

FLORIAN MARINESCU* – MARIANA MĂRUNTEANU*

LA PALÉOGÉOGRAPHIE AU NIVEAU DU SEL BADÉNIEN EN ROUMANIE

(2 Figs.)

Résumé : Nous présenterons dans ce travail la répartition, les caractères lithofaciaux et un nouveau modèle concernant la genèse des évaporites badéniennes de la Roumanie, considérant que seulement dans ce cadre on pourrait comprendre l'évolution paléogéographique et les modifications intervenues pendant le Langhien supérieur (Wielicien), précédant la transgression kosovienne (Badénien supérieur = Serravalien inférieur).

Резюме: В настоящей работе авторы предлагают распределение литофаций и новую модель генезиса баденских эвапоритов в Румынии, объясняя таким образом палеогеографическое развитие и переходные модификации во времени верхнего ланга (вьеличский ярус) до косовской трансгрессии (верхний баден = нижний сerratвал).

Introduction

En Roumanie, malgré qu'elle soit bien connue, au moins au niveau européen, comme un important exploitateur et exportateur de sel (la place 11 au monde, en 1979), y existant de nombreux centres d'extractions, datant du Moyen Âge, tant à l'intérieur qu'à l'extérieur des Carpathes, il n'y a pas des études approfondies de ce minéral. Exception faisant quelques travaux importants à la limite des 19^e et 20^e siècle (Teisseyre – Mrazec, 1902; Voitești, 1934 etc.), regardant la genèse du sel, on peut mentionner seulement quelques notes ou des travaux d'archive, où ce problème est touchée seulement ; elles s'intéressent du sel soit comme générateur du diapirisme, soit comme accompagnant des formations mères d'hydrocarbures. On ne connaît pas des études approfondies sur la pétrographie ou la sédimentologie, la genèse du sel étant discutée seulement au niveau général. On considère ainsi le sel de la Transylvanie formé dans une lagune semblable à Kara-Bougas. Quant au sel des zones subcarpathique, existante au dehors de cette lagune on cherchait toujours des explication locales (les Carpathes devant fonctionner en permanence comme une barrière entre les bassins marins existents à leur extérieur et ceux de leur intérieur?). Dernièrement (Săndulescu et al., 1980) on expliquait la genèse du sel burdigalien des Sous-Carpathes dans un bassin comme un bras de mer, profond et asymétrique, le long duquel fonctionnait plusieurs bassins principaux et des bassins satellites, séparés entre eux par des zones élevées, générées par la tectogenèse stirienne ancienne. On acceptait la théorie des bassins profonds de Schmalz (1969). La même théorie était acceptait pour le sel badénien.

Plus récent Mărunțeanu (1987) suggère l'accumulation du sel burdigalien dans des petits bassins qui couvraient une plaine marginale-marine, trouvant ainsi une réponse à la question des brèches de type olistostrome, associées au sel. Le modèle présenté par Paucă (1967 ; repris in Ciupagea et al., 1970) pour expliquer les gisements du sel du même âge des deux côtés des Carpathes, indique en Transylvanie l'existence d'une lagune, alimentée du sud, de l'extérieur, à travers la plateforme Moesienne.

* Dr. Fl. Marinescu, Dr. M. Mărunțeanu, Institut Géologique et Géophysique, Rue Caransebes, Bucarest 32, R – 79678, Roumanie.

Pour le gypse burdigalien, Popescu – Rădan (1976) acceptent le modèle d'une zone supratidale, de type sebkha ; quant aux gypses du « niveau évaporitique » (équivalent de la formation à sel badénien de Munténie, Săndulescu et al., 1980) supposent des bassins à circulation restrictive, où le gypse précipite directement de l'eau marine, comme suite de la concentration de celui-ci en des conditions typiques d'un régime évaporitique.

Répartition et caractères lithofaciaux

La partie moyenne du Badénien (Wielicien) des régions Carpathiques se caractérise par l'accumulation des évaporites, surtout du gypse et du sel gémme. Le gypse se trouve soit comme un des principaux éléments du « niveau évaporitique », soit sous forme de lentilles dans la brèche du sel, accompagnant le sel, ou à la base du celui-ci. Les dépôts à évaporites sont encadrés par des entités lithostratigraphiques bien définies, à développement régional, constants dans toute la région carpathique. Ils reposent sur les « tufs marneux à globigérines » (tuf de Slănic à l'extérieur des Carpathes et tuf de Dej ou de Perşani dans la Transylvanie) et sont recouverts par les « argiles à radiolaires ».

Le niveau évaporitique de la nappe Souscarpathique (Săndulescu, 1980), bien développé jusqu'à la vallée Slănicul de Buzău, est discontinu, à une surface d'affleurement réduite et signalé à Şerpeni (au nord de la confluence de Tazlău avec le Trotuş), près de Buda (vallée de Bistritza), au sud de la vallée de Şuşiţa etc. (Săndulescu et al., 1984). Généralement il comporte un paquet argilo-marneux à couches décimétriques jusqu'à métrique de gypse, à structure massive-stratifiée, des argiles et accompagnés par des schistes calcaires.

Équivalente de ce niveau, la formation à sel badénien est moins bien représentée dans la nappe sous-carpathique (Fişci, Izvoru Negoşinei, Pietraru etc.), mais bien développé dans l'avant-fosse Carpathique, le long de la zone à plis diapirs (Apostolache, Ocniţa-Moreni, Băicoi-Foleşti, Gura Ocniţei, Ochiuri etc.), dans les synclinaux de Slănic (Slănic Prahova) et de Drajna et dans la Dépression Gétique (Ocnele Mari). Donc à l'extérieur des Carpathes la formation à sel badénien recouvre une importante surface, depuis la vallée de l'Olt et jusqu'à celle de Slănicul de Buzău. On y connaît deux lithofaciès : à l'est (entre Slănicul de Buzău et Dîmboviţa) se développe une brèche sédimentaire bleu-cendrée (à oxydes de Mn), bitumineuse d'habitude, à éléments provenus de la dénudation des régions voisines, comportant aussi des lentilles de gypses et du sel, tout comme des lentilles de sables à concrétions gréseux. Quelquefois, à la base des lentilles du sel existent des paquets à gypse (synclinaux de Slănic et de Drajna). Fonction du fondement et des terrains voisins on signale des différences de composition pétrographique et d'épaisseur aussi : vers les zones internes (synclinaux de Slănic et Drajna), où la formation touche entre 600 et 700 m d'épaisseur, dominent les galets des dépôts paléogènes et crétacés des unités structurales internes, ou des dépôts du Miocène inférieur ; vers les zones externes (zone des plis diapirs), la brèche (500 m d'épaisseur environs) comporte des éléments angulaires d'argiles, grès et des conglomérats, des blocs de conglomérats burdigaliens, des éléments de l'Oligocène (dysodiles, grès de Kliwa), tout comme des gypses et tufs provenant des formations immédiatement sous-jacentes. Caractéristiques pour les brèches externes sont les schistes verts de type dobrogéen, soit reprises des conglomérats du Miocène inférieur, soit fournis même directement par les restes de la chaîne assintique, peut-être encore émerge au niveau du Langhien supérieur.

Le lithofaciès de la formation à sel badénienne de la Dépression Gétique (à l'ouest de la vallée de Dîmboviţa), jusqu'au niveau de Tîrgu Jiu, n'est pas brêcheux (similaire à celui de la Transylvanie) comportant des argiles siltiques gris-noirâtres, à intercalations de sel en lentilles ; son épaisseur ne dépasse pas 300 m (à Ocnele Mari) (Popescu et al., 1973).

A l'ouest de Tîrgu-Jiu, toujours dans la Dépression Gétique, cette formation se retrouve au nord de Tr. Severin sous forme d'argiles noirâtres, à éflorences salines et gypseuses, bitumineuses. Sa continuité est interrompue par des cônes de déjection à graviers d'origine carpathique. En même temps, dans le golfe de Bahna-Orşova s'entasse une épaisse formation psefite-psamitique continentale (Marinescu, 1962).

Vers l'est et vers le sud, sur la Plateforme Moldave et sur celle Moesienne, la formation évaporitique passe latéralement à des sédiments à des gypses, intercalés en dépôts pélitiques, quelquefois siltiques ou sableux, toujours au niveau du Langhien supérieur.

En Transylvanie la formation à sel badénienne est argileuse, souvent marneuse, englobant une couche presque continue de sel dont l'épaisseur moyenne varie entre 250 et 300 m (seulement au centre de la dépression quelques forages n'ont pas rencontré cette couche). L'épaississement exagéré de certaines régions est une conséquence du diapirisme (Praid, Sovata, Ocna Mureş, Ocna Sibiu, Ocna Dej etc.). Dans la zone de nord les pélites augmentent beaucoup en importance, passant en une olistostrome évaporitique, englobant aussi des petites lentilles de gypse pénécontemporaines. Aux bords occidental et de nordouest de la Transylvanie le sel est remplacé par le gypse, qui arrive jusqu'à la vallée de Mureş (vers Deva), et la dépression de la Syilvanie (au sud de Zalău), où un banc épais est intercalé parmi des dépôts détritiques.

La formation à sel se développe aussi dans la Dépression de Maramureş, se continuant en UdSSR. Comme en Transylvanie, le sel, formant une lentille d'une épaisseur d'aproximativement 130 m au centre, est intercalé dans une succession argileuse, le gypse se rencontrant le long des bords de la dépression.

A l'ouest des Monts Apuseni et en Banat, au marges de la Pannonie, existe une série de golfs, dont les restes forment maintenant de petites dépressions intramontagneuses (Caransebeş—Mehadia, Lugoj, etc). Ici on conserve des dépôts marins, saumâtres, ou même d'eau douce, à charbons, ou à calcaires gréseuses. Cette région se continue vers l'ouest.

La dernière décennie le niveau à évaporites, correspondant au Wielicien (Badénien moyen) a été corrélié avec la partie sommitale du Langhien (Popescu et al., 1975 ; Săndulescu et al., 1980; Mărunteanu, 1987 etc.) Les arguments sont tant le principe de superposition, que les corrélations régionales, en partant surtout de la microfaune planctonique du tuf de Dej et de Slănic, sous-jacents, que de celle des schistes à radiolaires, superjacents. On rappelle aussi que les gypses sont souvent accompagnés par des microfaunes planctoniques de même âge, tandis que le sel même est dépourvu de faune fossile, ne y trouvant que des restes de plantes terrestres : *Juglans*, *Alnus*, des sapins (surtout des cônes) etc. (Givulescu, 1964).

Comentaire sur la genèse des évaporites

On connaît maintenant plusieurs modèles concernant le mode d'accumulation des évaporites, parmi lesquels : la théorie de la barre (Ochsenius, 1877), celle des bassins isolés (Bronson, 1915), celle des dépressions sousmontanes et des synclinaux de plateforme (Ivanov, 1953), celle des bassins internes et intermédiaires (Borchert, 1959), celle des accumulations dans les eaux profondes (Schmalz, 1966), celle de l'évaporation complète des bassins profondes (Hsü, 1972), celle des bassins indépendants dans le cadre des plaines côtières (Gvirtzman et al., 1977), celle des bassins actuels pérennes (Perthuisot, 1980) etc. On a fait souvent appel à la théorie de la barre, qui n'expliquait pas pourtant ni les grands épaisseurs des évaporites des bassins de faible profondeur, ni l'absence de la faune marine dans le sel (connue aujourd'hui dans certains gisements d'Amérique du Nord, ou ceux de Slaveno—Artimovsk—Dombas et Wielicka).

Pour les évaporites badéniennes de la Roumanie, le modèle le plus convenable serait celui

de Borchert (1959), concernant une chaîne de bassins internes, intermédiaires et marginales, communicant entre eux par de larges canaux. Les bassins internes (les plus lointaines de la mer ouverte) se trouvent aux niveaux plus bas que ceux intermédiaires et la mer aussi, celle-ci étant isolée par des seuils aplatis. Les eaux ne circulaient que dans un seul sens, vers les bassins internes, réalisant ainsi le confinement. Les caractères de ces bassins et le mécanisme devaient être :

- les dépôts du lit des évaporites sont d'origine marine normale ;
- le seuil qui ferme le bassin marginal, comme les canaux entre les bassins aussi, empêche la circulation profonde des eaux, entre les bassins, conduisant ainsi à une forte concentration de la saumure ;
- l'existence d'un permanent apport, continu ou intermittent, de l'eau marine vers les bassins ;
- la concentration de l'eau en sels augmente par la précipitation de certaines évaporites (calcaires, dolomite, gypse) pendant son passage le long des bassins intermédiaires, arrivant sursalée en chlorures aux bassins internes ;
- les bassins peuvent changer leurs caractères (celui l'intermédiaire peut devenir interne, celui externe peut devenir intermédiaire) au fur et à mesure de l'évolution, par le colmatage des bassins les plus internes et par le resserrement progressif des canaux de communication ;
- la succession théorique idéale de précipitation est : boue sapropélique, calcaire, dolomite, gypse, sel gemme, chlorures de K et Mg (correspondant aux stades décrits par Schmalz, 1969) ; cette succession peut se réaliser non seulement sur la verticale, mais horizontalement aussi, le long du cours d'eau. Ainsi dans le bassin le plus interne précipite la halite dans celui intermédiaire se dépose le gypse, dans le suivant la dolomite et ainsi de suite jusqu'au bassin le plus externe, où les sédiments sont marins (une pareille distribution, mais concentrique, peut exister aussi dans un bassin unique, avec les halites au centre, ou vers le canal de la source et le gypse au bords, ou en partie distale) ;
- pour expliquer les grandes épaisseurs du sel dans un bassin, à la sursalinisation des saumures et l'apport permanent des eaux marines on doit ajouter : la subsidence intermittente des bassins distales, l'alternance saisonnière du climat humide avec celui aride, l'existence d'une couche d'eau moins riche en sels, pour isoler l'eau sursalée ;
- l'absence (ou l'extrême rareté) des restes fossils marins dans le sel est due à la mort des organismes respectifs dès les bassins intermédiaires, à la suite de la salinité des eaux de ces bassins, plus élevée que celle de la mer.

Genèse et paléogéographie des évaporites Badéniennes

Résulte de ceux susmentionnés la grande similitude avec le modèle proposé par Borchert, tout comme la distribution et les caractères lithofaciaux des évaporites badéniennes dans la Roumanie ; d'ailleurs ce modèle est assez proche aussi de celui des bassins pérennes de Perthuisot (1980). Ainsi le bassin de la Transylvanie peut être considéré en position interne, alimenté avec d'eaux sursalées par les bassins intermédiaires des Souscarpathes Orientales le long des canaux traversant la chaîne carpathique déjà exondée. Vers le nord et vers l'ouest il paraît que les communications sont déjà closes, parce-que : « le couloir du Mureș » (existent au Langhien inférieur) est rempli par des dépôts détritiques continentales ; la région des Monts Apuseni semble être exondée, continuée avec une crête de cristallin vers les Carpathes Orientales, formant les bords occidental et septentrional du Bassin de la Transylvanie.

La succession – connue à Ocna Dej, avec des argiles noirâtres (souvent dolomitiques),

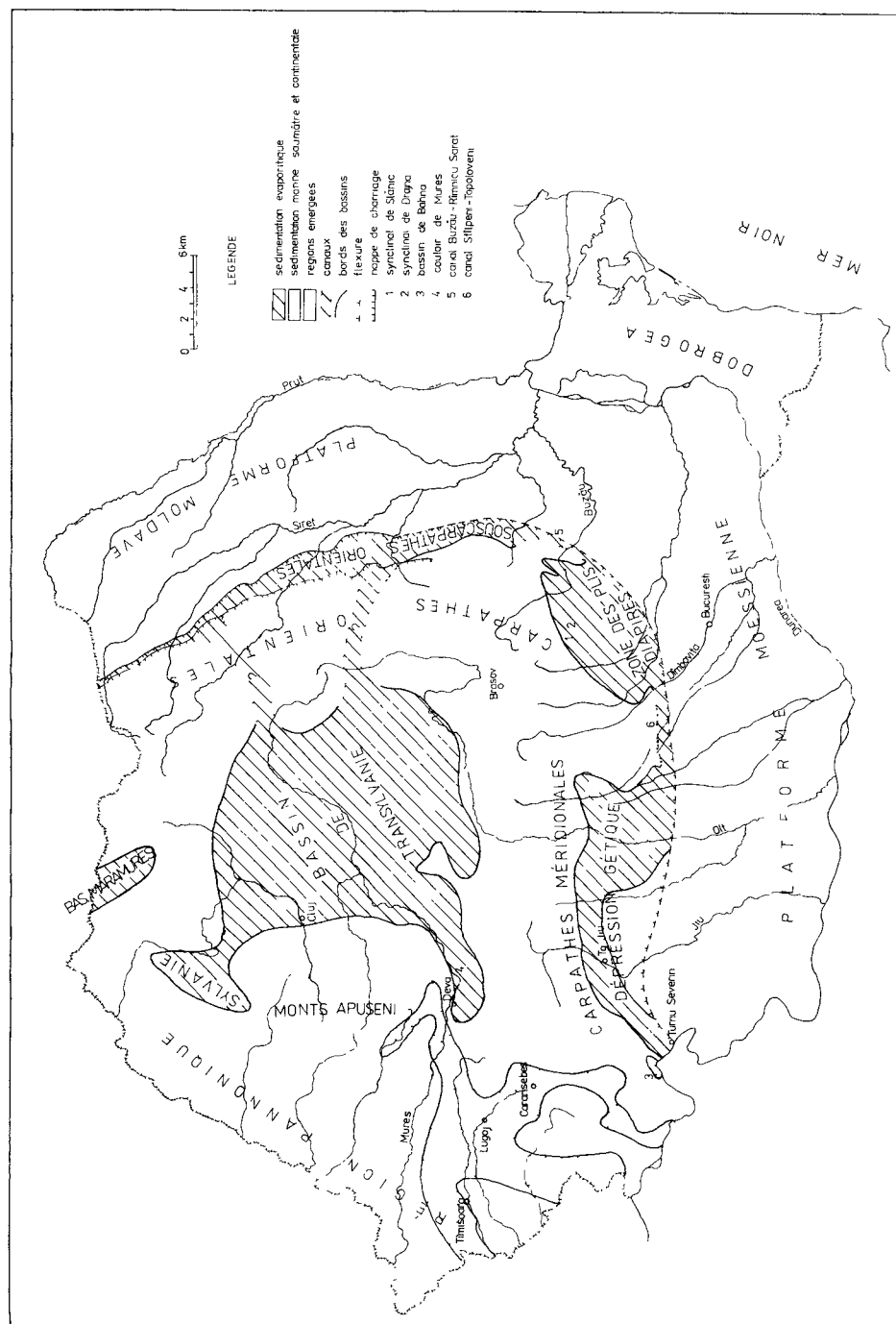


Fig. 1. Esquisse paléogéographique de Roumanie au niveau du sel Badénien par Marinescu et Mărunteanu.

Mil ans	Nannoplancton	É T A G E S		Tectogénèses
		TÉTHYS	PARATÉTHYS centrale	
13	NN 7	SERRAVALIEN	SARMATIEN	Stirienne récente Moldave
14	NN 6		Volhynien	
15		LANGHIEN	KOSOVIEEN	
16	NN 5		BADÉNIEN	
17	NN 4		Wielicien	
		BURDIGALIEN	LANGHIEN Moravien	
			KARPATIEEN	

Fig. 2. La schème stratigraphique

légèrement bitumineuses, continuée par du gypse, surmonté à son tour par le sel (Ocna Dej), représente la séquence évaporitique téoréthique d'un bassin interne. On remarque aussi qu'on respecte la distribution horizontale des évaporites, avec les halites au centre et les gypses vers les bords, surtout en position distale des zones de communication avec les bassins intermédiaires. Il s'agit, par exemple, du gypse de l'embouchure du « couloire du Mureș » et de la dépression de la Sylvanie (à l'ouest du bassin de la Transylvanie). Au centre et vers l'est de la Transylvanie (en position proximale), on trouve le sel reposant directement sur le tuf de Dej, parce-que les eaux, arrivaient ici à une teneur supérieure à 27 ‰, permettant ainsi la précipitations des halites (Tatarinov, 1967) ; les carbonats et les sulfats étaient déjà précipités dans les bassins intermédiaires. Audessus du sel, en Transylvanie existent des dépôts argilo-marneux ; à la partie supérieure de ceux-ci on trouve le niveau à radiolaires (Saula, 1967), tandis qu'à la partie inférieure les argiles comportent une microfaune saumâtre (Gh. Popescu, inf. orales). Il est possible que la liaison avec le bassin intermédiaire des Souscarpathes Orientales ait été interrompue immédiatement après la précipitation du sel ; les chlorures de K et Mg ont été ainsi empêchées de s'accumuler, à cause de l'adoucissement de la saumure par les venues d'eau douce des régions avoisinantes. Cette situation n'est pas connue à l'extérieur des Carpathes où les argiles à radiolaires reposent directement sur le sel. Cela suggère que l'interruption de l'accumulation du sel dans les régions carpathiques est légèrement hétérochrone ; ainsi en Transylvanie le moment devance la fin des évaporites des Souscarpathes.

Un deuxième bassin interne est celui de la Dépression Gétique, lié au bassin interne-intermédiaire situé à l'est, par le canal de Stîlpeni-Topoloveni. Dans ce bassin les évaporites débutent directement par le sel gemme, en lentilles, dans un paquet argilomarneux, semblable à celui de la Transylvanie. Le sel est plus épais dans le secteur oriental du bassin, contigu à la zone d'alimentation, où la concentration des saumures était plus haute. Vers le sud (le bord septentrionale de la Plateforme Moesienne) précipitait le gypse, tandis que vers l'ouest les apports d'eau douce des rivières qui traversaient les Carpathes Méridionales, diluaient les

saumures excédantes. L'existence de ces rivières est témoigné par les nombreux cônes de déjection (à graviers et conglomérats), qui interrompent le faciès salifère.

Le troisième bassin à caractères internes (par la distribution des évaporites), mais aussi intermédiaires (à travers lui était alimenté le bassin de la Dépression Gétique) est délimité à l'intérieur par les synclinaux de Slănic et Drajna et à l'extérieur par la zone des plis diapirs, le secteur occidental de la nappe Souscarpathiques et le bord nord de la Plateforme Moesienne. Il était alimenté en eaux marines par le bassin intermédiaire des Souscarpathes Orientales, au moyen du canal Buzău-Rîmnicu Sărat. La succession y commence par des schistes calcaires ou dolomitiques bitumineux, accompagnés par des sources d'eau sulfureuse (en synclinal de Slănic), suivies par des gypses et par du sel gemme. On y remarque la distribution horizontale des évaporites, caractéristique des bassin de liaison, le gypse, au bord de la Plateforme Moesienne, étant synchrones au halites de l'intérieur du bassin. Une autre caractéristique consiste dans la présence des lentilles (parfois très grandes) du sel accumulé en des petites cuvettes comme conséquence des mouvements tectoniques, qui ont engendré les soulèvements variables du soubassement (Săndulescu et al., 1984). Ces mouvements tectoniques ont déterminé aussi un fort haussement des Carpathes, soumis à une intense dénudation ; ainsi ont été générées les brèches sédimentaires semblables à des olistostromes, synchrones et accompagnantes du sel, constituant un des caractères de cette région, bien différente ainsi de la Transylvanie et de la Dépression Gétique.

La zone Souscarpathique orientale représente un bassin intermédiaire, qui alimentait les bassins internes. Il ne comporte que du gypse et des schistes calcaires, à des faibles épaisseur, synchrones aux dépôts salifères de la Transylvanie et du sud des Carpathes. On y trouve de même des microfaunes marines ; tous ces caractères soulignent la position intermédiaire de ce bassin. Il était alimenté du nord, le long des autres bassins intermédiaire existantes dans l'unité péricarpathique (avec du gypse, jusqu'à l'est de Krakowie), ceux-ci étant en relation, à travers un bassin externe, au SE de Brno (les évaporites étant représentée par des calcaires et des dolomites), avec la mer existante dans la région du bassin moyen du Danube.

La dépression de Maramureș peut être interprétée aussi comme un bassin interne, alimenté toujours de la région marine du bassin moyen du Danube, à travers certains bassins internes et intermédiaires de la Slovaquie orientale.

En même temps les dépôts badéniens (Langhien supérieure = Wielicien) des secteurs occidentales de la Roumanie habille un faciès marin ou saumâtre, même d'eau douce (ce dernier se rencontrant dans des golfes, alimentés par des sources continentales). Ces régions représentent des zones bordières de la mer existante au bassin moyen du Danube, tout comme les dépôts badénien du sud de la Dobrogea méridionale représentent une partie du bord occidental de la Paratéthys orientale.

Un autre facteur qui a conditionné la précipitation des évaporites, à côté de la paléogéographie, c'est le climat. Pendant le Langhien supérieur dans nos régions on s'agissait d'un climat méditerranéen-soustropical, avec des alternances saisonnières, avec des périodes de sécheresse (mises en évidence par les oxydes de manganèse dans les brèches salifères) et des périodes humides (soulignés par les restes de plantes fossiles conservés en sel). La précipitation des évaporites n'était pas trop influencée par ces modifications climatiques parce que, comme dans tous les bassins à circulation restrictive, la saumure bien concentrée gisait au fond du bassin, isolée par une autre, de concentration plus réduite, au-dessus.

Après l'accumulation du sel, tant à l'intérieur qu'à l'extérieur des Carpathes, on trouve des argiles marines, à radiolaires, montrant une nouvelle ouverture et un nouveau apport de l'eau marine de salinité normale.

La position du sel dans le cadre du Badénien

Le problème du sel ne peut pas être détaché de celui des sous-divisions du Badénien. La proposition d'une sous-division moyenne du Badénien, a été fondée sur la paléogéographie et moins sur les données biostratigraphiques. La corrélation de cet intervalle, quand se sont accumulées les évaporites, avec la zone *Pseudotriplasia*, ou avec « Sandschalerzone » du Bassin de Vienne, ne représentait pas un élément biostratigraphique assez caractéristique pour le séparer comme entité indépendante de l'intervalle antérieur. On ne peut pas calculer le temps qu'il représente, mais on peut considérer qu'il ne dépasse pas 0,5 mil. a. De même, d'après les foraminifères que nous connaissons, elles ne représentent pas un intervalle différente du Badénien inférieur ; les seules différences consistent seulement dans l'épaisseur et les dimensions du teste (Ch. Popescu, inf. orales).

Du point de vue de l'évolution paléogéographique, ressorte que le Wielicien représente le moment final d'une paléogéographie caractéristique au commencement du Miocène moyen, tandis que le Kosovien représente le début d'une autre, nouvelle. Ainsi la tectogenèse stirienne nouvelle, dont les premières manifestations commencent vers la fin du Moravien, a comme résultat l'isolation d'une suite de bassins internes et intermédiaires. De ceux-ci les plus internes sont les plus bas, les fonds étant de plus en plus hautes vers les bassins externes, position contribuant à leur confinement, tant à l'intérieur qu'à l'extérieur des Carpathes.

Un nouveau poussé de la tectogenèse a déterminé la fin de la sédimentation évaporitique et l'installation, au début du Kosovien, d'un faciès marin. Il commence par les argiles à radiolaires, dont le contenu en organismes silicieux semble être d'influence boréale. Tout est remplacé rapidement par une faune toute nouvelle, de nouveau de climat chaud, d'origine indo-pacifique, marquant toute-fois l'interruption des liaisons entre la Téthys et la Paratéthys.

Ainsi on peut justifier, par l'évolution paléogéographique aussi, les deux sous-divisions de la partie inférieure du Miocène moyen de la Paratéthys centrale : le Langhien, dont on garde le nom tethyssien pour souligner qu'il s'agit de la même unité du temps, pouvant être divisé à son tour, dans les régions carpathiques, en Moravien et Wielicien, et le Kosovien, marquant l'ouverture indo-pacifique de la Paratéthys. Les deux sous-divisions pourraient être considérées, sans difficultés, comme des étages (aussi comme le Langhien a déjà ce statut dans la Téthys) ; en même temps le Kosovien + le Sarmatien + ? la base du Malvensien sont les équivalents du Serravalien. De cette façon le Badénien, comme on a discuté déjà auparavant (Motaş et al., 1976), représente un super-étage. En absence de recherches plus approfondies, non seulement micropaléontologiques, et par nécessités de cartographie aussi, n'ayant toujours la certitude des séparations lithologiques de ces deux unités qui le compose, le Badénien se montre toujours utile.

BIBLIOGRAPHIE

- BORCHERT, H., 1959: Ozeane Salzlagertstätten. *Verh. Gebr. Borntraeger* (Berlin), p. 316.
 BRONSON, E. B., 1915: Origin of thick gypsum and salt deposits. *Geol. Soc. Amer. Bull.* (New, York), 26, pp. 231-242
 CIUPAGEA, D. - PAUCĂ, M. - ICHIM, T., 1970: Geologia Depresiunii Transilvaniei. *Ed. Acad. R.S.R.* (Bucurest), 256 pp.
 DIDKOVSKI, V. I. - KULITCHENKO, V. G. (ed.), 1975: Stratigrafia U.R.S.S. X, Neogen. *Naukova Dumka*, Kiev, 272 pp.
 GIVULESCU, R., 1964: Fruchtreste aus des Salzlagern Rumäniens. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh.* (Stuttgart), 10

- GVIRTZMAN, G. – BUCHBINDER, B., 1977: The desiccation events in the eastern Mediterranean during Messinian times as compared with other Miocene desiccation events in basins around the Mediterranean. *Int. Symp. Struct. Hist. of the Medit. Bas.*, Ed. tech., Paris, pp. 411–420.
- HSÜ, K. J., 1972: Origin of saline giants A critical review after the discovery on the Mediterranean evaporite. *Earth Sci. Rev.* (Amsterdam), 8, p. 371–396.
- IVANOV, A. A., 1953: Asnovi geologii i metodika poiskov, razvedki i otsenki mestorozhdeniy mineralnikh soley. *Gosgeoltekhizdat*, Moscow.
- MARINESCU, FI. – MARINESCU, J., 1962: Contribuții la studiul Miocenului din bazinul Bahna-Orșova și culoarul Balta-Baia de Aramă. *D.S. Com. Geol.* (1957–1958), (Bucurest), pp. 177–193.
- MĂRUNȚEANU, M., 1987: Studiul geologic al bazinului inferior al Tazlăului Mare. Teză de doctorat. D.S. Inst. Geol. Geof. (in lit.), Bucurest.
- MOTAȘ, I. – MARINESCU, FI. – POPESCU, Ch., 1976: Essai sur le Néogène de Roumanie. *Ann. Inst. Geol. Geof.* (Bucurest), L, pp. 127–147.
- OCHSENIUS, C., 1877: Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. Pfeffer, Halle, 172 pp.
- PAUCĂ, M., 1967: Contribuții la geneza zăcămintelor de săruri miocene din România. *D.S. Com. Geol.* (Bucurest), LII, 2, pp. 159–184.
- PERTHUISOT, J. P., 1980: Sites et processus de la formation d'évaporites dans la nature actuelle. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf. – Aquitaine*, (Pau), 4, 1, pp. 207–233.
- POPESCU, B. – RĂDAN, S., 1976: East Carpathian Miocene molasse and associated evaporites. Carbonate rocks and evaporites. *Inst. Geol. Geophys. Guidebook serie* (Bucurest), 15, pp. 55–64.
- POPESCU, Gh. – DUMITRICĂ, P. – GHETĂ, N., 1975: New data on biostratigraphy and correlations on the Middle Miocene from the Carpathian area. *D.S. Inst. Geol. Geophys.* (Bucurest), LXI, 4, pp. 65–84.
- POPESCU, Gh., 1979: Kossovian Foraminifera in Romania. *Inst. Geol. Geophys. Mem.* (Bucurest), 29, pp. 5–64.
- POPESCU, Gr. – CIUPAGEA, D. – GEORGESCU, C. – BALTEȘ, N. – MOTAȘ, C., 1973: Privire de ansamblu asupra geologiei formațiunilor salifere din România. *Rev. Petrol și Gaze* (Bucurest), XXIV, 9, pp. 525–532.
- POPESCU VOITEȘTI, I. P., 1934: Noțiuni de geologia zăcămintelor de sare. *Rev. Muz. geol.-mineral. Univ. Cluj (Cluj)*, V, 1, pp. 1–85.
- SAULEA, E., 1967: Geologie istorică. Ed. *Didactică și Pedagogică* (Bucurest), pp. 705–724.
- SÂNDULESCU, M. – MICU, M. – POPESCU, B., 1980: La structure et la paléogéographie des formations miocènes des Sous-carpathes Moldaves. *Assoc. Geol. Carp. Balk., Congr. IX, Tect.* (Kiev), pp. 184–197.
- SÂNDULESCU, M. – MICU, M. – RĂDAN, S. – MĂRUNȚEANU, M. – POPESCU, Gh. – GHETĂ, N., 1980: Cercetări geologice și lito-biostratigrafice în zona mio-pliocenă a Carpaților Orientali cu privire specială asupra formațiunilor purtătoare de cărbuni și alte substanțe minerale utile. Raport geologic, arh. I.G.G.
- SÂNDULESCU, M., 1984: Geotectonica României. Ed. *Tehn.* (Bucurest), pp. 251–280.
- SCHMALZ, R. F., 1969: Deep-water evaporite deposition. A genetic model. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* (Tulsa), 53, 4, pp. 798–823.
- STEININGER, F. – SENEŠ, J. – KLEEMANN, K. – RÖGL, F. (ed.) (1985): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. 2 vol. 190 + 536 pp., Wien.
- TATARINOV, P. M., 1967: Condițiile de formare a zăcămintelor metalifere și nemetalifere. Ed. *Tehn.* (Bucurest), pp. 270–281.
- TEISSEYRE, W. – MRAZEC, L., 1902: Privire geologică asupra formațiunilor salifere și zăcămintelor de sare din România. *Monit. Inst. Petr. Rom.* (Bucurest), III.
- TEISSEYRE, W. – MRAZEC, L., 1903: Das Salzvorkommen in Rumanien, *Oesterr. Z. Berg-Hütten-w.* (Wien), LI.