



Les salars de l'Altiplano de Bolivie

François RISACHER

ORSTOM, Centre de Géochimie de la Surface (CNRS)
1, rue Blessig, 67084 Strasbourg

Lorsqu'il est question de sel, on pense généralement au milieu marin et, de fait, les marais salants fournissent une grande partie du sel de notre alimentation. Les épaisses formations salifères enfouies dans nombre de bassins sédimentaires sont généralement d'origine marine. Elles sont souvent exploitées pour la potasse. C'est pourquoi, jusque vers le milieu des années soixante, c'étaient les principaux objets d'étude des spécialistes des sels. Puis, peu à peu, l'intérêt s'est tourné vers les milieux évaporitiques continentaux. Ceux-ci présentent un énorme avantage : ils se forment encore actuellement, au contraire des anciens dépôts salifères marins dont on ne connaît aucun exemple de formation actuelle. Les premiers bassins évaporitiques continentaux à avoir été étudiés activement furent ceux d'Amérique du Nord. Puis ce fut le tour des bassins africains. Et en 1975, l'ORSTOM lança l'étude des évaporites continentales de l'Altiplano bolivien. On y trouve des dizaines de lacs salés et de croûtes de sel, et, parmi celles-ci, la plus grande du monde, le salar de Uyuni. L'intérêt économique de ce salar est énorme. Il renferme les plus grandes réserves connues du monde en lithium, et des réserves également impressionnantes en potasse et en bore.

L'Altiplano bolivien

L'Altiplano est un vaste bassin fermé d'une surface de 200 000 km² situé en plein cœur de la Cordillère des Andes à environ 4000 m d'altitude (fig. 1). Il appartient dans sa plus grande partie à la Bolivie et marginalement au Pérou, au Chili et à l'Argentine. La Cordillère Orientale, qui limite l'Altiplano à l'est, est constituée essentiellement de terrains sédimentaires paléozoïques traversés par des plutons granitiques auxquels sont associés les célèbres gisements d'étain boliviens. La Cordillère Occidentale, qui borde l'Altiplano



à l'ouest, est une imposante chaîne de volcans cénozoïques qui s'élargit vers le sud et rejoint la Cordillère Orientale. C'est la région du Lipez.

Le climat est sec et froid avec de fortes variations latitudinales. La pluviosité, concentrée sur les mois d'été (décembre à mars), décroît de 1 000 mm/an au nord jusqu'à 50 mm/an à l'extrême sud. La température moyenne annuelle varie de 12°C au nord à 5°C au sud avec des minimums hivernaux en juin-juillet pouvant descendre jusqu'à -30°C dans

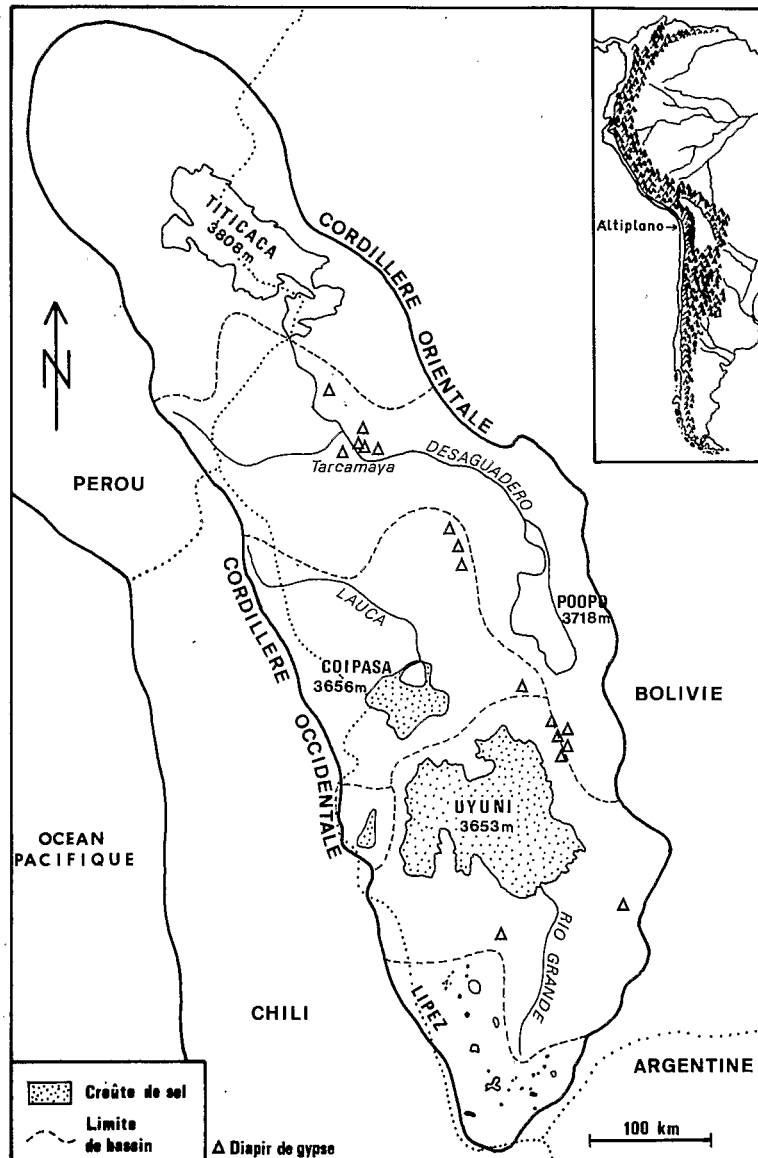


Fig. 1. — L'Altiplano et ses bassins hydrologiques.

l'Altiplano méridional. L'évaporation potentielle est très difficile à estimer. C'est la hauteur maximale d'eau que peut évaporer l'atmosphère par opposition à l'évaporation réelle qui est la hauteur d'eau effectivement évaporée, laquelle dépend de la quantité d'eau disponible. Toutes les mesures effectuées jusqu'à présent indiquent une hauteur d'évaporation potentielle comprise entre 1 000 et 2 000 mm/an sur tout l'Altiplano, sans qu'il soit possible de détecter un gradient net du nord au sud. Quoi qu'il en soit, l'évaporation potentielle est toujours supérieure à la pluviosité partout dans l'Altiplano, l'écart augmentant très fortement du nord au sud.

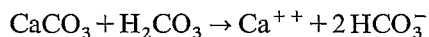
L'Altiplano est divisé en plusieurs bassins hydrologiques. Au nord, le lac Titicaca, à 3 808 m au-dessus du niveau de la mer, est le plus grand plan d'eau navigable du monde (8 560 km²) situé à une telle altitude. La salinité de ses eaux est faible, environ 1 g/l. Il se déverse au sud par le Rio Desaguadero dans un lac salé peu profond (2,5 m au maximum), le lac Poopo (3 718 m; 2 300 km²). La salinité des eaux est de 30 g/l en moyenne mais peut varier considérablement d'une année à l'autre et du nord au sud du lac. Le bassin suivant, un peu plus au sud, contient une croûte de sel (halite) de 2 500 km² de surface : le salar de Coipasa (3 656 m). Occasionnellement il peut servir de déversoir au lac Poopo. Le nord du salar est recouvert par un lac permanent de saumure chlorurée-sodique, alimenté par le Rio Lauca, d'un demi-mètre d'épaisseur au centre et d'une salinité de près de 300 g/l. Plus au sud, la dépression centrale de l'Altiplano est occupée par la plus grande croûte de sel du monde : le salar de Uyuni (3 653 m). Sa surface de 10 000 km² correspond à celle de deux départements français ou au tiers de celle de la Belgique. Seules subsistent quelques flaques de saumure très concentrée (400 g/l) de quelques centaines de mètres de diamètre et d'environ un centimètre d'épaisseur, à l'embouchure du principal tributaire du salar : le Rio Grande. Enfin, à l'extrême sud, dans le Lipez, les volcans et les coulées d'ignimbrites délimitent plusieurs dizaines de petits bassins fermés indépendants du reste de l'Altiplano et d'altitude plus élevée (4 100-4 600 m). Ils sont occupés en leur centre par des lacs salés ou des croûtes de sel. Les roches volcaniques sont essentiellement acides : dacites-rhyolites (Fernandez *et al.*, 1973). Les accumulations de soufre natif sont fréquentes vers les sommets des volcans.

L'Institut français de Recherche scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM) s'est intéressé à l'Altiplano dès l'année 1974. Un programme multidisciplinaire s'est mis en place en coopération avec l'Université de La Paz. Les formations quaternaires, les bassins évaporitiques, l'hydrologie et l'hydrochimie du lac Titicaca, la sédimentation lacustre et la néotectonique en étaient les principaux thèmes mobilisateurs. Cet article décrit les bassins à évaporites, ou salars, de l'Altiplano bolivien et essaye d'en expliquer la genèse.

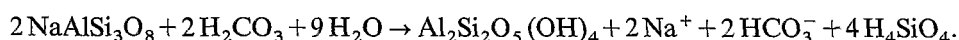
Les principaux mécanismes de formation des salars

L'acquisition de solutés

L'eau de pluie renferme un constituant fondamental : l'acide carbonique (H₂CO₃) qui provient de la mise en solution du gaz carbonique (CO₂) de l'atmosphère. C'est le principal agent de l'altération des carbonates et des silicates des roches du bassin. Par exemple, la dissolution de la calcite libre de calcium et des bicarbonates :



L'altération de l'albite en kaolinite fournit du sodium, des bicarbonates et de la silice :



En plus de ce type de réactions, l'eau de pluie peut dissoudre des aérosols : chlorure de sodium près de la mer, SO_2 dans les zones volcaniques ou industrielles. La dégradation de la manière organique libère du CO_2 dans les sols qui devient de l'acide carbonique dans les eaux. L'oxydation des sulfures en sulfates produit de l'acide sulfurique. La plupart de ces réactions augmente l'acidité des eaux, ce qui favorise l'altération des roches. Enfin, si le bassin versant renferme des roches évaporitiques anciennes (halite, gypse), celles-ci, de par leur solubilité élevée, peuvent fournir des quantités appréciables de sels dissous. Les eaux qui s'écoulent vers le centre du bassin se chargent donc d'espèces chimiques, appelées aussi « solutés » dont les principales sont : Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , HCO_3^- , CO_3^{--} , Cl^- , SO_4^{--} , H_4SiO_4 .

Le contrôle climatique

Ce sont fondamentalement les paramètres climatiques qui contrôlent l'existence et les différents types de lacs salés. Dans les régions non arides, où la pluviosité est supérieure à l'évaporation potentielle, n'importe quel bassin fermé et imperméable se remplit jusqu'au seuil de déversement. Ni les eaux, ni les sels dissous qu'elles contiennent ne restent dans le bassin. Il ne peut y avoir que des lacs d'eau douce.

Par contre, si l'évaporation potentielle est supérieure à la pluviosité, des lacs permanents peuvent s'établir dans les bassins topographiquement fermés et imperméables, sous leur seuil de déversement. Un équilibre hydrique s'établit entre les apports par les pluies, les rivières, le ruissellement, les décharges de nappes et les pertes par évaporation depuis la surface du lac. Déjà en 1715, Edmund Halley (celui de la comète) avait compris le mécanisme fondamental qui régit l'existence de ce type de lac :

« Maintenant je conçois, puisque tous ces lacs reçoivent des rivières et n'ont ni effluent ni déversoir, qu'il est donc nécessaire que leurs eaux montent et couvrent le pays jusqu'à ce que leurs surfaces soient assez étendues pour exhaler en vapeur toute l'eau qui est amenée par les rivières. »

Un lac en climat aride est donc caractérisé par sa surface d'équilibre et non par son volume. La forme du bassin et la profondeur du lac n'importent pas. Dans un tel lac, il entre à la fois de l'eau et des sels dissous, mais il n'en ressort, par évaporation, que de l'eau pure. Donc un soluté se concentre en principe jusqu'à ce qu'il participe à une réaction bio ou géochimique, comme la précipitation d'un minéral. En réalité aucun fond de lac n'est totalement imperméable. Il s'infiltré toujours une quantité, même très faible, d'eau. Si la salinité du lac est assez élevée, la masse des sels dissous qui part avec l'eau infiltrée peut ne pas être négligeable et il peut arriver que la quantité de certains solutés perdus par les infiltrations compense exactement leurs apports par les eaux diluées. La concentration de ces constituants dans l'eau du lac est alors constante. Souvent la salinité totale du lac est ainsi contrôlée de façon dynamique. Ce type de lac est très répandu en Bolivie (lac Poopo).

Pour qu'un lac salé permanent puisse se maintenir il faut des apports suffisants en eau et donc une pluviosité relativement élevée, mais toujours inférieure à l'évaporation potentielle. Si la pluviosité est très faible, on observe alors des lacs temporaires, de type « playa » (fig. 2) : le bassin s'inonde et s'assèche chaque année en déposant une mince couche de sel. C'est partiellement le cas du salar de Coipasa ainsi que de plusieurs petits salars du sud de l'Altiplano.

Supposons à présent qu'un changement climatique augmente sensiblement l'aridité dans une région où se trouve un lac salé permanent et assez profond. Celui-ci va s'assécher très rapidement (quelques siècles) en déposant une croûte de sel assez épaisse. C'est le cas du salar de Uyuni. Il provient de l'assèchement, il y a 10 000 ans, d'un lac salé de 70 m de profondeur.

Un salar ne peut donc se former que si certaines conditions sont réunies.

1) La condition fondamentale d'existence des milieux évaporitiques est que l'évaporation potentielle soit supérieure aux précipitations. Contrairement à une idée assez répandue, la température ne joue aucun rôle déterminant dans la formation des milieux évaporitiques. A l'échelle de la planète, cette condition climatique se rencontre dans quatre ceintures parallèles à l'équateur qui sont des zones de hautes pressions :

- la zone polaire arctique. On connaît effectivement des bassins évaporitiques en Alaska;
- la ceinture des grands déserts de l'hémisphère Nord (vers 15-30° de latitude Nord) : Sahara, Mer Morte, Arabie, Tibet, désert de Gobi, Californie, Nevada, Utah, Mexique.

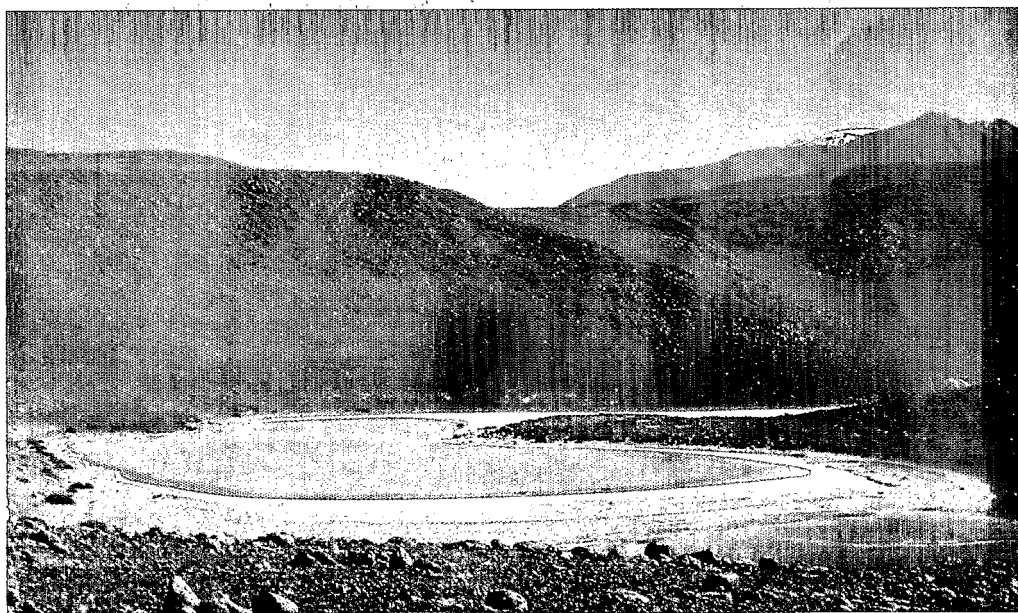


Fig. 2. — Salar du type *playa* (Laguna Ballivian). La pellicule de saumure superficielle va se résorber pendant la saison sèche.

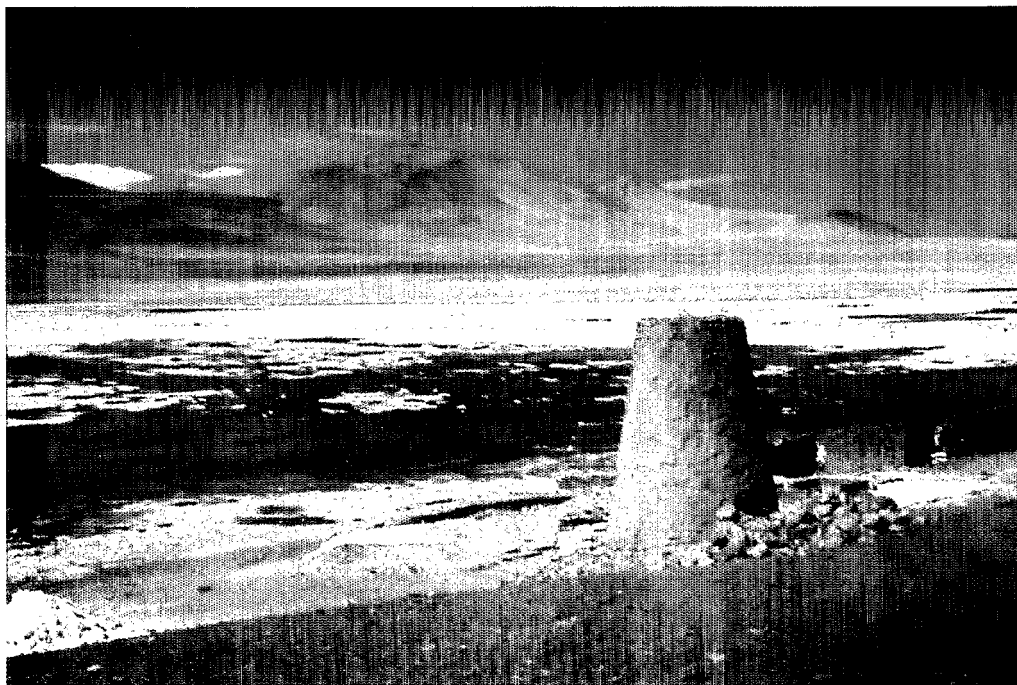


Fig. 3. — *Salar du type nappe sub-affleurante* (Cachi Laguna). Les zones sèches et les zones inondées sont très imbriquées. Le sel est du natron ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$).

- la ceinture des grands déserts de l'hémisphère Sud : Altiplano (Bolivie, Chili, Argentine), Namibie, Australie.
- l'Antarctique, où se trouvent de nombreux lacs salés. L'antarctite ($\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) est un minéral évaporitique typique de cette région.

2) La deuxième condition nécessaire à l'établissement de milieux évaporitiques est la présence de bassins fermés. Cette fermeture doit être double. D'abord topographique : il faut une dépression. Ensuite lithologique : les pertes par infiltrations doivent être réduites. Il faut donc que le bassin se colmate. C'est là un processus sédimentologique naturel puisque les particules détritiques les plus fines s'accumulent dans les zones les plus basses. Plus le bassin se colmate, plus élevée sera la salinité des eaux qui le remplissent.

3) La salinité des eaux augmente avec l'aridité. Cela est bien illustré par l'augmentation de la teneur en sels des eaux superficielles de l'Altiplano depuis le lac Titicaca (1 g/l) jusqu'aux flaques superficielles au sud du salar de Uyuni (400 g/l). Mais il n'en va pas de même pour les masses de sels. Les plus grandes quantités de sels s'accumulent de préférence dans des lacs salés permanents assez profonds, donc pour des aridités faibles à moyennes, où l'évaporation potentielle n'est pas trop supérieure à la pluviosité. En climat non aride les sels sont éliminés par les effluents. En climat très aride il y a peu

d'eau disponible, donc peu de sels en solution, même si leurs concentrations sont élevées. A la limite, mentionnons le cas trivial de l'aridité absolue : s'il ne pleut jamais, aucune accumulation saline n'est possible. On peut faire le rapprochement entre le salar de Uyuni et les énormes masses salifères du passé, comme celles du Zechstein et du Messinien. Ces dépôts de sel proviennent de l'assèchement de mers entières suite à une aridification brutale du climat.

Morphologie des salars de l'Altiplano

La classification climatique ne décrit en fait que les traits majeurs des accumulations salines. La figure 4 présente une classification morphologique des salars de l'Altiplano bolivien. On peut distinguer quatre types principaux :

1) *Les lacs salés* correspondent exactement au modèle décrit précédemment. Les sels précipitent surtout en hiver. La solubilité de certains d'entre eux décroît très fortement avec la température. Or le point de congélation d'une saumure peut être très nettement inférieur à 0°C. Les principaux sels qui cristallisent ainsi sont le natron ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), la mirabilite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) et peut-être la hydrohalite ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

2) *Les croûtes de sels* sont en général très poreuses et renferment une saumure interstitielle (fig. 5). Elles proviennent de l'assèchement d'un lac salé. Le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et la halite (NaCl) sont les sels dominants.

3) *Les lacs de type playa* (fig. 2) sont un peu différents du modèle décrit ci-dessus. Le centre du bassin est occupé par une épaisse couche de sédiments lacustres renfermant une nappe captive de saumure à quelques décimètres ou quelques mètres de profondeur. En surface une petite mare salée alimentée par des sources recouvre une portion variable du salar. Les sels précipitent lors de la remontée capillaire des eaux de la nappe dans les sédiments lacustres où elles s'évaporent. Ils forment des lentilles au contours irréguliers. La gypse, la mirabilite et l'ulexite ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) cristallisent souvent de cette façon. En surface, le salar s'inonde et s'assèche chaque année, mais les sels qui se déposent sont soit redissous dans la petite mare superficielle, soit, plus souvent, exportés par les vents violents qui règnent dans cette région.

4) *Les nappes sub-affleurantes* (fig. 3) s'observent lorsque le fond du bassin est constitué de sables ou de gravats. La nappe se trouve au niveau de la surface topographique, ce qui produit un système très complexe de petites mares et d'îlots. Le fond du bassin n'a pas été colmaté par des sédiments lacustres imperméables. Les sels se forment soit par baisse des températures, soit par évaporation directe de la saumure. Ici aussi les sels sont entraînés par les vents et ne s'accumulent pas massivement.

Beaucoup de salars sont en fait des combinaisons de ces quatre types. En allant des bordures vers le centre, on passe du type nappe sub-affleurante au type lac ou playa. La croûte de halite du salar de Coipasa ne provient que partiellement de l'assèchement d'un lac salé. Une partie non négligeable du sel a vraisemblablement été amenée par le Rio Lauca depuis 10 000 ans. C'est donc un salar mixte : croûte-playa. Par contre, le salar de Uyuni, bien que s'inondant et s'asséchant chaque année, ne peut pas être considéré comme un salar de type playa. En effet, ce sont surtout les pluies tombant directement

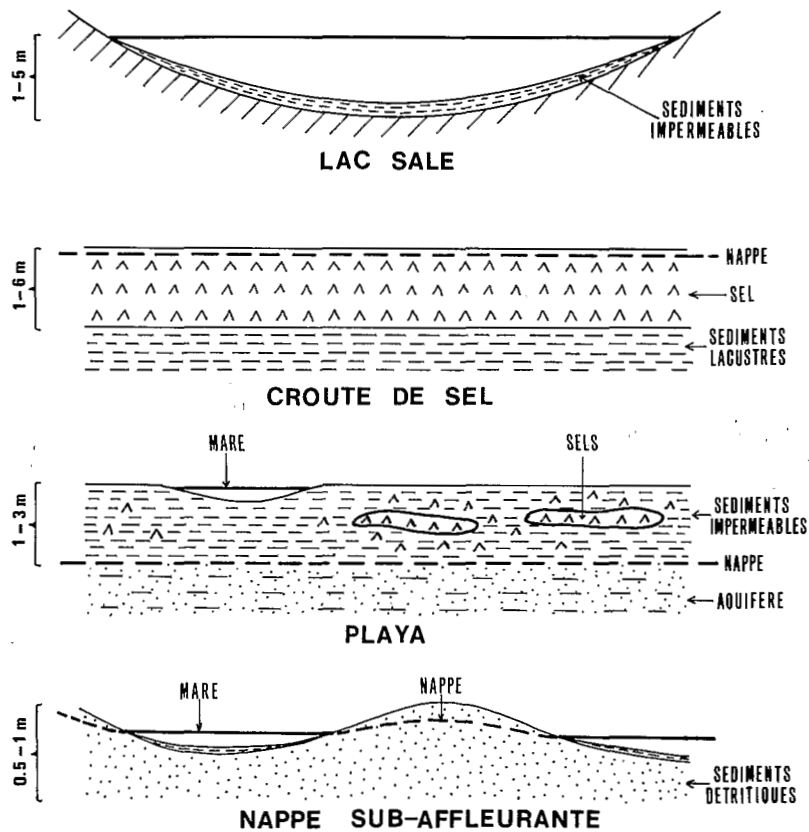


Fig. 4. — Classification morphologique des salars boliviens (d'après Risacher et Fritz, 1991 a).

sur la croûte qui sont à l'origine de la lame d'eau qui recouvre chaque année le salar. Elles n'apportent quasiment pas de sels dissous.

Nous allons étudier séparément les petits salars du Lipez, au Sud, et le salar géant de Uyuni. Ils constituent deux ensembles bien distincts.

Les petits salars du Lipez

Celui qui visite cette splendide région du sud de l'Altiplano ne peut qu'être surpris de la grande diversité des salars que l'on rencontre au fond de presque tous les bassins intravolcaniques. Non seulement ils diffèrent par leur morphologie, mais également par leur chimisme. On trouve des salars à carbonates de sodium, à chlorure de sodium, à sulfates de sodium, à borates de calcium et de sodium, à sulfates de calcium. Et pourtant les bassins versants paraissent tous semblables. Pourquoi donc une telle diversité de

faciès chimiques ? Afin d'essayer de répondre à cette question, une trentaine de petits salars ont été étudiés (Risacher, 1978; Risacher et Fritz, 1991 a).

L'origine des sels

1) *Les précipitations.* On a pu estimer les quantités annuelles de matières apportées par les pluies dans chaque bassin. Elles sont faibles comparées aux quantités totales amenées dans les lacs par les sources, les rivières et les nappes : de 1 % pour Na et Cl à 10 % pour Ca et SO₄. Ces proportions sont caractéristiques des eaux du bassin amazonien, ce qui est en bon accord avec la venue des pluies par l'est.

2) *La dissolution d'évaporites anciennes.* La figure 6 présente la relation entre le chlore et le sodium dans les eaux d'apports des salars du Lipez. On distingue nettement deux groupes de points. Pour des teneurs en chlore inférieures à 2 mM/l (71 mg/l), les points sont dispersés et ne montrent pas de corrélation nette. Par contre, pour des teneurs en chlore supérieures à 2 mM/l, les points s'alignent le long de la droite d'équimolarité : [Na]=[Cl]. Lorsque la salinité des eaux d'apports augmente, leur teneur en chlore et en

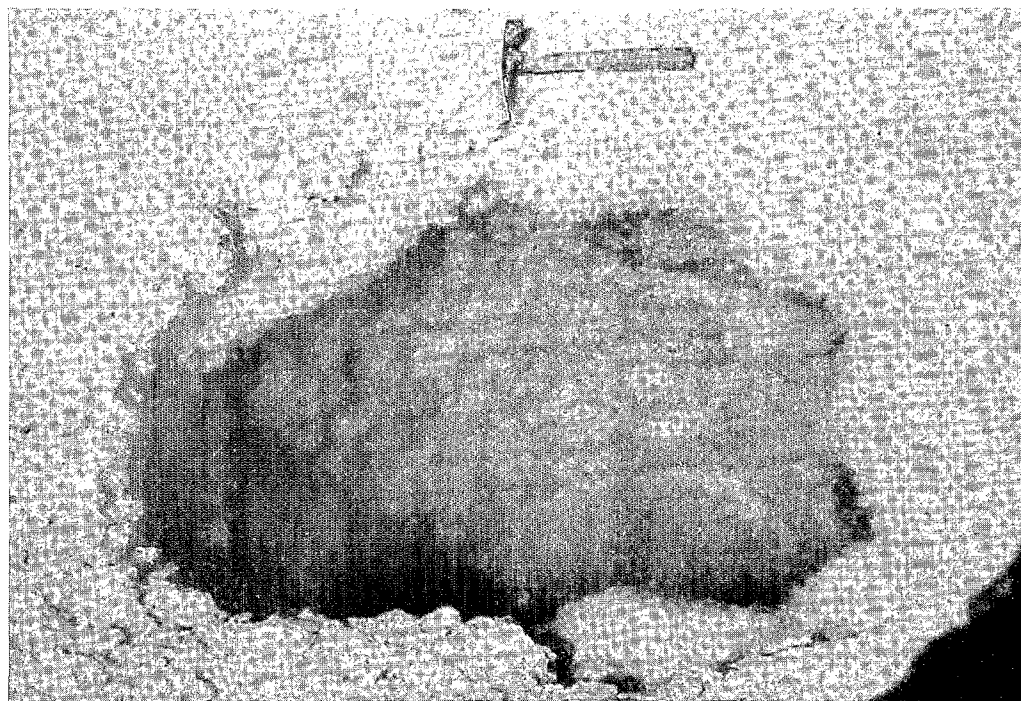


Fig. 5. — Un « ojo » (œil) dans la croûte de sel du salar de Uyuni montrant la saumure intracrustale sub-affleurante. C'est dans cette saumure que sont dissous les éléments économiquement intéressants (Li, K, Mg, B).

sodium tendent à devenir égales (sur l'échelle molaire). Ce sont des eaux chlorurées sodiques. Cela suggère très fortement que l'augmentation de salinité de ces eaux d'apports est due à la redissolution de chlorure de sodium (NaCl). Comme les bassins versants de ces salars sont presque exclusivement constitués de roches volcaniques, on en déduit la présence d'évaporites anciennes enfouies sous les formations volcaniques. Ces évaporites fournissent une grande partie des composés dissous dans les eaux d'apports : Na, Cl, mais aussi K, Ca, Mg et SO_4 . Les eaux dont la teneur en chlore est inférieure à 2 mM/l sont, par contre, des eaux d'altération « normales », bicarbonatées sodiques, des roches volcaniques du bassin versant.

3) *Les sources thermales.* Environ 60% de toutes les sources étudiées montrent une influence thermique. Les températures sont rarement très élevées, en général entre 10 et 40°C. Les proportions relatives des constituants dissous dans les eaux d'apports (rivières, sources non thermales, sources thermales) ne montrent aucune évolution lorsque la température augmente. On n'observe aucun enrichissement relatif en bore et en lithium avec la température, contrairement à une idée généralement admise qui veut que ces

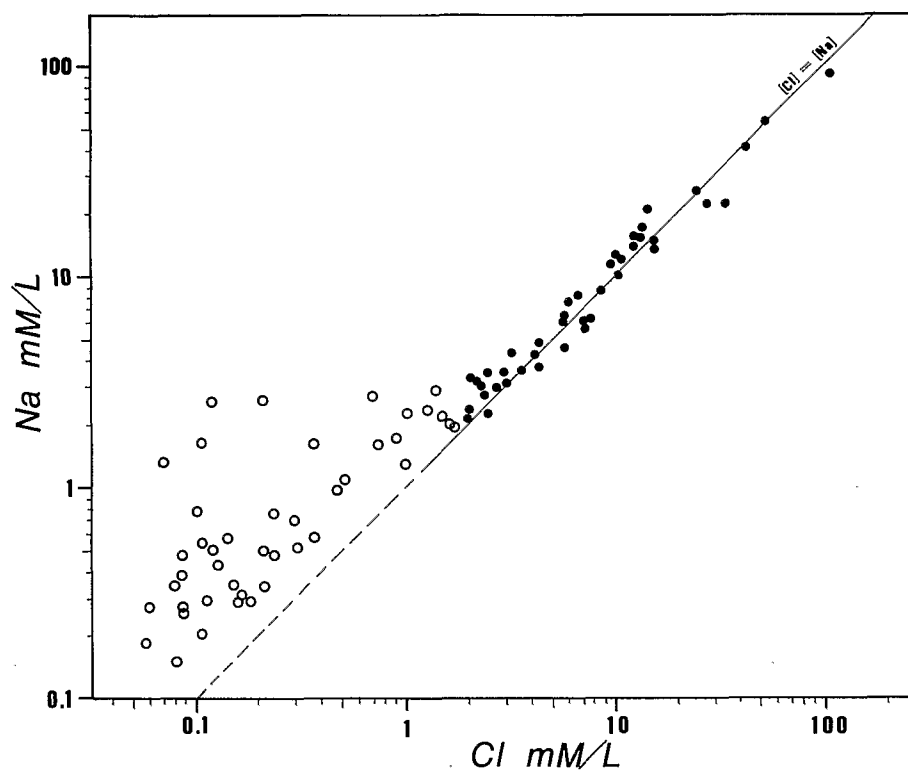


Fig. 6. — Teneurs en Na et Cl des eaux d'apports des salars du Lipez. Cercles vides : eaux dont les solutés proviennent essentiellement de l'altération des roches volcaniques. Cercles pleins : eaux dont les solutés ont surtout pour origine la dissolution d'évaporites anciennes (d'après Risacher et Fritz, 1991 a).



Fig. 7. — *Concrétions sphériques de calcite associées à des sources thermales dans le salar de Pastos Grandes.*

éléments soient d'origine hydrothermale. Donc l'altération météorique et l'altération hydrothermale produisent des eaux de composition chimique voisine (Risacher, 1984).

L'activité thermique a un effet spectaculaire sur le salar de Pastos Grandes (*fig. 7*). Des sources thermales salées émergent dans le salar lui-même, après avoir traversé une épaisse couche de sédiments lacustres et évaporitiques. Les eaux sont extrêmement chargées en gaz carbonique et saturées en calcite. Le dégazage très rapide du CO_2 entraîne une très forte sursaturation des eaux en calcite, laquelle précipite en pisolites ou concrétions sphériques qui peuvent atteindre 20 cm de diamètre dans des mares autour des griffons (Risacher et Eugster, 1979).

L'évolution des eaux au cours de l'évaporation

Les eaux d'apports, une fois accumulées au fond du bassin, sont soumises à l'évaporation et vont précipiter une séquence de minéraux de solubilité croissante. Le modèle que nous allons brièvement décrire et appliquer aux salars du Lipez a été développé par Hardie et Eugster (1970) et Eugster et Hardie (1978). Le premier minéral qui précipite est presque toujours la calcite : CaCO_3 , minéral très peu soluble. Le produit des activités

ioniques est alors constant et égal au produit de solubilité de la calcite (K) :

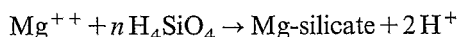


Aux faibles salinités qui correspondent à la précipitation de la calcite, les activités varient dans le même sens que les concentrations et leur sont approximativement proportionnelles. Lorsque la solution se concentre par évaporation tout en précipitant de la calcite, il est clair que Ca^{++} et CO_3^{--} ne peuvent pas se concentrer simultanément, puisque le produit de leurs activités, et donc en première approximation le produit de leurs concentrations, doit être maintenu constant. Si la concentration de l'un augmente, alors celle de l'autre doit diminuer. Ce sont les proportions initiales en calcium et en espèces carbonatées (CO_3^{--} et HCO_3^-) qui vont déterminer lequel des deux constituants se concentrera. Si au départ il y a plus de calcium que de carbonates, alors le calcium se concentrera et les carbonates diminueront. La solution évolue vers un faciès chimique pauvre en carbonates et riche en calcium, donc de pH neutre (vers 7-8). C'est la voie saline neutre. Par contre, si au départ il y a plus de carbonates que de calcium, alors l'évolution inverse se produit : la solution s'appauvrit en calcium et s'enrichit en carbonates. Le pH s'élève vers 9-10. C'est la voie alcaline.

On constate que la dichotomie fondamentale de l'évolution des eaux par évaporation dépend des proportions relatives entre le calcium et les espèces carbonatées dans l'eau initiale. Il suffit d'une faible variation de cette proportion pour modifier fondamentalement le chimisme de la saumure finale.

Considérons la voie saline neutre. Le calcium se concentre et les espèces carbonatées diminuent. Le prochain minéral qui précipite dans cette voie est en général le gypse : $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Le mécanisme est le même que pour la calcite. Si au début de la précipitation du gypse il y a plus de calcium que de sulfates, alors la solution se concentre en calcium et s'appauvrit en sulfates. La solution évolue vers un faciès du type Na-Ca-(Mg)-Cl. Au contraire, s'il y a plus de sulfates que de calcium, alors la solution évolue vers un faciès du type Na-(Mg)-Cl- SO_4 .

Envisageons à présent la voie alcaline. La solution s'enrichit en carbonates et s'appauvrit en calcium. Le gypse ne pourra donc pas précipiter. Mais on observe que beaucoup d'eaux, qui au départ s'engagent dans cette voie, modifient brusquement leur évolution et finissent par produire des saumures neutres. Cette déviation est généralement due à la formation de silicates de magnésium, minéraux très fréquents dans ces milieux mal drainés. On peut écrire schématiquement la réaction :



On voit que la néoformation de silicates magnésiens libère des ions H^+ qui vont neutraliser une partie des carbonates et des bicarbonates, ce qui peut inverser l'évolution de la solution au cours de l'évaporation. La figure 8 résume l'ensemble de cette discussion.

Le modèle que nous venons d'étudier est en fait très simplifié. On peut le compliquer à souhait. Mais d'une part l'intérêt didactique disparaît sous l'enchevêtrement des voies intermédiaires envisagées, et d'autre part, bien que schématique, ce modèle décrit de façon très satisfaisante les traits majeurs de l'évolution d'un grand nombre d'eaux naturelles soumises à l'évaporation. Si l'on souhaite davantage de précision, il faut alors se tourner vers les modèles informatiques (Fritz, 1975; Risacher et Fritz, 1984). Ceux-ci

calculent de façon rigoureuse, en se basant sur les lois de l'équilibre thermodynamique, et sans aucune approximation, l'évolution de la composition des solutions soumises à l'évaporation et déterminent la séquence des minéraux précipités.

Ce modèle évolutif a été appliqué aux salars du Lipez. En considérant le rapport entre calcium et espèces carbonatées dans les eaux diluées des apports, il est apparu que la majorité de ces eaux devrait évoluer vers des saumures carbonatées sodiques de pH élevé. Or sur la trentaine de salars étudiés seuls six présentent effectivement ce faciès alcalin.

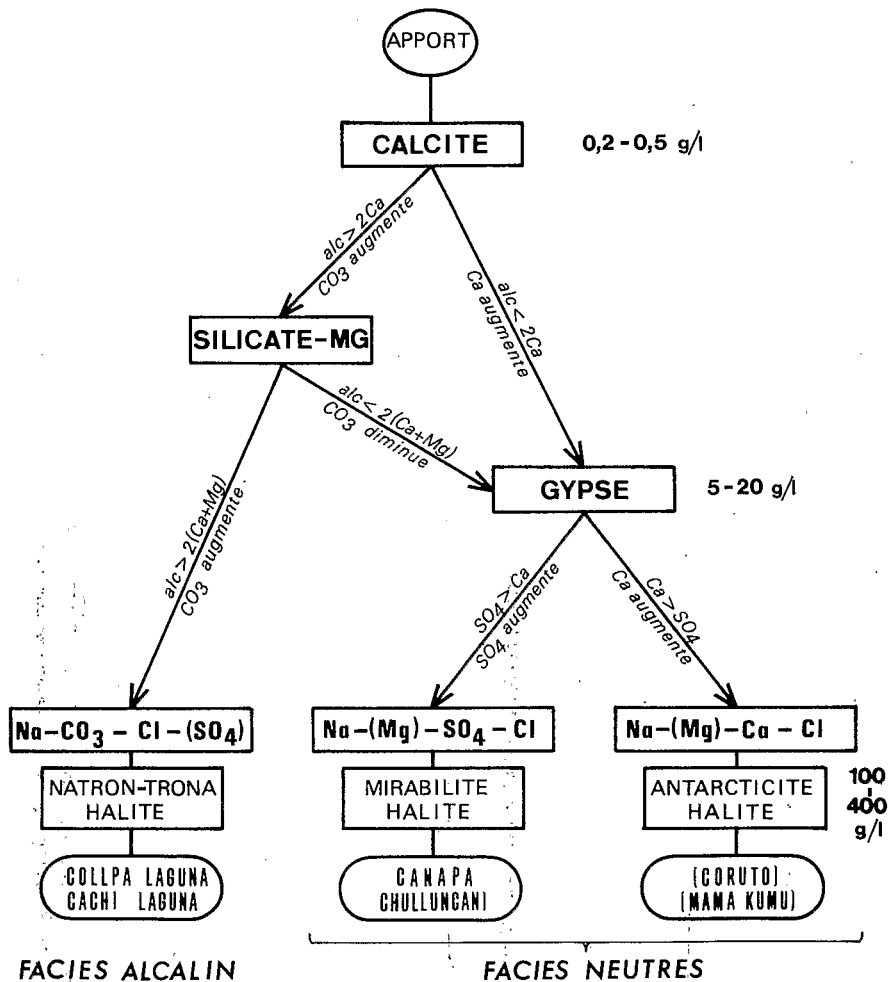


Fig. 8. — Diagramme théorique d'évolution des eaux soumises à l'évaporation (d'après Hardie et Eugster, 1970). Les concentrations indiquées à droite des minéraux sont approximativement celles des solutions à ce stade de l'évolution. Deux exemples de salars boliviens sont donnés pour chaque faciès chimique terminal. Les saumures de Coruto et Mama Kumu appartiennent bien à la voie évolutive indiquée, mais ne sont pas assez concentrées pour précipiter l'antarcticite. Alc = alcalinité carbonatée : $2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-]$.

On peut donc se demander si les néoformations argileuses expliquent cette divergence. Badaut *et al.* (1979) et Badaut et Risacher (1983) ont observé dans les sédiments de plusieurs de ces salars une argilisation, parfois très poussée, des frustules de diatomées. La silice est remplacée par un silicate magnésien de type stevensite. L'influence de ces néoformations a été quantifiée rigoureusement dans le cadre de notre modèle. Celles-ci ne sont pas suffisantes pour expliquer le changement d'évolution de la plus grande partie des eaux d'apport. La composition des apports laisse donc prévoir un nombre important de salars de type Na-CO₃-Cl. En réalité, la plus grande partie sont de type Na-Cl ou Na-Cl-SO₄. Il y a très peu de salars carbonatés sodiques dans le Lipiez.

La raison de cette anomalie majeure a été difficile à mettre en évidence. Pour des raisons sur lesquelles nous ne nous étendrons pas, l'étude du comportement des espèces dissoutes, c'est-à-dire basée exclusivement sur la chimie des eaux, ne peut en aucun cas révéler les causes de l'anomalie. Il y a toujours plusieurs interprétations possibles des données hydrochimiques. Il faut absolument étudier les phases solides en contact avec les solutions. C'est ainsi qu'a pu être mis en évidence le rôle du soufre natif. Érodé par le vent, il se dépose sur les sols et les plans d'eau. Les formations superficielles sont nettement enrichies en soufre. En saison des pluies celui-ci est entraîné par les eaux de ruissellement vers la dépression centrale du bassin. Le soufre natif au contact de l'eau et de l'air s'oxyde en produisant de l'acide sulfurique :



Cet acide neutralise une partie des carbonates et bicarbonates des eaux, ce qui favorise l'évolution vers la voie saline neutre. L'ajout de soufre dans les eaux diluées ne modifie que très peu leur composition chimique, mais cela est suffisant pour modifier radicalement la composition de la saumure finale et donc les sels qui en précipitent. L'évaporation joue le rôle d'amplificateur des interactions eaux-sédiments. De telles anomalies dans l'évolution des solutions permettent de détecter des processus qui autrement passeraient inaperçus.

Le changement d'évolution des eaux se produit surtout lorsque celles-ci restent un certain temps en contact avec les sols ou les colluvions enrichis en soufre. Les rares lacs carbonatés sodiques de l'Altiplano sont alimentés par des sources directement en bordure du lac ou par décharge de nappes souterraines. Aujourd'hui le niveau de tous les lacs est très bas. Mais pendant le Quaternaire des lacs profonds ont occupé ces bassins. Les eaux de ruissellement avaient moins de trajet à faire pour pénétrer dans les lacs, ce qui réduisait leur contact avec le soufre des sols. D'autre part, le soufre déposé directement sur le lac n'était peut-être pas suffisant pour neutraliser assez d'espèces carbonatées dissoutes dans ces grands volumes d'eau. Il est donc possible que certains salars aient pu changer de chimisme au cours du Quaternaire. Des salars aujourd'hui de faciès neutres peuvent être les reliques d'anciens lacs carbonatés sodiques.

Il est regrettable que les lacs carbonatés sodiques soient si rares sur l'Altiplano. En effet, leurs saumures peuvent concentrer fortement certains éléments métalliques, ce qui en font de précieux indicateurs métallogéniques. Par exemple, les saumures carbonatées sodiques de Cachi Laguna (*fig. 3*) renferment les plus fortes teneurs connues au monde en molybdène (49 mg/l) ainsi que des teneurs très élevées en tungstène et arsenic. Cela indique la présence de gisements, peut-être exploitables, dans les bassins versants (Risacher *et al.*, 1984).

Le salar de Uyuni

Plusieurs lacs salés ont occupé successivement l'Altiplano au Quaternaire (Troll, 1927; Servant et Fontes, 1978; Lavenu *et al.*, 1984). Seuls ont pu être datés les deux derniers : le lac Minchin (– 27 000-22 000 ans) et le lac Tauca (– 13 000, – 10 000 ans). De spectaculaires encroûtements algaires, malheureusement non datés, indiquent le niveau de certains de ces paléolacs tout autour du bassin. En s'asséchant le lac Tauca a déposé la plus grande croûte de sel du monde (10 000 km²) : le salar de Uyuni (*fig. 9*). Les premiers travaux sur le salar sont ceux de Ericksen *et al.* (1978), Rettig *et al.* (1980) et Ballivian et Risacher (1981). Les résultats présentés ici sont essentiellement tirés de l'étude de Risacher et Fritz (1991 *b*).

Description de la croûte

L'étude du salar de Uyuni a été rendue possible grâce à l'acquisition par l'ORSTOM d'une petite sondeuse carotteuse. Quarante sondages ont été réalisés, dont un jusqu'à 121 mètres de profondeur. Les courbes d'iso-épaisseurs de la croûte de sel sont représentées sur la figure 10. Son épaisseur maximum est de 11 mètres. Le sel est composé à 95 % de halite, le reste étant principalement du gypse. Ce sont 63 milliards de tonnes de

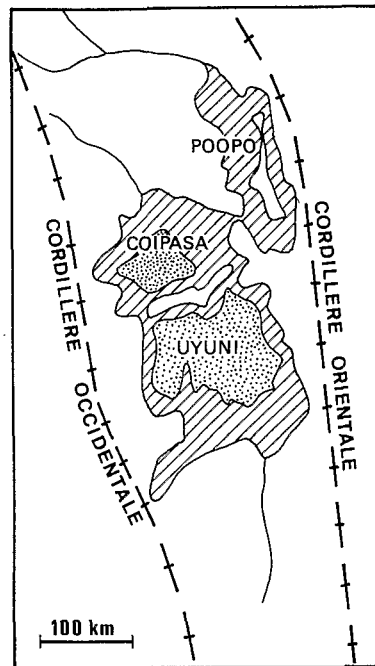


Fig. 9. — Extension du paléolac Tauca (– 13 000, – 10 000 ans) (d'après Servant et Fontes, 1978).

halite qui sont stockés dans cette croûte. Très poreuse (35 %), elle renferme une saumure interstitielle chlorurée sodique très riche en lithium, potassium, magnésium et bore. En saison sèche la saumure se trouve à 10-20 cm sous la surface de la croûte, sauf au sud du salar, près de l'embouchure du Rio Grande, où la nappe est sub-affleurante. L'évaporation de la saumure à travers la croûte superficielle précipite de la halite secondaire au-dessus de la nappe, ce qui indure la surface du salar en une dalle compacte (fig. 11). En saison des pluies le niveau remonte au-dessus de la croûte qui est alors entièrement inondée pendant quelques semaines. La croûte de sel repose sur des sédiments lacustres composés essentiellement de gypse, de calcite et de matériel détritique d'origine volcanique.

La saumure intracrustale

Près de 200 saumures ont été analysées. On a ainsi pu tracer les courbes d'isoconcentration à diverses profondeurs, ainsi que les courbes moyennes pour tous les solutés. Celles correspondant au lithium (fig. 12) montrent une forte accumulation au sud du salar,

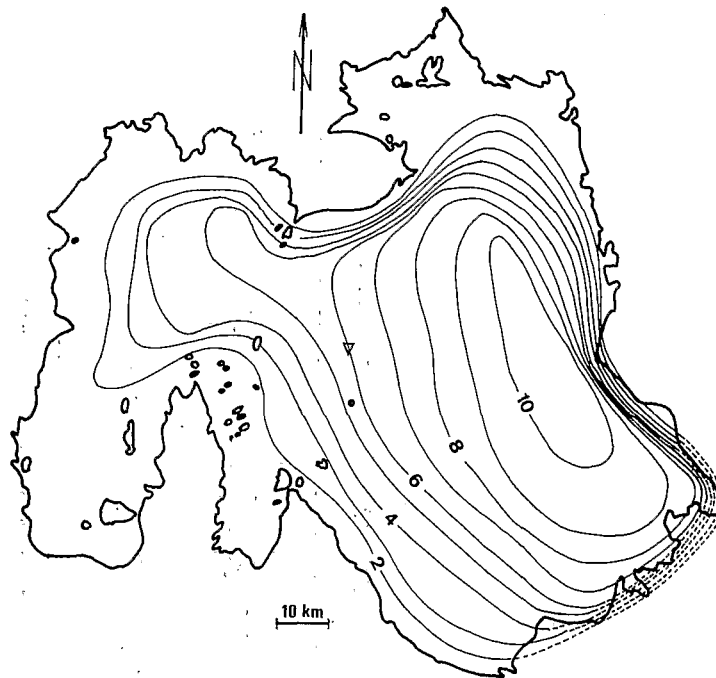


Fig. 10. — Courbes d'iso-épaisseur en mètres de la croûte de sel du salar de Uyuni. Le triangle marque la position du sondage profond (d'après Risacher et Fritz, 1991 b).

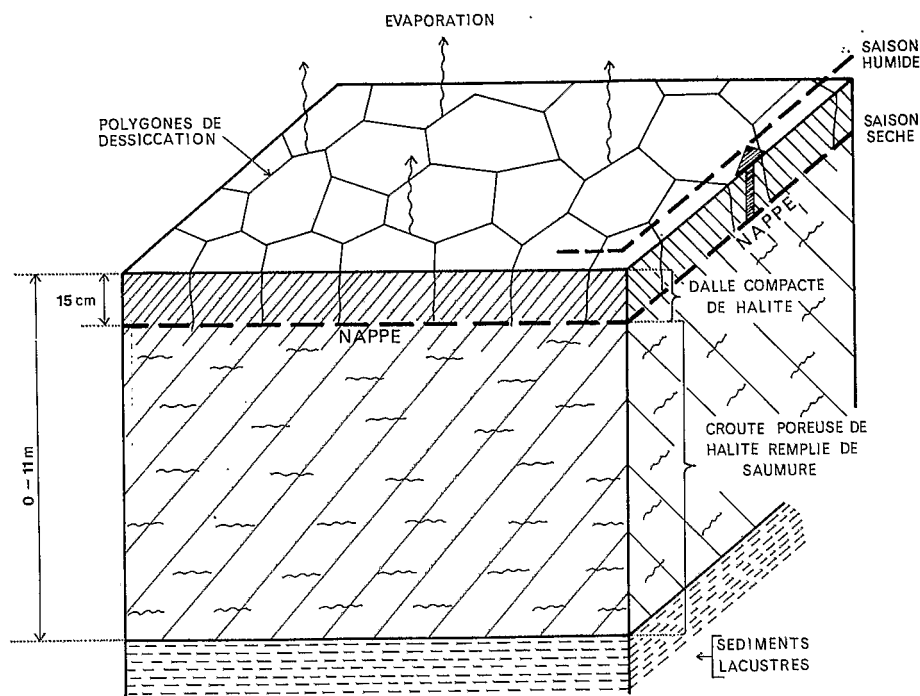


Fig. 11. — Bloc diagramme montrant la structure de la croûte de sel du salar de Uyuni.

juste après l'embouchure du Rio Grande. Les courbes d'iso-teneurs en potassium, magnésium et bore sont tout à fait semblables à celles du lithium. C'est dans cette zone que l'on observe les concentrations maximums dans des flaques superficielles. Le lithium atteint 4,7 g/l, le bore : 4,3 g/l, le potassium : 30 g/l et le magnésium : 78 g/l. En ce qui concerne le lithium et le bore, il s'agit là de teneurs parmi les plus élevées du monde.

Cette très forte accumulation est due aux apports par le Rio Grande depuis l'assèchement du lac Tauca, il y a 10 000 ans. Le Rio Grande, principal tributaire du salar, n'atteint pas la croûte de sel. Il s'infiltré une vingtaine de kilomètres plus au sud dans les sédiments de son delta et alimente une nappe de saumure en bordure du salar. Topographiquement plus élevée que la croûte de sel, cette saumure s'écoule lentement vers la croûte et compense ainsi les pertes par évaporation de la saumure intracrustale sub-affleurante, en aval (fig. 13). Le bilan final est une augmentation régulière des masses d'espèces dissoutes dans un volume constant et réduit de saumure intracrustale au sud du salar. C'est pourquoi les concentrations augmentent brutalement juste en bordure de la croûte. Signalons également que la forte aridité et les basses températures qui régissent dans cette région limitent notablement le développement des sols dont le complexe absorbant vite saturé ne peut pas retenir de grandes quantités de Li, K, Mg, B. En se

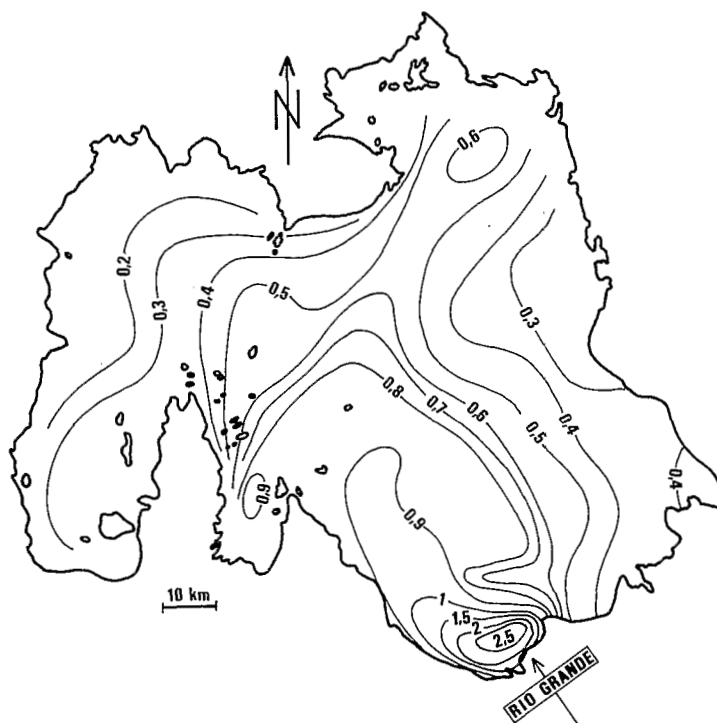


Fig. 12. — Courbes d'isoconcentration moyennes (en g/l) du lithium dans la saumure intracrustale du salar de Uyuni (d'après Risacher et Fritz, 1991 b).

basant sur la composition actuelle du Rio Grande, on a pu estimer très approximativement les quantités des diverses espèces chimiques apportées par le Rio Grande en 10 000 ans. Celles-ci sont du même ordre de grandeur que les masses stockées dans la saumure-intracrustale à l'embouchure du Rio Grande (tableau I).

Les réserves du salar de Uyuni

Les courbes d'isoconcentration associées aux courbes d'iso-épaisseur ont permis de quantifier les réserves de tous les constituants dissous. D'autre part, les impuretés dans la halite ont également été analysées. On dispose aussi des masses totales de tous les constituants, en phase solide et en phase dissoute, du salar de Uyuni (tableau I). Le point le plus remarquable concerne les réserves en lithium dans la saumure. Ce sont, à ce jour, les plus élevées du monde : 9 millions de tonnes. En 1978, la totalité des réserves connues du monde occidental ne s'élevaient qu'à 4,1 millions de tonnes. Les réserves en potassium, 200 millions de tonnes, sont le double de celles des États-Unis. Les apports

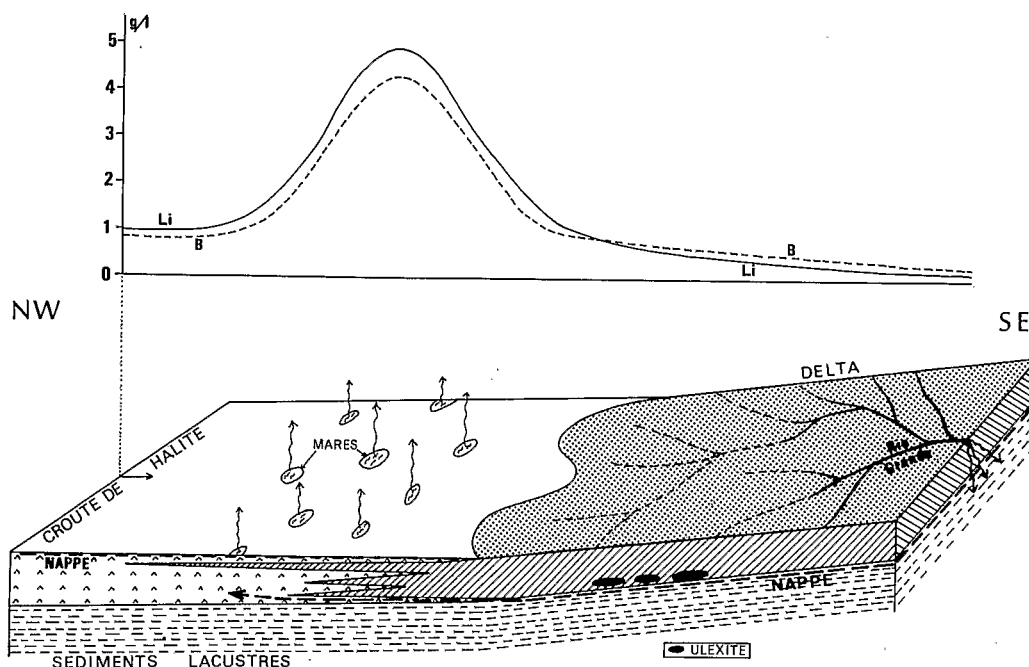


Fig. 13. — *Bordure sud-est du salar de Uyuni, à l'embouchure du Rio Grande. C'est là que se trouvent les plus importants gisements d'ulexite ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$) de Bolivie (d'après Risacher et Fritz, 1991 b).*

TABLEAU I. — *Masses totales des constituants du salar de Uyuni et ordre de grandeur des apports par le Rio Grande depuis 10 000 ans (en millions de tonnes). D'après Risacher et Fritz, (1991 b).*

	Saumures		Sels		Tout le salar	Apports du Rio Grande (10 000 ans)
	Total	Bordure sud	Halite et gypse	Traces dans halite		
Li.....	9	0,5		0,9	10	1
K.....	194	5		91	285	10
Mg.....	211	10		45	256	16
B.....	8	0,4		1,7	10	4
Ca.....	8	0,04	550	77	635	60
SO ₄	278	7	1 300	430	2 000	100
Na.....	1 600	12	24 800		26 400	200
Cl.....	3 100	48	38 200		41 300	300

récents par le Rio Grande, bien que produisant une très forte anomalie au sud du salar, sont cependant très faibles en comparaison des masses totales présentes dans l'ensemble

du salar. Cela est particulièrement vrai pour le chlorure de sodium dont les apports récents représentent moins de 1 % de la masse totale de halite du salar.

Le salar de Coipasa

Le salar de Coipasa, de 2 500 km² de surface, n'a qu'une épaisseur maximum de 2,5 m. Il ne provient pas exclusivement de l'assèchement du paléolac Tauca. Environ 20 % du sel semble avoir été apporté par son principal tributaire, le Rio Lauca, après l'assèchement du lac. La masse totale de halite à Coipasa, environ 3 milliards de tonnes, ne correspond qu'à 5 % de celle du salar de Uyuni (63 milliards de tonnes). Cette faible proportion se retrouve aussi pour tous les autres constituants. On peut donc, en première approximation, négliger le salar de Coipasa dans les divers calculs de bilan au niveau de l'ensemble du bassin de l'Altiplano.

Reconstitution de la composition chimique du lac Tauca

On peut tenter de reconstituer la composition chimique de l'ancien lac Tauca de deux façons : soit en dissolvant les masses totales de toutes les espèces chimiques présentes aujourd'hui dans le salar (corrigées des apports récents) dans le volume de l'ancien lac (1 200 km³); soit en simulant par ordinateur l'évaporation des principaux apports actuels. On s'attendait, au départ, à obtenir des compositions voisines. Or il n'en est rien. Les deux compositions chimiques sont très différentes (tableau II). Celle obtenue en redissolvant le salar est très appauvrie en Li, K, Mg, B comparée à celle obtenue par évaporation des apports. Le diagramme de la figure 14 présente les teneurs en Li, K, Mg, B d'un grand nombre d'eaux de rivières et de lacs de l'Altiplano en fonction de la salinité. Nous y avons reporté les points représentatifs des deux compositions théoriques du paléolac Tauca. Il apparaît que celle que l'on obtient par évaporation des apports est cohérente avec celles de autres eaux et saumures de l'Altiplano. Par contre les concentrations obtenues en dissolvant le salar sont beaucoup plus faibles. On peut interpréter cette

TABLEAU II. — *Compositions chimiques théoriques du paléolac Tauca*. et analyse d'une source salée du diapir de gypse de Tarcamaya (en grammes par litre). D'après Risacher et Fritz, (1991 b).

	Composition obtenue par évaporation des apports	Composition obtenue par dissolution de la croûte	Source salée du diapir de gypse de Tarcamaya
Li	0,10	0,009	0,003
K	2,03	0,24	0,051
Mg	2,70	0,22	0,28
B	0,36	0,008	0,008
Ca	0,54	0,53	2,19
SO ₄	16,2	1,80	3,98
Na	23,2	23,2	26,2
Cl	35,0	36,7	43,7

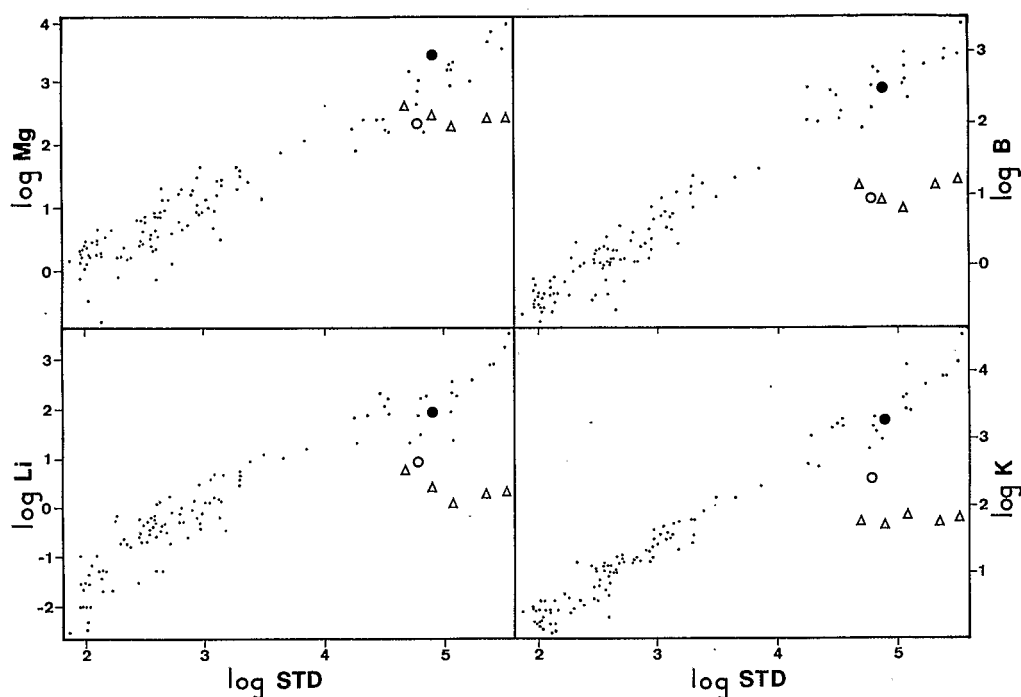


Fig. 14. — Teneurs en Li, K, Mg, B des eaux du paléolac Tauca (en mg/l). La composition du paléolac obtenue par évaporation des apports est représentée par un cercle plein, et celle obtenue par dissolution de la croûte est figurée par un cercle vide. Les triangles sont des sources salées du diapir de Tarcamaya. Les points correspondent aux rivières et aux lacs de l'ensemble de l'Altiplano (d'après Risacher et Fritz, 1991 b).

anomalie de deux façons : ou bien la saumure intracrustale a perdu 90 % au moins de ses solutés Li, K, Mg, B depuis l'assèchement du lac; ou bien le lac Tauca était anormalement chargé en chlorure de sodium.

La question a été tranchée grâce à un sondage profond dans la zone centrale du salar (fig. 15). Onze autres croûtes de sel, d'épaisseur croissante vers le bas, ont été observées. Elles sont séparées par onze niveaux lacustres, témoignant d'autant de phases lacustres successives. Ces croûtes de sel sont très semblables à la croûte superficielle. Tout le profil est saturé par une saumure interstitielle. La concentration en lithium montre un maximum dans la croûte superficielle. S'il y avait eu infiltration massive de cet élément, on devrait s'attendre à en trouver des teneurs élevées en profondeur. Il n'en est rien. Par ailleurs, la présence d'autres croûtes de sel en profondeur suggère que chaque nouveau lac devait redissoudre une partie de la croûte déposée par le lac précédent. Les lacs étaient donc tous enrichis en NaCl et dont apparemment appauvris en Li, K, Mg, B. L'anomalie s'est transmise de lac en lac jusqu'au salar de Uyuni. Mais ce mécanisme ne résout pas tout le problème. Il ne fait que le repousser dans le temps. D'où vient tout ce sel ?

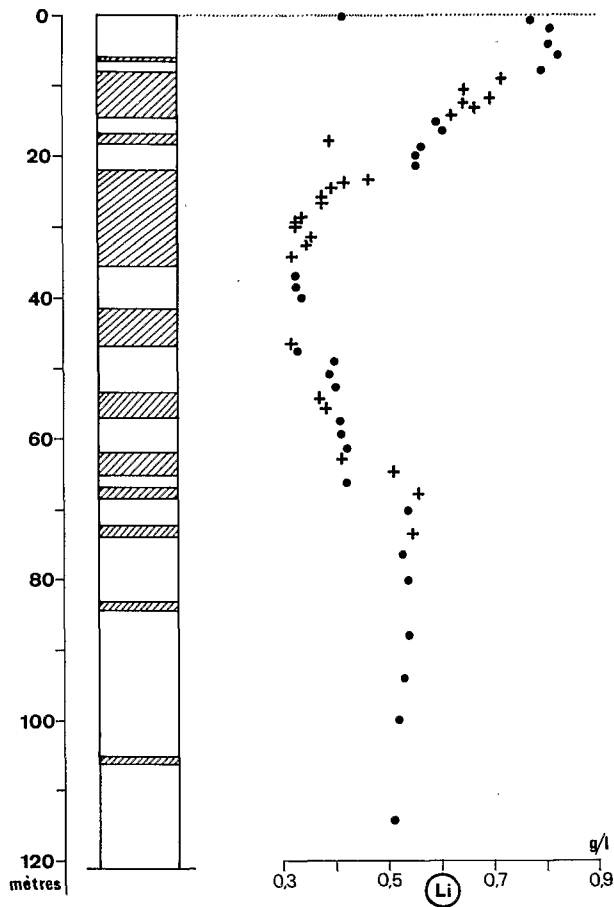


Fig. 15. — *Le sondage profond dans le salar de Uyuni.* En blanc : les croûtes de sel; en hachuré : les niveaux lacustres. La croûte de sel superficielle est, « sensu stricto » le salar de Uyuni. Les teneurs en lithium sont figurées par des cercles pleins dans les saumures intracrustales et par des croix dans les saumures interstitielles des sédiments lacustres.

L'origine du sel

De nombreux diapirs de gypse, d'âge Crétacé et Tertiaire, affleurent dans l'Altiplano. Des sources salées, certaines saturées en halite, émergent dans l'un d'entre eux : le diapir de Tarcamaya (*fig. 16*). Ce sont des saumures chlorurées-sodiques très pauvres en Li, K, Mg, B. La composition chimique de l'une d'entre elles est donnée dans le tableau II. Les teneurs en Li, K, Mg, B de quelques unes de ces sources sont représentées sur le diagramme de la figure 14. On constate qu'elles ont une composition proche de celle du paléolac Tauca obtenue par dissolution du salar. De la halite, en cours de lessivage,

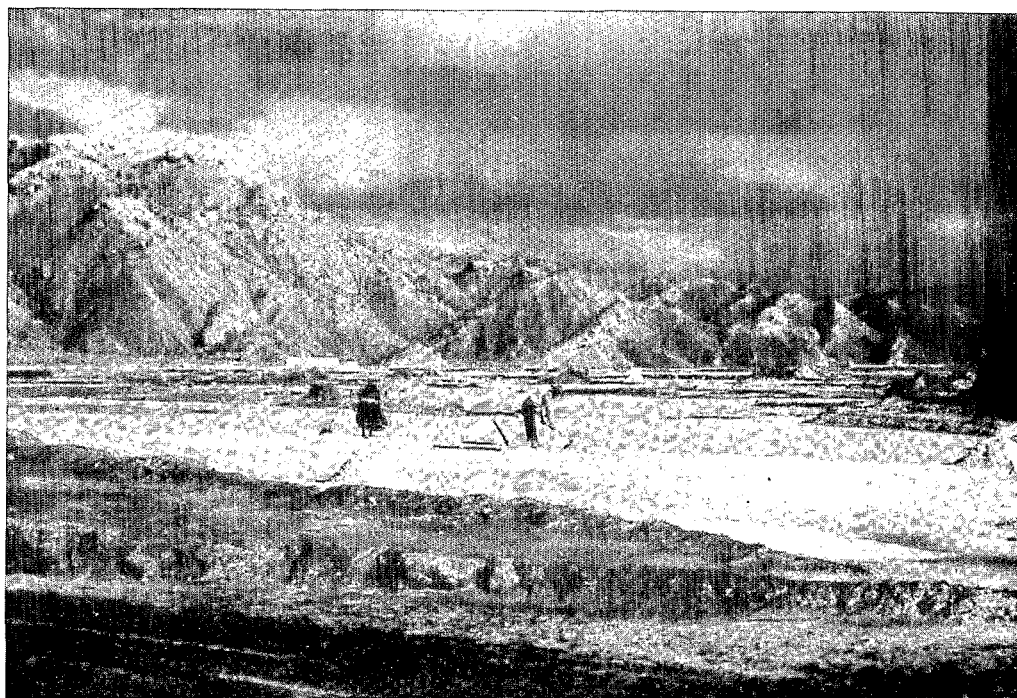


Fig. 16. — *Le diapir de gypse de Tarcamaya. Le sel dissous dans les sources est exploité.*

subsiste au cœur de ce diapir de gypse. Il est très probable qu'au début de l'histoire lacustre du bassin, d'importantes masses de halite liées aux diapirs de gypse ont été dissoutes. Rapidement lessivé, ce sel très soluble s'est accumulé en d'épaisses couches dans le fond du bassin. Puis il a été recyclé de lac en lac, transmettant jusqu'au salar de Uyuni un fort excès de chlorure de sodium. Tous les paléolacs ont donc vraisemblablement eu des chimismes très voisins, différents seulement par la salinité totale. Les proportions relatives de chaque constituant devaient être très voisines d'un lac à l'autre et assez semblables à celles des saumures du diapir de Tarcamaya et à celles du paléolac Tauca obtenue par dissolution du salar.

C'est donc la redissolution d'évaporites anciennes dans le bassin de drainage qui est à l'origine des énormes masses de sel accumulées au fond de l'Altiplano. Ces évaporites ont été à peu près totalement lessivées. Seules quelques sources salées dans un diapir de gypse témoignent de l'ancienne présence de telles évaporites dans le bassin de l'Altiplano.

Un extraordinaire potentiel pour la Bolivie

L'Altiplano de Bolivie possède les deux caractéristiques nécessaires et suffisantes pour que puissent s'y déposer des évaporites : des bassins fermés soumis à un climat aride où

l'évaporation excède la pluviosité. Lacs salés et croûtes de sel occupent le fond de la plupart des bassins hydrologiques. Ils diffèrent notablement les uns des autres par leur taille, de quelques hectares jusqu'à 10 000 km², et par le chimisme des saumures et des sels qui se déposent : chlorures, sulfates, carbonates, borates de sodium et de calcium. Les sels proviennent de l'altération des roches des bassins versants et de la redissolution d'évaporites anciennes. Cette dernière source est la plus importante. C'est aussi la plus difficile à mettre en évidence, car de telles évaporites ont été le plus souvent redissoutes depuis longtemps en surface.

La nature des saumures et des sels dépend étroitement de la composition initiale des eaux d'apports. Une infime modification de cette composition peut conduire à des saumures tout à fait distinctes. La clé de la compréhension des bassins évaporitiques continentaux se trouve dans l'étude géochimique des eaux *diluées* du bassin. Un salar s'étudie avant tout là où il n'y a pas de sel !

La forte aridité de l'Altiplano limite le développement du complexe absorbant des sols, ce qui permet à certains éléments comme le lithium, le potassium, le magnésium et le bore de se concentrer librement, par évaporation des solutions, jusqu'à des teneurs extrêmes. Les réserves en lithium sont les plus importantes connues à ce jour dans le monde. Celles en potassium, magnésium et bore sont également impressionnantes. Si l'on tient compte en plus des énormes gisements de halite, de gypse, de calcaire, on se rend compte que la Bolivie possède, grâce aux bassins à évaporites de l'Altiplano, un extraordinaire potentiel de développement industriel.

RÉFÉRENCES

- Badaut D., Risacher F., 1983, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 363.
Badaut D., Risacher F., Paquet H., Eberhart J. P., Weber F., 1979, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **289** (D), 1191.
Ballivian O., Risacher F., 1981, *Los salares del Altiplano boliviano*, ORSTOM, Paris, 246 p.
Erickson G. E., Vine J. D., Ballou R., 1978, *Energy*, **3**, 355.
Eugster H. P., Hardie L. A., 1978, In *Lakes, Chemistry, Geology, Physics* (Lerman A., ed.), Springer-Verlag, 237.
Fernandez A., Horman P. K., Kussmaul S., Meave J., Pichler H., Subieta T., 1973, *Tschermaks Mineral. Petrol. Mitt.*, **19**, 149.
Fritz B., 1975, *Sci. Géol. Mém.*, **41**, 152 p.
Halley E., 1715, *Royal Soc. London Philos. Trans.*, **6**, 169.
Hardie L. A., Eugster H. P., 1970, *Mineral Soc. Amer. Spec. Pap.*, **3**, 273.
Lavenu A., Fornari M., Sebrier M., 1984, *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. XIV, n° 1, 103.
Rettig S. L., Jones B. F., Risacher F., 1980, *Chem. Géol.* **30**, 57.
Risacher F., 1978, *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. X, n° 1, 37.
Risacher F., 1984, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **299**, série II, n° 11, 701.
Risacher F., Eugster H. P., 1979, *Sedimentology*, **26**, 253.
Risacher F., Fritz B., 1984, *Sci. Géol., Bull.*, **37**, 3, 239.
Risacher F., Fritz B., 1991 a, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 687.
Risacher F., Fritz B., 1991 b, *Chem. Geol.*, **90**, 211.
Risacher F., Samuel J., Krempp G., 1984, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **299**, série II, n° 19, 1325.
Servant M., Fontes J. C., 1978, *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. X, n° 1, 9.
Troll K., 1927, *Peterm. Mittl.*, **74**, 218.