

**GÉOLOGIE.** — *Formation actuelle de dolomite supralittorale dans des sables quartzo-feldspathiques : un exemple au sud de la lagune Ojo de Liebre (Basse Californie, Mexique).*  
Note (\*) de Catherine Pierre, Luc Ortlieb et Alain Person, présentée par Georges Millot.

Dans la partie sud des platiers supralittoraux bordant la lagune évaporitique Ojo de Liebre (Basse Californie, Mexique), les sédiments sont des sables quartzo-feldspathiques. Dans cette matrice siliceuse, dolomite et gypse cristallisent à partir des solutions interstitielles qui résultent du mélange de saumures marines sulfatées et magnésiennes, et d'eaux continentales chargées en bicarbonate de calcium.

*In the southern part of the evaporite flats around the Ojo de Liebre lagoon (Baja California, Mexico), sediments are quartz and feldspar sands. In this siliceous matrix, dolomite and gypsum crystallize from the interstitial solutions which result from the mixing of magnesium and sulphate marine brines, and of continental waters containing calcium and bicarbonate ions.*

La formation active de dolomite en milieu évaporitique a été principalement décrite dans des platiers carbonatés supratidaux (Golfe Persique, Bahamas, Floride) ([1] à [3]), et dans des lacs éphémères alcalins (Coorong en Australie, Deep Spring Lake aux États-Unis) ([4] à [7]). Dans ces milieux, le carbonate de calcium déstabilisé est remplacé par la dolomite qui cristallise à partir des solutions riches en magnésium. Le carbonate de calcium précurseur fait généralement partie du sédiment originel (platiers carbonatés), mais il est parfois apporté sous forme solide et/ou ionique par les eaux superficielles ou par le vent. L'enrichissement relatif en magnésium par rapport au calcium dans les solutions est fréquemment favorisé par la cristallisation de sulfate de calcium (gypse ou anhydrite). Ces dolomites évaporitiques présentent des caractères minéralogiques et cristallographiques relativement constants : petite taille des cristaux (1 à 5  $\mu\text{m}$ ), excès de calcium dans leur réseau cristallin (jusqu'à 6 moles % de  $\text{CaCO}_3$  en excès), et diminution ou absence totale des réflexions de superstructure caractéristiques de la dolomite idéale. Les imperfections du réseau cristallin ont conduit de nombreux auteurs à les qualifier de « protodolomites »; en fait, il est souhaitable d'éviter ce terme qui suggère la possibilité d'un réarrangement cristallin ultérieur, et de lui préférer celui plus descriptif de dolomite calcique.

La formation de dolomite en milieu non carbonaté est très mal connue. Un tel cas a été récemment découvert sur les marges de la lagune Ojo de Liebre (nord-ouest du Mexique), connue principalement comme site de formation actuelle d'évaporites ([8] à [11]).

**1. CONTEXTE SÉDIMENTAIRE.** — L'ensemble évaporitique d'Ojo de Liebre consiste en une série de bassins et platiers évaporitiques. Le climat est aride (70 mm de précipitations annuelles), les températures sont modérées (18°C de moyenne annuelle), et les vents pratiquement constants, provenant du Pacifique, jouent un rôle primordial dans les phénomènes évaporatoires.

Les dépôts dolomitiques ont été trouvés à l'extrémité méridionale du complexe des platiers. Le bassin évaporitique de 2,5 km de long et 1,5 km de large (fig. 1), est entouré de buttes témoins formées de grès mésozoïques, de sables et calcaires mio-pliocènes, et couronnées par un encroûtement calcaire pléistocène. Des affleurements d'extension limitée de sables littoraux fossilifères, d'âge Pléistocène supérieur, sont visibles sur la marge nord-orientale du bassin. Les flancs et les replats sommitaux des buttes témoins sont recouverts de sables éoliens. Ainsi, pour l'essentiel, les formations sédimentaires environnant le bassin sont silico-clastiques.



Le centre du bassin à fond plat est occupé par une croûte de halite, tandis que les sédiments gypseux prédominent sur les marges. La matrice dans laquelle se développent ces évaporites est constituée par un sable quartzo-feldspathique dépourvu de débris coquilliers. Le bassin est exondé, à l'exception de très rares périodes de pluie, et le niveau phréatique se trouve à quelques centimètres de profondeur (*fig. 2*). L'alimentation en saumure marine se fait par infiltration latérale du Nord vers le Sud, depuis les zones supralittorales moins marginales. Sédiments et solutions interstitielles ont été prélevés dans quatre puits d'observation creusés sur les marges méridionale et orientale du bassin.

II. LES SOLUTIONS INTERSTITIELLES (tableau I). — Les densités des solutions interstitielles sont très élevées ( $1,136 < d < 1,215$ ); leur diminution progressive vers le bord du bassin rend compte d'apports latéraux d'eaux continentales diluant la nappe de saumure. La température des solutions est constante ( $22,5 \pm 0,5^\circ\text{C}$ ), et le pH varie entre 6,30 et 6,80. Les valeurs positives du potentiel d'oxydo-réduction témoignent du caractère oxydant du milieu.

TABLEAU I

Données physico-chimiques et isotopiques sur les solutions interstitielles

|           | <i>t</i><br>(°C) | <i>d</i> | pH   | Eh<br>(mV) | Ca <sup>2+</sup>        | Sr <sup>2+</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | Mg <sup>2+</sup> | δ <sup>18</sup> O/SMOW<br>(‰) |
|-----------|------------------|----------|------|------------|-------------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-------------------------------|
|           |                  |          |      |            | (10 <sup>-3</sup> m/kg) |                  |                               |                  |                               |
| L 9.....  | —                | 1,215    | —    | —          | 43,35                   | 0,69             | 48,53                         | 861,72           | +1,72                         |
| L 10..... | 22,5             | 1,136    | 6,80 | +460       | 43,23                   | 0,62             | 76,44                         | 222,66           | +1,45                         |
| L 11..... | 23,0             | 1,186    | 6,55 | +440       | 52,61                   | 0,68             | 48,84                         | 257,85           | +0,30                         |
| L 12..... | 22,0             | 1,195    | 6,30 | +200       | 75,58                   | 0,88             | 29,26                         | 234,16           | +0,07                         |

(<sup>a</sup>) Valeurs exprimées dans une échelle de concentration [15].

Les résultats hydrochimiques les plus significatifs concernent les ions Ca<sup>2+</sup>, Sr<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>; les fortes concentrations en Ca<sup>2+</sup> et Sr<sup>2+</sup> sont attribuables à des apports provenant de la dissolution de carbonate de calcium par les eaux continentales, tandis que le déficit en ions Mg<sup>2+</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> s'explique aisément par la cristallisation de dolomite et de gypse.

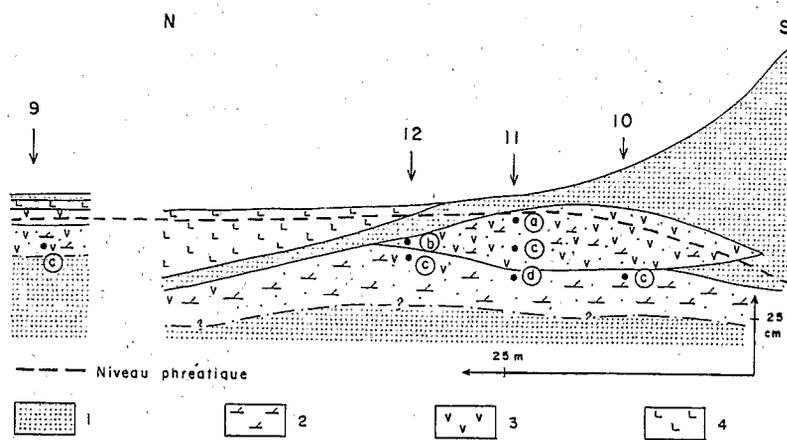
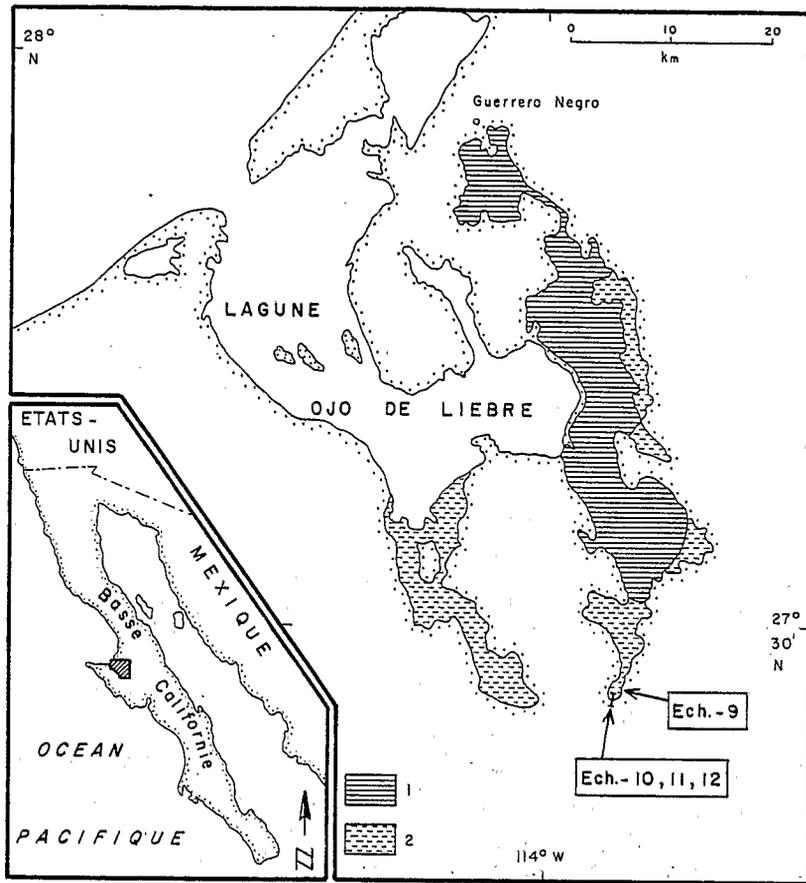
Les valeurs des compositions isotopiques de l'oxygène des solutions ( $+0,07 < \delta^{18}\text{O} < +1,72$ ) sont très inférieures à celles de saumures marines de même degré de concentration [12], et confirment l'importance des apports d'eaux d'origine météorique dans le bassin.

III. LES SÉDIMENTS (tableau II). — La succession évaporitique comprend : un dépôt superficiel de halite et de sable, un niveau gypso-dolomitique (2 à 35 cm d'épaisseur), et un horizon inférieur dolomitique de couleur vert pâle contenant localement des cristaux lenticulaires de gypse de plusieurs centimètres (*fig. 2*). L'ensemble des sédiments dolomitiques est baigné par la nappe de saumure. L'analyse minéralogique par

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Fig. 1. — Localisation de la lagune Ojo de Liebre et des échantillons prélevés dans le bassin évaporitique étudié. 1, bassins aménagés pour l'exploitation saline; 2, zone supralittorale évaporitique naturelle.

Fig. 2. — Coupe schématique sur les marges orientale et méridionale du bassin étudié montrant la lithologie et la localisation des échantillons analysés. 1, sables quartzo-feldspathiques; 2, dolomite; 3, gypse en cristaux lenticulaires; 4, halite.





diffraction aux rayons X montre que la fraction carbonatée de ces niveaux dolomitiques est une dolomite calcique dont la composition varie de  $\text{Ca}_{51,5}\text{Mg}_{48,5}$  à  $\text{Ca}_{54}\text{Mg}_{46}$ . Les réflexions de superstructure sont présentes; seule la réflexion (221) est légèrement atténuée. Observés au M.E.B., les cristaux de dolomite présentent un habitus hexagonal allongé de 2 à 3  $\mu\text{m}$  de long et 1  $\mu\text{m}$  de large. L'ensemble de ces caractères est donc identique à ceux des autres dolomites évaporitiques.

TABLEAU II

Données minéralogiques et isotopiques sur les dolomites.

|             | Composition chimique (a)           | $\delta^{18}\text{O}/$<br>P.D.B. (b) | $\delta^{13}\text{C}/$<br>P.D.B. | $\alpha^{18}\text{O}_{(\text{dol-eau})}$ |
|-------------|------------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|--|
| L 9 c.....  | $\text{Ca}_{52}\text{Mg}_{48}$     | +4,10                                | -4,10                            | 1,032 81                                 |
| L 10 c..... | $\text{Ca}_{52}\text{Mg}_{48}$     | +3,80                                | -4,40                            | 1,032 79                                 |
| L 11 a..... | $\text{Ca}_{54}\text{Mg}_{46}$     | +3,10                                | -2,50                            | 1,033 25                                 |
| L 11 c..... | $\text{Ca}_{53}\text{Mg}_{47}$     | +3,80                                | -2,40                            | 1,033 97                                 |
| L 11 d..... | $\text{Ca}_{51,5}\text{Mg}_{48,5}$ | +3,40                                | -3,70                            | 1,033 60                                 |
| L 12 b..... | $\text{Ca}_{53}\text{Mg}_{47}$     | +3,05                                | -2,60                            | 1,033 41                                 |
| L 12 c..... | $\text{Ca}_{53}\text{Mg}_{47}$     | +3,00                                | -5,3                             | 1,033 37                                 |

(a) Évaluées à partir de la valeur de  $d_{(104)}$  [16].(b) Corrigées de  $-0,8\text{‰}$  [17].

L'analyse isotopique de l'oxygène et du carbone de ces dolomites permet de déterminer, d'une part leur degré d'équilibre vis-à-vis des solutions, et d'autre part l'origine du carbone du carbonate.

Les valeurs du facteur de fractionnement isotopique de l'oxygène,  $\alpha^{18}\text{O}$ , entre la dolomite et l'eau sont comprises entre 1,032 8 et 1,033 5 pour une température de  $22,5 \pm 0,5^\circ\text{C}$ ; elles sont très voisines de celles qui sont calculées, pour la même température, à partir des équations expérimentales de Fritz et Smith [13] ( $\alpha^{18}\text{O} = 1,032 7$ ) et de Matthews et Katz [14] ( $\alpha^{18}\text{O} = 1,032 3$ ). Ainsi, ces dolomites étant en équilibre isotopique avec l'eau du milieu, cristallisent à partir des solutions interstitielles.

Les teneurs en  $^{13}\text{C}$  ( $-5,3 < \delta^{13}\text{C} < -2,4$ ) de ces dolomites indiquent que pendant leur cristallisation, le réservoir bicarbonaté n'était pas en équilibre avec l'atmosphère et qu'une large fraction des ions bicarbonate est d'origine organique. Le peuplement biologique du bassin étant pratiquement inexistant, ces ions sont très probablement véhiculés par les eaux continentales qui arrivent dans le bassin.

IV. CONCLUSIONS. — 1. La formation actuelle de dolomite en milieu non carbonaté est très mal connue. Le bassin supralittoral au sud de la lagune Ojo de Liebre en donne un bon exemple.

2. Le sédiment est silico-clastique, dépourvu de carbonate de calcium. La cristallisation de dolomite n'est donc pas un phénomène diagénétique faisant appel au remplacement *in situ* de carbonate de calcium par réaction avec des solutions magnésiennes.

3. Les faits présentés démontrent la cristallisation directe de dolomite à partir des solutions interstitielles. De plus, comme dans de nombreux milieux évaporitiques, la formation de dolomite est accompagnée par la cristallisation massive du gypse. L'alimentation en eau dans le bassin se fait conjointement par infiltration latérale de saumures marines et d'eaux continentales.

4. Ces résultats permettent de proposer un modèle nouveau pour la formation de la dolomite en milieu non carbonaté : les eaux continentales, chargées en CO<sub>2</sub> biogénique, dissolvent du carbonate de calcium des formations environnantes au cours de leur transit vers le bassin; leur mélange, dans le milieu interstitiel des sables quartzo-feldspathiques, avec les saumures marines sulfatées et magnésiennes, conduit à la cristallisation de gypse et de dolomite.

(\*) Remise le 15 juin 1981.

- [1] R. CURTIS, G. EVANS, D. J. J. KINSMAN et D. J. SHEARMAN, *Nature*, 197, 1963, p. 679-680.
- [2] G. P. BUTLER, *J. Sedim. Petrol.*, 39, 1969, p. 70-89.
- [3] E. A. SHINN, R. N. GINSBURG et R. M. LLOYD, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 13, 1965, p. 112-123.
- [4] A. R. ALDERMAN et H. C. W. SKINNER, *Amer. J. Sc.*, 255, 1957, p. 561-567.
- [5] H. C. W. SKINNER, *Amer. J. Sc.*, 261, 1963, p. 449-472.
- [6] M. N. A. PETERSON, C. C. VONDER BORCH et G. S. BIEN, *Amer. J. Sc.*, 264, 1966, p. 257-272.
- [7] R. N. CLAYTON, B. F. JONES et R. A. BERNER, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 1968, p. 415-432.
- [8] F. B. PHLEGER, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 53, 1969, p. 824-829.
- [9] D. J. J. KINSMAN, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 53, 1969, p. 830-840.
- [10] C. PIERRE et L. ORTLIEB, *Sciences de la Terre* (sous presse).
- [11] L. ORTLIEB et C. PIERRE, *Univ. Nal. Auton. Mexico, Inst. Geol. Revista* (sous presse).
- [12] J.-C. FONTES, *Thèse Sc.*, Paris, 1976, 208 p.
- [13] P. FRITZ et D. G. W. SMITH, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 1970, p. 1161-1173.
- [14] A. MATTHEWS et A. KATZ, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 1977, p. 1431-1438.
- [15] Z. SOFER et J. R. GAT, *E.P.S.L.*, 15, 1972, p. 232-238.
- [16] J. R. GOLDSMITH et D. L. GRAF, *Amer. Mineral.*, 43, 1958, p. 84-101.
- [17] T. SHARMA et R. N. CLAYTON, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 1965, p. 1347-1353.

C. P. : Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique,  
Université Paris-Sud, Bât. 504, 91405 Orsay Cedex;

L. O. : O.R.S.T.O.M., Instituto de Geologia, Univ. Nal. Auton. de Mexico,  
A.P. 1159, Hermosillo, Sonora, Mexique;

A. P. : Département de Géologie dynamique,  
Université Paris-VI, 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.