LES PLATEAUX KARSTIQUES DES MONTS CODRU-MOMA

PAR

P. COCEAN et T. RUSU

Les plateaux karstiques de *Vaşcău* et de *Dumbrăviţa de Codru* des Monts *Codru-Moma* ont été nivelés en tant que karstoplaines au cours du miocène et, respectivement, du pliocène. Leur morphologie actuelle se caractérise par une grande variété des formes, surtout exokarstiques, parmi lesquelles se fait remarquer le couloir dépressionnaire de la Vallée de *Ponoare*, constitué comme suite de l'évolution particulière de cette vallée.

De nombreux auteurs (M. Bleahu, T. Rusu, 1965; I. P. Argeşel, 1977; M. Bleahu, 1982; C. Goran, 1983) identifient trois types de karst, à savoir le karst de plateau, le karst de crête et le karst de massifs isolés. À notre avis, cette opinion ne peut pas être retenue au point de vue morphogénétique, car les processus de modelage karstique ont les mêmes particularités dans le cas des crêtes (barres) calcaires que dans celui des massifs isolés, avec le même résultat morphologique. En effet, une barre calcaire n'est, en dernière instance, qu'une addition linéaire de massifs isolés, addition qui n'arrive pas à modifier trop profondément les paramètres de la morphogenèse, de sorte que les différences qui se manifestent entre les crêtes et les klippes justifient tout au plus la séparation de deux sous-types de paysages karstiques. Par la suite, nous considérons qu'on n'est en droit de distinguer que deux types majeurs de relief karstique (P. Cocean, 1980) : le karst de plateau et le karst de crête-klippe.

Dans le cadre des Monts *Apuseni*, les plateaux karstiques ont une grande extension, en imprimant à cette unité des traits physico- et économico-géographiques particuliers. Ils représentent soit d'anciennes karstoplaines se trouvant dans la phase de fragmentation par évolution ultérieure (les plateaux de *Vaşcău*, de *Padiş — Cetăţile Ponorului*, de *Ciumerna* ou de *Poieni*), soit des fragments déjà séparés des karstoplaines uniques (les plateaux des Monts *Pădurea Craiului*). D'ailleurs, l'existence des plateaux développés sur des structures tabulaires, non dérangées tectoniquement, n'est généralement qu'incidentelle et de telles formes n'apparaissent même pas dans la région des Monts *Apuseni*.

Étant donné que les problèmes que pose l'étude des plateaux karstiques sont extrêmement complexes, dans le présent travail nous allons nous limiter à aborder l'analyse de ces formes seulement dans le périmètre des Monts *Codru-Moma*. Deux plateaux typiques s'y trouvent : celui de *Vaşcău* et celui de *Dumbrăviţa de Codru*.

1. LE PLATEAU DE VAŞCĂU

Il est situé dans la partie sud-est des Monts *Codru-Moma* et constitue l'unité karstique la plus représentative de ce groupe montagneux, ayant une superficie de plus de 65 km^2.

Trav. Inst. Spéol. « Emile Racovitza », t. XXIII, p. 81—88, Bucarest, 1984

Les limites du plateau sont bien marquées du côté est, par l'abrupt qui flanque la dépression de *Beiuș*. Au nord, la limite suit la vallée de contact de *Briheni*, tandis qu'à l'ouest le plateau est séparé du relief non karstique de la cime d'*Arsura — Momuța — Moma* par une série de bassinets dépressionnaires, dont l'alignement forme une inflexion évidente dans le relief. Ce n'est que du côté sud que le plateau se perd progressivement dans le paysage environnant, une ligne de démarcation plus ou moins nette pouvant être tracée au nord des sommets de *Brădet*, *Ponor* et *Moma*.

La lithologie du Plateau de *Vașcău* met en évidence une large distribution des calcaires triasiques (ladinien-rhetiens). Dans la partie centrale et vers l'est se trouvent des calcaires massifs, fortement cristallisés, avec des intercalations de dolomite, appartenant aux couches de *Sașa* de la nappe de *Vașcău* (V. I a n o v i c i et coll., 1976). Vers le nord-ouest, sur l'alignement *Vașcău-Briheni*, les calcaires sont séparés par des lignes de faille des formations magmatiques, permo-mésozoïques, qui se développent vers le nord.

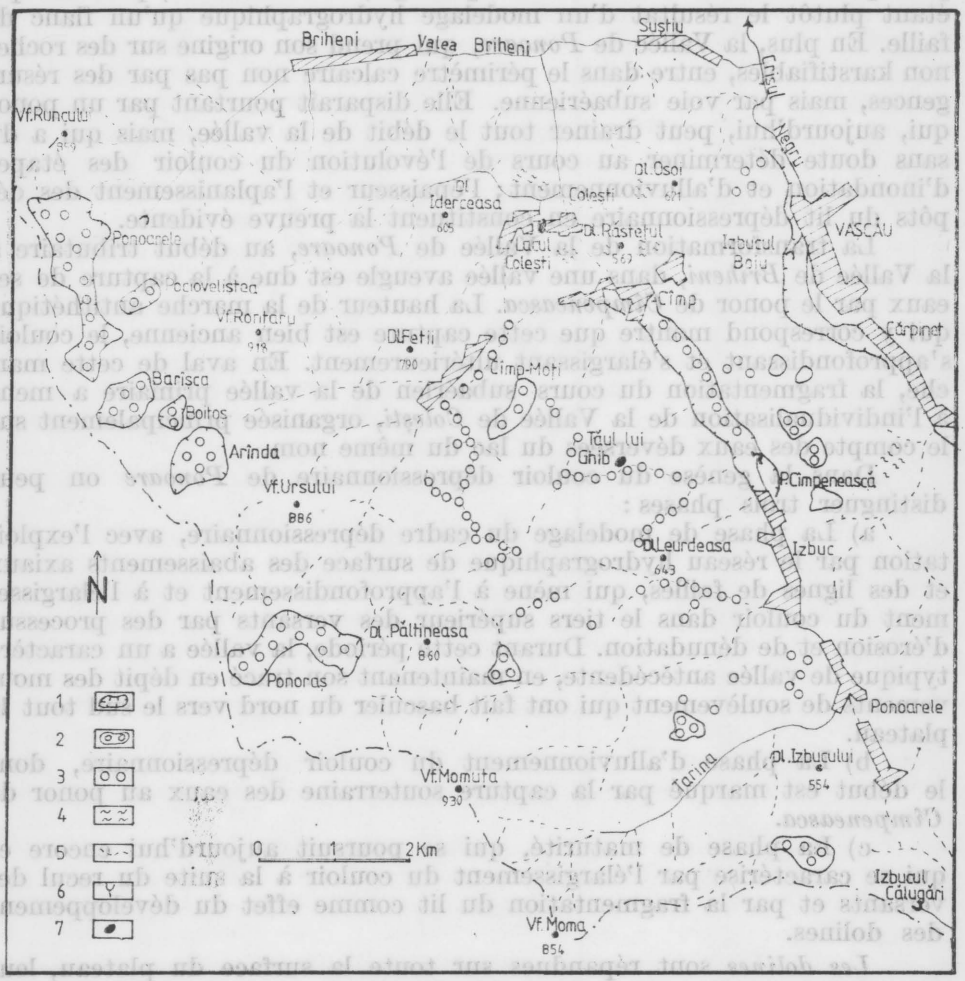
Au sud de *Briheni*, l'enlèvement des calcaires carniens-noriens fait affleurer des couches de calcaires et dolomites noires appartenant à l'anisien-ladinien et, transgressivement, une zone de calcaires néocomiens (M. P a u c ă, 1941), qui abrite dans sa partie supérieure des dépôts de bauxite, mais qui est considérée par Ș t e f a n a P a n i n et coll. (1974) comme étant d'âge jurassique.

La zone sud du plateau comprend des calcaires ladiniens à facies de Steinalm, dont l'épaisseur considérable (800—900 m) a permis une forte karstification. On y trouve des calcaires massifs, blanc-grisâtres, dolomitiques à la base,. sur lesquels apparaissent des calcaires rouges, disposés, en bancs, qui appartiennent au facies de Schreyeralm-Hallstatt (V. I a n o v i c i et coll., 1976). C'est dans cette zone que Ș t e f a n a P a n i n a mis en évidence la « formation d'Izbuc », développée entre les sommets de *Păltineasa* à l'ouest et d'*Ogoare* à l'est.

La morphologie actuelle du plateau reste tributaire aux étapes antérieures d'évolution, plus exactement à celles du miocène et du pliocène. En effet, le plateau a dû être modelé au miocène sous forme d'une karstoplaine typique, située à 700—900 m d'altitude et que nous avons mise en corrélation avec le stade de *Mărișel*, en la dénommant *Vașcău-Zece Hotare*, d'après les deux zones d'extension maximum qu'elle présente dans les Monts *Apuseni* (P. C o c e a n, 1980). Le même âge lui est attribué par V. B u z (1980) aussi, qui la nomme *Dealul Mare — Doida*, mais qui la traite d'une manière non différenciée, pour toute la zone montagneuse de *Codru-Moma*. Le même auteur identifie dans le cadre du plateau deux marches, qu'il met en corrélation avec les deux stades de l'étape de *Mărișel*. La marche supérieure, située à 800—900 m, se développe dans la partie ouest du plateau, étant modelée entre les mouvements stiriques et attiques, tandis que la marche inférieure, qui apparaît à 650—750 m, se développe vers l'est et elle a été sculptée dans la période d'entre les mouvements attiques et ceux rhodaniques. Par conséquent, l'évolution paléogéographique et la position altitudinale de la surface de nivellement

karstique du Plateau de *Vaşcău* ne justifient pas sa mise en corrélation avec la surface de *Feneş — Deva* (M. B l e a h u et coll., 1976).

La morphologie exokarstique comprend toute la gamme de formes spécifiques pour nos latitudes, fig. 1. Dans leur contexte on remarque en premier lieu *le couloir dépressionnaire de la vallée de Ponoare*, qui se trou-



F ig. 1. Carte géomorphologique du Plateau de Vaşcău. 1. Dépressions; 2, uvales; 3, dolines; 4, lapiès; 5. vallées sèches; 6, sources; 7, lacs.

ve dans la partie centrale-est du plateau. Son orientation, du SSE vers le NNO, suit fidèlement celle des lignes de faille.

Entre le coude que la Vallée de *Ponoare* fait vers le nord dans son bassin moyen et qui change brusquement la direction du couloir, et la capture souterraine qui se produit 10 km plus loin par le ponor de *Cîm-*

peneasca, le lit dépressionnaire, mesurant de 400 à 1000 m en largeur, s'abaisse très lentement vers le nord, vers la marche antithétique de *Cîmp*, où il atteint 415 m d'altitude.

Ce couloir est loin de rassembler toutes les caractéristiques d'un poljé, tel qu'il a été catalogué par G. P o s e a et coll. (1974). Le facteur tectonique, qui joue un rôle décisif dans la genèse d'une telle forme, ne peut pas être reconnu dans sa morphologie, le versant est, plus abrupt, étant plutôt le résultat d'un modelage hydrographique qu'un flanc de faille. En plus, la Vallée de *Ponoare*, qui prend son origine sur des roches non karstifiables, entre dans le périmètre calcaire non pas par des résurgences, mais par voie subaérienne. Elle disparaît pourtant par un ponor qui, aujourd'hui, peut drainer tout le débit de la vallée, mais qui a dû sans doute déterminer au cours de l'évolution du couloir des étapes d'inondation et d'alluvionnement ; l'épaisseur et l'aplanissement des dépôts du lit dépressionnaire en constituent la preuve évidente.

La transformation de la Vallée de *Ponoare*, au début tributaire à la Vallée de *Briheni*, dans une vallée aveugle est due à la capture de ses eaux par le ponor de *Cîmpeneasca*. La hauteur de la marche antithétique qui y correspond montre que cette capture est bien ancienne, le couloir s'approfondissant et s'élargissant ultérieurement. En aval de cette marche, la fragmentation du cours subaérien de la vallée primaire a mené à l'individualisation de la Vallée de *Coleşti*, organisée principalement sur le compte des eaux déversées du lac du même nom.

Dans la genèse du couloir dépressionnaire de *Ponoare* on peut distinguer trois phases :

a) La phase de modelage du cadre dépressionnaire, avec l'exploitation par le réseau hydrographique de surface des abaissements axiaux et des lignes de failles, qui mène à l'approfondissement et à l'élargissement du couloir dans le tiers supérieur des versants par des processus d'érosion et de dénudation. Durant cette période, la vallée a un caractère typique de vallée antécédente, en maintenant son tracé en dépit des mouvements de soulèvement qui ont fait basculer du nord vers le sud tout le plateau.

b) La phase d'alluvionnement du couloir dépressionnaire, dont le début est marqué par la capture souterraine des eaux au ponor de *Cîmpeneasca*.

c) La phase de maturité, qui se poursuit aujourd'hui encore et qui se caractérise par l'élargissement du couloir à la suite du recul des versants et par la fragmentation du lit comme effet du développement des dolines.

Les dolines sont répandues sur toute la surface du plateau, leur densité et leurs dimensions étant déterminées par les conditions morphogénétiques locales. Le type génétique dominant est celui des dolines de dissolution, qui apparaissent dans le relief sous forme d'entonnoirs circulaires ou elliptiques, plus ou moins symétriques. On rencontre fréquemment des dolines dont le fond est imperméabilisé par le dépôt de matériaux éluviaux argileux et qui forment des lacs temporaires. Sur la colline d'*Osoi* apparaissent des dolines d'effondrement et d'origine complexe. Les dimensions de ces formes varient entre 10—50 m en profondeur et 50—200 m en diamètre.

Dans le périmètre du plateau de *Vaşcău* il y a deux secteurs où apparaissent des champs de doline. Le premier, celui de *Cîmp Moţi*, se développe dans la partie nord, d'un côté et d'autre du couloir de la Vallée de *Ponoare*, tandis que le second est situé dans la partie ouest, dans la zone de contact entre les calcaires et les roches non karstifiables de la cime principale de *Codru-Moma*. À l'intérieur de ces champs on peut distinguer des alignements dolinnaires, la plupart orientés sud-nord (ou sud-ouest — nord-est), conformément à la direction des lithoclases majeures, à rôle morphogénétique.

Les dépressions de contact se sont formées dans la partie ouest du plateau, au contact d'entre les terrains karstifiables et non karstifiables. Elles présentent une asymétrie évidente, ayant le versant calcaire bien plus abrupt. Leur genèse est vraisemblablement liée à la forte action corrosive que les eaux très aggressives des écoulements provenant des formations magmatiques ont eu sur les dépôts calcaires, écoulements qui aujourd'hui sont pour la plupart souterrains. Nous pouvons inclure dans cette catégorie les dépressions de *Ponoare*, *Pocioveliştea*, *Barîşca*, *Boitoş*, *Arînda* et *Ponoraş*.

Les uvales apparaissent dans la zone de *Colești*, dans le lit de l'ancien cours de la Vallée de Ponoare, ainsi que dans la partie est et sud du plateau. La présence des seuils interdolinnaires montre qu'elles sont d'origine récente et que leur évolution se poursuit aujourd'hui encore.

Les lapiès se développent surtout sur le versant droit de la Vallée de *Ponoare* et sur les collines d'*Osoi* et de *Rîşteţ*. On rencontre fréquemment les lapiès tubulaires, rectangulaires, méandrés, stellaires, sous forme de sillons ou de cannelures. Ils apparaissent notamment comme lapiès libres sur les versants à fort déclivité, mais aussi en tant que lapiès enfouis dans les zones boisées ou enherbées.

Les vallées de dolines révèlent dans le relief la présence du facteur tectonique, par le développement d'un alignement de dolines le long de certaines lithoclases majeures. Des secteurs de telles vallées apparaissent dans la zone centrale et ouest du plateau, mais la plus classique reste la vallée de *Cîmp Moţi*, orientée SO-NE.

En ce qui concerne l'*endokarst* du plateau de Vaşcău, celui-ci a comme note caractéristique d'une part son faible développement (au moins par rapport aux formes exokarstiques ou à l'endokarst des autres zones des *Monts Apuseni*), et d'autre part la prédominance des avens. En effet, des 73 cavités souterraines connues jusqu'à présent dans le périmètre de ce plateau, 23 seulement peuvent être incluses dans la catégorie des grottes, le reste étant des avens classiques. On doit noter aussi que la majorité de ces cavités ont des dimensions modestes, mais la présence de quelques avens à dénivellation très importante (153 m pour l'Aven d'*Ilia*) ou de certaines grottes d'une longueur appréciable (1636 m dans le cas de la *Peştera Cîmpenească*) montre que le faible développement de l'endokarst n'a pas comme cause les caractéristiques lithologiques du plateau. Il est plutôt dû à la relative indépendance morphologique et hydrographique que le plateau manifeste, à l'exception de sa partie ouest, par rapport aux zones avoisinantes et qui ne permet pas la consolidation des drainages souterrains de grande ampleur. D'autre part, la forte épaisseur de l'écorce d'altération déposée sous forme d'argiles résiduelles inhibe les

processus de corrosion et obstruent les voies souterraines de pénétration des eaux, en favorisant la conservation de l'écoulement subaérien même sur les terrains calcaires.

Le seul drainage souterrain plus important du plateau de *Vaşcău* est celui de la *Peştera Cîmpenească*, qui draine les eaux de la Vallée de *Ponoare* vers l'*Izbucul Boiului* et qui mesure 1750 m de longueur à vol d'oiseau. Une alimentation souterraine certaine existe également dans le cas du lac de *Colești* et de la résurgence de la Vallée de *Briheni*, mais en l'absence de toute perte d'eau organisée on doit admettre que cette alimentation provient des infiltrations diffuses de la partie nord du plateau.

La *Peştera Cîmpenească* se fait remarquer par son profil longitudinal, en constituant un exemple typique pour les cavités de niveau de base karstique (avec une pente très accentuée dans le secteur d'insurgence et bien plus faible en aval), ayant une morphologie classique de creusement en régime noyé.

Quant aux avens, ceux-ci apparaissent fréquemment dans la partie supérieure des versants, dans les points d'inflexion des pentes. La plupart ont une origine complexe, tectono-corrosive.

2. LE PLATEAU DE DUMBRĂVIȚA DE CODRU

Il est situé à l'extrémité nord de la zone karstique des Monts *Codru Moma*, au sud du défilé du *Crişul Negru* (fig. 2). Sa superficie atteint 19 km^2. L'altitude est en moyenne de 400 m dans la partie nord et augmente progressivement vers le sud, jusqu'à 500—550 m.

La limite du plateau coïncide au nord avec le défilé du *Crişul Negru*, entre la localité de *Borz* et la confluence de la Vallée de *Feghiu*. Elle suit vers l'est la Vallée *Hăigaş*, vers le sud le couloir de la *Valea Seacă* et vers l'ouest la Vallée de *Feghiu*.

La lithologie du plateau se caractérise par la large extension des calcaires triasiques et jurassiques du facies de *Codru*. Le trias est représenté par des dolomites noires anisiennes, des calcaires noirs ladiniens et des dolomites et des calcaires blancs carnien-noriens. Les formations jurassiques s'étendent à l'est de la Vallée de *Lunca* et appartiennent au lias (calcaires rouges et gris). Dans la partie sud, les dépôts carbonatés s'appuient sur des formations nonkarstifiables appartenant au permien.

Quoique de faible extension, le Plateau de *Dumbrăviţa de Codru* a un réseau hydrographique bien contourné, pour la plupart subaérien, ce qui dénote un modelage karstique d'âge plus récent. Ce modelage s'est déroulé avec une plus grande intensité au pliocène-pléistocène et a mené à la constitution de la plus jeune karstoplaine des Monts *Apuseni*, typiquement représentée par ce plateau et dénommée par la suite la karstoplaine de *Dumbrăviţa* (P. Cocean, 1980).

L'exokarst est représenté par des dolines, des lapiès et des vallées de dolines. On remarque ici aussi la prépondérance des dolines de dissolution, de dimensions moyennes et de forme circulaire ou ellipsoïdale. Leur distribution sous forme d'alignements, tels que ceux que l'on rencon-

tre dans la zone centrale du plateau, à l'origine de la Vallée de *Sohodol* et de la *Valea Morilor*, doit être mise sur le compte du facteur tectonique.

Les lapiès apparaissent sur les versants à déclivité plus grande sous forme de sillons ou de cannelures, mais le haut degré de solification des surfaces les cache souvent.

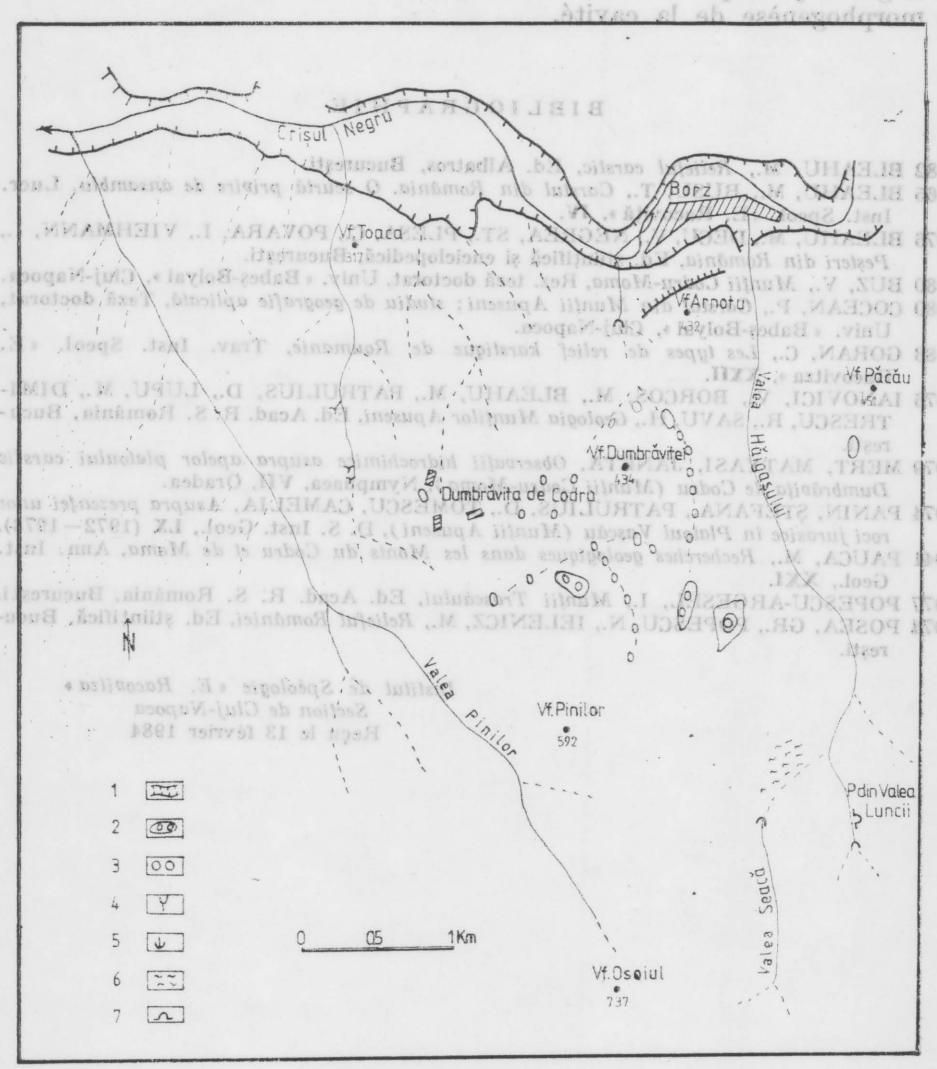


Fig. 2. Carte géomorphologique du Plateau de Dumbrăvița de Codru. 1. Défilé de Crișul Negru; 2. dolines; 3, uvales; 4, sources; 5, ponors; 6, lapiès; 7, grottes.

L'endokarst du plateau de *Dumbrăvița de Codru* est moins développé car, tel que nous l'avons mentionné, l'ensemble du relief karstique est lui-même de date plus récente. En plus, l'altitude modérée du plateau

et la proximité du niveau de base local font que les cours d'eau aient une pente réduite et empêchent leur approfondissement. Les neuf grottes connues ne totalisent qu'une longueur de 519 m, la plus importante étant la Grotte de *Valea Luncii* (311 m), située sur le versant droit de cette vallée. Le fait que celle-ci est axée sur une faille et que le développement de la grotte y est parallèle dénote l'importance du facteur tectonique dans la morphogenèse de la cavité.

BIBLIOGRAPHIE

1982 BLEAHU, M., *Relieful carstic*, Ed. Albatros, Bucureşti.

1965 BLEAHU, M., RUSU, T., *Carstul din România. O scurtă privire de ansamblu*, Lucr. Inst. Speol. «E. Racoviţă», **IV**.

1976 BLEAHU, M., DECU, V., NEGREA, ST., PLESA, C., POVARA, I., VIEHMANN, I., *Peşteri din România*, Ed. ştiinţifică şi enciclopedică, Bucureşti.

1980 BUZ, V., *Munţii Codru-Moma*, Rez. teză doctorat, Univ. «Babeş-Bolyai», Cluj-Napoca.

1980 COCEAN, P., *Carstul din Munţii Apuseni; studiu de geografie aplicată*, Teză doctorat, Univ. «Babeş-Bolyai», Cluj-Napoca.

1983 GORAN, C., *Les types de relief karstique de Roumanie*, Trav. Inst. Speol. «E. Racovitza», **XXII**.

1976 IANOVICI, V., BORCOS, M., BLEAHU, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R., SAVU, H., *Geologia Munţilor Apuseni*, Ed. Acad. R. S. România, Bucureşti.

1979 MERT, MATYASI, JANETA, *Observaţii hidrochimice asupra apelor platoului carstic Dumbrăviţa de Codru (Munţii Codru-Moma)*, Nymphaea, **VII**, Oradea.

1974 PANIN, ŞTEFANA., PATRULIUS, D., TOMESCU, CAMELIA, *Asupra prezenţei unor roci jurasice în Platoul Vaşcău (Munţii Apuseni)*, D. S. Inst. Geol., **LX** (1972–1973).

1941 PAUCA, M., *Recherches geologiques dans les Monts du Codru et de Moma*, Ann. Inst. Geol., **XXI**.

1977 POPESCU-ARGESEL, I., *Munţii Trascăului*, Ed. Acad. R. S. România, Bucureşti.

1974 POSEA, GR., POPESCU, N., IELENICZ, M., *Relieful României*, Ed. ştiinţifică, Bucureşti.

Institut de Spéologie «E. Racovitza»
Section de Cluj-Napoca
Reçu le 13 février 1984