

# Le faciès pétrographique du Sommet de Finiels : résultat de la dynamique glaciaire sur le batholite granitique du Mont Lozère (Cévennes, sud de la France) \*

*The petrographic facies of « Sommet de Finiels » :  
results of glacial dynamics on the granitic  
Mont Lozère batholith (Cévennes, Southern France)*

André E. PROST <sup>(1)</sup>, Jean-Paul DEROIN <sup>(2)</sup>, André SIMONIN <sup>(3)</sup>, Thierry DEROIN <sup>(4)</sup>

Mots-clés : Distribution spatiale, Granite, Morphologie glaciaire, Périglaciale.  
Lozère (Mont Lozère), Cévennes.

## Résumé

Une étude interdisciplinaire, conduite sur le Mont Lozère (Département de la Lozère, France), montre que la distribution du faciès granitique du « Sommet de Finiels » correspond à la portion sommitale du batholite soumise au maximum d'extension des phénomènes glaciaires cénozoïques.

## Abstract

In the Mont Lozère area (Dept. of Lozère, France), an interdisciplinary approach, including geomorphological, botanical and geological studies, based on field data, shows that the distribution of « Sommet de Finiels », granite facies precisely corresponds to the uppermost part of the batholith that was submitted to the strongest Cenozoic glaciogenic events.

## Introduction

Le Mont Lozère, au sud-est du Massif central français, est le plus élevé des massifs granitiques cévenols (fig. 1) : il est formé par un batholite tardihercynien comprenant un faciès porphyroïde et un faciès isogramulaire de bordure. Ce dernier a été successivement distingué sous les noms de : (1) gneiss granoïde (Fabre, 1877), pour la seule partie constituant le plateau faîtier, en contact tectonique avec les schistes au nord ; (2) granite des Signaux (Van Moort, 1966), pour l'ensemble des faciès de bordure, au nord comme au sud, et correspondant à plusieurs compositions minéralogiques à biotite seule ou biotite et muscovite (granite du Bougès) ; (3) granite du Sommet de Finiels (Sabourdy et Berthelay, 1977), correspondant à une composition à muscovite et biotite subordonnée.

L'étude radiochronologique des faciès du Bougès et du Sommet de Finiels montre des rapports initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  identiques (Viallette et Sabourdy, 1977), ainsi que des âges très voisins (respectivement,  $285 \pm 15$  Ma et  $281 \pm 11$  Ma). La géochimie des deux granites est également très voisine, avec quelques variations sur le chlore (Bougès), le fluor et le lithium, dont les concentrations sont accentuées dans le faciès du Sommet de Finiels.

Lors de travaux de télédétection, menés en appui à une étude géologique (Deroin, 1990 ; Deroin *et al.*, 1991), notre attention fut attirée sur la répartition étroitement confinée à la zone sommitale du Mont Lozère du faciès à muscovite, qui ne se trouve jamais sous forme d'affleurement. D'autres arguments, développés dans cette étude, permettent de proposer une origine supergène à la distribution du faciès du Sommet de Finiels.

\* Manuscrit reçu le 15 mars 1991, accepté le 30 septembre 1991.

(1) Laboratoire de Géologie structurale, Université d'Orléans, URA CNRS n° 1366, B.P. 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France.

(2) BRGM, Service Géologique National, B.P. 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France.

(3) Imageo-CNRS, 191, rue Saint-Jacques, 75005 Paris, France.

(4) Laboratoire de Phanérologie, Muséum National d'Histoire Naturelle, 16, rue Buffon, 75005 Paris, France.

## Arguments cartographiques

Une cartographie détaillée montre qu'aucun contact franc n'est observable entre les autres faciès de granite et le granite du Sommet de Finiels (fig. 2) : seuls des éboulis de ce faciès marquent la limite avec les affleurements ou les tors du granite porphyroïde, comme on peut le constater sur la route du col de Finiels (D 20) ou le long de la vallée du Haut-Tarn, en amont du Mas Camargue. Le faciès leucocrate ne s'observe que par place, sous forme de blocs métriques à plurimétriques disjoints, noyés dans un mélange de petits blocs, de galets anguleux, de sable et de sol tourbeux.

L'ensemble de la région représentée sur la carte géologique de Génolhac à 1/50 000 (Alabouvette et Pellet, 1988) en granite leucocrate du Sommet de Finiels, est en fait une zone couverte de ces blocs, pouvant atteindre plusieurs tonnes, mais qu'on ne peut qualifier d'affleurements. Une étude statistique des pierriers situés dans le cirque des sources du Tarn montre, d'autre part, que 90 % des blocs sont constitués

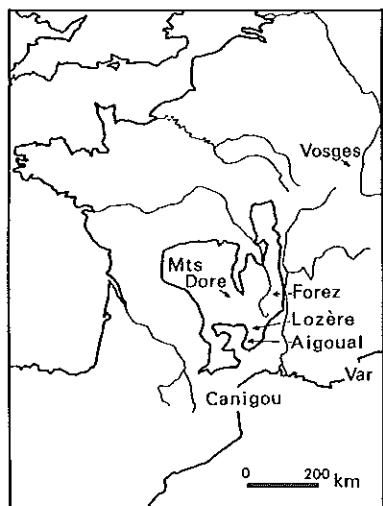


Fig. 1. - Localisation du massif du Mont Lozère.

*Fig. 1. - Location of the Mont Lozère massif.*

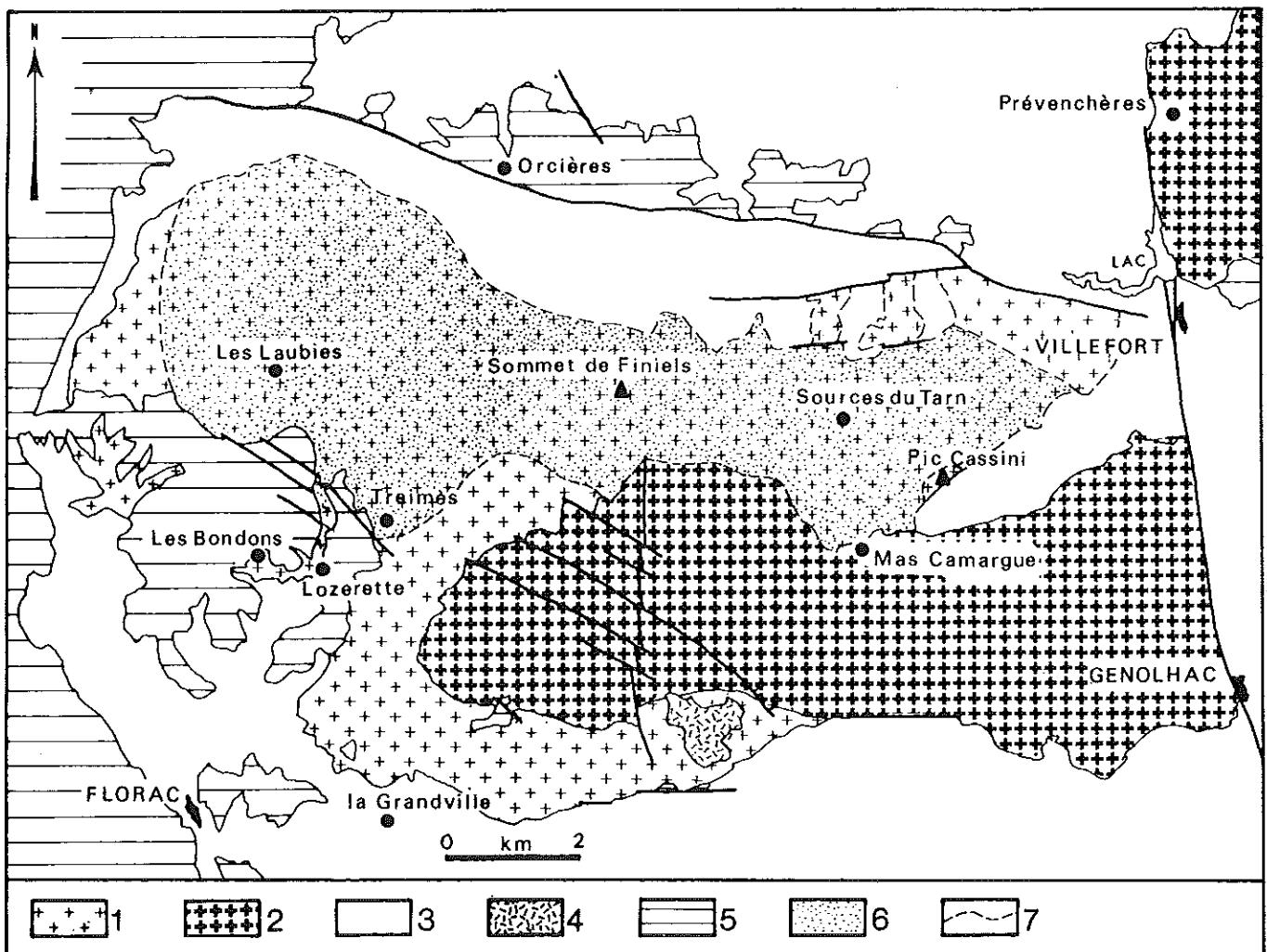


Fig. 2. - Carte géologique du batholite du Mont Lozère.

1. Faciès isogranulaire de bordure du type Bougès ; 2. Granite porphyroïde ; 3. Schistes des Cévennes ; 4. Bassin arkosique du Pont-de-Montvert (Stéphano-Autunien) ; 5. Série mésozoïque ; 6. Faciès du Sommet de Finiels ; 7. Limite diffuse entre (1) et (6).

Fig. 2. - Geological map of the Mont Lozère batholith.

1. Granitic border facies (dots: «Sommet de Finiels» facies; crosses: Bougès type subautomorphic facies); 2. Porphyry granite; 3. Cévenne schists; 4. Pont-de-Montvert arkosic basin (Stephanian-Autunian); 5. Mesozoic series; 6. Sommet de Finiels facies; 7. Imprecise limit between (1) and (6).

de granite isogranulaire à biotite seule, caractéristique du faciès du Bougès. Les 10 % restants comportent de la muscovite et peuvent correspondre au faciès du Sommet de Finiels, dont l'importance apparaît ainsi subordonnée. Le faciès d'adamellite, reconnu par J.C. Van Moort (1966), n'est jamais sous forme d'affleurement : il n'est représenté que par des blocs épars en surface.

Les enclaves de micaschistes signalées dans le granite du Sommet de Finiels ont été ré-examinées. A Treimès, ces enclaves se trouvent dans un affleurement de granite isogranulaire à biotite, à tendance aplitique. Le granite leucocrate n'est représenté ici que par des blocs allochtones reposant sur l'arène de ce granite. La disposition des schistes en panneaux s'observe ailleurs dans le faciès à biotite, à Lozerette, à la Grandville et à Prévenchères : elle caractérise les limites du batholite.

Les dépôts mésozoïques ont recouvert le batholite du Lozère, peut-être en totalité (Fabre, 1873) ; ils constituent actuellement un chapelet de causses blottis. Quand on peut observer le contact direct du Trias gréseux sur le granite, comme à Lozerette ou près des Bondons (fig. 2), celui-ci ne présente jamais le faciès leucocrate du Sommet de Finiels, mais celui du Bougès, appelé localement « faciès des Bondons » (Van Moort, 1966).

Sur le plan structural, la reconstitution des différentes phases de la fracturation tardi-hercynienne (Deroin *et al.*, 1990) a pu être effectuée dans la partie la moins élevée du batholite, dans les faciès porphyroïde et du Bougès, mais les mesures faites sur les blocs plurimétriques de la zone des sommets ont donné des résultats incohérents, témoignant du caractère erratique de ces blocs. Dans la partie affleurante du batholite, des décalages pluri-hectométriques ont été observés le long de failles, notamment celles de direction ESE-WNW. Alors que, au contact de l'aire d'affleurement supposé du granite du Sommet de Finiels, le tracé des accidents ne se marque plus par des déplacements : ceci se traduit par une absence de contour cartographique rectiligne (Alabouvette et Pellet, 1988).

Les Signaux du Mont Lozère se distinguent, sur les images de télédétection multispectrale, par deux séries de caractères :

1) une réponse spectrale complètement différente des autres secteurs du batholite ;

2) l'absence remarquable d'indices de fracturation, ailleurs abondants.

L'observation des données satellitaires, du type SPOT ou LANDSAT, montre l'existence d'une vaste anomalie spectrale correspondant à une forte réponse dans le domaine visible, sur le secteur faîtier, et tout particulièrement aux sources du Tarn. La limite nord de cette anomalie jalonne une réplique de la faille d'Orcières à la cote 1 500 ; au sud, elle suit la courbe de niveau correspondante.

Cet ensemble d'observations cartographiques et structurales permet de conclure que, si le faciès du Sommet de Finiels existe bien en tant qu'entité pétrographique, son extension aréale ne peut pas correspondre à celle qui lui a été attribuée par les auteurs cités. Toute la zone où il est supposé exister correspond également à une absence totale d'occurrences minérali-

sées (Aubague *et al.*, 1977), alors que celles-ci sont nombreuses dans les autres faciès, où l'on rencontre principalement des minéralisations à W-As (Au) et Sb, ainsi que des minéralisations de type BPG, à Zn ou Pb dominant. Des méthodes d'études différentes montrent que la zone des sommets du Mont Lozère présente d'autres particularités.

## Arguments botaniques

Le Mont Lozère présente des caractères floristiques très particuliers, notamment dans la partie supérieure de la zone subalpine (1 000-1 500 m) — « véritable placer pour le botaniste » (Chauvet et Broyer, 1939) — et dans la zone pseudo-alpine (au-dessus de 1 500 m).

On y trouve très peu d'espèces endémiques. Ce fait caractérise, généralement, l'existence récente de conditions extrêmes ayant conduit à la disparition de la flore primitive. En revanche, on retrouve de nombreux orophytes alpino-pyrénéens (nombreuses données dans P. Dupont, 1990), appartenant aux groupes les plus divers. Ainsi, parmi une vingtaine de Phanérogames, citons le Genévrier nain (*Juniperus communis* L. ssp. *alpina* (Suter) Celak), *Trifolium alpinum* L., fréquent sur la ligne des Signaux, et *Crepis conyzofolia* (Gouan) D.T., composée courante au col de Finiels. Ces orophytes ont également été signalés sur le versant est du Mont Lozère, dans la vallée de l'Homol (Aubin, 1985). Une station de *Saxifraga cuneifolia* L. a été reconnue par Aubin (1986) dans le bassin supérieur de la Cèze, à moins de 1 000 m d'altitude : elle est unique pour le Massif central, et cette espèce alpino-pyrénéenne croît normalement sur silice au-dessus de 2 000 mètres. Certains de ces orophytes sont retrouvés occasionnellement dans les Monts Dore, au Pilat, dans le Forez et à l'Aigoual. La flore est donc, de façon surprenante, plutôt riche en espèces de haute-montagne, alors que l'altitude du Mont Lozère ne dépasse pas 1 700 mètres.

L'abondance des précipitations conduit à la formation de tourbières, véritables refuges ayant préservé les espèces d'affinité boréale (par ex. *Eriophorum vaginatum* L. qui atteint sur le Mont Aigoual sa limite d'extension méridionale) et alpino-pyrénéennes, comme *Festuca rivularis* Boiss., signalée par F. Lenoble (1940) et M. Kerguelen et F. Plonka (1989).

Une interprétation phytogéographique de ces faits a été proposée par J. Braun-Blanquet (1930, 1953) : « les Cévennes méridionales ont dû servir de pont de liaison pour les migrations pendant les glaciations ». La situation botanique actuelle du Mont Lozère résulterait donc d'une disjonction post-glaciaire d'aires de répartition, sans dérive génétique importante (peu d'endémiques). Les espèces orophytes et périglaciaires sont préservées par les conditions climatiques locales, qui maintiennent une « ambiance » glaciaire (comme le montre par exemple la formation de névés en mars 1930).

Les particularités botaniques envisagées ici seraient en bon accord avec la présence locale d'un climat glaciaire, prolongé par les rudes conditions actuelles. La flore contiendrait donc des espèces-indices (reliques glaciaires), comme E. Issler (1904) l'a montré depuis longtemps pour les Vosges.

## Arguments géomorphologiques

Sur la ligne des Signaux, le développement des formations pédologiques est extrêmement poussé, avec une tourbe plurimétrique reposant sur l'arène. Les sources du Tarn sourdent précisément au niveau du contact de la tourbe sur l'arène. Il faut atteindre le Mas Camargue pour voir le premier affleurement du *bedrock* (granite porphyroïde).

Les parties sommitales du Mont Lozère, malgré leur altitude moyenne et leur position méridionale, ont subi successivement, lors des phases froides de la fin du Cénozoïque, l'action de dynamiques glaciaire et/ou périglaciaire (Veyret, 1981 ; Dewolf *et al.*, 1977 ; Valadas, 1987) comme en témoignent : d'une part, (1) des dépôts fluvio-glaciaires présents dans les dépressions et les vallées périphériques du massif ; (2) des blocs erratiques et des éléments de moraines granitiques répandus sur les affleurements de roches métamorphiques ou sédimentaires ceinturant le batholite ; d'autre part, des paléoformes et paléoformations d'origine périglaciaire se traduisant par :

- 1) des figures géométriques fermées sur les sommets ;
- 2) la présence de cirques ou de niches de nivation, ayant donné naissance à des glaciers rocheux se présentant actuellement sous forme de coulées de blocs de vallée à structure *open work*, avec un bourrelet abrupt à l'aval, toujours localisés au-dessus de 1 400 mètres ;
- 3) des versants à tors déchaussés, avec des convois de blocs isolés, intégrés dans l'arène et souvent remodelés en bourrelets de gélifluxion ;
- 4) sur les versants à pente forte, des tabliers de blocs, certains progressant sous forme de guirlandes avec bourrelet convexe aval ;

## Références bibliographiques

- ALABOUVETTE B., PELLET J. (1988). - Carte géologique de la France à 1/50 000, Génolhac, n° 887, BRGM édit., Orléans.
- AUBAGUE M., ORGEVAL J.-J., SOULIÉ M. (1977). - Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et de sa bordure languedocienne. *Bull. BRGM Fr.*, (2), n° 2, pp. 49-64.
- AUBIN P. (1985). - Aperçu sur la Flore des environs de Génolhac (Gard). *Monde des Plantes*, 419-420, pp. 10-11.
- AUBIN P. (1986). - Deuxième aperçu sur la Flore des environs de Génolhac (Gard), la Cézarenque. *Bull. Mens. Soc. Linn. Lyon*, 55, pp. 133-136.
- BRAUN-BLANQUET J. (1930). - L'origine et le développement des flores dans le Massif central de France avec aperçu sur les migrations des flores dans l'Europe sud-occidentale. 3<sup>e</sup> partie. *Ann. Soc. Linn. Lyon*, N<sup>o</sup> série, 76, pp. 1-109.
- BRAUN-BLANQUET J. (1953). - Essai sur la végétation du Mont Lozère comparée à celle de l'Aigoual. *Bull. Soc. bot. Fr.*, 100, pp. 46-59.
- CHAUVENT M., BROYER Ch. (1939). - La végétation du Mont Lozère. *Bull. Soc. bot. Fr.*, 86, pp. 52-58.
- CONCHON O. (1977). - Les glaciations quaternaires dans le Centre-Sud de la Corse. Comparaison avec la Corse du Nord et les régions périméditerranées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 5, pp. 1041-1045.
- DEROIN J.-P. (1990). - Méthodologie d'utilisation de l'imagerie satellitaire à haute résolution spatiale en zone tempérée. Apports à la connaissance géomorphologique, géologique et minérale des Cévennes et du Bas-Languedoc (Sud de la France). *Thèse Univ. Paris VI, Mém. Sci. Terre Univ. Curie*, 19, 293 p.
- DEROIN J.-P., BECQ-GIRAUDON J.-F., PROST A.E. (1990). - Fracturation tardif-hercynienne et détritisme associé : chronologie des événements dans les massifs granitiques cévenols décrochés par la faille de Villefort (Mont Lozère et Borne, Massif central, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 311, série II, pp. 865-871.
- DEROIN J.-P., PROST A.E., SIMONIN A., DEROIN T., SCANVIC J.-Y. (1991). - Evidences of glaciogenic features perceived by SPOT-HRV. Example in the French Massif Central. *Int. Geosciences and Remote Sensing Symp.*, Helsinki, 4, pp. 2469-2472.
- DEWOLF Y., JOLY F., LÉGER M., VALADAS B., VALLÉE C. (1977). - Formes périglaciaires héritées et dynamique actuelle sur les sommets du Mont Lozère. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, pp. 151-154.
- DUPONT P. (1990). - Atlas partiel de la Flore de France. Secrétariat Faune-Flore. Coll. Patrimoines naturels, vol. 3, série Patrimoine génétique, M.N.H.N., Paris, 442 p.
- FABRE G. (1873). - Sur les preuves de la submersion du Mont Lozère à l'époque jurassique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 1, pp. 306-326.
- FABRE G. (1877). - Sur l'âge et la constitution des régions schisteuses du Gévaudan et des Cévennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 5, pp. 399-409.
- ISSLER E. (1904). - Glazialrelikte in der Vogesenflora. *Mitteilungen Philomath. Gesell. Elsaß-Lothringen*, 12, pp. 151-159.
- KERQUELEN M., PLONKA F. (1989). - Les *Festuca* de la Flore de France (Corse comprise). *Bull. S.B.C.O.*, N<sup>o</sup> série, Numéro spé. 10, 368 p.

5) enfin des replats creusés dans les chaos granitiques et bordés de gros blocs disposés selon un bourrelet dissymétrique (replats goletz) (Dewolf *et al.*, 1977).

Ces phénomènes hérités d'une phase moins froide, postérieure au maximum glaciaire, ne subissent de nos jours qu'une dynamique cryonivale favorisant le décapage des formations meubles par ruissellement superficiel, le déchaussement des tors et des blocs par soutirage, et donnent naissance à des formes mineures : niches de nivation, arrachements et buttes gazonnées.

## Conclusion

Les arguments développés précédemment montrent que l'aire d'extension du granite du Sommet de Finiels correspond à la zone faillière d'altitude supérieure à 1 500 m (fig. 2), où s'est fait sentir l'action cryogénique, et où elle s'exerce encore.

Il apparaît que le faciès isogranulaire de bordure se prolonge sur toute la périphérie du granite porphyroïde, en dehors de la zone faillée de Villefort, à l'est du Mont Lozère. On acquiert alors une image plus homogène de ce batholite, tant dans le contexte local que dans la comparaison aux autres batholites cévenols.

L'étude géomorphologique, confortée par les levés botaniques, fournit des arguments permettant d'affirmer l'existence de glaciers locaux sur les sommets lozériens, au cours des phases les plus froides du Cénozoïque. Compte tenu de la comparaison à d'autres régions, comme l'Aubrac, où l'on conserve la trace de phénomènes d'englacement généralisé (bourrelets morainiques, blocs polis et striés, till, etc.), on peut maintenant considérer l'aspect du granite sur les sommets du Mont Lozère, comme un témoin de l'extension des phénomènes de glaciation connus dans d'autres secteurs élevés péréméditerranéens (Conchon, 1977) : Haut-Var, Abruzzes, Canigou et Corse.

- LENOBLE F. (1940). - Trois semaines d'herborisation en Lozère. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 87, pp. 16-22.
- SABOURDY G., BERTHELAY J.-C. (1977). - Premiers résultats de l'étude géochimique des granites grenus à biotite et à deux micas du Mont Lozère (Massif central français). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, pp. 133-136.
- VALADAS B. (1987). - Morphodynamiques récentes dans le Massif central français : étude comparée des massifs granitiques du Limousin, de Margeride et du Mont Lozère. *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd., 65, pp. 85-99.
- VAN MOORT J.C. (1966). - Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. *Ann. Fac. Sci., Univ. Clermont-Ferrand*, 14, 272 p.
- VEYRET Y. (1981). - Les modèles et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français. *Thèse d'État Univ. Paris I*, 2 vol., 783 p.
- VIALETTE Y., SABOURDY G. (1977). - Age et origine des granitoïdes du Mont Lozère dans le Massif central français. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, pp. 127-129.

# HYDROGÉOLOGIE

Fondée en 1963, Hydrogéologie est une revue scientifique et technique trimestrielle destinée aux hydrogéologues professionnels et aux spécialistes de l'exploitation et de l'utilisation des eaux souterraines, auxquels elle offre la possibilité de publier leurs travaux en français ou en anglais. Ses articles traitent des techniques de prospection et de production, aussi bien que des progrès des connaissances sur la dynamique et l'hydrochimie des eaux souterraines et des méthodes de protection et de gestion. La revue publie régulièrement des numéros spéciaux thématiques : état de l'art sur un sujet méthodologique ou synthèse géographique. Elle publie, en outre, une lettre d'informations du Comité français de l'Association internationale des hydrogéologues.

*« Hydrogéologie », first published in 1963, is a quarterly technical and scientific journal for professional hydrogeologists and specialists in the exploitation and utilization of groundwater, giving them the opportunity to publish their work, either in French or in English. It publishes articles on exploration and production techniques, progress achieved in groundwater dynamics and hydrochemistry, and protection and management methods. Special thematic issues are published regularly, on for example the state of the art in a methodological subject or geographical reviews. The journal also publishes the newsletter of the French Committee of the International Association of Hydrogeologists.*

HYDROGÉOLOGIE - 4 numéros par an (4 issues per year).

Abonnement 1992 (annual subscription) : France 550 FF  
(frais de port inclus)  
(postage included) Étranger 600 FF  
(Abroad)

\* 30 % pour les membres de l'AIH et les étudiants (30 % discount for AIH members and registered students)

## COMITÉ DE DIRECTION (direction board)

Reynold BARBIER,  
Institut Dolomieu, Grenoble  
Mustapha BESBES, ENIT  
Tunis, Tunisie  
Pierre CHAUVE,  
Université de Besançon  
John P. DAY,  
British Geological Survey,  
Wallingford, Royaume-Uni  
Moussa DIENG,  
Mines et géologie,  
Dakar, Sénégal

Pierre DUBREUIL, ORSTOM,  
Paris, France  
Claude GRENIER,  
Ministère de l'environnement,  
Québec, Canada

Roger GUENNELON, INRA,  
Montfavet, France  
Jean KHOURI,  
ACSAD, Syrie

René LETOLLE,  
Université Paris VI, France  
Ramon LLAMAS MADURGA,  
Universidad Autonoma,  
Madrid, Espagne

Claude LOUIS, Paris, France  
Paul A. WITHERSPOON,  
Lawrence Berkeley Laboratory,  
Berkeley, USA

RÉDACTEUR EN CHEF (chief editor)  
Jean MARGAT, BRGM

Éditions du BRGM  
BP 6009,  
45060 Orléans Cedex 2,  
FRANCE

 BON DE COMMANDE (order form to) :  
CDR, 11 rue Gossin, 92543 Montrouge Cedex, France

Veuillez trouver ci-joint le paiement/m'envoyer la facture de ..... FF \* pour abonnement à Hydrogéologie. (Please accept my payment or invoice me for \* FF ..... for my 1992 subscription to Hydrogeologie).

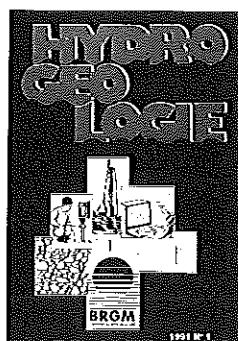
Veuillez m'envoyer un spécimen de « Hydrogéologie » (Please send me a sample copy of Hydrogeologie).

NOM (Name) .....

ADRESSE (Address) .....

DATE ..... SIGNATURE .....

\* Rayer la mention inutile (Please delete as appropriate).  
Envoyer le chèque à l'ordre de CDR (Checks to be made payable to CDR).



# DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE D'UN SYSTÈME FLUVIATILE DIAMANTIFÈRE MÉSOZOÏQUE : LA FORMATION DE CARNOT (RÉPUBLIQUE CENTRAFRICAINE)

par Claude CENSIER

Ce travail est subdivisé en trois parties.

**La première partie** est une présentation des formations du socle et de la Formation Glaciaire de la Mambéré, sur lesquelles repose la Formation de Carnot, dans le but de préciser l'histoire géologique et le cadre paléogéographique antémésozoïque de l'Ouest de la République Centrafricaine.

Les principaux faciès de toutes les formations du socle (Complexe Granito-gneissique et Complexe Schisto-quartzitique) sont décrits et une synthèse stratigraphique, basée sur des résultats géochronologiques absolus et une analyse des lithofaciès, est proposée. La Formation Glaciaire de la Mambéré fait l'objet d'une étude détaillée; sa place dans l'évolution géologique de l'Afrique au Paléozoïque, est discutée.

**La seconde partie** est une étude géologique détaillée de la Formation de Carnot. Elle s'appuie principalement sur des analyses strationomiques régionales et sur une étude sédimentologique de plus de 800 échantillons (pétrographie, granulométrie, minéraux lourds, exoscopie des quartz).

- Le matériel détritique, à dominante gréseuse, est issu du démantèlement des formations du Complexe Schisto-quartzitique et de la Formation Glaciaire de la Mambéré; il est donc recyclé. Les processus d'érosion sont liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud et à la distension du golfe de la Bénoué.

- Le milieu de sédimentation est typiquement fluviatile, très rarement palustro-lacustre. L'aboutissement de l'ensemble des réseaux fluviatiles est à rechercher dans les bassins du Tchad méridional (fossé de Doba) et du Nord-Cameroun (bassins de Touboro).

- L'âge de la formation, compris entre la fin du Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur, est argumenté sur des données paléoclimatiques et sur l'évolution géodynamique de l'Afrique Centrale.

- Le soulèvement de la dorsale oubanguienne, post-crétacé a entraîné un léger mouvement de bascule de la Formation de Carnot vers le SSE, à l'origine de la mise en place du réseau hydrographique actuel. L'évolution post-sédimentaire est caractérisée par des processus de ferruginisation, par le développement de concentrations manganésifères supergénies très localisées, et enfin par des remaniements de type éluvial-colluvial.

**La troisième partie** est consacrée à la géologie du diamant de l'Ouest de la R.C.A.. Les différents types de gîtes diamantifères, replacés dans leur contexte géologique, sont décrits. L'origine du diamant est abordée grâce aux résultats de l'étude de ses accompagnateurs alluvionnaires, de l'étude morpho-exoscopique des formes cristallines les plus fréquentes, et de l'étude comparée avec les autres gisements diamantifères de l'Afrique Centrale.

- La Formation de Carnot est la roche magasin du diamant exploité dans l'Ouest de la R.C.A.

- La zone kimberlitique ayant livré les diamants s'est probablement mise en place au Protérozoïque. Divers arguments permettent de la situer dans le Nord du Congo, mais, à présent, elle est probablement complètement démantelée, et de toute façon, recouverte par des formations récentes.

This paper is composed of three parts.

The first part is a presentation of the basement formations and Mambéré Glacial Formation, on which rests the Carnot Formation, in order to specify the geological history and the Ante-Mesozoic paleogeographical framework on the western Central African Republic.

The main facies of each basement formation (Granito-gneissic Complex and Schisto-quartzitic Complex) are described, and a stratigraphical synthesis, based on absolute geochronological data and lithofacies analysis, is proposed. The Mambéré Glacial Formation is the subject of a detailed study; its place in the geological development of Africa during the Paleozoic is discussed.

The second part is a detailed geological study of the Carnot Formation. It relies principally on regional and sedimentological analyses of more than 800 samples (petrography; heavy-minerals; quartz exoscopy).

- The clastic material, predominantly sandstones, results from the dismantling of the Schisto-quartzitic Complex formations and the Mambéré Glacial Formation; it is thus recycled. The erosion processes were influenced by the South Atlantic opening and the Benue Trough distension.

- The sedimentary environment is typically fluviatile, very seldom palustro-lacustre. The whole drainage pattern would have terminates into the basins of southern Chad (Doba trough) and North-Cameroun (Touboro basins).

- The age of the formation, between the end of the Lower Cretaceous and the Upper Cretaceous, is based on paleoclimatic data and the geodynamical evolution of Central Africa.

- The Post-Cretaceous upheaval of the Ubangian ridge entailed a slight tilting of the Carnot Formation toward the SSE, which may be the origin of the present drainage pattern. The post-sedimentary development is characterized by ferrugination processes, the development of very localised supergene manganeseous concentrations, and aluvio-colluvial reworkings.

The third part is assigned to the geology of diamonds in western C.A.R. The various types of diamantiferous deposits are described in their geological context. The origin of diamonds is studied in the alluvial context, by morpho-exoscopy of the most frequent crystalline forms, and by comparative study with other diamantiferous deposits of Central Africa.

- The Carnot Formation is the reservoir rock of the diamond worked in western C.A.R.

- The kimberlitic zone which has supplied the diamonds probably settled during the Proterozoic from numerous sources. It may be located in the North of Congo, but it is at present probably entirely dismantled, and it is overlain by recent formations.

Document du BRGM n° 205

Prix de vente : 570 F + 30 F de frais de port et d'emballage

En vente chez votre libraire habituel

ou à défaut aux :

Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

Tél. : 38 64 30 28

accompagné de votre titre de paiement