

Les travaux de J. Lucas (1963) sur les argiles du Trias du Bassin de Paris ont mis en évidence la présence de corrensite dans les associations de minéraux argileux liées à un contexte évaporitique et par conséquent leur caractère nettement magnésien (Lucas, 1974). Ces argiles n'ont pas été observées en liaison avec de la dolomite, mais cependant en Espagne avec de la magnésite (Garcia-Palacios et Lucas, 1976).

A partir de ces données générales, l'objectif de ce travail est de suivre tout au long de la série du Muschelkalk moyen, par un échantillonnage serré en fonction des faciès, l'évolution des associations de minéraux argileux et de leur chimisme afin de tenter de trouver la logique et les mécanismes de leur distribution.

Les associations de minéraux argileux sont déterminées à partir de l'analyse diffractométrique des argilites qui porte sur 55 échantillons prélevés sur les sondages de référence S1 et S2 de Sarrebourg de façon à être représentatifs de l'ensemble de la série. Par ail-

leurs, 9 échantillons, provenant de niveaux argileux finement lités de la ferme Saint-Hubert, sont également analysés.

Ces mêmes échantillons ont fait l'objet d'une analyse chimique en fluorescence X de leur phase silico-alumineuse séparée, selon la méthodologie exposée antérieurement (chap. 2).

A - PRINCIPALES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX

L'ensemble des diffractogrammes obtenus permet de distinguer quatre associations (fig. 83-A, B et C), de type :

- 1 : illite - chlorite,
- 2 : illite - chlorite - interstratifié irrégulier (14C-14M),
- 3 : interstratifié irrégulier (14C-14M) - illite - chlorite,
- 4 : corrensite - illite.

Les associations de type 1 et 4 sont bien différenciées, alors que celles de type 2 et 3 constituent plutôt des termes de passage qui ne se distinguent pas nettement sur les diffractogrammes nature (fig. 83-A). Après passage au glycérol (fig. 83-B), la disparition du pic de la chlorite à 14 Å est très nette dans l'association de type 4, et l'apparition du pic d'interstratification vers 8,5 Å se fait progressivement de l'association de type 2 à celle de type 4. Enfin, après chauffage à 490°C (fig. 83-C), le pic de la corrensite à 12 Å se différencie progressivement dans les associations de type 2 et 3, jusqu'à s'individualiser totalement dans l'association de type 4.

L'analyse des diffractogrammes montre une évolution progressive entre l'association à illite - chlorite et celle à corrensite - illite par l'intermédiaire des interstratifiés irréguliers (14C-14M). La disparition de la chlorite constitue le terme ultime de cette série évolutive.

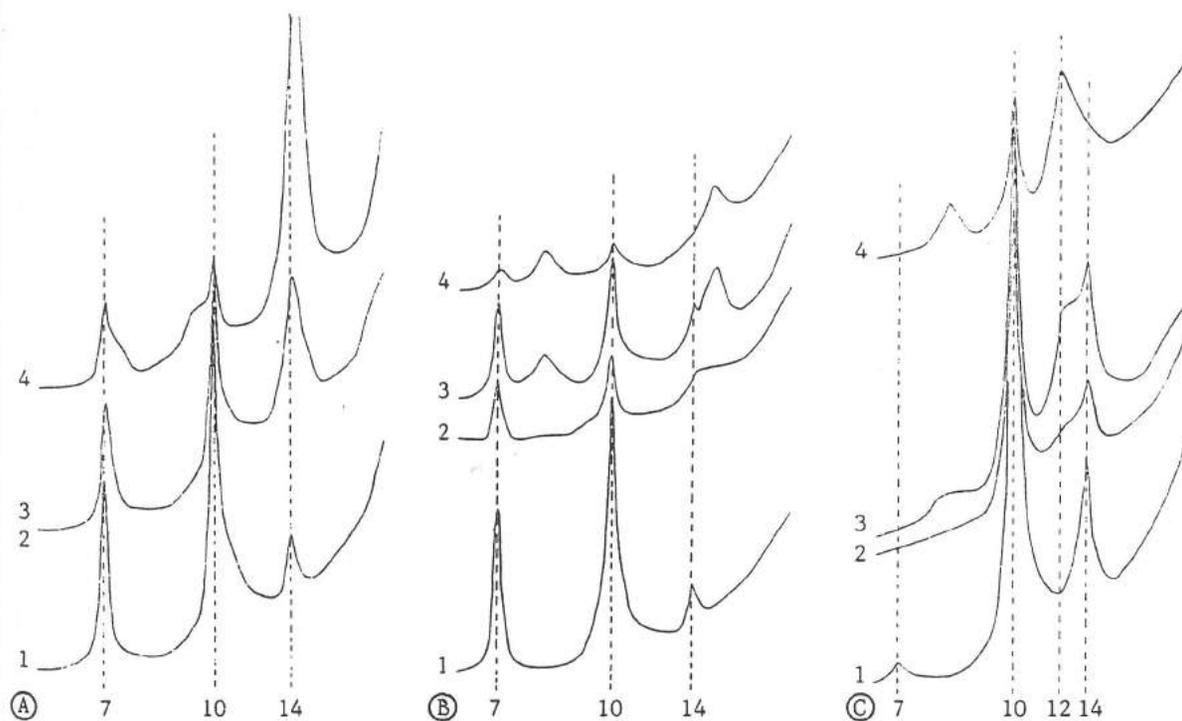


Fig. 83. - Diffractogrammes RX des associations de minéraux argileux de la phase silico-alumineuse d'échantillons d'argilites du Muschelkalk moyen.

- A) Echantillon nature. - B) Après passage au glycérol. - C) Après chauffage à 490°C.

Associations de minéraux argileux : - 1) Illite - chlorite. - 2) Illite - chlorite - interstratifié irrégulier (14C - 14M). - 3) Interstratifié irrégulier (14C - 14M) - illite - chlorite. - 4) Corrensite - illite.

B – DISTRIBUTION DES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX

Cette distribution est donnée sur la figure 81. Dans les Couches Rouges, l'association des minéraux argileux reste la même et apparaît toujours formée d'illite et de chlorite.

Dans les Couches Grises, l'association des minéraux argileux est encore de type illite - chlorite à la base, mais il s'y ajoute souvent des interstratifiés irréguliers (14C-14M).

Dans les Couches Blanches, les associations de minéraux argileux comportent toujours de l'illite et des interstratifiés irréguliers (14C-14M) ou de la corrensite dominants ; la chlorite est souvent présente, mais peut disparaître et la corrensite devient alors le minéral argileux largement dominant, surtout lorsque l'échantillon est fortement dolomitique.

Dans le cas des alternances millimétriques de lits d'argilites vertes et de dolomies argileuses blanches, les déterminations diffractométriques donnent une association de type illite - chlorite - interstratifié irrégulier (14C-14M) dans les lits verts et de type corrensite - illite dans les lits blancs.

C – CHIMISME DES MINÉRAUX ARGILEUX

1 – DIAGRAMME TRIANGULAIRE $Al_2O_3 - K_2O - MgO$

Dans l'analyse des éléments majeurs de la phase silico-alumineuse séparée (tabl. 19), les éléments directement liés aux argiles sont choisis pour établir un diagramme triangulaire de type $Al_2O_3 - K_2O - MgO$ (fig. 84). La distribution des points met en évidence une évolution linéaire depuis un domaine alumino-potassique vers un pôle magnésien, correspondant à un enrichissement en magnésium, au détriment du potassium.

Il est intéressant de signaler que des évolutions chimiques comparables en contexte évaporitique, avec cependant des associations de minéraux argileux différentes, sont également décrites dans l'Oligocène de Bresse (Moretto, 1985-a), ainsi que dans le Paléogène du Bassin de Mormoiron, à l'Est de Carpentras, et dans le Tertiaire du Maroc au Jbel Ghassoul, situé dans la vallée de la moyenne Moulouya (Trauth, 1977). Le développement d'argiles magnésiennes apparaît donc effectivement lié à la sédimentation évaporitique, quel que soit son âge.

2 – EVOLUTION DU MAGNESIUM

La distribution des points sur le diagramme triangulaire (fig. 84) en fonction des associations de minéraux argileux montre que l'enrichissement en magnésium débute avec l'apparition d'interstratifiés irréguliers (14C-14M) dont la proportion augmente jusqu'à la formation de corrensite. De plus, la coupe des sondages S1 et S2 de Sarrebourg (fig. 81) indique une répartition stratigraphique des associations de minéraux argileux avec celles à illite - chlorite de la base qui se chargent en interstratifiés irréguliers (14C-14M) dans les Couches Grises jusqu'à l'apparition de la corrensite dans les Couches Blanches, en même temps que celle de la dolomite. Cette évolution met en évidence le phénomène d'agradation des feuillets argileux sous l'effet de la pénétration du magnésium dans le réseau argileux (Lucas, 1963).

Dans les Couches Blanches, les alternances millimétriques vertes, à illite-chlorite-interstratifié irrégulier (14C-14M), et dolomitiques blanches, à corrensite-illite, montrent le même enrichissement en magnésium (fig. 84).

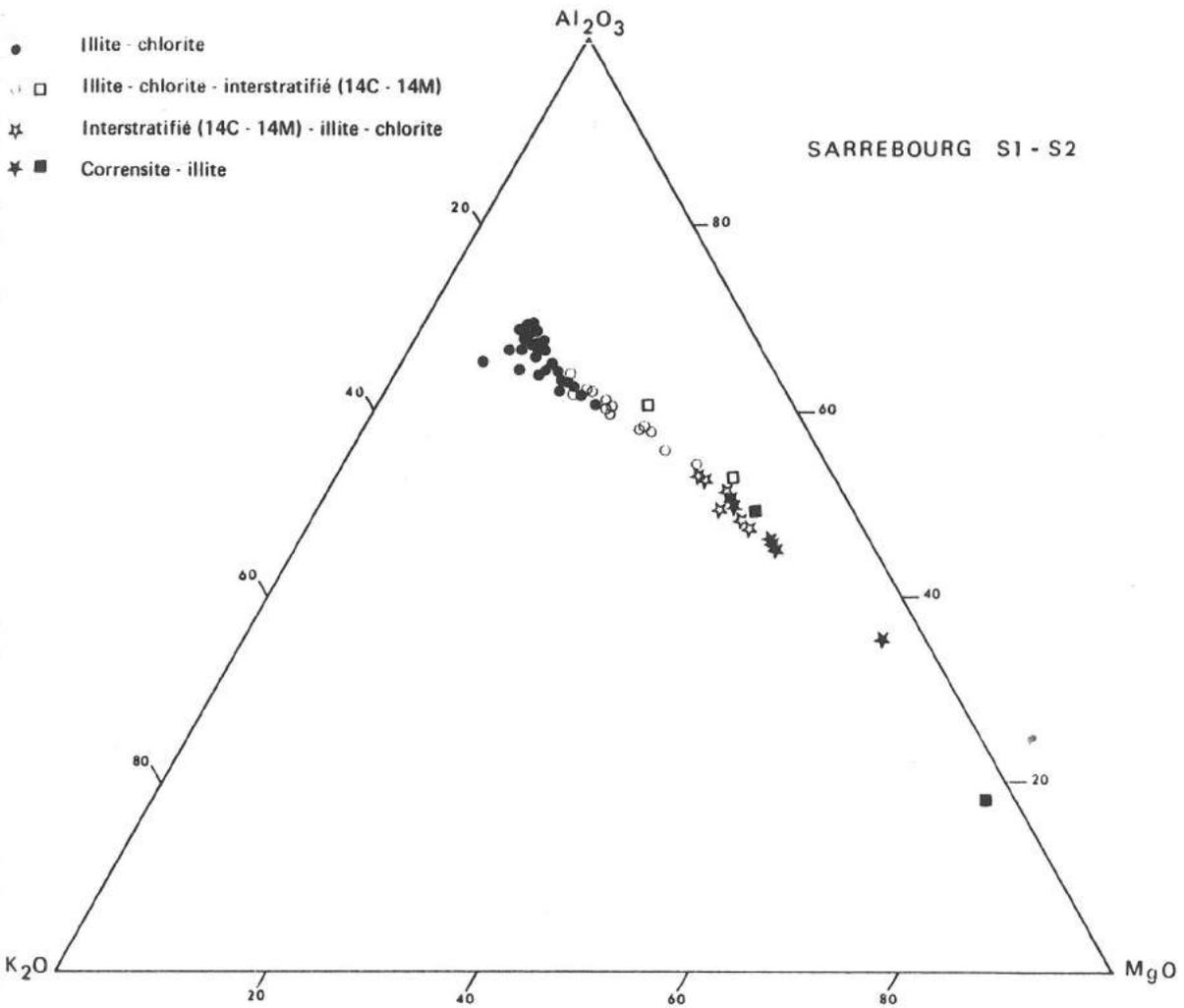


Fig. 84. - Répartition, en fonction de leur chimisme et des associations de minéraux argileux, des argilites des sondages de Sarrebourg S1 et S2 sur un diagramme $Al_2O_3 - K_2O - MgO$ (d'après Geisler, 1982-b).

Les symboles carrés correspondent à des prélèvements dans les alternances millimétriques d'argilites vertes à illite - chlorite - interstratifié et de dolomies argileuses blanches à corrensite - illite, dans les Couches Blanches (Ferme Saint-Hubert, près de Sarrebourg).

D - EVOLUTION DES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX

Cette étude met en évidence une évolution d'ensemble au cours du temps à partir d'apports argileux homogènes à illite et chlorite qui s'expriment dans les Couches Rouges. Ils subissent ensuite l'influence d'un milieu qui reste à préciser, déterminant l'apparition d'interstratifiés irréguliers (14C-14M) et d'un nouveau minéral, interstratifié régulier, la corrensite. Cette évolution s'accompagne d'un enrichissement en magnésium. De plus, les alternances millimétriques d'argilites vertes et de dolomies argileuses blanches dans les Couches Blanches montrent, sur un intervalle extrêmement limité, des associations de minéraux argileux et un chimisme très contrastés. L'évolution très rapide, sur quelques millimètres, d'un dépôt finement laminé originel met en évidence une transformation des minéraux argileux au cours de leur dépôt ou par suite d'une diagenèse très précoce. Ceci implique des échanges ioniques rapides entre les minéraux et la saumure libre ou interstitielle.

N°éch.	As. Arg.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P.F.	Total	%Carbonates
1	(1)	53,26	20,76	5,64	0,77	0,09	3,09	0,05	6,08	0,28	9,84	99,86	
2	(1)	57,68	18,14	5,12	1,02	0,05	2,56	0,03	5,76	0,32	8,93	99,91	23,14
3	(1)	59,35	16,24	4,39	0,88	0,09	2,59	0,04	5,46	0,39	10,44	99,87	14,46
4	(1)	53,91	17,73	4,55	0,78	0,10	2,67	0,03	5,66	0,31	13,73	99,47	55,37
5	(1)	51,84	15,61	3,99	0,68	0,53	2,24	0,02	5,53	0,19	19,18	99,81	
7	(1)	56,31	19,34	5,76	0,89	0,03	3,00	0,04	5,57	0,62	8,45	100,01	11,16
8	(1)	54,05	20,69	6,61	0,85	0,03	3,32	0,05	5,98	0,61	7,67	99,86	14,88
10	(1)	53,01	21,58	6,05	0,83	0,04	3,26	0,04	6,19	0,50	8,30	99,80	2,48
11	(1)	53,53	19,78	6,45	0,88	0,03	3,49	0,06	6,05	0,50	9,02	99,79	21,49
12	(1)	56,09	19,15	6,02	0,90	0,02	2,92	0,05	5,78	0,66	8,33	99,92	19,83
13	(1)	55,56	17,97	5,16	0,88	0,07	4,20	0,04	5,65	0,68	9,39	99,60	4,13
15	(1)	55,60	19,05	5,38	0,86	0,04	3,66	0,05	6,20	0,71	8,21	99,76	4,13
17	(1)	53,82	20,43	6,29	0,90	0,03	3,78	0,05	6,34	0,57	7,29	99,50	2,48
19	(1)	52,98	20,76	6,35	0,86	0,04	3,74	0,05	6,38	0,49	7,58	99,23	4,13
20	(1)	54,49	20,30	6,19	0,87	0,03	3,63	0,05	5,98	0,62	7,39	99,55	7,44
22	(1)	53,67	21,23	5,87	0,88	0,02	4,03	0,05	6,47	0,56	7,14	99,92	0,5
24	(1)	54,30	19,87	5,80	0,84	0,03	3,37	0,05	6,13	0,63	8,54	99,56	4,13
25	(1)	55,98	17,59	5,26	0,87	0,06	3,69	0,04	6,04	0,61	9,70	99,84	3,30
27	(1)	54,09	19,55	5,61	0,87	0,03	4,28	0,05	6,20	0,49	8,94	100,11	19,83
29	(1)	52,22	19,21	6,62	0,83	0,04	5,02	0,05	6,05	0,53	9,47	100,04	33,06
31	(1)	50,07	19,04	7,00	0,79	0,04	6,37	0,06	5,73	0,47	10,29	99,86	34,71
32	(1)	53,48	19,29	6,37	0,81	0,03	4,83	0,05	6,08	0,54	8,59	100,07	1,65
34	(1)	53,19	19,52	6,31	0,84	0,02	4,16	0,04	6,37	0,52	8,81	99,78	0,5
36	(1)	67,71	13,30	2,24	0,70	0,08	1,56	0,02	5,44	1,35	7,08	99,48	7,44
37	(1)	61,20	14,05	3,03	0,85	0,24	2,47	0,02	5,12	1,06	11,65	99,69	6,61
38	(2)	53,02	17,16	5,51	0,79	0,05	6,39	0,04	4,88	0,50	11,57	99,91	
39	(1)	57,84	15,83	4,78	0,85	0,07	4,20	0,05	5,31	0,59	10,35	99,87	16,53
40	(2)	52,61	18,79	6,13	0,83	0,03	5,77	0,06	5,56	0,54	9,36	99,68	11,57
41	(1)	55,98	17,76	5,62	0,89	0,04	4,99	0,03	5,60	0,67	8,40	99,98	4,13
42	(2)	55,11	18,14	5,47	0,84	0,03	5,82	0,05	5,29	0,50	8,77	100,02	5,78
43	(1)	51,93	18,49	6,04	0,82	0,03	5,56	0,04	5,69	0,50	10,60	99,70	14,88
45	(2)	53,91	17,89	6,13	0,77	0,04	6,58	0,04	5,22	0,62	8,47	99,67	9,92
46	(2)	53,64	17,46	5,38	0,83	0,03	5,64	0,04	5,21	0,31	10,88	99,42	19,01
47	(2)	53,93	18,31	6,44	0,81	0,06	6,35	0,04	5,18	0,58	8,33	100,03	16,53
48	(2)	49,96	18,39	6,76	0,84	0,06	8,21	0,05	4,91	0,42	9,83	99,43	28,10
49	(2)	45,02	17,58	6,71	0,76	0,07	7,87	0,05	4,57	0,39	16,54	99,56	33,06
50	(2)	52,16	18,33	6,72	0,78	0,04	6,80	0,05	5,37	0,45	9,19	99,89	16,53
51	(2)	52,24	18,58	6,52	0,78	0,06	6,56	0,03	5,45	0,44	9,01	99,67	22,31
52	(2)	59,36	17,34	5,41	0,81	0,04	4,54	0,03	5,16	0,66	6,39	99,74	12,40
54	(2)	55,07	18,38	6,34	0,78	0,04	5,69	0,03	5,35	0,53	7,87	100,08	14,05
55	(2)	53,18	17,56	6,64	0,78	0,03	8,23	0,04	4,54	0,51	8,36	99,87	2,07
56	(4)	60,83	10,69	3,62	0,46	0,13	10,69	0,02	2,19	0,31	10,70	99,64	67,77
57	(4)	51,67	12,68	4,61	0,57	0,13	12,35	0,02	2,54	0,27	15,08	99,92	77,69
60	(2)	56,38	14,68	5,14	0,67	0,07	7,80	0,04	3,74	0,54	10,67	99,73	41,32
61	(3)	55,02	14,26	4,93	0,61	0,06	10,57	0,03	3,04	0,44	10,74	99,70	34,71
62	(4)	53,31	14,33	5,40	0,62	0,06	10,80	0,05	3,03	0,32	11,92	99,64	50,41
66	(3)	49,94	15,81	5,74	0,84	0,07	10,06	0,05	3,72	0,44	13,00	99,67	5,78
67	(3)	49,06	14,46	4,67	0,62	0,09	10,98	0,03	3,60	0,35	15,55	99,41	15,70
70	(4)	49,77	9,27	4,08	0,38	0,35	15,84	0,02	1,06	0,11	18,31	99,19	78,51
71	(4)	55,83	12,43	4,65	0,56	0,07	11,84	0,05	2,41	0,28	11,56	99,68	66,12
72	(2)	49,55	15,72	4,99	0,81	0,13	9,59	0,04	3,51	0,73	14,51	99,58	37,19
73	(3)	53,45	15,38	4,80	0,64	0,09	10,17	0,03	3,57	0,44	11,14	99,71	24,79
74	(3)	52,00	13,74	6,18	0,52	0,09	11,45	0,04	3,12	0,31	14,61	100,06	38,02
75	(3)	50,96	13,31	4,19	0,50	0,08	11,63	0,02	3,00	0,30	15,76	99,75	41,32
77	(4)	51,47	14,16	5,21	0,57	0,09	10,97	0,06	3,10	0,26	13,45	99,34	64,46

Dans le cas d'une ségrégation originelle celle-ci peut être liée au temps de contact plus ou moins long avec une saumure magnésienne résiduelle, issue de l'évolution au cours du Muschelkalk moyen des eaux qui, après avoir précipité sulfates et chlorures, s'enrichiraient en magnésium. Ce phénomène pourrait être en relation avec des variations granulométriques de la phase détritique argileuse. Dans des formations comparables de l'Oligocène de Bresse, des échantillons d'argilite, à illite, chlorite et smectite magnésienne ont été soumis à une séparation granulométrique par centrifugation qui a permis de montrer que la phase la plus grossière est à illite et chlorite et la plus fine à smectite magnésienne et illite (Moretto, 1985-b). Ainsi, les paillettes argileuses les plus grossières, rapidement déposées, conserveraient leur caractère détritique à illite et chlorite auxquelles peuvent s'ajouter quelques interstratifiés irréguliers (14C-14M). Par contre les argiles les plus fines resteraient plus longtemps en suspension et évolueraient au contact de la saumure magnésienne vers une association à corrensite dominante, accompagnée d'illite, à chimisme fortement magnésien.

Une seconde hypothèse consiste à envisager une diagenèse magnésienne à partir des saumures interstitielles des argiles qui seraient expulsées au début de la compaction et stockées préférentiellement dans les niveaux carbonatés. On peut alors considérer la possibilité d'une dolomitisation des carbonates accompagnée d'un enrichissement en magnésium des minéraux argileux. Cette diagenèse précoce pourrait se développer en fonction de la lithologie lamine par lamine ou lit par lit et dans ce cas l'évolution granulométrique des paillettes argileuses ne serait que le résultat d'un tri au cours du dépôt. Comme cela a été vu plus haut, la dolomitisation peut se développer à partir de saumures interstitielles relativement peu concentrées pourvu que le rapport Mg^{++}/Ca^{++} soit légèrement supérieur à 1 (Folk et Land, 1975). On pourrait alors penser que l'enrichissement en magnésium des minéraux argileux peut également se faire dans le même contexte géochimique alors que la saumure interstitielle imprègne le sédiment argilo-carbonaté. A ce propos il est d'ailleurs intéressant de rappeler la liaison étroite entre la forte teneur en dolomite et la présence de corrensite (fig. 81).

Les données relatives aux Couches Blanches permettent d'envisager pour cette période un milieu qui subit une dessalure signalée par des passées à coquilles de mollusques. La présence de milioles, organismes benthiques, exclut toute stratification des eaux. De plus, les brèches de dessiccation indiquent une tranche d'eau de faible épaisseur, avec des épisodes d'émersion, qui empêche la conservation de saumures résiduelles. Ces éléments seraient donc plutôt en faveur de la seconde hypothèse exposée, c'est-à-dire d'une diagenèse magnésienne précoce pour expliquer la dolomitisation des carbonates et l'enrichissement en magnésium des minéraux argileux.

Ce mécanisme diagénétique précoce mis en évidence à l'échelle des lamines millimétriques peut évidemment s'appliquer aux séquences d'ordre centimétrique dans la mesure où elles résultent de l'intégration d'un grand nombre de séquences élémentaires de dépôt, millimétriques. C'est ainsi que la diagenèse joue une fois encore un rôle très important dans les dépôts du Muschelkalk moyen et explique le caractère magnésien du sommet de la série alors que celle-ci est soumise à une dessalure progressive. Elle présente de plus la particularité de se développer en fonction de la lithologie fine originelle de la série, en s'y surimposant, mais sans l'occulter.

← Tableau 19. - Analyses des éléments majeurs de la phase silico-alumineuse séparée et teneurs en carbonates d'argilites prélevées sur les sondages S1 et S2 de Sarrebourg, représentant l'ensemble du Muschelkalk moyen de Lorraine.

- As. Arg. : Associations de minéraux argileux : - (1) : Illite - chlorite. - (2) : Illite - chlorite - interstratifié irrégulier (14C - 14M). - (3) : Interstratifié irrégulier (14C - 14M) - illite - chlorite.
- (4) : Corrensite - illite.
- Localisation des échantillons sur la figure 81.

VI - AUTRES DONNÉES GÉOCHIMIQUES

Elles sont destinées à parvenir à une meilleure connaissance des eaux génératrices de ces dépôts et la méthode utilisée consiste à analyser des minéraux qui piègent dans leur réseau cristallin des éléments indicateurs de paléosalinités. C'est le cas du strontium dans les sulfates de calcium et du brome dans la halite. La méthodologie analytique employée est exposée dans le chapitre 2.

A - STRONTIUM DANS LES SULFATES CALCIQUES

Les teneurs en strontium, analysé dans les échantillons du sondage S2 de Sarrebourg (fig. 81), en fonction des différents faciès de l'anhydrite et du gypse, sont reportées dans le tableau 20.

Cote sondage	A N H Y D R I T E		G Y P S E	
	seule	± gypsifiée	Nodules roses	Fibres blanches ou phénocristaux roses
120,30				320
118,95			1460	
117,70		1260		
116,55		1040		
115,90	1110			
114,85	1130			
113,70	1320			
113,70	1150			
112,20		11330		
111,40		1480		
110,45		1160		
110,35		1740		
110,20		0850		
109,05		9000		
107,70				370
106,70			1650	
103,75				220
98,95				60
98,05				80
96,20			1290	

Tableau 20. - Teneurs en strontium (en ppm), en fonction des faciès, dans des anhydrites et des gypses des Couches Grises du sondage S2 de Sarrebourg (Muschelkalk moyen de Lorraine).

- Coupe du sondage sur la figure 81.

Dans l'anhydrite les teneurs moyennes de l'ordre de 1000 à 1700 ppm sont comparables à celles de l'un des faciès finement lités et à grain fin de gypses messiniens (tabl. 11) et elles sont également dans la gamme des teneurs observées à Salin-de-Giraud (tabl. 5), ainsi que dans celle du début du domaine du gypse à Santa Pola (tabl. 6). Cette analogie entre les valeurs enregistrées dans l'anhydrite et dans le gypse tendrait à démontrer que le taux de strontium en substitution dans le gypse originel subsisterait tel quel dans l'anhydrite après déshydratation. Cette constatation avait déjà été faite par A.G. Herrmann (1961) à partir d'échantillons du Zechstein en Allemagne. Par ailleurs, G. Müller (1964) qui a également analysé des échantillons du Zechstein en Allemagne, mais aussi du Muschelkalk et du Keuper d'Allemagne et d'Alsace - Lorraine, ainsi que de l'Eocène du Bassin de Paris, est du même avis. Selon cet auteur, si des minéraux du strontium, tels que la célestine, étaient inclus dans le gypse, ils seraient repoussés vers les bords lors de la transformation en anhydrite. Cependant la célestine n'apparaît pour la majorité des auteurs (chap. 3) que dans le domaine des chlorures.

La gypsification de l'anhydrite, par suite de sa localisation en zone superficielle, ne semble pas non plus beaucoup affecter les teneurs en strontium, puisque celles-ci restent du même ordre de grandeur. Ceci permet de considérer les nodules de gypse rose, dont les teneurs en strontium de 1300 à 1650 ppm sont comparables, comme résultant de la transformation de nodules anhydritiques. Par contre, le gypse en phénocristaux roses ou en fibres blanches, aux teneurs notablement plus faibles de 60 à 370 ppm, résultent d'une diagenèse tardive, sans précurseur sulfaté, liée à la circulation des eaux météoriques superficielles. Les résultats dans le cas d'autres échantillons de terrains secondaires en Lorraine (chap. 9) sont donc confirmés par ces analyses.

B - BROME DANS LA HALITE

FAULQUEMONT A 9			FAULQUEMONT A 9		
Ech.	Sel clair	Sel sombre	Ech.	Sel clair	Sel sombre
1		52	16		61
2	43		17		44
3		72	18		34
4	49		19		52
5	38		20		39
6		53	21		43
7		62			
8		62	PUTTELANGE-AUX-LACS		
9	31				
10		61	Cote (m)		Br (ppm)
11	55				
12		63	303		68
13	41		301		56
14		49	299		60
15	63		297		35

Tableau 21. - Teneurs en brome (en ppm) dans la halite, en fonction des types de sel, dans des échantillons du sondage A9 de Faulquemont et dans des cuttings du sondage de Puttelange-aux-Lacs qui recourent l'unité halitico-anhydritique du Muschelkalk moyen de Lorraine.

- Echantillons du sondage A9 de Faulquemont localisés sur la figure 85. - Cuttings du sondage de Puttelange-aux-Lacs localisés sur la figure 86.

L'analyse des teneurs en brome dans la halite (tabl. 21) porte sur le sondage A9 de Faulquemont, situé sur la bordure septentrionale du bassin salifère (fig. 78) et recoupant le sel sur 2 mètres (fig. 85), et sur 4 échantillons de cuttings provenant du sondage de

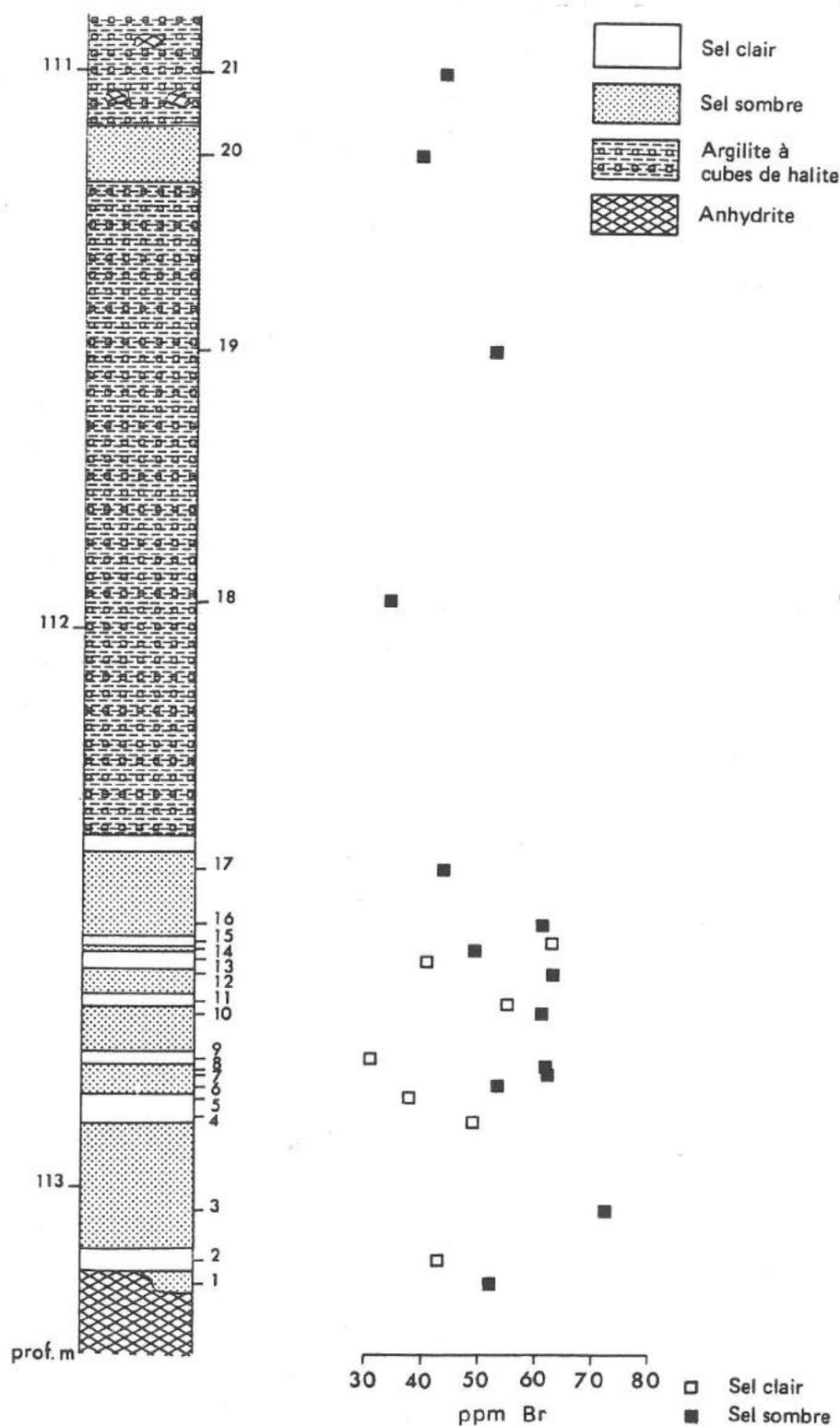


Fig. 85. - Lithologie du niveau salifère du sondage de Faulquemont A9 et teneurs en brome dans la halite (d'après Geisler, 1982-b).

Localisation du sondage sur la figure 78.

Puttelange-aux-lacs (fig. 86), situé à 10 km au NW de Sarralbe, c'est-à-dire dans une position plus centrale. L'échantillonnage a été effectué en tenant compte des faciès halitiques : sel clair et sel sombre ; ce dernier regroupe le faciès lité à inclusions argileuses et celui à phénoblastes halitiques plus ou moins dispersés dans les argilites.

Dans le sondage A9 de Faulquemont, les teneurs en brome dans le niveau salifère (tabl. 21 ; fig. 85) sont plus faibles dans le sel clair (31 à 63 ppm) que dans le sel sombre (44 à 72 ppm) comme cela a déjà été constaté dans le Keuper inférieur de Lorraine (Geisler, 1979). Les évolutions des teneurs sont parallèles, montrant bien comme dans le Keuper (chap. 10) que le sel sombre se différencie essentiellement du sel clair par la présence de phénoblastes halitiques plus riches en brome, liés à une diagenèse précoce à partir de saumures à plus forte salinité. La diminution des teneurs en brome (34 à 52 ppm) dans les phénoblastes halitiques à matrice argileuse de la partie supérieure de la coupe (fig. 85) semble indiquer une tendance à la dessalure des saumures interstitielles. Par contre, les valeurs absolues des teneurs en brome, situées entre 30 et 70 ppm, sont nettement plus faibles que dans le Keuper (70 à 200 ppm).

D'après les données expérimentales (chap. 3), la halite de début de précipitation présente une teneur de l'ordre de 70 ppm de brome. Les valeurs inférieures à 70 ppm, trouvées ici, impliquent une précipitation à partir d'une eau saturée en NaCl mais appauvrie en brome par rapport à une saumure issue de l'évaporation directe d'une eau de mer normale. Il faut en déduire que la salinité des eaux mères, sur la bordure de ce gisement halitique, est due, au moins en partie, à la redissolution de halites précédemment précipitées, ce qui concourt à la saturation en NaCl mais avec de faibles teneurs en brome.

L'hypothèse d'une arrivée d'eaux douces, à partir du continent ardennais proche, est corroborée par la présence dans ce dépôt de spores qui sont véhiculées directement par les eaux (Adloff, Doubinger et Geisler, 1982). Par ailleurs, les pseudomorphoses de cubes de halite, observées sur ce même rivage ardennais (van Wervecke, 1916-a), sont les indices d'une dissolution du sel.

Malgré leur valeur inférieure à 70 ppm, les teneurs en brome dans les halites analy-

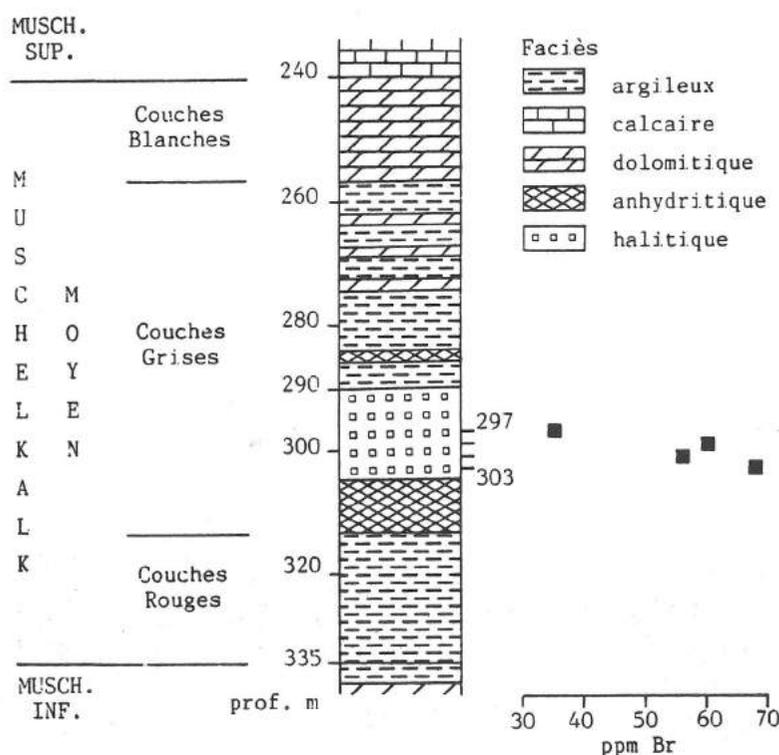


Fig. 86. - Coupe du sondage de Puttelange-aux-Lacs et teneurs en brome dans la halite de cuttings du niveau salifère.

Localisation du sondage sur la figure 73.

sées restent significatives, alors que dans le cas d'un recyclage uniquement par des eaux douces, elles devraient devenir très faibles (Holser, Wardlaw et Watson, 1972). Il faut donc considérer ce recyclage, à partir d'eaux douces du continent ardennais, mais aussi et surtout d'eaux marines pas encore saturées en NaCl .

Dans le sondage de Puttelange-aux-Lacs, dont la position est beaucoup plus centrale dans le bassin salifère, les teneurs en brome (tabl. 21, fig. 86) sont du même ordre de grandeur que dans les halites du sondage A9 de Faulquemont. Cette similitude des teneurs pourrait montrer que le recyclage du sel est un phénomène important dans le bassin salifère du Muschelkalk moyen de Lorraine et n'est pas limité à la zone de bordure.

Si l'on se reporte au schéma présentant les mécanismes de dépôt du sel lité du Keuper (fig. 70), le sel du Muschelkalk moyen de Lorraine correspondrait plutôt au cas où intervient une dissolution de la halite (fig. 70-A3' et B4') et par conséquent une stratification des eaux moins bien établie, peut-être liée à une tranche d'eau de plus faible épaisseur.

VII - DYNAMIQUE DU BASSIN

Elle est reconstituée à partir de l'ensemble des données de cette étude.

Le Muschelkalk moyen de Lorraine apparaît sous forme d'un diverticule du vaste ensemble germanique (fig. 72) et constitue un sous-bassin évaporitique à structure concentrique avec une zone halitique centrale et une auréole argilo-sulfatée périphérique (fig. 73). Son infrastructure hercynienne détermine des domaines de subsidence forte dans l'actuel synclinal de Sarreguemines, où se situe le sel, et plus faible au niveau de l'actuel anticlinal sarro-lorrain, où les dépôts se condensent (fig. 74). L'étude détaillée de la région de Sarralbe montre que cette infrastructure hercynienne se manifeste jusque dans l'orientation N 60 E des zones plus fortement subsidentes (fig. 76). Le contrôle de la sédimentation triasique par les directions hercyniennes semble un phénomène assez constant, tout au moins en France, puisqu'on les retrouve dans le bassin d'Aquitaine (Curnelle, 1983).

La sédimentation évaporitique sulfatée et halitique se développe essentiellement dans les Couches Grises, sous forme de deux niveaux anhydritiques encadrant une formation halitico-anhydritique. Ces trois unités se succèdent dans le temps et marquent en fonction de l'évolution de leur puissance, surtout pour les deux unités inférieures, un déplacement de la subsidence vers l'Ouest (fig. 75). C'est l'amarce d'une dynamique qui se poursuivra au Keuper pour aboutir à l'individualisation du Bassin de Paris (Marchal, 1983). Par ailleurs, l'étude de la zone salifère de Sarralbe montre, à une échelle plus fine, un déplacement de la subsidence au cours du temps vers l'aire d'enfoncement maximum (fig. 77).

Les données palynologiques permettent de dater cette série d'un âge Anisien supérieur. L'association microfloristique déterminée (tabl. 18) subsiste sans doute tout au long de la série et semble se prolonger dans la base du Calcaire à Entroques, indiquant une permanence de la végétation et du climat (fig. 80).

La proximité et l'influence du continent ardennais sont marquées par des dépôts détritiques légèrement plus grossiers sur sa bordure immédiate (van Wervecke, 1916-a) et des interstratifications à la base de la série sur la bordure septentrionale du bassin. Il est à noter que cette influence s'estompe en s'éloignant, puisque le Muschelkalk moyen du Württemberg en Allemagne ne comporte pas de formation équivalente aux Couches Rouges et se montre moins riche en argiles (Wild, 1973). En Lorraine, l'ensemble de la formation est alimenté par un stock détritique fin, argileux, relativement homogène, à illite et chlorite (fig. 81). L'étude palynologique, déterminant un enrichissement en spores dans les associations microfloristiques de la bordure septentrionale du bassin (fig. 80), confirme l'influence du continent ardennais et indique des arrivées d'eaux douces.

La série du Muschelkalk moyen de Lorraine (fig. 81) enregistre une évolution du milieu au cours du temps. L'époque de formation des Couches Rouges correspond à une accumulation de dépôts détritiques fins, essentiellement argileux, dans un milieu qui commence à être soumis à la sursalure puisqu'il se charge en sulfates vers le haut et présente des pseudomorphoses de cubes de halite. Dans la zone des Couches Grises, la sédimentation évaporitique domine avec des sulfates, du sel, puis de nouveau des sulfates, mêlés aux argilites qui continuent à se déposer. Ils marquent respectivement, à la base, l'augmentation de concentration du milieu qui aboutit au dépôt du sel, et au sommet, une amorce vers une dilution des saumures. La période des Couches Blanches, caractérisée par des roches dolomitiques, marque le retour à un milieu moins concentré puisqu'il s'y dépose des carbonates. L'ensemble du Muschelkalk moyen apparaît comme un cycle sédimentaire typique, marqué par une augmentation de salinité du milieu suivie d'une dilution, tel qu'il est défini par P.F. Burollet *et al.*, (1972), prélude à la transgression franchement marine du Muschelkalk supérieur (Haguenaer et Hilly, 1975), bien individualisée par l'apparition des Acritarches. Cependant, les termes extrêmes du cycle sont de nature différente : détritique à la base et carbonatée au sommet, indiquant une évolution vers des dépôts dans lesquels la phase chimique joue un rôle de plus en plus important.

En établissant des corrélations avec le Trias du Bassin Germanique (Gall, Durand, et Muller, 1977), il semble que cette évolution de la salinité sous forme d'un cycle puisse être mise en relation avec des arrivées d'eau, au début de cette période, depuis la Tethys par le seuil de Silésie (Kozur, 1975), c'est-à-dire depuis un domaine très éloigné, permettant aux eaux de se concentrer au cours de leur cheminement jusqu'en Lorraine. Par contre, à la fin de cette période, la transgression généralisée dans le domaine germanique, peut-être sous l'effet d'un mouvement eustatique majeur, détermine une dessalure progressive du domaine lorrain.

Le milieu du cycle de salinité est situé dans les Couches Grises et correspond au dépôt de sel lité dont les caractéristiques lithologiques sont comparables à celles du sel du Keuper. Ce faciès est limité à la zone de subsidence maximale, sans doute relativement plus profonde, où peut s'établir éventuellement une stratification des eaux. Vers les bordures, la formation du sel se présente plutôt comme résultant d'un développement diagénétique de halite dans une vase argileuse, d'abord avec une forte densité de cubes, qui vont en se dispersant vers les bords du bassin, où ils sont dissous et pseudomorphosés (van Werveke, 1916-a). Ce deuxième aspect correspond sans doute à une bordure moins profonde.

Par ailleurs, les teneurs en brome dans la halite, inférieures à celles de début de précipitation, mais non négligeables (tabl. 21), indiquent un recyclage du sel par des eaux douces provenant du continent ardennais, mais surtout des dissolutions par de l'eau de mer non saturée en NaCl. Ces résultats tendent à montrer que le sel du Muschelkalk n'était que rarement protégé par une saumure saturée sur le fond, alors que ce processus a pleinement fonctionné dans le cas du sel keupérien.

Les épisodes sulfatés calciques, encadrant la période de dépôt du sel dans les Couches Grises, correspondent en fait à la diagenèse sulfatée précoce de dépôts carbonatés ou gypseux associés à des cyanophycées benthiques. Ils marquent la colonisation du bassin par les cyanophycées dont la croissance est périodiquement interrompue, soit par des apports détritiques, soit par des dépôts carbonatés ou sulfatés calciques. Le milieu est sous-aquatique, mais vraisemblablement sous une tranche d'eau relativement peu épaisse. Le développement diagénétique précoce de sulfates calciques résulte, soit d'une gypsification préalable suivie d'une anhydritisation, soit directement d'une anhydritisation en masse. Les mécanismes générateurs peuvent être comparables à ceux qui déterminent une diagenèse gypseuse sous-aquatique dans les tapis algaires laminés des salins de Santa Pola, avec conservation ou non de la lamination. Quant aux raisons de la très grande continuité latérale de ces niveaux diagénétiques, elles sont encore mystérieuses et restent à élucider.

Pendant la période de formation des Couches Blanches, le milieu de dépôt du Muschelkalk moyen se modifie nettement par l'installation de la dessalure qui permet la réapparition d'une faune de foraminifères miliolidés, d'ostracodes et de mollusques que l'on retrouve sous forme d'intercalations biodétritiques dans la dolomie, indiquant des influences périodiques de la mer ouverte. Par ailleurs, la tranche d'eau devient de plus en plus faible, jusqu'à disparaître lors d'épisodes d'émersion accompagnés de phénomènes de dessiccation, de diagenèse subaérienne et même de pédogenèse.

PLANCHE XVII

MUSCHELKALK MOYEN DE LORRAINE
ASPECTS MACROSCOPIQUES DES DOLOMIES

-
- a - Dolomie beige clair, à lits dolomitiques centimétriques séparés par des passées détritiques sombres de quelques millimètres de puissance.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Barre = 2 cm).
- b - Dolomie beige clair, à fines laminations millimétriques de type stromatolitique.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches.
- c - Dolomie beige clair, montrant au milieu de l'échantillon un niveau de dessiccation (d) qui donne naissance à des éléments de brèche (b) vers le haut. Le sommet correspond à une passée rouille à fragments de coquilles et débris osseux.
- Ferme Saint-Hubert, Couches Blanches.
- d - Dolomie massive, beige clair, présentant des niveaux à cavités de dissolution centimétriques à millimétriques, arrondies, résultant vraisemblablement de la dissolution de nodules sulfatés.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches.
- e - Nodule sulfaté silicifié, de nature quartzreuse, dans une matrice dolomitique finement laminée et déformée par le développement nodulaire, indiquant une diagenèse précoce.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches.
- f - Calcaire cellulaire, d'origine diagénétique tardive, formé par le développement d'un réseau calcitique orthogonal dans un niveau d'argilites sombres à la base, passant à des argiles dolomitiques claires vers le haut.
- Ferme Saint-Hubert, Couches Blanches. (Barre = 1 cm).

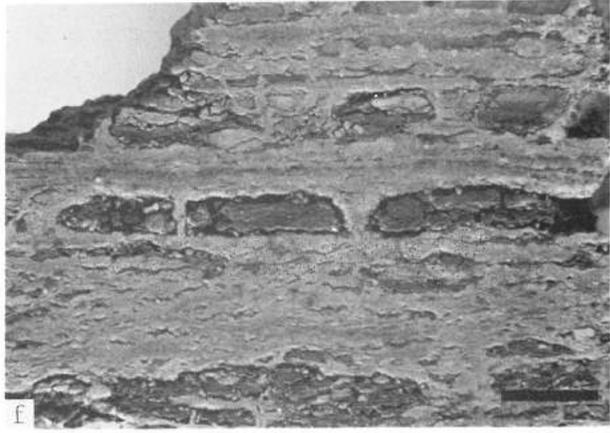
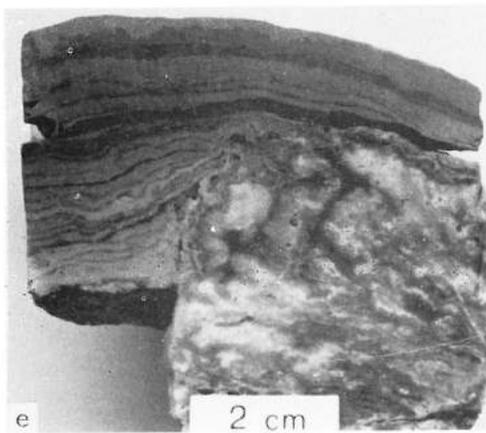
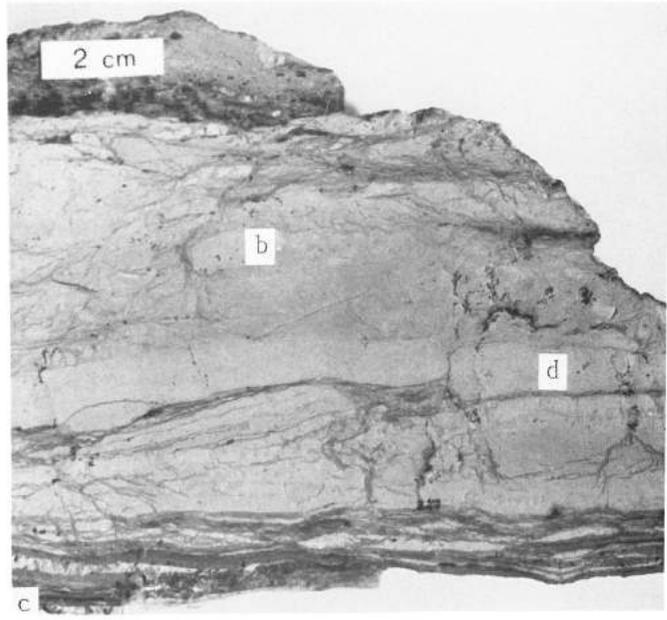
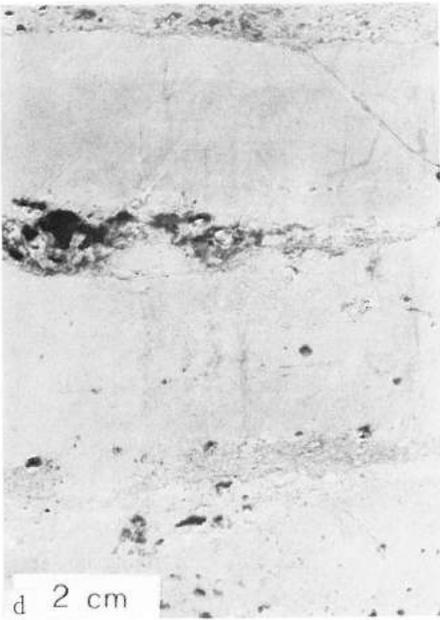
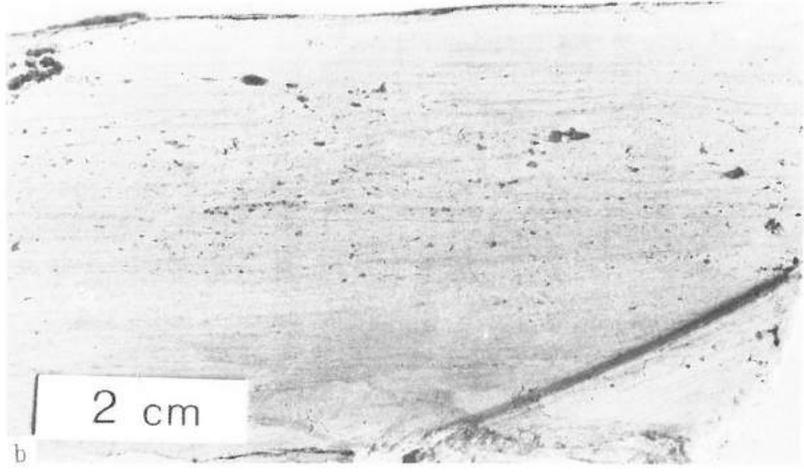
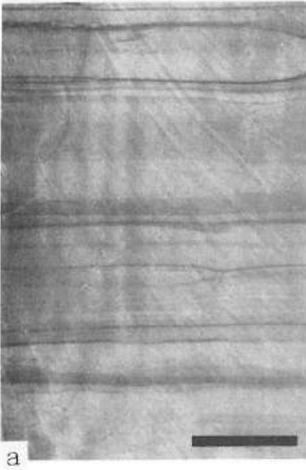


PLANCHE XVIII

MUSCHELKALK MOYEN DE LORRAINE

FACIES ARGILEUX ET OOLITHIQUE - ASPECTS MICROSCOPIQUES DES DOLOMIES

-
- a - Alternances millimétriques d'argilite sombre, de teinte verte, et de dolomie argileuse blanche correspondant aux séquences élémentaires de dépôt. Elles reposent sur 3 à 4 mm d'argilite plus franchement sombre, également de teinte verte, qui présente un contact brutal avec le niveau dolomitique blanc sous-jacent. La succession : argilite verte - alternances millimétriques d'argilite verte et de dolomie argileuse blanche - dolomie blanche, constitue la séquence décimétrique d'ordre immédiatement supérieur à la séquence élémentaire de dépôt.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Barre = 5 mm).
- b - Anhydrite massive surmontée d'un niveau sombre à oolithes blanches. Les fissures de la roche sont remplies de halite (h) qui apparaît très sombre.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Barre = 1 cm).
- c - Oolithes carbonatées à cortex à structure radiaire et nuclei souvent constitués par des débris organiques, parmi lesquels des coquilles de gastéropodes. Le ciment de nature gypseuse est poecilitique.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Lame mince ; barre = 2 mm).
- d - Dolomicrite silteuse à cavités à contours irréguliers, remplies de calcite limpide.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Lame mince ; barre = 5 mm).
- e - Calcitisation par développement de travées de calcite, formées de sortes de nodules coalescents, dans les argilites sombres.
- Ferme de Saint-Hubert, Couches Blanches. (Lame mince ; barre = 8 mm).

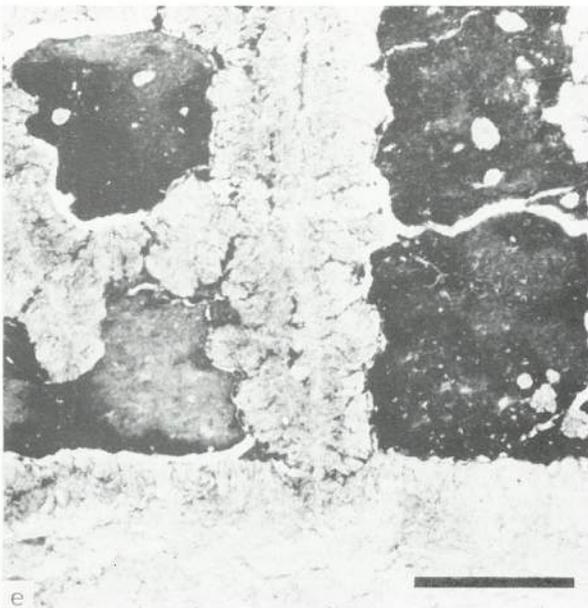
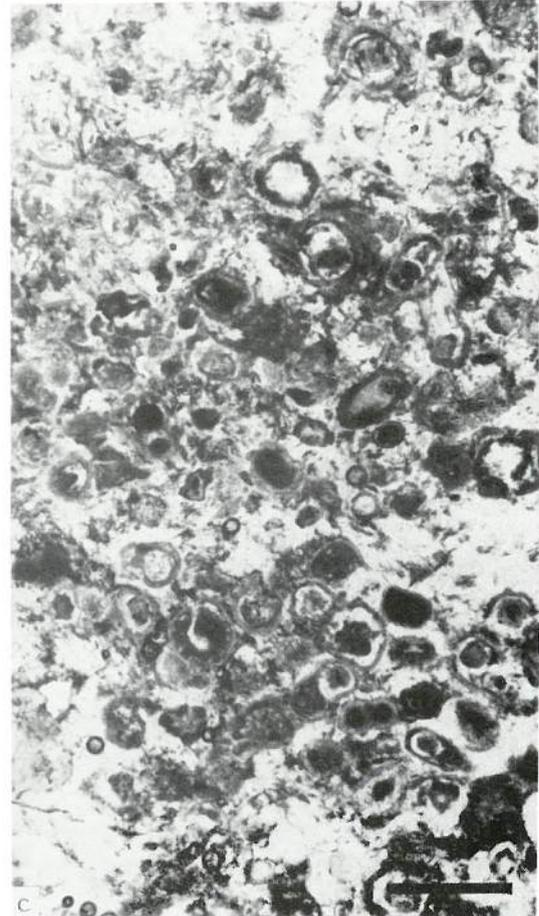
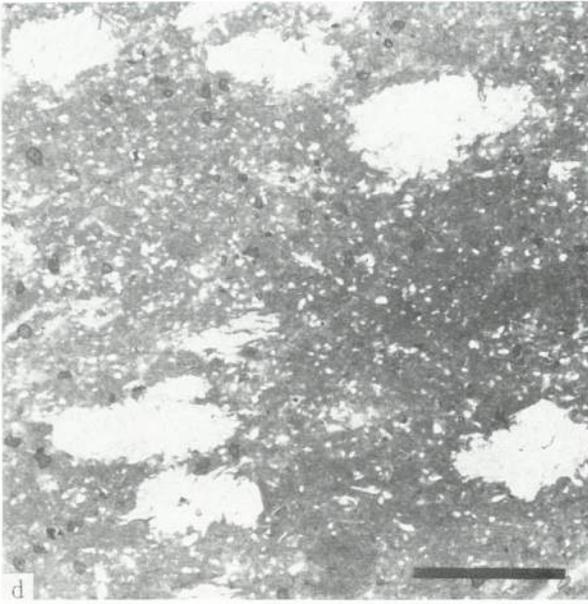
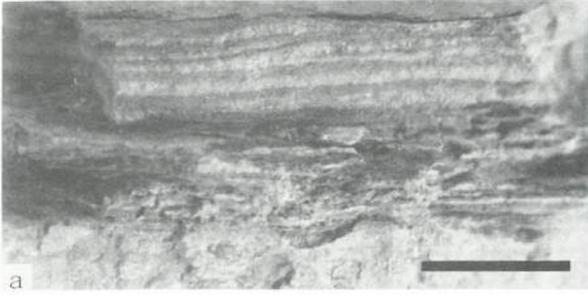


PLANCHE XIX

MUSCHELKALK MOYEN DE LORRAINE
ASPECTS MICROSCOPIQUES DES DOLOMIES

- a - Passée silteuse dans la dolomicrite, reposant sur une surface de ravinement.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Lame mince ; barre = 2 mm).
- b - Passée biodétritique à texture packstone, comportant des galets noirs, des débris de coquilles micritisées et des silts, présentant un granoclassement positif, sur un fond dolomicritique.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Lame mince ; barre = 1 cm).
- c - Passée à texture packstone, à pelotes micritiques, se détachant sur un fond biodétritique très fin comportant quelques miliolides.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Lame mince ; barre = 3 mm).
- d - Niveau à texture packstone, à débris de coquilles de mollusques micritisées, dans une matrice dolomicritique.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Lame mince ; barre = 2 mm).
- e - Cristaux de quartz isométriques, à inclusions de fines baguettes d'anhydrite, dans une zone silicifiée.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Lame mince ; barre = 1 mm).
- f - Dolomicrite à traces sombres, de teinte rouille, verticales, évoquant des racines, surmontée sans transition par une dolomicrite à débris de coquilles.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Lame mince ; barre = 5 mm).
- g - Détail d'une trace de racine, de l'ordre du dixième de millimètre de diamètre, se détachant sur un fond dolomicritique.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Blanches. (Lame mince ; barre = 1 mm).

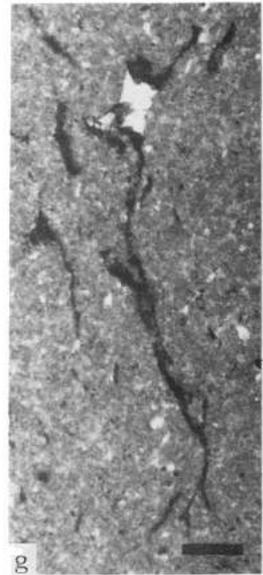
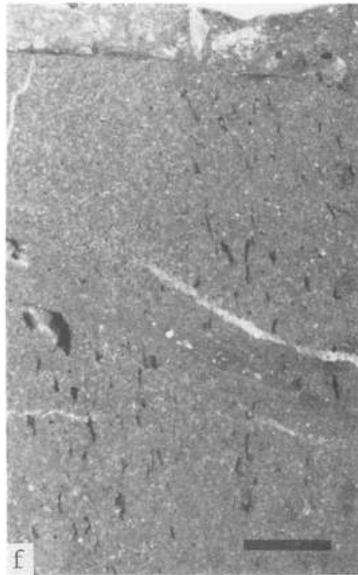
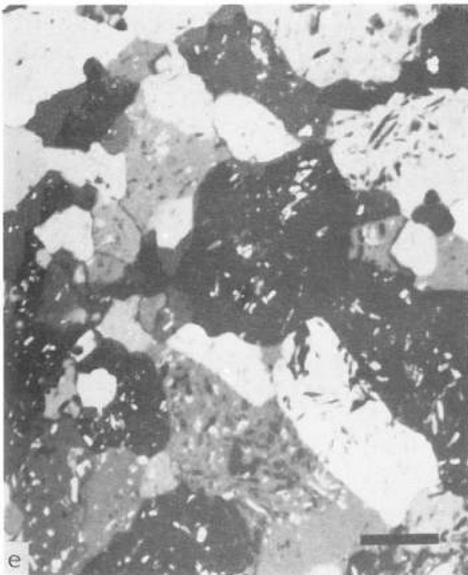
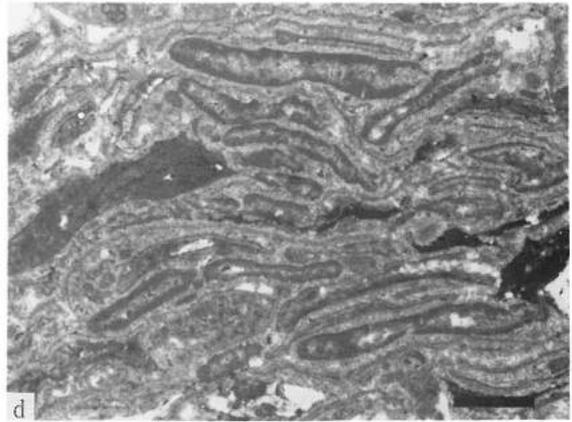
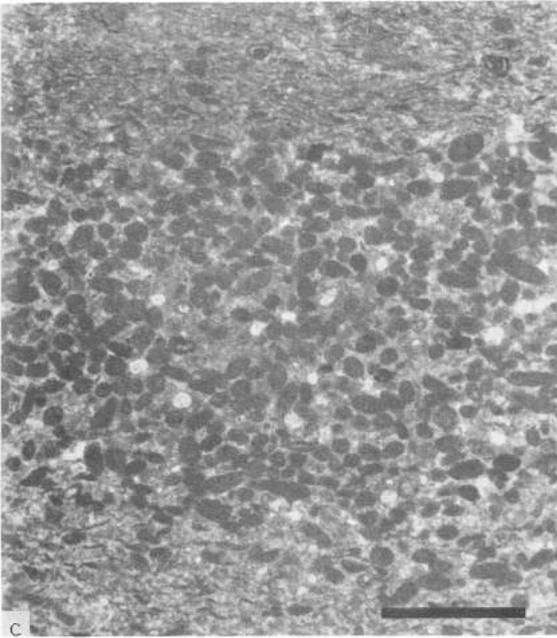
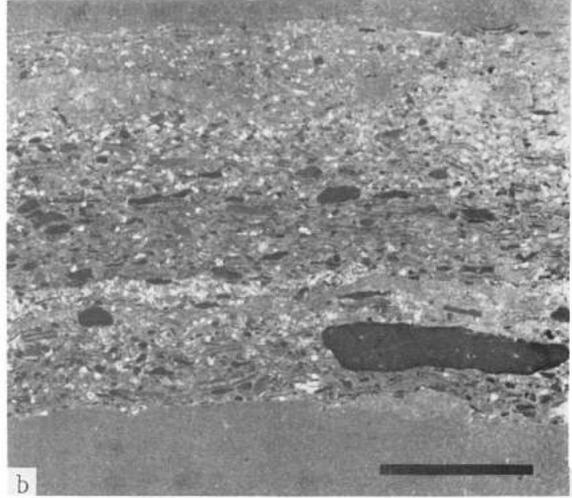
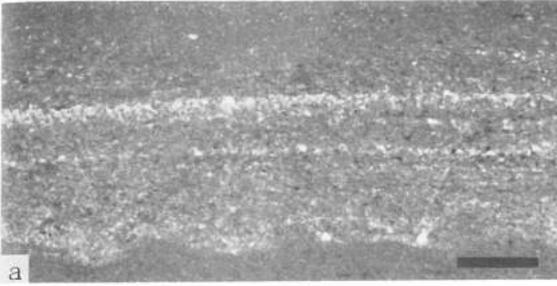


PLANCHE XX

MUSCHELKALK MOYEN DE LORRAINE
ASPECTS MACROSCOPIQUES DU SEL ET DE L'ANHYDRITE

- a - Anhydrite grise, plus ou moins gypsifiée, à lamination fine, plus ou moins contournée, évoquant une structure de tapis algaire.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Barre = 2 cm).
- b - Anhydrite grise, plus ou moins gypsifiée, à lamination fine, plus ou moins contournée et à aspect nébuleux.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Barre = 2 cm).
- c - Anhydrite plus ou moins gypsifiée, finement laminée, de teinte grise dominante où se développent des passées plus claires.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Barre = 2 cm).
- d - Anhydrite grise, plus ou moins gypsifiée, chargée d'argiles, à structure hétérogène, présentant par endroits des zones finement laminées.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises.
- e - Sel lité, montrant un lit sombre (ss), avec des inclusions argileuses, à la base, et un lit clair (cl) au sommet. L'ensemble correspond à une séquence de dépôt élémentaire chimico-détritique.
- Sondage A9 de Faulquemont, Couches Grises.
- f - Phénoblastes cubiques de halite limpide, développés dans une matrice argilo-sulfatée.
- Sondage A9 de Faulquemont, Couches Grises.
- g - Pseudomorphoses de cubes de halite (pch), à faces légèrement déprimées et tendance au développement préférentiel des arêtes.
- Boucheporn, Couches Rouges.

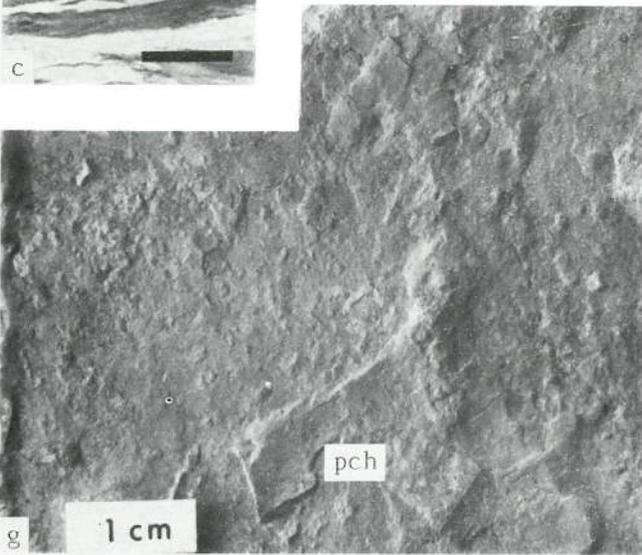
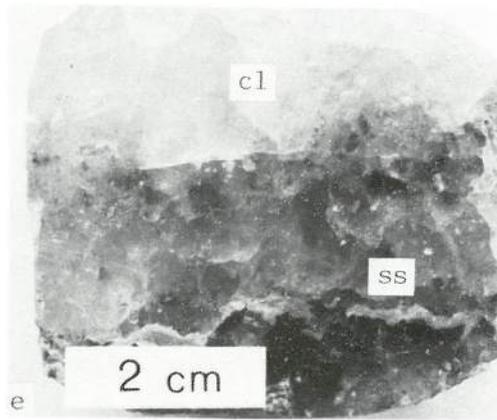
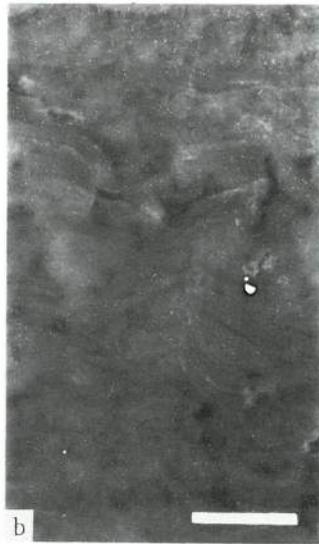
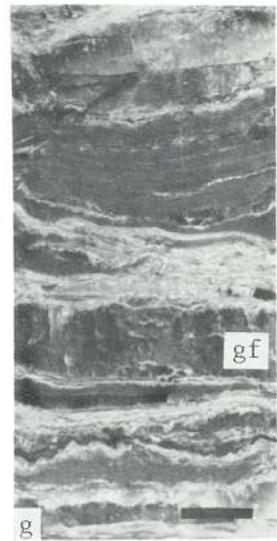
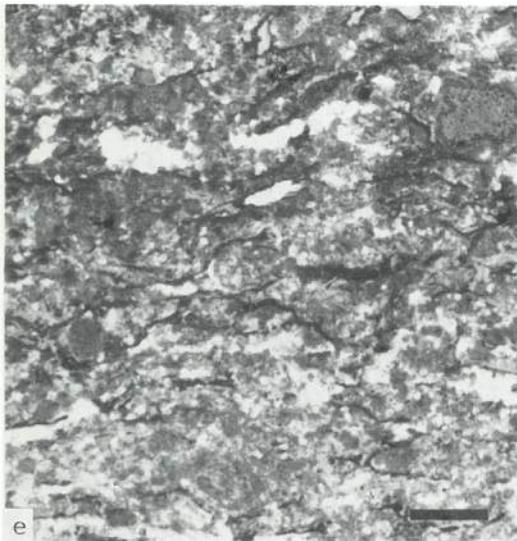
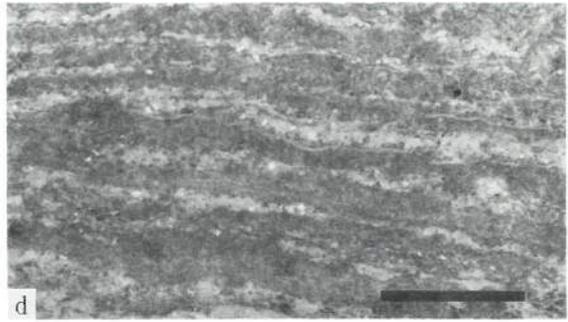
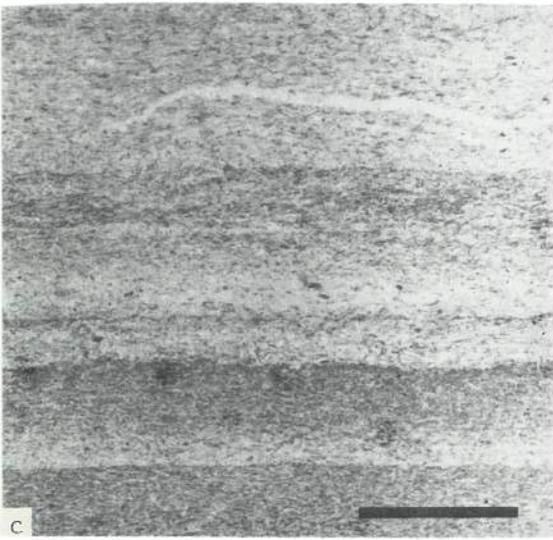
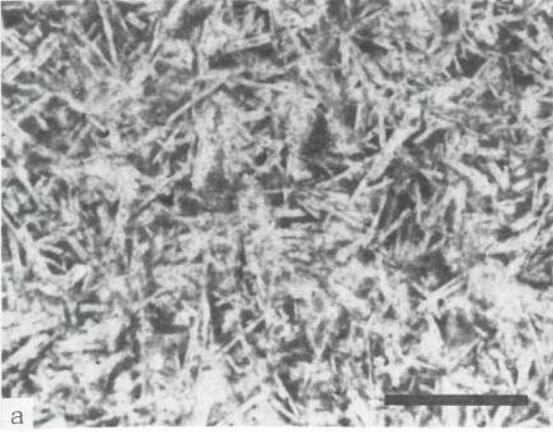


PLANCHE XXI

MUSCHELKALK MOYEN DE LORRAINE
ASPECTS MICROSCOPIQUES DES FACIES SULFATES CALCIQUES
ET MACROSCOPIQUES DU GYPSE

-
- a - Baguettes d'anhydrite inframillimétriques, limpides, dans une matrice argilo-carbonatée sombre.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Lame mince ; barre = 1 mm).
- b - Plage gypsifiée montrant des passées silteuses constituées de grains de quartz blancs et de minces lits carbonatés sombres, plus marqués sous les niveaux silteux.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Lame mince ; barre = 5 mm).
- c - Plage gypsifiée montrant pour chaque lamine une augmentation progressive vers le haut du taux de carbonates de teinte sombre.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Lame mince ; barre = 8 mm).
- d - Laminations très fines, évoquant un tapis algaire, soulignées par des carbonates.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Lame mince ; barre = 3 mm).
- e - Anhydrite, avec reliques carbonatées et passées sombres, sans doute d'origine organique, à structure en "grillage".
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Lame mince ; barre = 1 mm).
- f - Nodules de gypse sombres dans une matrice argileuse gris clair.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Barre = 1 cm).
- g - Filons de gypse fibreux (gf), parallèles à la stratification, dans une matrice argileuse.
- Sondage S2 de Sarrebourg, Couches Grises. (Barre = 1 cm).



QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE 12

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

INTRODUCTION

La comparaison entre dépôts évaporitiques actuels et anciens constitue une part importante de cette étude et se situe dans la lignée des travaux d'autres auteurs (Kerr et Thomson, 1963 ; Schreiber *et al.*, 1976 et 1977 ; Busson et Perthuisot, 1977 ; Busson 1982).

Comme dans toutes les études comparatives de ce type, la transposition des résultats des marais salants aux bassins évaporitiques fossiles doit être maniée avec circonspection (Busson, 1982), par suite de différences d'échelle, de temps, de conservation des sédiments. Cependant, dans les deux cas les faciès s'organisent en séquences élémentaires de dépôt d'ordre centimétrique, voire millimétrique, qui présentent des analogies indiscutables, encore plus évidentes lorsque les effets de la diagenèse, autre que très précoce, sur les dépôts anciens peuvent être éliminés.

Les associations lithologiques et minéralogiques observées dans ces séquences élémentaires ont été déposées dans un laps de temps très court, presque instantané géologiquement. De telles séquences ne sont pas soumises aux variations climatiques et eustatiques, autres que saisonnières, et ne subissent pas les effets de la tectonique. Elles sont donc le reflet, le plus fidèle que l'on puisse espérer trouver, des modalités de la sédimentation et de la diagenèse précoce. C'est à partir de ces observations que les potentialités du milieu générateur à un moment donné peuvent être imaginées avec le maximum de vraisemblance et de précision.

Ce travail a délibérément fait une place prépondérante à l'étude des dépôts évaporitiques à une échelle fine ; c'est sans doute sa principale originalité.

I – MÉTHODOLOGIE MISE EN ŒUVRE

A – PLURIDISCIPLINARITÉ

La caractérisation des dépôts évaporitiques étudiés est établie à partir d'une approche pluridisciplinaire qui fait appel à la pétrographie, la sédimentologie, la palynologie, la paléoécologie, la paléogéographie et la géochimie. Des moyens analytiques divers : microscopie électronique, diffractométrie X, fluorescence X, absorption atomique, microsonde à effet Raman (M.O.L.E.), microsonde L.A.M.M.A. et spectromètre de masse à sonde laser (L.P.M.S.), sont mis en oeuvre pour éviter une recherche trop polarisée et choisis de façon appropriée afin d'échapper à une dispersion préjudiciable.

Dans la mesure du possible, c'est sur le même échantillon que sont employées plu-

sieurs approches analytiques. Ainsi dans l'étude du Muschelkalk moyen de Lorraine, les échantillons étudiés en palynologie ont été repris pour procéder à l'analyse diffractométrique et géochimique de leur phase argileuse. Ceci permet d'établir des *relations sûres entre les différents résultats analytiques*.

B - ÉCHANTILLONNAGE RÉFLÉCHI

Après une étude pétrographique préalable qui permet de définir l'unité sédimentaire élémentaire, c'est-à-dire le faciès, l'échantillonnage est effectué en fonction de celui-ci, quelle que soit sa puissance, parfois millimétrique comme dans les argilites laminées vertes et blanches du sommet du Muschelkalk moyen.

Il faut également tenir compte des hétérogénéités possibles au sein d'un même faciès ; c'est le cas pour le gypse finement laminé à nodules plus grossiers du Messinien de Chypre où les deux aspects sont à distinguer pour une étude géochimique, afin de savoir s'ils sont issus des mêmes saumures ou non. Dans le même esprit, quand un faciès est formé de plusieurs constituants, il peut devenir intéressant de les séparer pour suivre leur évolution propre ; un bon exemple est donné par la mise en évidence du caractère plus ou moins magnésien de la phase argileuse dans la série du Muschelkalk moyen, malgré le contexte dolomitique.

Même dans un faciès apparemment homogène, plusieurs prélèvements peuvent être nécessaires pour mettre en évidence d'éventuelles variations internes. Ainsi, les bases et les sommets des gypses sélénites de Salin-de-Giraud ont donné des teneurs en strontium dans la même gamme, alors que le brome évolue de façon cyclique à l'intérieur d'un lit de sel clair dans le Keuper inférieur de Lorraine.

La préoccupation majeure dans l'échantillonnage est d'éviter l'étude de mélanges quelconques et de connaître exactement ce qui va être analysé : un faciès ou l'un de ses constituants, afin de parvenir à une *interprétation claire des résultats analytiques*.

C - ÉCHELLE FINE PRIVILEGIEE

L'intérêt particulier porté au décryptage des dépôts évaporitiques à l'échelle la plus fine a été motivé par la finesse des alternances observées au niveau des faciès élémentaires, allant parfois jusqu'au nannofaciès, aussi bien dans les sédiments actuels des salins que dans les séries fossiles. Il devenait alors indispensable de travailler à cette échelle pour essayer d'appréhender l'organisation interne du dépôt avec ses variations rythmiques de faciès constituant les séquences élémentaires.

Il pourrait être à craindre que cette démarche conduite à privilégier de façon abusive le détail au détriment de l'ensemble que constitue la série évaporitique. Il n'en est rien, car *la répétitivité des séquences élémentaires montre* pour une formation donnée, qui peut être épaisse, *les variations intimes du milieu de sédimentation* considéré comme constant à une autre échelle. Par ailleurs, toute variation des conditions de sédimentation et de diagenèse sera imprimée sur la séquence élémentaire qui se trouvera modifiée en conséquence. L'observation fine permet donc, contrairement aux craintes exprimées, de mieux suivre les évolutions.

Dans les salins, cette approche permet ainsi de mettre en évidence, pour une tranche de salinité donnée, l'organisation séquentielle élémentaire caractéristique des fluctuations du milieu dans lequel s'élabore le sédiment. Ce dépôt correspondrait, à une autre échelle, à un niveau considéré comme homogène, de nature gypseuse ou halitique par exemple.

L'analyse du comportement du brome dans les dépôts salifères du Keuper inférieur de Lorraine est également très significative à cet égard. Au fur et à mesure que l'échelle d'analyse s'affine, l'interprétation des résultats devient de plus en plus claire et permet

de saisir la réalité du phénomène qui détermine, selon les cas, une évolution cyclique ou rythmique des teneurs en brome à l'échelle de la séquence élémentaire.

Il est évident qu'une approche à une échelle aussi fine doit s'intégrer dans le cadre plus général du bassin évaporitique. C'est ainsi que l'étude du Muschelkalk moyen de Lorraine est abordée à l'échelle - 1) du bassin, pour la reconstitution de la géométrie des corps évaporitiques, - 2) de la série, en ce qui concerne l'analyse palynologique et l'évolution de la salinité et de la phase argileuse séparée, - 3) du niveau salifère, pour la géochimie du brome, et enfin, - 4) de la séquence élémentaire, pour la distribution des faciès.

L'ensemble de la méthodologie mise en oeuvre vise donc essentiellement à saisir au mieux l'organisation interne des dépôts évaporitiques à l'échelle élémentaire et à l'analyser par des approches variées appliquées à un échantillonnage approprié.

II - PRINCIPAUX RESULTATS

A - ENREGISTREMENTS SÉDIMENTAIRES

1 - SEQUENCE ELEMENTAIRE : UNITE DE DÉPÔT

Qu'ils soient actuels ou fossiles, les dépôts évaporitiques montrent des successions fines de minéraux de solubilités différentes, constituant des séquences élémentaires de dépôt issues de variations de la salinité dans le milieu de sédimentation. Cette différenciation se fait essentiellement selon deux mécanismes : soit accompagnée d'une interruption de la croissance cristalline ou organique par le dépôt ou le développement d'un sédiment de nature différente, dont l'alternance avec le premier donne naissance à la lamination ou au litage, soit sans que ce phénomène ne se produise et il se forme alors des cristaux zonés.

L'étude des marais salants actuels permet de bien appréhender les mécanismes de dépôt à cette échelle élémentaire qui correspond à l'enregistrement des fluctuations les plus fines du milieu évaporitique. Les constituants détritiques, minéraux et organiques en sont les protagonistes : leurs successions verticale et latérale reflètent les évolutions du milieu. Au fur et à mesure que la salinité augmente on passe ainsi des tapis algaires à alternance de lamines détritiques et de cyanophycées benthiques, à des croûtes gypseuses où les cyanophycées benthiques viennent encore s'interstratifier entre les gypses. Vers les plus fortes salinités, ces organismes sont relayés dans les croûtes gypseuses par la halite qui devient ensuite dominante, mais encore associée à des lamines gypseuses. Cette évolution montre le relais progressif entre les constituants essentiels qui se développent dans le milieu évaporitique à salinité croissante. Les cristaux zonés correspondent à un milieu dont la salinité est caractéristique d'un minéral donné où n'interviennent que des fluctuations fugaces. Cette approche permet donc d'appréhender la notion fondamentale d'unité de dépôt correspondant à un milieu de salinité donnée, ainsi que ses évolutions en fonction de la salinité.

Quant à la périodicité de ces séquences élémentaires, elle est variable puisqu'elle est parfois saisonnière, mais elle peut aussi être beaucoup plus aléatoire, en fonction des apports détritiques par exemple. Ceci implique que les séquences n'ont pas forcément une valeur annuelle.

La comparaison avec les dépôts fossiles permet de montrer un certain nombre d'analogies quant à leur organisation, comme cela est illustré par les séquences élémentaires du sel keupérien de Lorraine ou celles qui ont été observées dans les dépôts sulfatés et dolomitiques du Muschelkalk moyen lorrain.

La définition de la séquence élémentaire, constituant l'unité de dépôt dans les

milieux actuels et fossiles, est d'une grande importance pour la reconstitution des conditions de dépôt qui conduisent à l'enregistrement sédimentaire observé. En effet, la connaissance de ces séquences permet non seulement de saisir les fluctuations élémentaires caractéristiques du milieu et leur répétitivité, mais elle apporte également des précisions nouvelles sur les modalités du passage d'un type de séquence à l'autre et cerne donc mieux les conditions d'évolution du milieu au cours du temps.

2 - MODIFICATIONS LIÉES A LA DIAGENÈSE

Le dépôt initial est rapidement modifié par des phénomènes de diagenèse précoce, car les minéraux évaporitiques sont généralement très solubles. La comparaison avec les dépôts actuels permet de mettre d'ailleurs en évidence le caractère parfois éphémère de ces sédiments dans le cas d'alternances de lits à minéraux de solubilité différente. C'est ainsi que certaines intercalations de halite dans des croûtes gypseuses sont dissoutes dès que la salinité diminue. Il est donc important de garder à l'esprit que les séries fossiles ne montrent plus que ce qui subsiste et ne sont que la résultante d'une histoire plus complexe dont certains épisodes ont disparu à jamais.

Les dépôts évaporitiques sont donc particulièrement sensibles aux agents atmosphériques, lors d'épisodes d'émersion, et aux dilutions à l'interface saumure - sédiment ou dans le milieu interstitiel. Le premier cas est bien illustré à Salin-de-Giraud où les croûtes gypseuses émergées en hiver subissent une corrosion qui aboutit à leur destruction partielle, avec formation d'un sable gypseux. C'est une origine possible pour de nombreuses gypsarénites décrites dans le Messinien. Dans le cas de la halite, la dissolution se manifeste par exemple sous forme de poches dans le sel keupérien.

Par suite d'un fonctionnement en continu des salins étudiés pendant une durée inférieure à un siècle, c'est-à-dire une période très courte par rapport aux temps géologiques, d'autant plus que certains bassins ont pu être nettoyés depuis, seule la diagenèse précoce peut se développer. Les effets de cette diagenèse ont été essentiellement observés dans les dépôts associés aux cyanophycées benthiques. Elle se manifeste par une déstabilisation rapide de l'aragonite et une disparition brutale des diatomées très abondantes à la surface des tapis algaires. La dissolution des tests de diatomées libère de la silice qui est alors disponible pour intervenir dans une diagenèse siliceuse souvent observée en association avec les dépôts évaporitiques fossiles. La diagenèse gypseuse, particulièrement bien observée à Santa Pola, donne naissance à des nodules ou à des lits discontinus et peut envahir totalement le sédiment avec une texture en "grillage".

La mise en évidence de cette diagenèse, en particulier gypseuse, est un résultat fondamental pour l'interprétation des séries anciennes, car elle montre que des faciès comparables à ceux observés en milieu subaérien peuvent se former en milieu sous-aquatique et ne sont donc pas forcément synonymes d'émersion.

Cependant la disparition de la lamination en profondeur est un phénomène brutal et catastrophique dans les tapis algaires des salins actuels et semblerait indiquer une non conservation de ces structures très fines. Néanmoins, celles-ci sont observées dans les formations fossiles, ce qui constitue une différence fondamentale entre ces deux types de dépôts quant aux modalités de la conservation. Ceci montre que les similitudes sont parfois limitées et qu'il faut procéder avec précaution à des comparaisons.

La diagenèse tardive se manifeste essentiellement dans le Trias par le développement d'anhydrite au cours de l'enfouissement.

Enfin, la diagenèse très tardive, liée à la zone superficielle, a été particulièrement bien observée dans le Muschelkalk. Les dépôts y sont largement gypsifiés par réhydratation de l'anhydrite. La circulation d'eaux séléniteuses détermine le développement de filons de gypse fibreux dans les fissures ouvertes. Finalement, il se produit une calcitisation en surface avec formation de calcaires cellulés. Ces phénomènes tardifs modifient profondément le dépôt originel.

B - PALÉOSALINITES

La reconstitution des paléosalinités, qui sont l'un des moteurs essentiels de la différenciation des faciès, est un exercice difficile qui doit prendre en compte non seulement la salinité de la saumure du bassin salifère, mais aussi celle des saumures interstitielles dans la tranche superficielle du sédiment. Le problème se complique lorsque la saumure du bassin comporte une stratification de corps d'eaux de salinités différentes.

Les salins permettent évidemment d'établir une relation directe entre la salinité des saumures, libres et interstitielles, et les dépôts qu'elles engendrent. Dans les séries fossiles ceci n'est possible que par l'analyse des saumures génératrices des cristaux, piégées dans les inclusions fluides. Ces fluides commencent à être mieux connus grâce aux techniques de plus en plus performantes de la micro-analyse chimique. Exceptées les teneurs en ion sulfate, quantifiées à la microsonde à effet Raman M.O.L.E., elles ne donnent que des résultats qualitatifs, mais ouvrent la voie à tout un nouveau domaine d'investigation.

Cependant les paléosalinités peuvent également être approchées indirectement de diverses façons : soit par la présence de spores plus ou moins abondantes dans les associations palynologiques, permettant de suivre les arrivées d'eaux douces qui les véhiculent depuis le continent, soit par l'analyse d'oligoéléments, dont le taux d'incorporation dans le réseau cristallin des minéraux évaporitiques varie en fonction de la salinité des saumures libres et interstitielles. Le comportement des oligoéléments, testé dans les salins, permet de montrer l'augmentation des teneurs en strontium dans le gypse et du brome dans la halite en fonction de la salinité croissante.

L'analyse du *strontium* dans des gypses messiniens et des sulfates calciques d'âge secondaire en Lorraine, fait ressortir une relation de constance entre les teneurs en strontium et chacun des principaux faciès du sulfate, permettant ainsi de retrouver l'aspect originel lorsque l'on se trouve en présence d'une phase gypseuse détritique. Par ailleurs, l'anhydritisation par enfouissement et la réhydratation en gypse lors de la remise à l'affleurement ne semblent pas affecter les teneurs en strontium ; ceci est un résultat assez étonnant. Enfin, cette approche donne la possibilité de reconnaître dans la diagenèse tardive le gypse formé dans un contexte évaporitique, à partir d'un précurseur sulfaté, de celui, à teneurs en strontium très faibles, qui résulte de remplissages de vides ou de l'oxydation de sulfures.

La géochimie détaillée du *brome* en fonction des faciès du sel et à différentes échelles dans les dépôts salifères keupériens permet finalement de mettre en évidence dans la séquence élémentaire une évolution soit cyclique, soit décroissante des teneurs en brome. Ce comportement différent s'explique à la lumière des données pétrographiques, par l'intervention dans le second cas d'une diagenèse halitique précoce qui se surimpose au dépôt originel, déterminant de fortes teneurs en brome en base de séquence. Cet exemple montre à l'évidence que les valeurs analytiques brutes ne renseignent pas toujours directement sur la salinité du milieu générateur et qu'il faut savoir les interpréter en fonction des faciès, de leurs constituants ou même des différents aspects de l'un d'entre eux, comme la halite laiteuse ou limpide.

L'hypothèse d'une stratification de saumures, de densité et par conséquent de salinité différentes, dans le bassin salifère introduit une certaine stabilité au niveau de l'interface saumure - sédiment par suite de la conservation de saumures à forte salinité qui protègent le dépôt nouvellement formé. Par contre la tranche superficielle présente une salinité beaucoup plus variable en fonction des migrations latérales de masses d'eaux plus ou moins diluées, précipitant des sulfates ou apportant une phase détritique fine. Lorsqu'intervient une homogénéisation de la masse d'eau, elle détermine, selon la salinité ambiante, une précipitation de halite ou au contraire des phénomènes de dissolution.

C - DEUX TYPES DE SERIES SALIFERES : LE KEUPER INFÉRIEUR ET LE MUSCHELKALK MOYEN DE LORRAINE

Seules peuvent être comparées les séries salifères étudiées pour chacune de ces formations. Dans les deux cas on observe du sel lité, caractérisé par une alternance de lits de sel clair et de sel sombre. Il existe également un faciès à phénoblastes de halite dans une matrice argilo-sulfatée, particulièrement bien développée dans la partie supérieure de ces séries.

Malgré cette similitude de faciès, les teneurs en brome dans les halites sont différentes. Le sel du Keuper inférieur de Lorraine, dont les teneurs en brome sont toujours supérieures à 70 ppm, résulte de la précipitation de halite directement à partir d'eau de mer évaporée. Par contre dans le cas du Muschelkalk moyen de Lorraine, les valeurs en brome sont plus faibles et impliquent une origine à partir d'eaux continentales et surtout marines, ayant dissous du sel préexistant. Ces données permettent de placer les dépôts du Keuper dans un contexte bathymétrique, sans doute plus profond et plus subsident, avec une eau stratifiée dont la couche basale, saturée en NaCl protège le sel. Au Muschelkalk par contre, la tranche d'eau dans le bassin est vraisemblablement moins épaisse et la stratification des eaux plus aléatoire, avec une influence plus marquée du rivage, déterminant des dissolutions du sel.

CONCLUSION

Une part importante de cette étude consiste en l'élaboration d'une méthodologie adaptée à l'étude des formations évaporitiques, aussi bien dans le domaine des moyens analytiques, dont certains aspects ont été mis au moins au cours de ce travail, que dans la façon fondamentale, mais souvent négligée, d'aborder l'échantillonnage de ces séries.

Dans ce travail les dépôts évaporitiques actuels et anciens sont abordés à une échelle très fine permettant de les disséquer, de montrer la complexité de leur structure élémentaire interne et par conséquent d'affiner l'interprétation des conditions de sédimentation et de diagenèse. Ces données n'apparaissent, ni sur les enregistrements diagraphiques, très utilisés dans l'étude de ces formations, ni par les méthodes habituelles d'observation; elles déterminent donc un progrès dans la connaissance de ces dépôts.

A une telle échelle d'observation on peut constater qu'une série évaporitique, litée ou laminée, correspond à la superposition de centaines, voire de milliers de séquences élémentaires. Le remplissage du bassin évaporitique nécessite donc la répétition, le même nombre de fois, de leurs mécanismes générateurs. C'est un résultat très important qu'il faut avoir présent à l'esprit pour reconstituer la dynamique de la sédimentation dans ce bassin.

Par ailleurs, les variations des conditions de sédimentation étant enregistrées au niveau de la séquence élémentaire de dépôt, celle-ci les reflète fidèlement. Elle est donc un témoin extrêmement précis de l'évolution des dépôts dans un bassin. Cette approche participe donc activement non seulement à la reconnaissance des faits élémentaires, mais aussi à l'étude générale des bassins.

BIBLIOGRAPHIE

- ADLOFF M.-C., DOUBINGER J. et GEISLER D. (1982). - Etude palynologique et sédimentologique dans le Muschelkalk moyen de Lorraine. Aspects stratigraphiques, paléocécologiques et paléogéographiques. Sci. de la Terre, t. XXV, n° 2, pp. 91-104.
- ANS (d') J. und HOFER P. (1933). - Untersuchungen an Brom. Angewandte Chemie, Jahrg. 47, n° 5, pp. 71-74.
- ANS (d') J. und KUHN R. (1940). - Über den Bromgehalt von Salzgesteinen der Kalisalzlagertstätten. Kali, verwandte Salze und Erdöl, Heft 4, pp. 42-46 ; Heft 5, pp. 59-64 ; Heft 6, pp. 77-83.
- ARAKEL A.V. (1980). - Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman Lagoons, Western Australia. J. Sedim. Petrol., vol. 50, n° 4, pp. 1305-1326.
- ARBÉY F. (1980). - Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, vol. 4, n° 1, pp. 309-365.
- ARTHURTON R.S. (1973). - Experimentally produced halite compared with triassic layered halite - rock from Cheshire, England. Sedimentology, vol. 20, n° 1, pp. 145-160.
- BAAR C.A. (1963). - Der Bromgehalt als stratigraphischer Indikator in Steinsalzlagertstätten. N. Jb. Miner., Mh. 7, pp. 145-153.
- BAROZ F. et BIZON G. (1977). - La couverture tertiaire du flanc Nord du Massif du Trojdos et de la partie méridionale de la Mésooria : étude stratigraphique et micropaléontologique. Rev. I.F.P., vol. XXXII, n° 5, pp. 719-751.
- BAROZ F., BIZON G., BIZON J.-J., HEIMANN K.O., MALLET J.-P., MULLER C., ORSZAG-SPERBER F., ROUCHY J.-M. et WEISGERBERG F. (1978). - Le Miocène terminal et le Pliocène dans la région de Polemi (Chypre Ouest) ; milieux de dépôt. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 286, série D, pp. 1771-1774.
- BERTAUX J.-P. (1972-a). - Aperçu général sur l'industrie du sel dans l'Antiquité. Bull. Acad. et Soc. Lorraines des Sci., t. XI, n° 3, 10 p.
- BERTAUX J.-P. (1972-b). - Le briquetage de la Seille - sondages à Burthécourt - Etude du matériel technique (Hallstatt moyen). Bull. Acad. et Soc. Lorraines des Sci., t. XI, n° 3, 25 p.
- BERTRAND J.-P. et L'HOMER A. (1975). - Les deltas de la Méditerranée du Nord. Le delta du Rhône. 9° Congr. International de Sédimentologie, Nice, Livret-guide Excursion 16, 65 p.
- BEYTH M. (1980). - Recent evolution and present stage of Dead Sea brines. In : "Hypersaline brines and evaporitic environments", A. Nissenbaum Ed., Developments in Sedimentology 28, Elsevier, pp. 155-166.
- BOEKE H.E. (1908). - Über das Krystallisationsschema der Chloride, Bromide, Jodide von Natrium, Kalium und Magnesium, sowie über das Vorkommen des Broms und das Fehlen von Jod in den Kalisalzlagertstätten. Zeitsch. für Krystallographie, Band 45, pp. 346-391.
- BORCHERT H. and MUIR O. (1964). - Salt deposits. The origin, metamorphism and deformation of evaporites. The University series in Geology, Van Nostrand, London, 338 p.
- BOURCART J. et RICOUR J. (1952). - Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 3, pp. 37-39.
- BRAITSCH O. (1962). - Die Entstehung der Schichtung in rhythmisch geschichteten Evaporiten. Geol. Rundschau, Band 52, pp. 405-417.
- BRAITSCH O. (1971). - Salt deposits. Their origin and composition. Springer Verlag, 297 p.
- BRAITSCH O. und HERRMANN A.G. (1963). - Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten. Teil I : Experimentelle Bestimmung der Br Verteilung in verschiedenen natürlichen Salzsystemen. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 27, pp. 361-391.
- BUROLLET P.F., BUSSON G., COUPPEY C., FEDIAVSKY A., FERRERO J. et MANDERSCHIED G. (1972). - Stratigraphie des séries à évaporites. Mém. B.R.G.M., n° 77, pp. 557-579.
- BUSSON G. (1968). - La sédimentation des évaporites. Comparaison des données sahariennes à quelques théories, hypothèses et observations classiques ou nouvelles. Mém. Museum nat. Hist. Nat., série C, t. XIX, fasc. 3, pp. 125-169.

- BUSSON G. (1974). - Sur les évaporites marines : sites actuels ou récents de dépôt d'évaporites et leur transposition dans les séries du passé. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. (2), vol. XVI, fasc. 2, pp. 189-208.
- BUSSON G. (1978). - L'unité des faciès confinés en milieu de plate-forme carbonatée. Livre jubilaire Jacques Flandrin. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, Mém. h.-s. n° 4, pp. 87-112.
- BUSSON G. (1979). - Couches laminées riches en matière organique et précédant les roches salines: les enseignements d'un enchaînement de faciès. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 75, pp. 5-18.
- BUSSON G. (1982). - Transposition des données sur les marais salants aux grandes accumulations évaporitiques du passé. Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 563-591.
- BUSSON G. (1983). - Sur la signification paléoclimatologique des roches salines. Actes Colloque A.G.S.O. Bordeaux, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, n° 34 et C.N.R.S. Cahiers du Quaternaire, n° spécial, pp. 59-85.
- BUSSON G. et PERTHUISOT J.-P. (1977). - Intérêt de la sebkha El Melah (Sud Tunisien) pour l'interprétation des séries évaporitiques anciennes. Sedim. Geol., vol. 19, pp. 139-164.
- BUTLER G.P. (1969). - Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf. J. Sedim. Petrol., vol. 39, pp. 70-81.
- BUTLER G.P. (1970). - Holocene gypsum and anhydrite of the Abu Dhabi Sabkha, Trucial Coast : an alternative explanation of origin. Third Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 1, pp. 120-152.
- BUTLER G.P. (1973). - Strontium geochemistry of Modern and Ancient calcium sulphate minerals. In : "The Persian Gulf - Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea", B.H. Purser Ed., Springer Verlag, pp. 423-452.
- CLERMONTÉ J. (1975). - Etude géologique dans le bassin versant du Sangro (Italie centro-méridionale). Thèse Etat, Univ. Nancy I, 301 p.
- CLERMONTÉ J. et GEISLER D. (1976). - Le massif gypseux messinien de Gessopalena (Province de Chieti, Abruzzes et Molise, Italie) : données sédimentologiques et structurales. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 6, pp. 276-278.
- CLERMONTÉ J. et GEISLER D. (1977). - Différentes formations messiniennes des Abruzzes et du Molise (Italie) : éléments d'une étude comparative. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 284, série D, pp. 267-269.
- CODY R.D. (1979). - Lenticular gypsum : occurrences in nature, and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formations. J. Sedim. Petrol., vol. 49, n° 3, pp. 1015-1028.
- CORNEE A. (1982). - Bactéries des saumures et des sédiments des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 369-389.
- CORNEE A. (1983). - Sur les bactéries des saumures et des sédiments de marais salants méditerranéens. Importance et rôle sédimentologique. Documents du GRECO 52, n° 3, 126 p.
- CURNELLE R. (1983). - Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine, vol. 7, n° 1, pp. 69-99.
- DEAN W.E., DAVIES G.R. and ANDERSON R.Y. (1975). - Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. Geology, vol. 3, n° 7, pp. 367-372.
- DEAN W.E. and SCHREIBER B.C. (1978). - Marine evaporites. S.E.P.M. short course, n° 4, 188 p.
- DEICHA G. (1966). - Fantômes d'accroissement dans le gypse des salines de Villeroy (Hérault). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 263, pp. 457-460.
- DELLWIG L.F. (1953). - Hopper crystals of halite in the Salina of Michigan. Am. Mineralogist, vol. 38, pp. 730-731.
- DELLWIG L.F. (1955). - Origin of the Salina Salt of Michigan. J. Sedim. Petrol., vol. 25, pp. 83-93, 95-102, 107-110.
- DELLWIG L.F. (1963). - Environment and mechanics of deposition of the Permian Hutchinson salt member of the Wellington Shale. First Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., pp. 74-85.
- DUBESSY J., GEISLER D., KOSZTOLANYI C. et VERNET M. (1980). - Détermination à la microsonde à effet Raman (M.O.L.E.) de l'ion sulfate dans des inclusions fluides de halites actuelles (Camargue, France). Sci. de la Terre, t. XXIV, n° 2, pp. 197-212.
- DUBESSY J., GEISLER D., KOSZTOLANYI C. and VERNET M. (1983). - The determination of sulfate in fluid inclusions using M.O.L.E. Raman microprobe. Application to a Keuper halite and geochemical consequences. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 47, pp. 1-10.

- DUBOIS P. et UMBACH P. (1974). - A propos du Trias de deux bassins sédimentaires français : le Bassin de Paris et le Bassin du Sud Est. Bull. Soc. Géol. Fr., série 7, t. XVI, n° 6, pp. 696-707.
- DULAU N. (1983). - Les domaines sédimentaires préhalitiques des marais salants de la région de Salin-de-Giraud (France) et de Santa Pola (Espagne). Thèse Spécialité, Univ. Strasbourg, 132 p.
- DULAU N. et TRAUTH N. (1982). - Etude des dépôts superficiels des marais salants de Salin-de-Giraud. Relations avec le soubassement, minéralogie et dynamique sédimentaire. Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 501-520.
- EDINGER S.E. (1973). - The growth of gypsum. An investigation of the factors which affect the size and growth rates of the habit faces of gypsum. J. of Crystal Growth, vol. 18, pp. 217-224.
- FOLK R.L. (1974). - The natural history of crystalline calcium carbonate : effect of the magnesium content and salinity. J. Sedim. Petrol., vol. 44, n° 1, pp. 40-53.
- FOLK R.L. and LAND L.S. (1975). - Mg/Ca ratio and salinity : two controls over crystallization of dolomite. A.A.P.G. Bull., vol. 59, n° 1, pp. 60-68.
- FOURMENTAUX J., PONTALIER Y., LAVIGNE J. et POUJOL P. (1959). - Trias, Jurassique inférieur et moyen de l'Est du Bassin de Paris. Présentation des cartes d'isopaques et de lithofaciès. Rev. I.F.P. et Ann. Combustibles Liquides, t. XIV, n° 9, pp. 1063-1090.
- FRIEDMAN G.M., AMIEL A.J., BRAUN M. and MILLER D.S. (1973). - Generation of carbonate particles and laminites in algal mats. Example from sea-marginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea. A.A.P.G. Bull., vol. 57, n° 3, pp. 541-557.
- GALL J.-C., DURAND M. et MULLER E. (1977). - Le Trias de part et d'autre du Rhin. Corrélations entre les marges et le centre du bassin germanique. Bull. B.R.G.M., série 2, section IV, n° 3, pp. 193-204.
- GARCIA PALACIOS M. et LUCAS J. (1976). - Le bassin triasique de la branche castellane de la Chaîne Ibérique. II - Géochimie. Cuadernos Geologia Iberica, vol. 4, pp. 355-368.
- GARRISON R.E., SCHREIBER B.C., BERNOUILLI D., FABRICIUS F.H., KIDD R.B. and MELIERES F. (1978). - Sedimentology, petrology and structures of Messinian evaporitic sediments in the Mediterranean Sea, Leg 42 A, Deep Sea Drilling Project. In : "Initial report of the Deep Sea Drilling Project", Hsü K., Montadert L. et al. Ed., vol. 42, pp. 571-611.
- GEBELEIN C.D. (1976). - Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, the Bahamas and Bermuda). In : "Stromatolites", M.R. Walter Ed., Developments in Sedimentology 20, Elsevier, pp. 381-388.
- GEISLER D. (1976). - Etude de lithofaciès évaporitiques du Keuper inférieur salifère de la région de Nancy. 4^e Réun. ann. Sci. de la Terre, Paris, p. 197.
- GEISLER D. (1978-a). - Une coupe détaillée dans le sommet du Muschelkalk moyen à Sarrebourg (Moselle). 103^e Congr. nat. Soc. sav., Nancy, Sciences, fasc. IV, pp. 335-341.
- GEISLER D. (1978-b). - Sedimentology and geochemistry of Triassic salt in Eastern Paris Basin (France). 10^e Congr. International de Sédimentologie, Jérusalem, résumé p. 241-242.
- GEISLER D. (1979). - Problèmes posés par la géochimie du brome dans les niveaux salifères du Keuper inférieur lorrain. Sci. de la Terre, t. XXIII, n° 2, pp. 23-38.
- GEISLER D. (1981). - Genèse et évolution des gypses des marais salants de Salin-de-Giraud (Camarque). Bull. Minéral., vol. 104, pp. 625-629.
- GEISLER D. (1982-a). - De la mer au sel : les faciès superficiels des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 521-549.
- GEISLER D. (1982-b). - Muschelkalk moyen de Lorraine. Données géométriques, sédimentologiques et géochimiques. Sci. de la Terre, t. XXV, n° 2, pp. 71-90.
- GEISLER D., ADLOFF M.-C. et DOUBINGER J. (1978). - Découverte d'une microflore du Carnien inférieur dans la série salifère lorraine. Sci. de la Terre, t. XXII, n° 4, pp. 391-399.
- GEISLER-CUSSEY D., HILLY J., MARCHAL C., MORETTO R. and RASHID H. (1985). - Typology of the halitic dissolutions observed in evaporitic series. 6^e Congr. Européen de Sédimentologie, Lérída, résumé pp. 582-585.
- GOLUBIC S. (1976). - Organisms that build stromatolites. In : "Stromatolites", R.M. Walter Ed., Developments in Sedimentology 20, Elsevier, pp. 113-126.
- GOLUBIC S. and FOCKE J.W. (1978). - Phormidium hendersoni Howe : identity and significance of a modern stromatolitic building microorganism. J. Sedim. Petrol., vol. 48, n° 3, pp. 751-764.
- GOTTESMANN W. (1963). - Eine häufig auftretende Struktur des Halits im Kaliflöz Stassfurt. Geologie, Jahrgang 12, Heft 5, pp. 576-581.
- GOULEAU D. (1976). - Le rôle des diatomées benthiques dans l'engraissement rapide des vasières atlantiques découvrantes. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 283, série D, pp. 21-23.

- GOULEAU D. (1982). - Chimie des eaux interstitielles des sédiments des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 349-367.
- GOULEAU D. (1984-a). - Répartition des salinités dans le marais salant de Bras del Port, Santa Pola (Espagne). Gradients de concentration. Rev. Inst. Invest. Geol., Barcelone, vol. 38, à paraître.
- GOULEAU D. (1984-b). - Relations entre saumures libres et saumures interstitielles du marais salant de "Bras del Port", Santa Pola (Espagne). Géochimie des ions majeurs et de la silice dissoute. Rev. Inst. Invest. Geol., Barcelone, vol. 38, à paraître.
- GOULEAU D. et NOEL D. (1984). - L'importance des diatomées dans le cycle de la silice dissoute des saumures libres et des eaux interstitielles dans le marais salant de Salin-de-Giraud (SE de la France). Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys., vol. 25, n° 3, pp. 177-186.
- GOVINDARAJU K. and MONTANARI R. (1978). - Routine performance of a matrix-correction free X-Ray fluorescence spectrometric method for rock analysis. X-Ray Spectrometry, vol. 7, n° 3, pp. 148-151.
- GUELORGET O. et PERTHUISOT J.-P. (1983). - Le domaine paralique. Expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. Trav. Lab. Géol. E.N.S., Paris, n° 16, 136 p.
- GUILLAUME L. (1938). - Observations sur la stratigraphie du Trias lorrain : Forage de Saint-Clément (Meurthe et Moselle). C.R. 1° Congr. Soc. sav. Est France, t. II, pp. 173-178.
- GUILLAUME L. (1959). - Notices des feuilles géologiques au 1/50 000 de Château-Salins n° 195 et de Sarre-Union n° 196.
- HAGUENAUER B. et HILLY J. (1975). - Les environnements continentaux, lagunaires et marins du Muschelkalk, du Keuper, du Lias et du Dogger de l'Est du Bassin de Paris. 9° Congr. International de Sédimentologie, Nice, Livret-guide Excursion 8, pp. 24-56.
- HALTENHOF M. und HOFRICHTER E. (1972). - Feinstratigraphie, Fazies und Bromgehalt isochroner Schichten des Liniensalzes (Zechstein 3) im Zentralen Teil des Zechsteinbeckens (Raum Hannover). Geol. Jb., Band 90, pp. 1-66.
- HARDIE L.A. (1984). - Evaporites : marine or non-marine ? Am. J. Sci., vol. 284, pp. 193-240.
- HEIMANN K.O. et MASCLE G. (1974). - Les séquences de la série évaporitique messinienne. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 279, série D, pp. 1987-1990.
- HERRMANN A.G. (1961). - Zur Geochemie des Strontiums in den salinaren Zechsteinablagerungen der Stassfurt-Serie des Südhazbezirkes. Chem. der Erde, Band 21, pp. 137-238.
- HERRMANN A.G. (1972). - Bromine distribution coefficients for halite precipitated from modern sea water under natural conditions. Contr. Mineral. Petrol., vol. 37, pp. 249-252.
- HERRMANN A.G., KNAKE D., SCHNEIDER J. and PETERS H. (1973). - Geochemistry of modern seawater and brines from salt pans : main components and bromine distribution. Contr. Mineral. Petrol., vol. 40, pp. 1-24.
- HIEGEL C. (1965). - Une industrie séculaire en Lorraine. Les salines. Mineurs de France, février, pp. 17-19.
- HITE R.J. (1974). - Evaporite deposits of the Khorat Plateau, Northeastern Thailand. Fourth Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 1, pp. 135-146.
- HOLDOWAY K.A. (1978). - Deposition of evaporites and red beds of the Nippewalla Group, Permian, Western Kansas. Kansas Geol. Surv. Bull., vol. 215, 43 p.
- HOLLAND H.D. (1972). - The geologic history of sea water. An attempt to solve the problem. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 36, pp. 637-651.
- HOLLIDAY D.W. (1970). - The petrology of secondary gypsum rocks : a review. J. Sedim. Petrol., vol. 40, n° 2, pp. 734-744.
- HOLSER W.T. (1966). - Bromide geochemistry of salt rocks. Second Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 2, pp. 248-275.
- HOLSER W.T. (1979). - Mineralogy of evaporites. In : "Marine minerals", R.G. Burns Ed., Mineral. Soc. Am., short course, n° 6, pp. 211-294.
- HOLSER W.T., WARDLAW N.C. and WATSON D.W. (1972). - Bromide in salt rocks : extraordinarily low content in the Lower Elk Point salt, Canada. In : "Geology of saline deposits", G. Richter-Bernburg Ed., Proc. Hannover Symp. 1968, UNESCO, pp. 69-75.
- HSU K.J. (1972). - Origin of saline giants : a critical review after the discovery of the Mediterranean Evaporite. Earth Sci. Rev., vol. 8, pp. 371-396.
- JANOSCHEK W.R. and MATURA A. (1980). - Austria. Geology of the European Countries, Dunod, pp. 7-88.

- JAROUSSE J. (1978). - Contribution au problème de l'identification d'anciennes séries évaporitiques dans les ensembles métamorphiques. Approche principalement géochimique. Thèse Spécialité, Univ. Lyon, 232 p.
- JORGENSEN N.O. (1979). - Magnesium incorporation in recent marine calcite cement from Denmark. J. Sedim. Petrol., vol. 49, n° 3, pp. 945-950.
- KASTNER M. (1970). - An inclusion hourglass pattern in synthetic gypsum. Am. Mineral., vol. 55, pp. 2128-2130.
- KENDALL A.C. (1984). - Evaporites. In : "Facies Models", R.G. Walker Ed., 2° Edition, Geoscience Canada, Reprint series 1, pp. 259-296.
- KERR S.D. jr. and THOMSON A. (1963). - Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments, Texas and New Mexico. A.A.P.G. Bull., Vol. 47, pp. 1726-1732.
- KINSMAN D.J.J. (1966). - Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. Second Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 1, pp. 302-326.
- KINSMAN D.J.J. and PARK R.K. (1976). - Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf. In : "Stromatolites", R.M. Walker Ed., Developments in Sedimentology 20, Elsevier, pp. 421-433.
- KIRKLAND D.W. and EVANS R. (1973). - Marine évaporites : origin, diagenesis and geochemistry. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvanie, 426 p.
- KLAUS W. (1970). - Utilization of spores in evaporite studies. Third Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 1, pp. 30-33.
- KOZUR H. (1975). - Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II : Anschluss der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. Freiberger Forschungshefte, Leipzig, C 304, pp. 51-77.
- KRUMBEIN W.E. und COHEN Y. (1974). - Biogene, klastische und évaporitische Sedimentation in einem mesothermen monomiktischen ufernahen See (Golf von Aqaba). Geol. Rundschau, Band 63, Heft 4, pp. 1035-1065.
- KUHN R. (1979). - Diagenese in Evaporiten. Geol. Rundschau, Band 68, Heft 3, pp. 1066-1075.
- KUNASZ I.A. (1970). - Significance of laminations in the Upper Silurian evaporite deposit of the Michigan Basin. Third Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 1, pp. 67-77.
- KUSHNIR J. (1981). - Formation and early diagenesis of varved evaporite sediments in a coastal hypersaline pool. J. Sedim. Petrol., vol. 51, n° 4, pp. 1193-1203.
- KUSHNIR J. (1982). - The coprecipitation of strontium, magnesium, sodium, potassium and chloride ions with gypsum. An experimental study. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 44, pp. 1471-1482.
- LACROIX A. (1910). - Minéralogie de la France. Nouvelle édition, Blanchard, t. 4, pp. 164-212.
- LANDRY J.-C. et JACCARD J. (1982). - Chimie des eaux libres dans le marais salant de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 329-348.
- LAUGIER R. (1959). - Observations pétrographiques nouvelles sur les niveaux salifères du Trias moyen de Lorraine. Bull. Soc. Géol. Fr., série 7, t. I, pp. 31-39.
- LE ROUX J. (1971). - Structures tectoniques et anomalies gravimétriques dans l'Est de la France. Bull. B.R.G.M., série 2, section 1, n° 3, pp. 137-141.
- LLEWELLYN P.G. (1968). - Dendritic halite pseudomorphs from the Keuper Marl of Leicestershire, England. Sedimentology, vol. 11, pp. 293-297.
- LUCAS J. (1963). - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. Thèse Etat, Univ. Strasbourg, 202 p.
- LUCAS J. (1974). - Quelques considérations sur les argiles du Trias à faciès germanique. Bull. Soc. Géol. Fr., série 7, t. XVI, n° 6, pp. 677-678.
- MAGET P. et MAIAUX C. (1980). - Trias. Faciès évaporitiques. In : "Synthèse géologique du Bassin de Paris", C. Mégnien Ed., Mém. B.R.G.M., n° 102, pl. TR 5.
- MANGER G. (1961). - Die praktische Anwendung der Bestimmung des Bromgehaltes im Steinsalz zur Horizontierung bei Tiefbohrungen und Untertage-Aufschlüssen der Gewerkschaft Baden in Buggingen (Südbaden). Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Band 5, pp. 279-292.
- MARCHAL C. (1983). - Le gîte salifère keupérien de Lorraine - Champagne et les formations associées. Etude géométrique. Implications génétiques. Mém. Sci. de la Terre, n° 44, 139 p.
- MARCHAL C. (1985). - Les dissolutions anciennes et actuelles du gîte salifère keupérien de l'Est de la France. Bull. Soc. Géol. Fr., série 8, t. I, n° 6, à paraître.

- MASCLE G. and MASCLE J. (1972). - Aspects of some evaporitic structures in Western Mediterranean Sea. A.A.P.G. Bull., vol. 56, n° 11, pp. 2260-2267.
- MASSON P.H. (1955). - An occurrence of gypsum in Southwest Texas. J. Sedim. Petrol., vol. 25, pp. 72-77.
- MAUBEUGE P.L. (1950-a). - Le bassin salifère lorrain. Imprimerie G. Thomas, Nancy, 147 p.
- MAUBEUGE P.L. (1950-b). - Excursion du 25 juin 1950, dans le Saulnois. Bull. Soc. Sci. Nancy, t. IX, n° 3, pp. 31-37.
- MAUBEUGE P.L. (1953). - Quelques réflexions et observations stratigraphiques et paléogéographiques à propos du Trias lorrain. Bull. Soc. Belge Géol., t. LXII, fasc. 1, pp. 82-85.
- MAUBEUGE P.L. (1962). - Données actuelles sur l'extension du bassin salifère lorrain. Bull. Soc. Lorraine Sci., n° 1, pp. 62-102.
- MAUBEUGE P.L. (1966). - Trésors sur une frontière. Bull. Acad. et Soc. Lorraines Sci., t. VI, n° 2, pp. 166-188.
- MONTANARI R., GEISLER D. et PETIT G. (1979). - Mise au point d'une méthodologie analytique concernant certains types de roches évaporitiques. Sci. de la Terre, t. XXIII, n° 1, pp. 3-27.
- MONTENAT C. (1973). - Les formations néogènes et quaternaires du Levant Espagnol. Thèse Etat, Univ. Paris-Orsay, 1170 p.
- MONTY C.L.V. (1965). - Recent algal stromatolites in the Windward Lagoon, Andros Island, Bahamas. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 88, Bull. n° 6, pp. 269-276.
- MONTY C.L.V. (1972). - Recent algal stromatolitic deposits, Andros Island, Bahamas. Preliminary report. Geol. Rundschau, Band 61, Heft 2, pp. 742-783.
- MONTY C.L.V. and HARDIE L.A. (1976). - The geological significance of the freshwater bluegreen algal calcareous marsh. In : "Stromatolites", R.M. Walter Ed., Developments in Sedimentology 20, Elsevier, pp. 447-477.
- MORETTO R. (1985-a). - La série salifère du Paléogène d'Étrez, Bresse (France). Caractères sédimentologiques des principales unités. Bull. Soc. Géol. Fr., série 8, t. I, n° 6, à paraître.
- MORETTO R. (1985-b). - Les formations évaporitiques de la zone d'Étrez (Bresse). In : "Étude pétrographique et géochimique des grandes accumulations évaporitiques du Trias (Sud Est Aquitaine, Bassin de Paris) et du Paléogène (Couloir rhodanien, Alsace)", Documents GRECO 52, à paraître.
- MULLER Gerhard (1964). - Ein Beitrag zur Geochemie des Strontiums in Ca-Sulfat-Gesteinen. Dissertation, Univ. Saarbrücken, 166 p.
- MULLER German (1962). - Zur Geochemie des Sr in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Cölestinlagerstätten von Hemmelte-West (Süd-Oldenburg). Geologie, Jg. II, Beiheft 35, pp. 1-90.
- NEEV D. and EMERY K.O. (1967). - The Dead Sea. Depositional processes and environments of evaporites. Geol. Surv. Israel Bull., n° 41, 147 p.
- NESTEROFF W.D. (1973). - Pétrographie des évaporites messiniennes de la Méditerranée. Comparaison des forages JOIDES-DSDP et des dépôts du bassin de Sicile. In : "Messinian events in the Mediterranean", C.W. Drooger Ed., North-Holland Publ. Co., pp. 111-123.
- NOEL D. (1982). - Les diatomées des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 413-446.
- NURMI R.D. and FRIEDMAN G.M. (1977). - Sedimentology and depositional environments of basin-center evaporites, Lower Salina Group (Upper Silurian), Michigan Basin. A.A.P.G., Studies in Geology n° 5, pp. 23-52.
- ORSZAG-SPERBER F., ROUCHY J.-M., BIZON G., BIZON J.-J., CRAVATTE J. et MULLER C. (1980). - La sédimentation messinienne dans le bassin de Polemi (Chypre). Géol. Médit., t. VII, n° 1, pp. 91-102.
- ORTI CABO F. y PUEYO MUR J.J. (1977). - Asociacion halita bandeada-anhydrita nodular del yacimiento de Remolinos, Zaragoza (sector central de la Cuenca del Ebro). Nota petrogenética. Rev. Inst. Invest. Geol., Barcelone, t. XXXII, pp. 167-202.
- ORTI CABO F. y SHEARMAN D.J. (1977). - Estructuras y fabricas deposicionales en las evaporitas del Mioceno superior (Messiniense) de San Miguel de Salinas (Alicante, Espana). Rev. Inst. Invest. Geol., Barcelone, vol. XXXII, pp. 5-54.
- ORTI CABO F., PUEYO MUR J.J., GEISLER-CUSSEY D. and DULAU N. (1984). - Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). Rev. Inst. Invest. Geol., Barcelone, vol. 38, à paraître.
- ORTI CABO F., PUEYO MUR J.J. and DRONKERT H. (1985). - Evaporitic sedimentation in salina of Roquetas (Almeria, Spain). 6° Congr. Européen de Sédimentologie, Lérida, résumé pp. 341-344.

- PARK R.K. (1977). - The preservation potential of some recent stromatolites. Sedimentology, vol. 24, pp. 485-506.
- PERTHUISOT J.-P. (1980). - Sites et processus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, vol. 4, n° 1, pp. 207-233.
- PERTHUISOT J.-P. (1982). - Introduction générale à l'étude des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Le cadre géographique et le milieu. Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 309-327.
- PIERRE C. (1982). - Teneurs en isotopes stables (^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^{34}S) et conditions de genèse des évaporites marines : application à quelques milieux actuels et au Messinien de la Méditerranée. Thèse Etat, Univ. Paris Sud-Orsay, 266 p.
- PIERRE C. et FONTES J.-C. (1982). - Etude isotopique des saumures et des gypses des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 479-486.
- PLAZIAT J.-C. et DESPRAIRIES A. (1969). - Les pseudomorphoses de cristaux de sel gemme du Keuper inférieur de Lorraine : mode de formation et répartition paléogéographique. Bull. Soc. Géol. Fr., série 7, t. XI, pp. 400-406.
- PLUMMER P.S. and GOSTIN V.A. (1981). - Shrinkage cracks : dessication or synaeresis ? J. Sedim. Petrol., vol. 51, n° 4, pp. 1147-1156.
- POUMOT C. (1982). - Palynologie et palynofaciès des sédiments récents des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 551-562.
- RAUP O.B. (1966). - Bromine distribution in some halite rocks of the Paradox Member, Hermosa Formation, in Utah. Second Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 1, pp. 236-247.
- RAUP O.B. (1970). - Brine mixing : an additional mechanism for formation of basin evaporites. A.A.-P.G. Bull., vol. 54, n° 12, pp. 2246-2259.
- RAUP O.B., HITE R.J. and GROVES H.L. (1970). - Bromine distribution and paleosalinities from well cuttings, Paradox Basin, Utah and Colorado. Third Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 1, pp. 40-47.
- RAUP O.B. and HITE R.J. (1978). - Bromine distribution in marine halite rocks. S.E.P.M. short course, n° 4, pp. 105-123.
- RICHTER-BERNBURG G. (1955). - Über salinare Sedimentation. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellsch., Band 105, pp. 593-645.
- RICHTER-BERNBURG G. (1972-a). - Géologie des dépôts salins. Proc. Hannover Symp. 1968, UNESCO, 316 p.
- RICHTER-BERNBURG G. (1972-b). - Saline deposits in Germany : a review and general introduction to the excursions. In : "Geology of saline deposits", G. Richter-Bernburg Ed., Proc. Hannover Symp. 1968, UNESCO, pp. 275-287.
- RICHTER-BERNBURG G. (1973). - Facies and paleogeography of the Messinian evaporites in Sicily. In : "Messinian events in the Mediterranean", C.W. Drooger Ed., North-Holland Publ. Co., pp. 124-141.
- RICHTER-BERNBURG G. (1979). - Eodiagenetische Vorgänge bei der Bildung von Salinar-Gesteinen. Geol. Rundschau, Band 68, Heft 3, pp. 1055-1065.
- RICOUR J. (1953). - Note préliminaire sur le Trias de la région de Lons-le-Saunier (Jura). C.R. Soc. Géol. Fr., n° 16, pp. 339-343.
- RICOUR J. (1960). - La genèse des niveaux salifères. Cas du Trias français. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. (2), vol. III, fasc. 3, pp. 139-148.
- RICOUR J. (1962). - Contribution à une révision du Trias français. Mém. Serv. Carte Géol. France, 471 p.
- ROBERTSON HANDFORD C. (1981). - Coastal sabkha and salt pan deposition of the Lower Clear Fork Formation (Permian), Texas. J. Sedim. Petrol., vol. 51, n° 3, pp. 761-778.
- ROUCHY J.-M. (1976-a). - 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., Paris, t. 282, série D, pp. 13-16.
- ROUCHY J.-M. (1976-b). - Sur la genèse de deux principaux types de gypse (finement lité et en chevrons) du Miocène terminal de Sicile et d'Espagne méridionale. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., vol. XVIII, fasc. 4, pp. 347-364.
- ROUCHY J.-M. (1982). - La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. Mém. Museum nat. Hist. Nat., série C, Sci. de la Terre, t. L, 267 p.
- ROUCHY J.-M. and MONTY C.L.V. (1981). - Stromatolites and cryptalgal laminites associated with Messinian gypsum of Cyprus. In : "Phanerozoic Stromatolites", C.L.V. Monty Ed., Springer Verlag, pp. 155-180.

- SABOURAUD C. (1976-a). - Les conditions de genèse de certaines formes de cavités intracristallines éclairées par la méthode expérimentale. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., vol. 99, pp. 74-77.
- SABOURAUD C. (1976-b). - Inclusions solides et liquides dans le gypse. Trav. Lab. Géol. E.N.S., Paris, n° 10, 119 p.
- SCHMALZ R.F. (1969). - Deep-water evaporite deposition : a genetic model. A.A.P.G. Bull., vol. 53, n° 4, pp. 798-823.
- SCHNEIDER J. and HERMANN A.G. (1980). - Saltworks. Natural laboratories for microbiological and geochemical investigations during the evaporation of seawater. Fifth Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 2, pp. 371-381.
- SCHREIBER B.C. (1978). - Environments of subaqueous gypsum deposition. S.E.P.M. short course, n° 4, pp. 43-73.
- SCHREIBER B.C., FRIEDMAN G.M., DECIMA A. and SCHREIBER E. (1976). - Depositional environments of the Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. Sedimentology, vol. 23, n° 6, pp. 729-760.
- SCHREIBER B.C., CATALANO R. and SCHREIBER E. (1977). - An evaporitic lithofacies continuum: Latest Miocene (Messinian) deposits of Salemi Basin (Sicily) and a modern analog. A.A.P.G., Studies in Geology, n° 5, pp. 169-180.
- SCHREIBER B.C. and SCHREIBER E. (1977). - The salt that was. Geology, vol. 5, pp. 527-528.
- SCRUTON P.C. (1953). - Deposition of evaporites. A.A.P.G. Bull., vol. 37, n° 11, pp. 2498-2512.
- SHEARMAN D.J. (1966). - Origin of marine evaporites by diagenesis. Inst. Mining. Met., Trans, vol. 75, pp. 208-215.
- SHEARMAN D.J. (1970). - Recent halite rock, Baja California, Mexico. Inst. Mining. Met., Trans., vol. 79, pp. 155-162.
- SHEARMAN D.J. (1978). - Halite in sabkha environments. S.E.P.M. short course, n° 4, pp. 30-42.
- SHUMAN A.C. and FIEDELMAN H.W. (1966). - Gross imperfections and habit modification in salt crystals. Second Symposium on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., vol. 2, pp. 246-253.
- SICHERE M.-C. (1976). - Dosage du chlore et du brome dans les évaporites. Thèse Université, Univ. Paris VI, 101 p.
- SIMON B. (1968). - Contribution à l'étude de la formation de macles de croissance. Thèse Etat, Univ. Aix-Marseille, 149 p.
- SLOSS L.L. (1969). - Evaporite deposition from layered solutions. A.A.P.G. Bull., vol. 53, n° 4, pp. 776-789.
- SOUTHGATE P.N. (1982). - Cambrian skeletal halite crystals and experimental analogues. Sedimentology, vol. 29, pp. 391-407.
- STOFFERS P. and KUHN R. (1974). - Red Sea evaporites : a petrographic and geochemical study. Initial Reports DSDP, vol. XXIII, pp. 821-847.
- TAN P.K. (1978). - Contribution à l'étude pétrographique et sédimentologique du Muschelkalk et de la Lettenkohle dans la région de Betting-lès-Saint-Avoid (Moselle). Thèse Spécialité, Univ. Nancy I, 83 p.
- THOMAS J.-C. et GEISLER D. (1982). - Peuplements benthiques à cyanophycées des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 391-411.
- THOMAS M. (1982). - Approche géochimique du système sédimentaire des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 487-500.
- TRAUTH N. (1977). - Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). Mém. Sci. Géol., n° 49, 195 p.
- TRICHET J. (1967). - Essai d'explication du dépôt d'aragonite sur des substrats organiques. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 265, série D, pp. 1464-1467.
- TRUC G. (1979). - Evaporites d'un bassin continental subsident (Ludien et Stampien de Mormoiron-Pernes, Sud Est de la France). Aspects séquentiels du dépôt. Faciès primaires et leur évolution diagénétique. In : "Dépôts évaporitiques", Comité des Techniciens de la Chambre syndicale des Hydrocarbures Ed., Technip, pp. 61-71.
- TRUMPY R. (1980). - Switzerland. Geology of the European Countries, Dunod, pp. 231-326.
- TRUSHEIM F. (1971). - Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. Beih. Geol. Jb., Band 112, pp. 1-51.
- TUTENUIT N. (1980). - Etude sédimentologique, minéralogique et biochimique des vases organo-carbonatées des marais salants de Camargue. D.E.A., E.N.S., Paris, 96 p.

- TUTENUIT N. et PERTHUISOT J.-P. (1979). - Données liminaires sur la sédimentation et la diagenèse des carbonates dans les salins de Giraud (Bouches-du-Rhône). Rapport interne R.C.P.459, 12p.
- USDOWSKI E. (1973). - Das geochemische Verhalten des Strontiums bei der Genese und Diagenese von Ca-Karbonat- und Ca-Sulfat-Mineralen. Contr. Mineral. Petrol., vol. 38, pp. 177-195.
- VALYASHKO M.G. (1956). - Geochemistry of bromine in the process of salt deposition and the use of bromine content as a genetic and prospecting criterion. Geochemistry, vol. 6, pp. 570-589.
- VALYASHKO M.G. (1972). - Playa lakes. A necessary stage in the development of a salt bearing basin. In : "Geology of saline deposits", G. Richter-Bernburg Ed., Proc. Hannover Symp. 1968, UNESCO, pp. 41-51.
- WARDLAW N.C. and SCHWERDTNER W.M. (1966). - Halite - anhydrite seasonal layers in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan, Canada. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 77, pp. 331-342.
- WARREN J.K. (1982-a). - The hydrological significance of Holocene tepees, stromatolites, and boxwork limestones in coastal salinas in South Australia. J. Sedim. Petrol., vol. 52, n° 4, pp. 1171-1201.
- WARREN J.K. (1982-b). - The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in Late Quaternary salt lakes in South Australia. Sedimentology, vol. 29, n° 5, pp. 609-637.
- WERVEKE (Van) L. (1908). - Profil der Trias aus einer Tiefbohrung in Dieuze (Lothr.). Mitt. Geol. Landesanstalt Els.-Lothr., Band VI, Heft 2, pp. 361-368.
- WERVEKE (Van) L. (1916-a). - Die Küstenausbildung der Trias am Südrande der Ardennen. Mitt. Geol. Landesanstalt Els.-Lothr., Band X, pp. 151-239.
- WERVEKE (Van) L. (1916-b). - Profile durch den Mittleren Muschelkalk aus Bohrungen im nordöstlichen Frankreich, in Luxemburg, Lothringen und im Rheintal. Mitt. Geol. Landesanstalt Els.-Lothr., Band X, pp. 335-365.
- WEST I.M. (1964). - Evaporite diagenesis in the Lower Purbeck beds of Dorset. Proc. Yorkshire Geol. Soc., vol. 34, pp. 315-326, 330.
- WILD H. (1968). - Das Steinsalzlager des Mittleren Muschelkalks, seine Entstehung, Lagerung und Ausbildung nach alter und neuer Auffassung. Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Band 10, pp. 133-155.
- WILD H. (1973). - Neue Erkenntnisse über Genese und Lagerung des Salzes im Mittleren Muschelkalk in Süddeutschland. Jber. u. Mitt. oberrh. Geol. Ver., Stuttgart, N.F. 55, pp. 95-132.
- WURSTER P. (1964). - Geologie des Schilfsandsteins. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, Heft. 33, 140p.
- ZANINETTI L. (1982). - Les foraminifères des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France): milieu de vie et transport dans le salin, comparaison avec les microfaunes marines. Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 447-470.
- ZANINETTI L. et TETARD D. (1982). - Les ostracodes des marais salants de Salin-de-Giraud (Sud de la France). Géol. Médit., t. IX, n° 4, pp. 471-478.
- ZIEGLER P.A. (1982). - Geological atlas of Western and Central Europe. Shell International Petroleum Maatschappij, Elsevier, 130 p.
- Carte géologique de la France au 1/50 000
 ISTRES : XXX-44-46
 SAINTES-MARIES-DE-LA-MER : XXIX-44-45.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

	Pages
Fig. 1 - Schéma opérationnel utilisé pour la caractérisation des dépôts évaporitiques dans les marais salants	18
2 - Schéma opérationnel utilisé pour la caractérisation des dépôts évaporitiques dans les bassins fossiles	21
3 - Schéma opérationnel utilisé pour la caractérisation directe de la salinité ...	22
4 - Droite d'étalonnage $h \text{SO}_4^{--} / h \text{H}_2\text{O}$ en fonction de la concentration de l'ion SO_4^{--} dans les solutions saturées en NaCl, pour la microsonde à effet Raman M.O.L.E.	24
5 - Spectres enregistrés par la microsonde LAMMA sur un cristal de halite	25
6 - Schéma opérationnel développé pour la caractérisation indirecte de la salinité	26
7 - Résultats de dosage du strontium en fluorescence X sur des poudres pastillées et construction d'une courbe étalon	28
8 - Résultats de dosage du brome en fluorescence X sur des poudres pastillées et construction d'une courbe étalon	29
9 - Morphologies de cristaux de gypse	37
10 - Evolution des teneurs en strontium dans les saumures et les cristaux de gypse, respectivement au début de la précipitation du gypse et de la halite	37
11 - Evolution des teneurs en strontium en fonction de la taille de cristaux de gypse actuels	39
12 - Morphologies de cristaux de halite	39
13 - Croissance expérimentale de la halite	41
14 - Evolution des teneurs en brome dans l'eau de mer au cours de son évaporation..	42
15 - Evolution du coefficient de distribution b pour le brome dans la halite, en fonction des teneurs en MgCl_2 ou des concentrations correspondantes de l'eau de mer, successivement dans les domaines de la halite, de la sylvite et de la carnallite	43
16 - Distribution du brome au cours de l'évaporation de l'eau de mer à 25°C, dans la saumure et dans les minéraux précipités	43
17 - Localisation des marais salants de Salin-de-Giraud et de Santa Pola sur la bordure occidentale de la Méditerranée	47
18 - Localisation du marais salant de Salin-de-Giraud dans le delta du Rhône en Camargue	48
19 - Extension des domaines de sédimentation dans le marais salant de Salin-de-Giraud et localisation des bassins étudiés	49
20 - Localisation des salins de Bonmati et de Bras del Port dans la région de Santa Pola, au Sud d'Alicante	50
21 - Extension des domaines de sédimentation dans les salins de Santa Pola et localisation des bassins étudiés	51
22 - Trajets des saumures dans les bassins du marais salant de Salin-de-Giraud	54
23 - Carte de distribution des salinités des saumures dans les bassins du marais salant de Salin-de-Giraud	55
24 - Trajets des saumures dans les bassins des salins de Santa Pola	56
25 - Cartes de distribution des salinités des saumures dans les bassins du salin de Bras del Port à Santa Pola	57

Fig. 26 - Evolution des teneurs en éléments majeurs, en fonction de la salinité, dans les saumures libres prélevées en juin 1979 dans le circuit Nord du marais salant de Salin-de-Giraud	59
27 - Evolution des teneurs en éléments majeurs, en fonction de la salinité, dans les saumures libres prélevées en septembre 1983 dans le circuit "El Teniente" du salin de Bras del Port à Santa Pola	61
28 - Concentration en chlorure des saumures interstitielles, en fonction de la concentration en chlorure des saumures libres du bassin considéré, en juin 1980 dans le marais salant de Salin-de-Giraud	62
29 - Concentration en chlorure des saumures interstitielles, en fonction de la concentration en chlorure des saumures libres du bassin considéré, en septembre 1983 dans le salin de Bras del Port à Santa Pola	63
30 - Séquences élémentaires de dépôts dans les tapis algaires laminés, à <i>Microcoleus</i> dominant	69
31 - Séquences élémentaires de dépôt dans les tapis algaires à <i>Aphanothece</i> dominant	71
32 - Distribution des dépôts gypseux en fonction de la salinité	87
33 - Séquences élémentaires de croissance et annuelle de dépôt, avec indication de leurs mécanismes de genèse, dans les sélénites des croûtes gypseuses simples de Salin-de-Giraud	89
34 - Séquences annuelles de dépôt dans les croûtes gypseuses litées de Salin-de-Giraud	90
35 - Mécanismes de genèse des croûtes gypseuses litées, sur l'exemple des bassins avant les tables salantes, à Salin-de-Giraud	91
36 - Teneurs en strontium dans les cristaux de gypse, en fonction de la salinité des saumures sus-jacentes, à Salin-de-Giraud	96
37 - Evolution des teneurs en strontium, en fonction de la salinité, dans les saumures libres	97
38 - Distribution des teneurs en strontium dans les cristaux de gypse, en fonction de leur taille, dans les croûtes gypseuses à Salin-de-Giraud	97
39 - Morphologie des cristaux de halite, en fonction de la salinité et des teneurs en brome, dans les dépôts de Salin-de-Giraud	113
40 - Séquence élémentaire de croissance et séquence annuelle de dépôt dans les halites de début de précipitation de Salin-de-Giraud	114
41 - Importance de la microtopographie dans la distribution des types morphologiques de la halite dans une "cabecera" à Santa Pola	115
42 - Séquence élémentaire de croissance et séquence de dépôt dans les croûtes halitiques litées de Santa Pola	117
43 - Détermination de la concentration en ion SO_4^{--} des saumures des inclusions fluides de halites de Salin-de-Giraud	119
44 - Spectres obtenus à la microsonde LAMMA sur une inclusion dans un cristal de halite de Salin-de-Giraud	120-121
45 - Evolution des teneurs en brome, en fonction de la salinité, dans les saumures libres	123
46 - Distribution schématique des corps halitiques observés dans le bassin situé à la sortie des tables salantes à Salin-de-Giraud	126
47 - Evolution latérale schématique des principaux constituants chimiques et organiques, en fonction de la salinité, dans les dépôts des marais salants étudiés	133
48 - Evolution latérale schématique de la séquence élémentaire, en fonction de la salinité	136
49 - Evolution latérale schématique des séquences annuelles de dépôt à Salin-de-Giraud, en fonction de la salinité	137
50 - Localisation des dépôts fossiles étudiés	141
51 - Série triasique à faciès germanique de Lorraine et localisation des intervalles stratigraphiques étudiés	142

Fig. 52 - Localisation des affleurements de gypses messiniens étudiés dans le Molise et la Maiella en Italie centro-méridionale	145
53 - Vue transversale de l'éperon de Gessopalena	145
54 - Affleurements et coupes sur l'éperon de Gessopalena	146
55 - Localisation des affleurements de gypses messiniens étudiés à Chypre	149
56 - Localisation des affleurements de gypses d'âge secondaire étudiés en Lorraine	150
57 - Fourchettes des teneurs en strontium dans les cristaux de gypse messiniens (domaine méditerranéen) et mésozoïques (Lorraine), en fonction des différents faciès du gypse	155
58 - Carte d'extension du gisement keupérien dans le Bassin de Paris et localisation de la zone étudiée	160
59 - Découpage et nomenclature des différentes formations constituant les Marnes irisées keupériennes, inférieures et moyennes, du bassin salifère de Lorraine - Champagne	161
60 - Enregistrements en diffractométrie X de l'échantillon d'argile A2 de la mine de Varangéville	164
61 - Séquences de dépôt dans des niveaux salifères du Keuper inférieur de Lorraine	167
62 - Teneurs en brome des échantillons de sel clair, de sel sombre et de sel limpide, prélevés sur le sondage d'Erbéviller	169
63 - Histogramme des teneurs en brome en fonction des trois types de sel définis dans le sondage d'Erbéviller	170
64 - Teneurs en insolubles, en brome et en potassium des échantillons de sel clair et de sel sombre prélevés sur le front de taille de la mine de Varangéville	173
65 - Distribution des faciès argileux, argilo-sulfatés et halitiques dans la partie moyenne du front de taille de la mine de Varangéville et teneurs en brome dans le sel clair et dans le sel sombre	176
66 - Distribution des faciès argileux, argilo-sulfatés et halitiques sur deux échantillons prélevés en continuité au toit du front de taille de la mine de Varangéville et teneurs en brome dans le sel clair et dans le sel sombre	177
67 - Evolution des teneurs en brome dans les séquences de dépôt de niveaux salifères du Keuper inférieur de Lorraine	178
68 - Détermination du sulfate piégé dans le fluide des inclusions d'une halite du toit de la mine de Varangéville	179
69 - Histogramme des concentrations en sulfate dans des inclusions primaires et secondaires d'un cristal de halite prélevé au toit de la mine de Varangéville	180
70 - Mécanismes de dépôt dans des niveaux halitiques en fonction des déplacements verticaux des saumures, sur l'exemple du Keuper inférieur de Lorraine	182
71 - Coupe lithologique d'ensemble de la série salifère keupérienne dans le sondage de Toul - Dongermain	184
72 - Carte paléogéographique du Muschelkalk salifère en Europe occidentale	194
73 - Extension des dépôts du Muschelkalk moyen dans l'Est du Bassin de Paris	195
74 - Coupe Ouest - Est à travers le bassin du Muschelkalk moyen en Lorraine	197
75 - Coupe transversale NW-SE à travers le bassin du Muschelkalk moyen en Lorraine	198
76 - Isopaques de la formation salifère dans la région de Sarralbe	199
77 - Coupe de détail dans le gisement de Sarralbe le long d'une piste de dissolution et variations latérales d'épaisseur pour les cinq niveaux de sel	200
78 - Carte d'implantation des sondages dans la région de Faulquemont et limites d'extension du sel	202
79 - Coupe SW-NE dans la région de Faulquemont	203
80 - Coupes dans le Muschelkalk moyen de Lorraine et résultats des analyses palynologiques	206 - 207
81 - Coupes lithologiques des sondages de Sarrebourg S1 et S2, localisation des échantillons d'argilites analysés, teneurs en carbonates et distribution des associations de minéraux argileux	209

Fig. 82 - Coupes lithologiques dans les Couches Blanches près de la ferme Saint-Hubert à Sarrebourg	214
83 - Diffractogrammes RX des associations de minéraux argileux de la phase silico-alumineuse d'échantillons d'argilites du Muschelkalk moyen	215
84 - Répartition, en fonction de leur chimisme et des associations de minéraux argileux, des argilites des sondages de Sarrebourg S1 et S2 sur un diagramme $Al_2O_3 - K_2O - MgO$	217
85 - Lithologie du niveau salifère du sondage de Faulquemont A9 et teneurs en brome dans la halite	222
86 - Coupe du sondage de Puttelange-aux-Lacs et teneurs en brome dans la halite de cuttings du niveau salifère	223
Tabl. 1 - Analyses des éléments majeurs, en fluorescence X, de la phase silico-alumineuse séparée d'argilites du Muschelkalk moyen évaporitique de Lorraine à Sarrebourg, Moselle	31
2 - Analyses des éléments majeurs, en fluorescence X, d'échantillons divers d'argilites non traitées et traitées à HCl et aux résines H^+	33
3 - Analyses chimiques des saumures libres du circuit Nord de Salin-de-Giraud, récoltées en juin 1979	58
4 - Analyses chimiques des saumures libres du circuit "El Teniente" du salin de Bras del Port à Santa Pola, récoltées en septembre 1983	60
5 - Teneurs en strontium dans les cristaux de gypse du marais salant de Salin-de-Giraud	94
6 - Teneurs en strontium dans les cristaux de gypse des salins de Santa Pola, en fonction des faciès	98
7 - Concentrations en ions SO_4^{--} et Ca^{++} dans les saumures piégées dans les inclusions fluides primaires de halites de Salin-de-Giraud et comparaison avec la saumure prélevée dans l'un des bassins	118
8 - Calcul du coefficient de distribution b du brome dans les halites de Salin-de-Giraud, dans un milieu faiblement magnésien	124
9 - Teneurs en brome, en fonction de leur taille respective, dans des cristaux de halite provenant des corps halitiques du bassin à la sortie des tables salantes de Salin-de-Giraud	124
10 - Teneurs en strontium, en fonction des faciès, dans des gypses messiniens du Molise et de la Maiella (Italie centro-méridionale)	152
11 - Teneurs en strontium, en fonction des faciès, dans des gypses messiniens de Chypre	153
12 - Teneurs en strontium, en fonction des faciès, dans des gypses d'âge secondaire de Lorraine	154
13 - Analyses des éléments majeurs de la phase silico-alumineuse séparée d'argilites prélevées au toit de la mine de sel de Varangéville	164
14 - Composition de la microflore des échantillons prélevés dans la mine de sel de Varangéville	165
15 - Teneurs en brome dans la halite, en fonction des types de sel, dans des échantillons du sondage d'Erbéviller	171
16 - Teneurs en insolubles dans le sel et en brome et potassium dans la halite, en fonction des types de sel, dans des échantillons de la mine de sel de Varangéville	172
17 - Teneurs en brome dans la halite, en fonction des types de sel, dans des échantillons prélevés en continu dans la mine de sel de Varangéville	175
18 - Composition de la microflore des échantillons prélevés sur les sondages S1 et S2 de Sarrebourg, A9 de Faulquemont et sur les affleurements de Bouchepon et de la ferme Saint-Hubert	205
19 - Analyses des éléments majeurs de la phase silico-alumineuse séparée et teneurs en carbonates d'argilites prélevées sur les sondages S1 et S2 de Sarrebourg	218

Tabl. 20 - Teneurs en strontium, en fonction des faciès, dans des anhydrites et des gypses des Couches Grises du sondage S2 de Sarrebourg	220
21 - Teneurs en brome dans la halite, en fonction des types de sel, dans des échantillons du sondage A9 de Faulquemont et dans des cuttings du sondage de Puttelange-aux-Lacs	221
P1. I à V - Dépôts actuels associés aux cyanophycées benthiques	
I - Aspects macroscopiques	75
II - Séquences élémentaires de dépôt	77
III - Sédimentation carbonatée	79
IV - Evolution des constituants organiques en profondeur	81
V - Diagenèse gypseuse	83
P1. VI à X - Dépôts gypseux actuels	
VI - Aspects macroscopiques des croûtes	101
VII - Morphologie des cristaux	103
VIII - Inclusions dans les cristaux de gypse	105
IX - Séquences élémentaires et annuelles dans les sélénites	107
X - Quelques aspects des croûtes litées. Altération des croûtes	109
P1. XI et XII - Dépôts halitiques actuels.	
XI - Aspects macroscopiques des croûtes	127
XII - Morphologie des cristaux. Séquences élémentaires	129
P1. XIII - Gypses messiniens	157
P1. XIV à XVI - Keuper inférieur de Lorraine	
XIV - Aspects macroscopiques du sel	187
XV - Inclusions fluides dans la halite	189
XVI - Faciès diagénétiques des niveaux salifères	191
P1. XVII à XXI - Muschelkalk moyen de Lorraine	
XVII - Aspects macroscopiques des dolomies	227
XVIII - Faciès argileux et oolithique. Aspects microscopiques des dolomies	229
XIX - Aspects microscopiques des dolomies	231
XX - Aspects macroscopiques du sel et de l'anhydrite	233
XXI - Aspects microscopiques des faciès sulfatés calciques et macroscopiques du gypse	235

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS	5
RESUMES	9
Première Partie	
GENERALITES	
Chapitre 1 - OBJECTIFS DE L'ETUDE	
Introduction	13
I - Recherche des mécanismes élémentaires de genèse de ces dépôts	14
II - Sédimentation évaporitique actuelle dans des marais salants méditerranéens ..	15
III - Sédimentation évaporitique fossile dans le Messinien méditerranéen et le Trias lorrain	15
Conclusion	16
Chapitre 2 - MOYENS UTILISES POUR LA CARACTERISATION DES DEPOTS ET DE LA SALINITE	
Introduction	17
I - Caractérisation des dépôts	17
A - Dépôts actuels dans les marais salants	17
1 - Sur le terrain	17
2 - Au laboratoire : préparation des échantillons	19
B - Dépôts fossiles	20
1 - Approche de la géométrie des corps sédimentaires	20
2 - Préparation des échantillons pour l'observation des faciès	21
II - Caractérisation de la salinité	21
A - Méthodes directes	22
1 - Saumures des marais salants	22
2 - Inclusions fluides primaires dans les cristaux de halite	23
B - Méthodes indirectes	25
1 - Eléments marqueurs	25
2 - Associations palynologiques	32

III - Choix des échantillons	32
Conclusion	34
Chapitre 3 - GYPSE ET STRONTIUM, HALITE ET BROME, DONNEES EXPERIMENTALES	
Introduction	35
I - Croissance expérimentale du gypse	35
A - Cristaux	35
B - Inclusions	36
II - Strontium dans le gypse	36
III - Croissance expérimentale de la halite	38
A - Cristaux	38
B - Inclusions	40
IV - Brome dans la halite	40
Conclusion	44

Deuxième Partie

SEDIMENTATION EVAPORITIQUE ACTUELLE
DANS DES MARAIS SALANTS DE MEDITERRANEE OCCIDENTALE
Salin-de-giraud (Camargue, France) et Santa Pola (Alicante, Espagne)

INTRODUCTION

I - Localisation géographique et carte géologique des salins étudiés	47
A - Salin-de-Giraud	47
B - Santa Pola	48
II - Plan de l'étude	49
Chapitre 4 - DONNEES SUR LA DYNAMIQUE ET LA CHIMIE DES SAUMURES	
Introduction	53
I - Dynamique des saumures	53
A - Salin-de-Giraud	53
1 - Données climatiques	53
2 - Fonctionnement du salin et circuits des saumures	54
B - Santa Pola	55
1 - Données climatiques	55
2 - Fonctionnement des salins et circuits des saumures	55

II - Chimie des saumures	57
A - Saumures libres	57
1 - Salin-de-Giraud	58
2 - Santa Pola	60
B - Saumures interstitielles	60
1 - Salin-de-Giraud	61
2 - Santa Pola	63
Conclusion	64
 Chapitre 5 - DEPOTS ASSOCIES AUX CYANOPHYCEES BENTHIQUES	
Introduction	65
I - Salin-de-Giraud	66
A - Tapis algaires à <i>Microcoleus</i> dominant	66
1 - Peuplements à cyanophycées benthiques	66
2 - Structures polygonales liées à l'exondation	67
3 - Séquences élémentaires de dépôt	67
4 - Mécanismes de dépôt	67
5 - Evolution en profondeur	69
B - Tapis algaire à <i>Aphanothece</i> dominant	70
1 - Séquences élémentaires de dépôt	70
2 - Mécanismes de dépôt	70
II - Santa Pola	71
A - Tapis algaires à <i>Microcoleus</i> dominant	71
1 - Séquences élémentaires de dépôt	72
2 - Mécanismes de dépôt	72
3 - Evolution en profondeur.....	72
B - Tapis algaires à <i>Aphanothece</i> dominant	73
Conclusion	84
 Chapitre 6 - DEPOTS GYPSEUX	
Introduction	85
I - Salin-de-Giraud	85
A - Types de dépôts et leur distribution	85
1 - Types de dépôts	85
2 - Distribution des dépôts	86
B - Croûtes gypseuses simples à sélénites	86
1 - Description	86
2 - Mécanismes de croissance	87

C - Croûtes gypseuses litées	88
1 - Description	89
2 - Mécanismes de croissance	89
D - Evolution des croûtes gypseuses	90
II - Santa Pola	91
A - Types de dépôts et leur distribution	91
1 - Types de dépôts	91
2 - Distribution des dépôts	92
B - Croûtes gypseuses litées à sélénites	92
1 - Description	92
2 - Mécanismes de croissance	93
C - Croûtes gypseuses litées à cristaux aciculaires	93
1 - Description	93
2 - Mécanismes de croissance	94
III - Géochimie du strontium	95
A - Strontium dans le gypse ou la célestine	95
B - Strontium marqueur de salinité	95
1 - Salin-de-Giraud	95
2 - Santa Pola	98
Conclusion	99
 Chapitre 7 - DEPOTS HALITIQUES	
Introduction	111
I - Salin-de-Giraud	111
A - Croûtes halitiques et leur distribution	111
1 - Bassins de début de précipitation de la halite	112
2 - Tables salantes	112
3 - Bassin à la sortie des tables salantes	113
B - Mécanismes de croissance cristalline	113
1 - Vitesse de croissance cristalline	113
2 - Modes de croissance cristalline	114
II - Santa Pola	115
A - Morphologie et distribution des cristaux de halite	115
B - Croûtes halitiques	116
C - Mécanismes de croissance cristalline	116
III - Analyse des saumures piégées dans les inclusions fluides primaires de cristaux de halite	117
A - Détermination de la teneur en sulfate	117

B - Détermination qualitative de la composition ionique	122
IV - Géochimie du brome	122
A - Brome dans les saumures	122
B - Coefficient de distribution du brome	123
C - Brome indicateur de salinité	124
Conclusion	125
 Chapitre 8 - DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DANS LES SALINS ETUDIES	
Introduction	131
I - Eléments marqueurs de salinité	131
A - Peuplements organiques	132
B - Morphologies cristallines	132
C - Données géochimiques	133
II - Mécanismes sédimentaires	134
A - Zonation des cristaux	134
B - Lamination et litage des dépôts	134
C - Diagenèse	135
III - Evolution latérale des dépôts	135
A - Séquences élémentaires	135
B - Dépôts laminés et croûtes litées	136
C - Séquences annuelles de dépôt à Salin-de-Giraud	136
D - Microtopographie	137
Conclusion	137

Troisième Partie

ASPECTS DE LA SEDIMENTATION EVAPORITIQUE FOSSILE
Formations gypseuses du Messinien méditerranéen,
halitiques du Keuper inférieur lorrain
et Série du Muschelkalk moyen de Lorraine

INTRODUCTION

Chapitre 9 - GYPSER MESSINIENS ET AUTRES, ET GEOCHIMIE DU STRONTIUM

Introduction	143
I - Divers aspects des gypses	143
A - Massif gypseux messinien de Gessopalena en Italie centro-méridionale	143

1 - Description et interprétation génétique des faciès	144
2 - Organisation séquentielle	148
B - Molise et Maiella en Italie centro-méridionale	148
1 - Molise	148
2 - Maiella	149
C - Gypses messiniens de Chypre	149
D - Gypses messiniens du Sud Est de l'Espagne	149
E - Gypses d'âge secondaire en Lorraine	150
II - Géochimie du strontium	151
A - Gypses d'âge messinien	151
1 - Italie centro-méridionale	151
2 - Chypre	152
3 - Sud Est de l'Espagne	152
B - Gypses d'âge secondaire en Lorraine	153
C - Apports de la géochimie du strontium à l'étude des faciès gypseux	154
1 - Constance des teneurs en strontium dans un faciès donné	154
2 - Distinction entre diagenèses tardives avec ou sans précurseur sulfaté	155
3 - Méthode simple et rapide	155
Conclusion	158
 Chapitre 10 - DEPOTS SALIFERES DU KEUPER INFÉRIEUR DE LORRAINE ET GEOCHIMIE DU BROME	
Introduction	159
I - Etude pétrographique et sédimentologique	159
A - Inventaire des faciès	160
1 - Faciès halitiques	161
2 - Faciès sulfatés et argilo-sulfatés	163
3 - Faciès argileux	163
B - Etude palynologique	164
1 - Analyse palynologique et implications paléogéographiques	166
2 - Résultats stratigraphiques	166
3 - Relations entre microflore et faciès	166
C - Associations de faciès	167
II - Etude géochimique	168
A - Etude d'ensemble de la série salifère : le sondage d'Erbéville	168
B - Etude détaillée d'un niveau salifère : la mine de Varangéville	170
1 - Données analytiques	171
2 - Distribution du brome dans les faciès halitiques	174
C - Etude à l'échelle de la séquence élémentaire	174
1 - Exemples	175

2 - Distribution du brome à l'échelle de la séquence élémentaire	178
D - Etude à l'échelle microscopique : l'inclusion fluide	179
III - Interprétation génétique	180
A - Phénomènes syngénétiques	181
B - Phénomènes diagénétiques	181
C - Stratification des saumures	183
D - Dans le bassin de Lorraine - Champagne	185
Conclusion	192
 Chapitre 11 - LE MUSCHELKALK MOYEN EVAPORITIQUE DE LORRAINE	
Introduction	193
I - Contexte paléogéographique et stratigraphique	193
A - Données paléogéographiques	193
B - Données stratigraphiques	194
II - Géométrie des corps évaporitiques	195
A - Données de subsurface	195
B - Coupes à travers le bassin	196
1 - Coupe Est - Ouest	196
2 - Coupe NW - SE	197
C - Région de Sarralbe	198
D - Région de Faulquemont	200
III - Données palynologiques	201
A - Analyse palynologique et interprétation stratigraphique	204
B - Estimation quantitative et implications paléogéographiques	204
IV - Données sédimentologiques	208
A - Description et interprétation génétique des faciès	208
1 - Faciès détritiques terrigènes	208
2 - Faciès oolithique	209
3 - Faciès dolomitiques	210
4 - Faciès sulfatés calciques	211
5 - Faciès halitiques	212
B - Distribution des faciès	213
V - Evolution des associations et du chimisme des minéraux argileux	214
A - Principales associations de minéraux argileux	215
B - Distribution des associations de minéraux argileux	216

C - Chimisme des minéraux argileux	216
1 - Diagramme triangulaire $Al_2O_3 - K_2O - MgO$	216
2 - Evolution du magnésium	216
D - Evolution des associations de minéraux argileux	217
VI - Autres données géochimiques	220
A - Strontium dans les sulfates calciques	220
B - Brome dans la halite	221
VII - Dynamique du bassin	224
Conclusion	236

Quatrième Partie

CONCLUSIONS GENERALES

Chapitre 12

Introduction	239
I - Méthodologie mise en oeuvre	239
4 - Pluridisciplinarité	239
B - Echantillonnage réfléchi	240
C - Echelle fine privilégiée	240
II - Principaux résultats	241
A - Enregistrements sédimentaires	241
1 - Séquence élémentaire : unité de dépôt	241
2 - Modifications liées à la diagenèse	242
B - Paléosalinités	243
C - Deux types de séries salifères : le Keuper inférieur et le Muschelkalk moyen de Lorraine	244
Conclusion	244
BIBLIOGRAPHIE	245
TABLE DES ILLUSTRATIONS	255

NOM DE L'ETUDIANT : Madame GEISLER-CUSSEY Dominique

NATURE DE LA THESE : Doctorat d'Etat ès sciences naturelles



NANCY, le - 8 NOV. 1985 3114

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

