

Karstification des plateaux et encaissement des vallées au cours du Néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas)*

Martine AMBERT ⁽¹⁾

Paul AMBERT ⁽²⁾

Neogene and Quaternary evolution of plateau karstification and valley formation in the southern Grands Causses

Géologie de la France, n° 4, 1995, pp. 37-50, 11 fig.

Mots-clés : Karst, Néogène, Quaternaire, Travertin, Morphodynamique, Réseau hydrographique, Canyon, Aveyron, Hérault, Causses (Grands Causses).

Key Words: Karst, Neogene, Quaternary, Travertine, Landform evolution, Drainage patterns, Canyons, Aveyron, Hérault, Causses (Grands Causses).

Résumé

L'étude des travertins de la région de Millau et celle des formations volcaniques des Causses et de l'Escandorgue fournissent une image complémentaire précise de l'état des paysages des Grands Causses au cours du Néogène et au début du Quaternaire.

Sur le Larzac, les pinacles dolomitiques largement dégagés de leurs altérites, sont dans le nord de l'Escandorgue fossilisés par les laves. Cet état de fait s'accorde sans restriction avec la reconnaissance de vallées régionales pré-quaternaires dont le creusement dépasse très largement celui qui revient en propre aux morphogènes postérieures.

Aussi, c'est au Néogène que nous situerons la grande phase de karstification responsable de l'élaboration des paysages caussenards, le début de l'incision des gorges ressortant probablement du Miocène Moyen. Elle peut être corrélée avec le Burdigalien, période qui enregistre en Bas-Languedoc les pre-

miers apports alluviaux cévenols dans la mer miocène.

English abridged version

Study of the Millau travertines correlated with the Escandorgue Plio-Pleistocene and Tarn valley volcanic formations, provides a precise and complete image of the state of the southern "Grands-Causses" landscape at the outset of the Quaternary. In the Larzac plateau, the study of the Grands Causses ruin-like dolomites (Larzac, Causse Noir, Fig. 2) has enabled us to reveal the crypto-corrosion rule and the major phases of their evolution (Figs. 3, 4). Crypto-karst dates back a long way. We present two complementary chronological observations:

1) The Escandorgue volcanos locally fossilize large well-differentiated kluftkarren and also clearly pre-Quaternary canyons (Fig. 6).

2) The Miocene volcanism of the northern Causses (Eglazines, Azinières) and the Neogene deposits of the Languedoc

doc piemont are compatible with contemporaneous canyon excavation. We can thus conclude that the formation and exhumation of the major ruin-like forms of the dolomitic karst date from the Neogene. Dolomitic kluftkarrens are also a good illustration of karstic immaturity.

The most important karstification phase also dates back to the Neogene. It was responsible for the formation of the Causses landscape. The initiation of canyon incision is most probably Early or Middle Miocene. It can, with all probability be correlated to the Burdigalian or Serravallian period, which records the first direct deposits of the Cevennes quartz pebbles in the Languedoc Miocene sea of the Herault trough.

In Southern-Escandorgue, the volcano-sedimentary formation at Bernasso (Fig. 5) infills two palaeovalleys, which have been the subject of previous studies, and presents an exceptional sequence that is important for the palaeo-environmental reconstruction and palaeogeographic evolution of the southern Causses. The existence of a

* Manuscrit reçu le 21 décembre 1994, accepté définitivement le 12 juin 1995.

(1) U.R.A. 903 du CNRS, Université P.Valéry, Route de Mende, BP 5043, 34032 Montpellier Cedex.

(2) U.R.A. 903 du CNRS, Institut de Géographie, Université d'Aix Marseille I, 29 avenue R. Schuman, 13621 Aix-en-Provence Cedex 1.

150 m pre-volcanic gorge cutting through the Hettangian limestone is confirmed. The first detrital deposits (alluvial deposits, slope deposits, and travertine formations) reflect an environment devoid of any volcanic structure. The first pyroclastic deposits followed by Strombolian flows piled up within the prevolcanic palaeovalley and formed a dam at 2.05 ± 0.06 Ma, before the lower limit of the Olduvai sub-chron, and should be correlated to the "Tiglian" complex. The Bernasso formations confirm the importance of the peri-Causseard pre-Quaternary erosion.

The relations between five travertine stages and fluvial terraces of the Tarn valley have permitted a comparative evaluation of the rate of sinking of one of the big Causse valleys during the Quaternary (Fig. 7). The older travertine (Plateau de France, stage 1) is 120 m higher than the Tarn river; it belongs most probably to the Early Quaternary. The second stage (Peyre I Travertine) has been dated ($230 \text{ Th}/234 \text{ U}$) at $\geq 350\,000$ years old; results from reverse paleomagnetism suggest an older age than the Brunhes/Matuyama boundary. The site of La Rouquette (Creissels) belongs to the third stage of travertine (Chenil stage); the $230 \text{ Th}/234 \text{ U}$ dating of this travertine gives a minimum age of 240 000 years, but probably closer to the limit of the method, i.e. 350 000 years. The $230 \text{ Th}/234 \text{ U}$ dating of the Château de Creissels travertines (stage 4) which overlie the 15 m level, provide an age of 222 000 years (+ 44 000, - 33 000) and authorizes the correlation of the stage 3 travertine (Chenil - La Rouquette) with one of the Middle Quaternary Interglacial periods. In La Rouquette (stage 3) a chopping-tool fashioned from a quartz pebble (exogenous to the carbonate sediment) has been found at the top of the paleosol.

In conclusion, the rhythm of excavation of the Tarn canyon at Millau was relatively slow. The chronological facts deduced from the age of the travertines and from the Azinières volcano enable us to fix the altimetric marks for the excavation of the Tarn gorges (Fig. 7). Moreover, the alluvial 125 m level underlying the Plateau de France tra-

vertine (stage 5) could indicate the position of the river at the beginning of the Quaternary at the time of the Azinières volcano (Fig. 6). Its position at the top of the structural surface of the Lias broadly eroded down to the Upper Miocene (age of the volcano) - implies an excavation of the Tarn to an altitude equal for that of its topographical position, say 750 m. That is to say, at more than about 100 m down from the lips of the gorges in the nearby Causse Noir. The Vis gorge (Fig. 9), which offers some exceptional sections for the study of the Jurassic of the Causse, does not present in spite of some remarkable exceptions (Fig. 9) evidence of its Neogene and Quaternary evolution comparable to that preserved in the Tarn valley.

The most explicit vestiges of the gradual sinking of the river bed remain the incised meanders steps at various levels in the gorges, the only ones to have preserved the ancient alluvium of the river (Fig. 9). The incised Navacelles meander, "a veritable morphological success" (Fig. 10) contrary to a widely held opinion is not related to a periglacial embankment, but to a carbonate morphogenesis later than the final cold phase contemporary with the beginning of the Holocene. In fact, the long phase of erosion of the concave banks was followed by a phase of travertine accumulation (Fig. 11) which, in raising the bed, was the originating factor in the incision of the meander. The age of this travertinization has been established by Carbon 14 dates (6200 and 6100 ± 100 B.P.), but on the other hand the point of departure of their reincision in terraces is less known (Fig. 11). This incision of about 10 m has been stuck, up river, against the Jurassic strata of the isthmus of the Navacelles palaeomeander - an obstacle which the river has only now begun to notch and which it cascades over.

The study of the Southern margin of the Grands Causse, bringing together the basins facing the Mediterranean and the Atlantic, is a deciding factor in the understanding of the Causse landscapes. They form two complementary "bounds" which, since the beginning of

the Neogene, responded to very different geodynamic influences. The concordance of the results obtained on the perimeter of the southern Causse reinforces the demonstration and tends to validate it, in accordance with the work carried out on the Southern margin of the Massif Central (Simon-Coinçon, 1989; De Goer, 1972).

Introduction

Des karsts développés dans une séquence carbonatée secondaire

Le faisceau cévenol (faille des Cévennes) entre Clermont-l'Hérault et Ganges matérialise une limite, polygénique (Bodeur, 1976), rigide, entre, au sud-sud est, les karsts des garrigues de Montpellier (Dubois, 1970) et, au nord-nord ouest, les karsts des Grands Causse méridionaux (Larzac, Blandas, Paloc, 1972, Baudrimont et Dubois, 1977, Dubois, 1985). Dans ce dernier compartiment, celui des Causse méridionaux, les terrains du Lias et du Jurassique inférieur dominant largement (fig. 1). Les terrains crétacés y demeurent exceptionnels, puisque le seul affleurement daté, récemment découvert (Alabouvette *et al.*, 1984 ; Alabouvette *et al.*, 1988), relève de terrains marins cénomaniens, foudroyés dans une dépression karstique (Ambert, 1994) recoupée par la Vis. Cet affleurement témoigne d'une couverture, étendue à l'ensemble (?) des Causse sud-orientaux (Campestre, Blandas), dont il conviendrait sans doute de chercher un héritage dans un "sidérolithique" aussi polygénique que minéralogiquement peu étudié (Cadillon, 1970 ; Cals *et al.*, 1980). Néanmoins, hormis ce témoin et cette éventualité, les dépôts crétacés sont absents des Grands Causse méridionaux. Au-dessus des marnes du Lias, les paysages caussenards se développent dans des terrains carbonatés jurassiques. Cependant l'évolution géomorphologique s'affranchit de la limite Lias-Jurassique puisqu'elle est commandée par le niveau de base karstique qui peut être situé en contrebas de celle-ci.

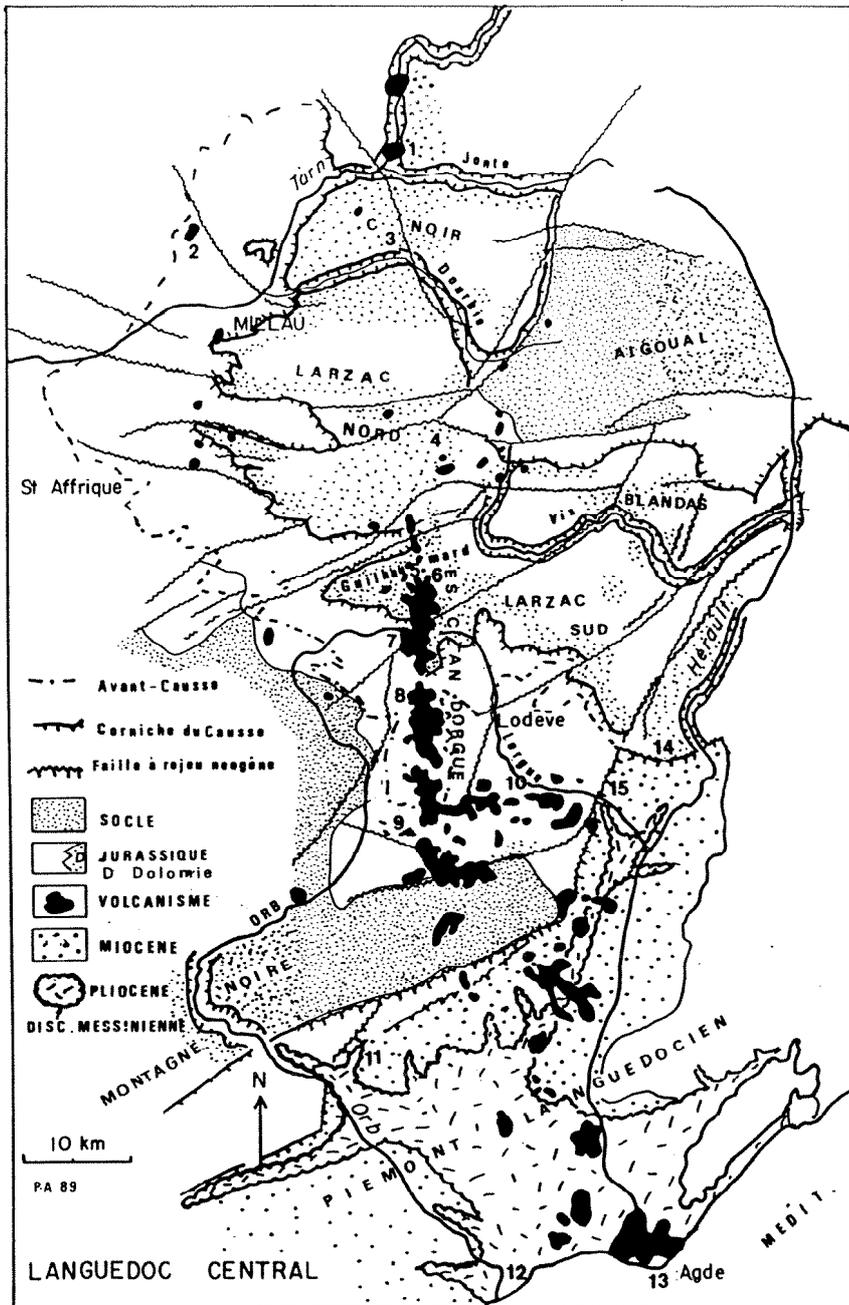


Fig. 1. – Les Grands Causses méridionaux et leur piémont languedocien. Carte de localisation.
 1) Eglazines, 2) Travertins de Millau et Azinières, 3) Montpellier le Vieux, 4) Polje de l'Hospitalet, 5) Mas Raynal, 6) Les Rives, 7) Romiguières, 8) Bernasso, 9) Roc Fournut et faille de Mas-Blanc, 10) Salagou, 11) Murviel, 12) Sérignan, 13) Cap d'Agde, 14) Faille du Pont du Diable, 15) Faille des Cévennes.

Fig. 1. – Southern Grands Causses and the Languedoc piedmont. Location map.
 1) Eglazines, 2) Millau and Azinières travertine, 3) Montpellier le Vieux, 4) Hospitalet Polje, 5) Mas Raynal, 6) Les Rives, 7) Romiguières, 8) Bernasso, 9) Roc Fournut and Mas-Blanc Fault, 10) Salagou, 11) Murviel, 12) Sérignan, 13) Cap d'Agde, 14) Pont du Diable Fault, 15) Cévennes Fault.

Historique des recherches, évolution des concepts

Dès nos premières recherches sur les Grands Causses (Ambert *et al.*, 1978, a et b, Ambert 1979, 1982) il apparut qu'à contrario du schéma mobiliste alors en

vigueur, réduisant l'évolution géomorphologique au seul Quaternaire, l'évolution des Grands Causses, le creusement de ses canyons en particulier, requerrait le long terme. E. Coulet dans sa thèse (1975) proposait un canevas de l'évolution caussenarde synthétisé dans cette

phrase "ce n'est qu'au cours du Néogène (phase alpine rhodanienne) et surtout au début du Pléistocène que s'opère l'individualisation Causses-Bas-Languedoc (Dubois, 1970), du fait de la surrection de l'ensemble cévenol et caussenard". Cette prise de position restreignait ipso facto au seul Quaternaire le creusement des canyons caussenards. "Avant, l'évolution a été commune, et a consisté en la réalisation de vastes aplanissements emboîtés et déformés du fait des rejeux tectoniques du socle paléozoïque sur lequel repose la couverture carbonatée des Causses" (Nicod et Coulet *in* Ambert *et al.*, 1978). Les travaux entrepris sur l'Escandorgue (Ambert, 1979) montraient au contraire sans ambiguïté un relief différencié et un creusement de vallées pré-quaternaires à la bordure méridionale des Grands Causses (cf. *infra*).

Cette observation a orienté la thèse de l'un d'entre nous (Ambert, 1994), basée sur la comparaison entre l'évolution de la marge méridionale des Grands Causses déterminée par la géodynamique extrêmement spécifique du bassin méditerranéen (Lergue, Hérault, Vis) et celle du Tarn et de ses affluents en domaine atlantique régi par une dynamique fort différente.

Les canyons du Tarn et de la Dordogne, comme les plateaux qui les encadrent, ont fourni de nombreux arguments à cette révision. Cette étude confirme très largement les premières observations même s'il existe régionalement des lacunes dans l'enregistrement de cette évolution. Le modèle du Larzac et les vallées périphériques, beaucoup plus riches de ce point de vue que la Vis, serviront de base à cette présentation.

Les reliefs dolomitiques des Grands Causses, témoins des héritages néogènes des plateaux

Les paysages : présentation et terminologie

Des dolomies, essentiellement d'âge bathonien, doivent à l'action conjuguée de la tectonique et de l'érosion de former la plupart des paysages pittoresques des plateaux des Grands Causses méridionaux.

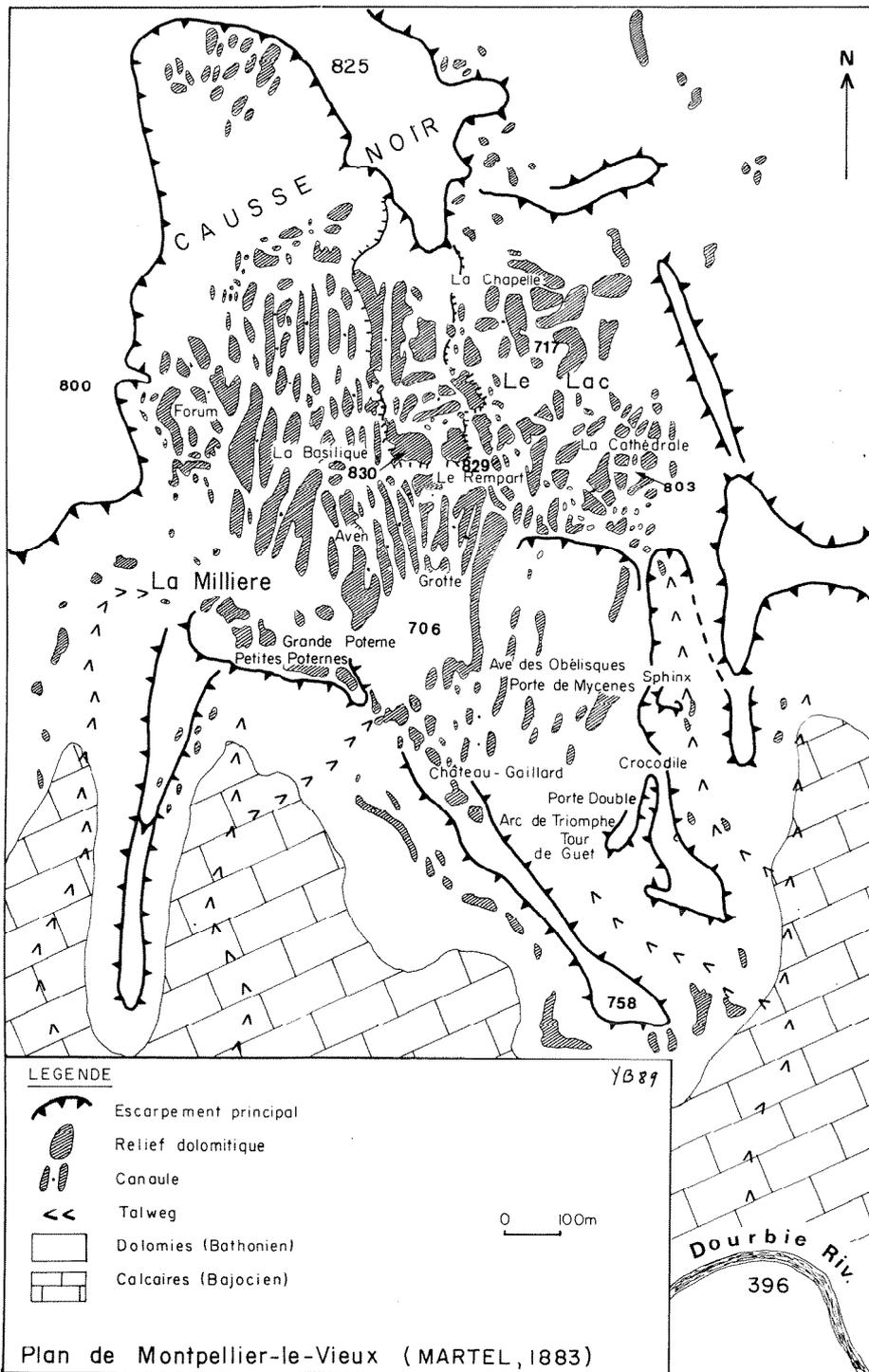


Fig. 2. – Les mégalapiés dolomitiques de Montpellier le Vieux.
 Fig. 2. – Dolomitic megalapies of Montpellier-le-Vieux (after Martel, 1883).

dionaux (Larzac, Causse Noir, Blandas) (fig. 2). Par leur résistance à l'érosion, elles forment avec les points les plus hauts du Causse (Roc Servières, 832 m, sur le causse de Guilhaumard), les paysages les plus pittoresques (Roc Castel au Caylar), les plus connus (Le Lac des Rives), et de ce fait, les plus visités (Montpellier le Vieux). Au-delà du désordre, plus apparent que réel qui désoriente le visiteur, les principaux

reliefs ruiniformes de la dolomie (Montpellier et Nîmes le Vieux, Mourèze, Guilhaumard) obéissent à des mêmes constantes géomorphologiques et ressortent de la répétition d'un couple essentiel de formes primaires (Ambert et Ambert, 1992).

En effet, il est possible d'isoler :
 – des reliefs d'aspects parfois lourds et arrondis, mais parfois aussi hérissés

de la base au sommet par des pinacles dolomitiques qui se confondent jusqu'à se substituer aux tours défensives aménagées par l'homme (Roc Castel du Caylar) ;

– une seconde famille de formes, d'extension latérale plus importante, localisée non seulement en contrebas des précédentes mais encore d'un aplatissement plus ou moins démantelé (surface, banquette de corrosion) à partir duquel évoluent les couloirs ramifiés qui se recoupent suivant des schémas guidés par la fracturation. Ce sont les ruelles labyrinthiformes des villes de rochers d'H. Lehmann (1970).

Ces reliefs et leur description répondent fidèlement aux définitions de la terminologie allemande de kuppen dolomitique pour les premiers, et de karstgassen pour les seconds, l'ensemble relevant des kluftkarren de A. Bögli (1960). La terminologie vernaculaire des pays caussenards traduit les premiers par rajols, les seconds relevant de l'appellation canaules (Ambert et Ambert, 1992), termes qui peuvent être utilisés comme des synonymes des premiers.

Genèse et évolution des mégalapiés dolomitiques

Principes généraux

Comme tous leurs homologues périméditerranéens (Lehmann, 1970; Nicod, 1975), les mégalapiés dolomitiques des Causse relèvent de mécanismes morphologiques depuis longtemps inopérants. En effet, l'évolution à l'air libre des pinacles, extrêmement lente, succède à la phase de genèse de ces formes sous une épaisse couverture d'altérites (de type terra rossa) déblayée de la surface des Causse concomitamment au creusement des canyons. Leur genèse s'inscrit donc dans un long terme pré-creusement, période où les dolomies bathoniennes de Montpellier-le-Vieux et celles de l'Hospitalet du Larzac possédaient des aquifères permanents proches ou confondus avec le niveau de base régional. La couverture d'altérites, au contact des dolomies gorgées d'eau, déterminait une active corrosion des roches. Cette crypto-corrosion (Nicod,

1972, 1975) opère une sélection parmi les termes dolomitiques, réduisant en "grésou" par altération les secteurs les plus broyés ou les dolomies pulvérisantes, secteurs qui préfigurent les couloirs des futures canaules. Les parties les plus résistantes deviendront *in fine* les pinacles.

Cette corrosion sous couverture existe dans tous les pays tropicaux du globe et à l'échelle du Languedoc ressort également des karsts de la bauxite du fossé de Bédarieux (Combes, 1990 ; Ambert, 1994). Elle est donc réalisée dans les roches dolomitiques mais aussi les calcaires chaque fois qu'il y a conjonction entre un niveau de base aquifère et une période climatique favorable, de type tropical à sub-tropical.

La crypto-corrosion réellement efficace est inactuelle sur les Grands Causses. Dans la plupart des cas, elle fonctionne au ralenti (Les Rives, Poljé de l'Hospitalet). Elle est ralentie par l'abaissement des nappes et le soutirage des altérites directement commandé par l'enfoncement des sources et le creusement des canyons, véritables moteurs de la mise en saillie des mégalapiès ruini-formes (Ambert et Ambert, 1992). Le Causse de l'Hospitalet en fournit un bon exemple.

Le causse dolomitique de l'Hospitalet, secteur est (fig. 3)

Il correspond à un compartiment de structure simple, limité par deux accidents tectoniques majeurs ouest-est, ceux de la Pezade au sud, de l'Hospitalet au nord. C'est un causse essentiellement dolomitique (90 % de sa surface), faiblement monoclinale vers le nord (les pentages dépassent rarement 5°). Néanmoins, le pendage s'inverse au front de l'accident inverse de l'Hospitalet. Il en résulte une gouttière fortement dissymétrique drainant un très vaste impluvium. La présence d'une couverture d'altérites, uniquement conservée dans sa partie occidentale, a permis une évolution en poljé-plaine de corrosion- secteur d'inondations périodiques (Ambert, 1989).

Le rôle de la couverture, comme son efficacité dans la genèse crypto-kars-

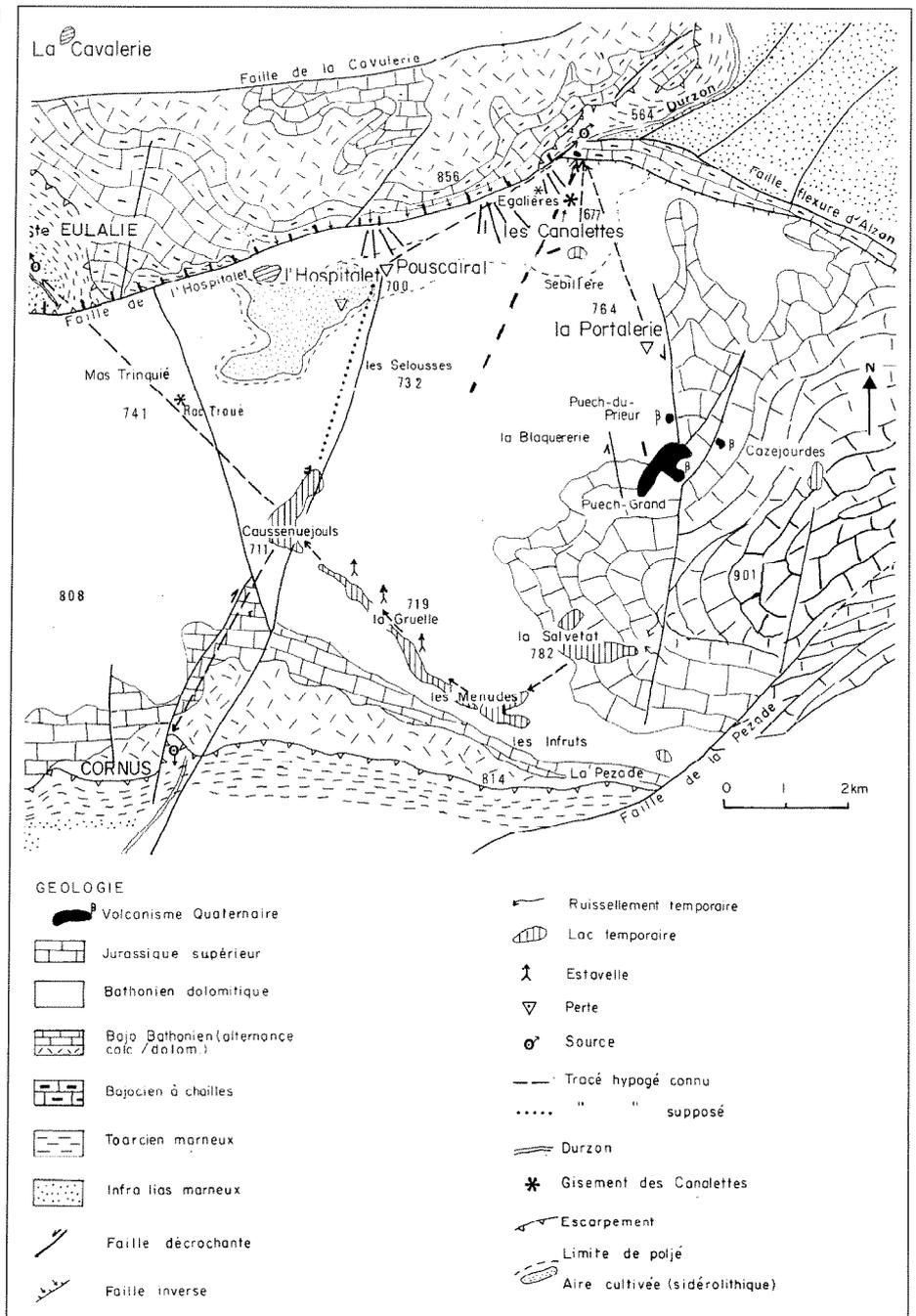
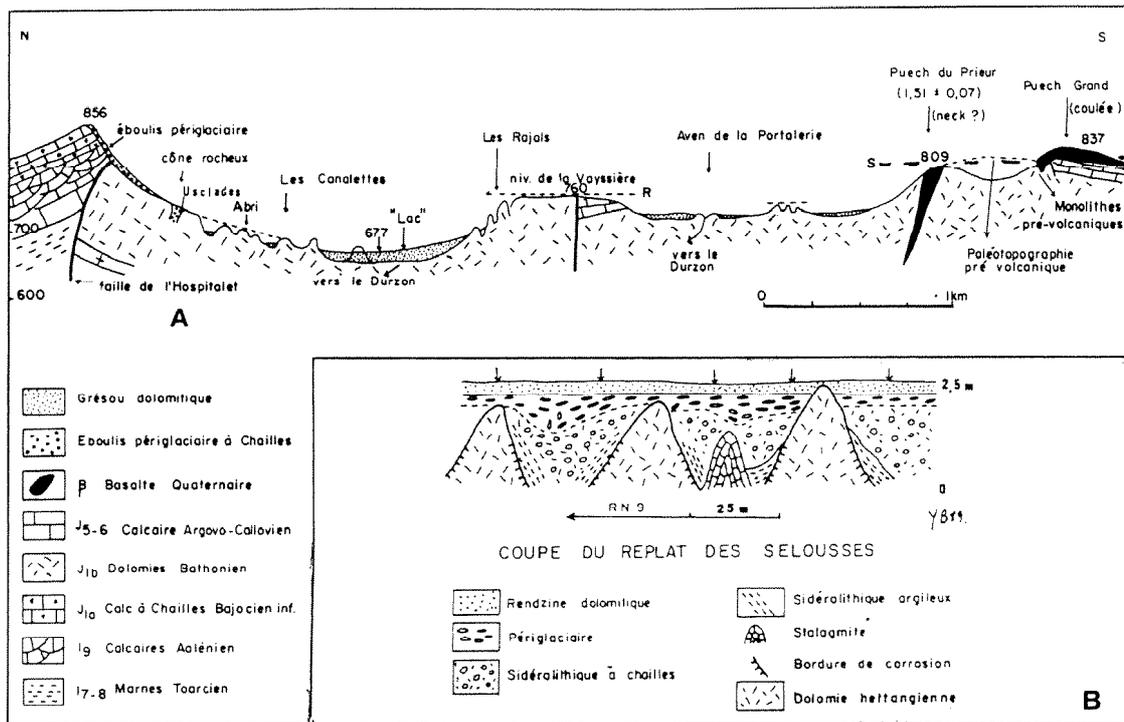


Fig. 3. - Carte schématique du poljé de l'Hospitalet.

Fig. 3. - Sketch map of the Hospitalet polje.

tique des mégalapiès dolomitiques apparaissait clairement dans la coupe du talus de la R.N. 9, avant sa recalibration récente, au lieu-dit les Selousses au sud de l'Hospitalet (fig. 4, B). Le sommet des lapiès dolomitiques, encore enterré, dérive d'une banquette de corrosion fort dégradée, latérale au bord sud du poljé qu'elle domine d'une trentaine de mètres. La crypto-corrosion reste active, comme le soutirage des cailloutis périglaciaires et la frange de corrosion centi-

métrique des pinacles l'indiquent. Néanmoins, le ralentissement des processus au niveau de la banquette des Selousses ressort de la comparaison avec les champs du poljé (vers le Pouscayral) où s'ouvrent périodiquement des entonnoirs de soutirage et des dolines d'effondrement beaucoup plus vastes. La crypto-corrosion est toujours activée dans ce dernier secteur par l'existence de la nappe hydrologique du poljé.



Par contre, les témoignages d'une morphogenèse crypto-karstique héritée, plus efficace que l'actuelle, ne manquent pas.

– Au niveau des Selousses (fig. 4) les mégalapiès sont enfouis dans une formation argileuse à chailles héritée des calcaires du Bajocien qui surplombent directement, au-delà de la faille de l'Hospitalet et du village du même nom, l'ensemble du poljé. Le replat des Selousses est désormais totalement désolidarisé de cette zone d'approvisionnement sédimentaire et hydrologique par l'encaissement postérieur de la partie active du poljé. En conséquence, le transit de cette couverture jusqu'aux Selousses est de ce fait largement inactuel. L'évolution crypto-karstique responsable du façonnement des mégalapiès est pour sa part préalable à la mise en relief du replat. Elle s'est opérée *in-situ*, comme l'attestent le soutirage de la couverture sidérolithique entre les chicons, et le dégagement de massifs stalagmitiques hypogés recoupés par le façonnement du replat et des lapiès.

– Le secteur oriental du poljé, où la couverture a été depuis longtemps décapée, fournit des renseignements concordants complémentaires. Le cône rocheux d'Egalières est l'un des mieux conservés

et des plus représentatifs des Causses. Il possède encore une partie de sa couverture de chailles, tandis que son éventail aval, qui domine immédiatement le secteur déprimé des Canalettes, est le siège de dolines encaissées qui matérialisent la concentration du façonnement crypto-karstique. Aux Canalettes, dans la partie la plus déprimée de l'alvéole, le sommet des pinacles s'ordonne au niveau d'un plan matérialisé par la courbe des 700 mètres, mais s'abaisse vers le sud conformément à la pente longitudinale initiale du cône rocheux. Cet ordonnancement autorise la reconstitution d'un poljé initial contemporain des cônes rocheux (fig. 4, A). Ces deux formes, développées dans les dolomies, imperméabilisées par une couverture d'argiles à chailles, ont connu, avec l'établissement d'un aquifère au sein de cette couverture, celui d'un plan de corrosion et la genèse crypto-karstique des mégalapiès dolomitiques. Le déblaiement, épigé ou hypogé, des produits de cette évolution, d'abord conditionné par le niveau de base voisin, est désormais contrôlé par celui de la source du Durzon et des gorges de la Dourbie. Les arènes expulsées par la source en période de crue (Salvayre, 1969) en sont des témoignages tangibles, tandis que la compétence de l'érosion régressive est

clairement exprimée par la zonation des formes et des dépôts au sein du poljé (fig. 3). La couverture sidérolithique à chailles ne subsiste qu'en position proximale vers l'Hospitalet alors qu'inversement le dégagement des mégalapiès est maximal aux Canales des Canalettes, à l'aplomb immédiat de la source du Durzon (Ambert, 1989 ; Ambert et Ambert, 1992), secteur où les altérites ont disparu.

Extension au site de Montpellier-le-Vieux (fig. 2)

Cette analyse de l'évolution du causse et du poljé de l'Hospitalet souligne les principales constantes morphogénétiques de l'évolution des mégalapiès dolomitiques des Grands Causses. Il peut être étendu à l'ensemble des mégalapiès, à ceux de Montpellier-le-Vieux (fig. 2) qui sans présenter les arguments de cette évolution s'accordent cependant avec le modèle proposé. En particulier leur évolution crypto-karstique a été totalement désorganisée par le creusement des gorges de la Dourbie qu'ils surplombent directement. L'exaltation exceptionnelle des pinacles dolomitiques de Montpellier-le-Vieux peut découler des conditions très favorables à leur déblaiement (Roques-Altes) dans un secteur où les contraintes morpho-structurales sont optimales (épaisseur de la

dolomie, importance de l'aquifère, Ambert et Ambert, 1992) pour le développement de ce type de morphogénèse tropicale. La disparité morphométrique évidente entre les canaux des talus de la RN 9 (sans doute plio-pléistocènes) et les formes majeures du karst des Canalettes ou de Montpellier-le-Vieux (vraisemblablement plus anciennes) révèle sur les Grands Causses l'inaptitude grandissante des conditions morphoclimatiques qui président à leur réalisation.

Aussi, l'étude de la composante chronologique du fonctionnement, puis celle de la désorganisation des phénomènes crypto-karstiques responsables des mégalapiés, permettent de préciser de façon indirecte celle de la mise en place du réseau hydrographique actuel et du début du creusement des gorges des Grands Causses. La fin de la période à climat tropical à sub-tropical qui a régné sur les Causses durant la plus grande partie du Néogène jusqu'au milieu du Pliocène (3,5 Ma) pourrait être retenue en première hypothèse. Néanmoins, l'étude du volcanisme et des travertins régionaux permet, par une nouvelle approche, un constat plus fouillé.

Arguments chronologiques du creusement pré-quatérnaire des canyons du Larzac

Le volcanisme, grâce à l'apport des paléotopographies et des documents environnementaux qu'il fossilise, grâce aux datations isotopiques qu'il permet, est un pourvoyeur privilégié d'informations paléogéographiques et paléocologiques.

Les volcans de l'Escandorgue et l'état du Larzac méridional à la fin du Pliocène

Le volcanisme de l'Escandorgue méridional (fig. 1) présente les meilleures certitudes d'un creusement pré-quatérnaire des vallées méridionales des Grands Causses. En particulier, le secteur classique de Bernasso (Ildefonse, 1970, Suc, 1978), dont nous avons récemment précisé l'âge (Ambert *et al.*, 1990), montre un système fluvial de gorges étroites creusées dans l'Hettangien, dépassant 100 mètres de profon-

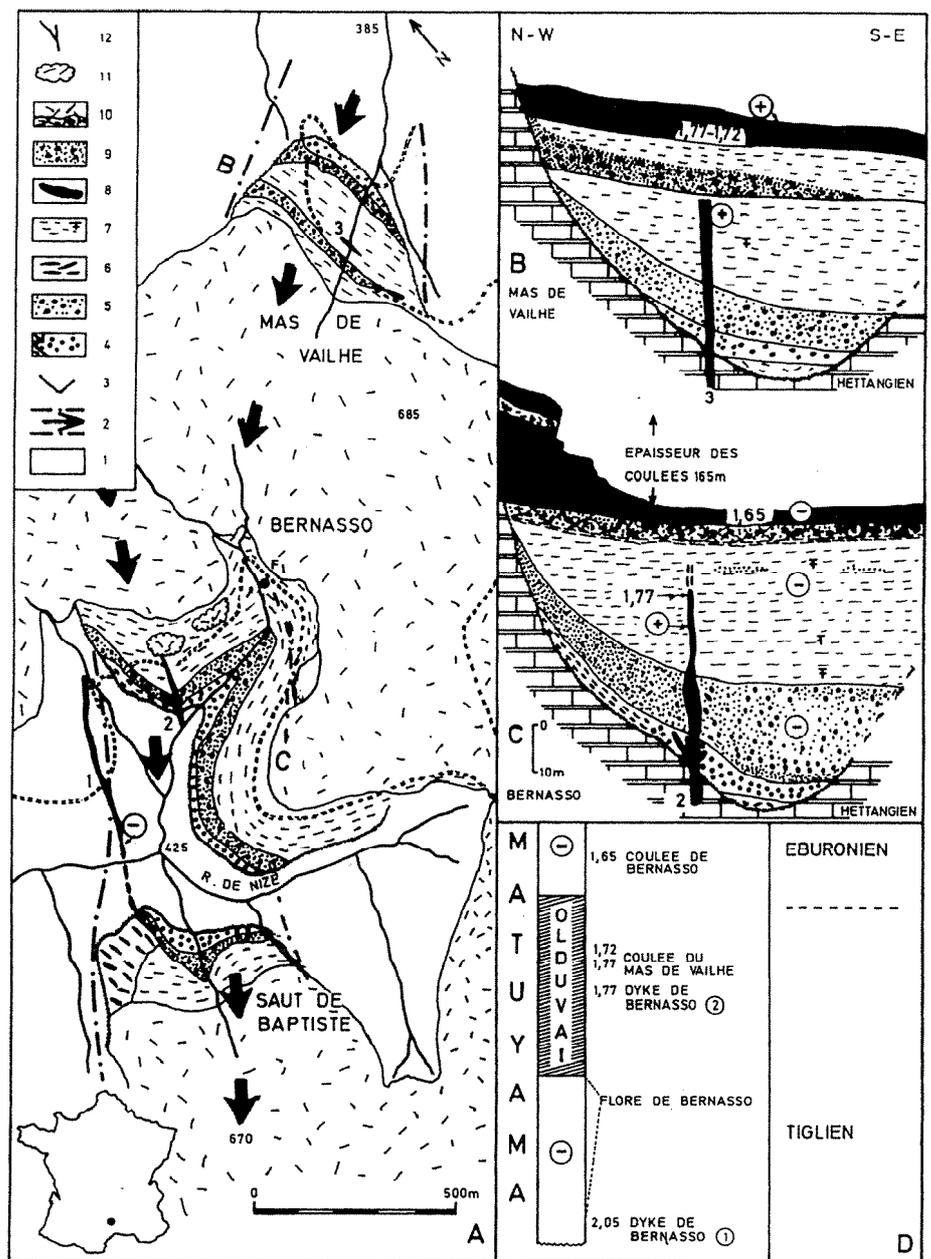


Fig. 5. – Paléogéographie infra-basaltique de la vallée de Bernasso (Escandorgue méridionale). 1) Calcaire hettangien ; 2) Axe et limites de la vallée anté-volcanique ; 3) Discordance de ravinement ; 4) Talus d'éboulis et alluvions anté-volcaniques ; 5) Formations contemporaines du phréato-magmatisme initial et de l'édification du barrage (alluvions, tufs volcaniques) ; 6) Cône strombolien ; 7) Remblaiement lacustre à feuilles et pollens (T) ; 8) Dykes 1, 2, 3 ; 9) Phréato-magmatisme supérieur ; 10) Coulées basaltiques et formations volcaniques associées post-lacustres ; 11) Blocs de basaltes ; 12) Réseau hydrographique actuel.

Fig. 5. – The pre-basaltic palaeogeography of the Bernasso (southern Escandorgue) valley. 1) Hettangian limestone ; 2) Axis and limits of the pre-volcanic valley ; 3) Erosional unconformity ; 4) Pre-volcanic scree and alluvium ; 5) Contemporaneous formations of the initial phreatomagmatic activity and the formation of the dam (alluvium, volcanic tuff) ; 6) Strombolian cone ; 7) Lacustrine formation with leaves and pollen (T) ; 8) Dykes 1, 2 and 3 ; 9) Upper phreatomagmatic activity ; 10) Basaltic lava flows and associated post-lacustrine volcanic formations ; 11) Basalt blocks ; 12) Present drainage system.

deur (fig. 5). Les dépôts alluviaux pré-volcaniques s'organisent suivant un escalier de terrasses fossilisé par la mise en place d'un volcanisme explosif. Celui-ci, daté de 2,05 Ma à sa base, édifie un barrage dans un secteur aval de la vallée

et détermine un plan d'eau rapidement colmaté par une sédimentation détritico-pollinifère (Suc, 1978). Cette séquence participe avec la poursuite du volcanisme de l'Escandorgue à la fossilisation du paléo-réseau sous plus de 300 mètres de

dépôts. Au-delà d'un enregistrement des végétations à reliques sub-tropicales de la fin des temps pliocènes, Bernasso révèle l'existence d'un réseau fluvial creusé dès le Pliocène aux marges sud du Larzac.

Concomitamment, au niveau du plateau de l'Escandorgue septentrional la phase éruptive, datée de l'intervalle 2, 1 Ma-1, 86 Ma, fossilise (Perthus, Mézerens, Col Rouge, Mas de Mourié) des mégalapiès dolomitiques de taille relativement modeste dégagés préalablement de leurs altérites. La crypto-karstification des mégalapiès, comme le dégagement des altérites (en relation directe avec le creusement des vallées) par l'érosion verticale, sont donc antérieurs à la phase volcanique. Au Mas Raynal, dans le secteur amont des grandes canales du Causse de Guilhaumard et du célèbre aven du même nom (Martel, 1936), les mégalapiès dolomitiques de grande taille ont canalisé, dans les mêmes conditions, les coulées distales du volcan de Tapiès (Schwarz, 1970 ; Ambert et Ambert, 1992). Ces deux exemples soulignent l'existence d'un relief différencié pré-quatenaire.

Témoignages et hypothèses concernant l'état des Causse à la fin du Miocène

Au niveau des gorges du Tarn, le volcanisme offre des éléments d'appréciation pour cerner le début de l'incision des gorges des Grands Causse (Ambert, 1993, 1994). Le volcan d'âge miocène supérieur d'Azinières (sur le Causse Rouge, au nord-ouest de Millau) daté de $5,75 \text{ Ma} \pm 0,2$ (Gillot, 1974) en fournit à ce jour la meilleure approche. Ce volcan (fig. 6), dont le renouveau d'exploitation devrait permettre de préciser le type de fonctionnement (coulée, Causse, 1965 ; lac de maar, De Goër, *in verbis*) recouvre le revers structural de l'Avant-Causse (Causse-Rouge) préalablement dégagé des dépôts jurassiques surincombants, qui le dominent à l'est, et dont le Puech d'Andon est le dernier témoin. La topographie pré-volcanique domine de près de 400 mètres au sud le lit du Tarn. Son emboîtement est de même ordre par rapport au niveau de la surface d'érosion initiale des Grands Causse qui à l'est,

tangente les plateaux et nivelle les lèvres du canyon (Puech d'Andon d'une part, Causse-Noir de l'autre) (fig. 6).

L'ensemble de ces constatations est essentielle pour faire débiter le creusement des gorges et le dégagement de l'Avant-Causse (Causse-Rouge) antérieurement au volcanisme d'Azinières (5,75 Ma). En conséquence son témoignage permet de souligner que dès le Miocène récent (Tortonien ?) la mise en chantier du creusement des gorges et le déblaiement corrélatif des altérites de la crypto-corrosion des dolomies étaient effectives. Cette exhumation, limitée peut-être aux secteurs caussenards proches des gorges majeures, affectait sans aucun doute - leur position y prédispose - les mégalapiès dolomitiques de Montpellier-le-Vieux.

Arguments pour une reconnaissance d'un paléo-réseau fluvial caussenard au Miocène moyen

Nous renverrons pour leur exégèse à un article précédent (Ambert, 1990). Le témoignage convergent du volcan miocène d'Eglazines et des sédiments néogènes du Bas-Languedoc en sont les meilleurs arguments.

Les ambiguïtés du volcan d'Eglazines (fig. 6)

Strombolien pour G. Fabre (1909), il a été considéré par B. Gèze (1955), comme tous les appareils volcaniques des gorges du Tarn, comme une intrusion souterraine portée au jour par l'érosion quaternaire. E. Berger (1964, 1975), qui propose le premier relevé monographique de l'appareil, conclut de même. La datation de $13,0 \pm 0,4 \text{ Ma}$ (Gillot, 1974) apportait dans ce contexte un argument supplémentaire en faveur de cette conception. Pourtant une analyse renouvelée du terrain permet l'identification d'éjectas volcaniques incontestablement aériens.

Cet appareil volumineux, recoupé par le Tarn sur une longueur de 500 mètres, est situé à 2 km en amont du Rozier sur un satellite de l'un des accidents majeurs des Grands Causse,

orienté NW-SE. L'entaille du Tarn montre successivement, en rive gauche et de haut en bas, des dépôts aériens (phréatiques, stromboliens, brèches d'écroulements, fig. 6), puis des structures endogènes (dykes, brèches, neck en rive droite) révélées par le creusement récent (De Goër *in Berger*, 1975 ; Ambert, 1990, 1994). Le relais des structures profondes aux structures aériennes est particulièrement visible sur le sentier qui relie Le Rozier à la ferme de Plaisance, une centaine de mètres en contrehaut du cours du Tarn. Les pentes centripètes systématiques, relativement faibles (25 à 45°), et la rythmicité des brèches volcaniques qui contiennent des bombes en choux fleurs (De Goër *in Berger*, 1975) et de nombreuses bombes fuselées (atteignant parfois le m^3) en sont les éléments les plus démonstratifs. Les éjectas volcaniques s'appuient contre l'encaissant jurassique avec des pentes fortes, à la limite du talus d'équilibre, et sont *pro parte* recouverts et protégés par des panneaux de calcaires bajociens déchaussés depuis le sommet des falaises, autant sans doute lors du stress volcanique que par gravité. Les uns comme les autres soulignent le caractère aérien de la mise en place des dépôts, le positionnement des méga-blocs pouvant relever de l'impact de la volcanogenèse sur l'encaissant.

L'état exact du creusement des gorges antérieur au volcanisme reste cependant difficile à préciser. La mise en place d'un édifice volcanique pré-existant au creusement du canyon, et qui aurait, par son explosivité, recoupé à l'emporte-pièce l'ensemble des terrains jurassiques surincombants n'est pas incompatible avec les observations précitées. La préexistence du Tarn demeure le meilleur moyen d'alimenter en eau (au niveau de pertes) une éruption phréato-magmatique du type de celle d'Eglazines. Aussi, dans l'état actuel des connaissances, le contrôle de la volcanogenèse par un réseau hydrographique déjà ébauché apparaît comme une hypothèse possible. L'esquisse d'un creusement des gorges, dès le Miocène moyen, s'accorde assez bien avec l'enregistrement d'abondants dépôts corrélatifs détritiques originaires de l'Aigoual dans le piémont néogène du Languedoc central. Elle est également compatible avec

les enseignements plus septentrionaux (Simon Coinçon, 1989, De Goër, 1972). La découverte d'appareils similaires est encore possible (Ambert, 1992, Ambert *et al.*, 1994), leur datation serait une nécessité pour pouvoir préciser plus radicalement les premières phases du creusement des gorges.

Arguments fournis par la vallée du Tarn

A ce terme, pour le bassin versant des Grands Causses tributaire du Tarn, l'analyse conjuguée des volcans miocènes et des paysages calcaires des plateaux permet de dresser le constat suivant:

- au Miocène moyen, le volcan d'Eglazines (13 Ma ± 0,4) suggère la mise en place du réseau hydrographique, voire un début d'inscription des gorges dans le substrat mésozoïque ;

- au Miocène supérieur, le volcan d'Azinières (5.75 Ma ± 0,2) révèle que dans la région de Millau, l'ampleur du creusement vertical pouvait dépasser 300 m et s'inscrivait en contrebas du plancher de l'Avant-Causse dont le revers lui même était largement déblayé. La moitié du façonnement des gorges actuelles (550 m au niveau de Millau) était dès lors réalisée. Au droit d'Azinières, au pied du Larzac, les travertins de Millau-Creissels, en association avec les alluvions du Tarn, scandent la poursuite de ce creusement.

Les travertins de Millau permettent de préciser le creusement quaternaire du Tarn

Située au pied du Causse Rouge, en contrebas du volcan d'Azinières (fig. 6), cette séquence de travertins justement célèbre (Julian, 1965 ; Enjalbert, 1967) a fait l'objet de nombreux travaux récents. Ils ont permis de préciser, leur extension cartographique, leur stratigraphie, leur connotation paléo-environnementale et leur datation (Ambert, 1994). L'interférence des terrasses alluviales du Tarn et des travertins liés à des exurgences latérales à cette rivière en font un modèle privilégié pour l'étude de l'évolution

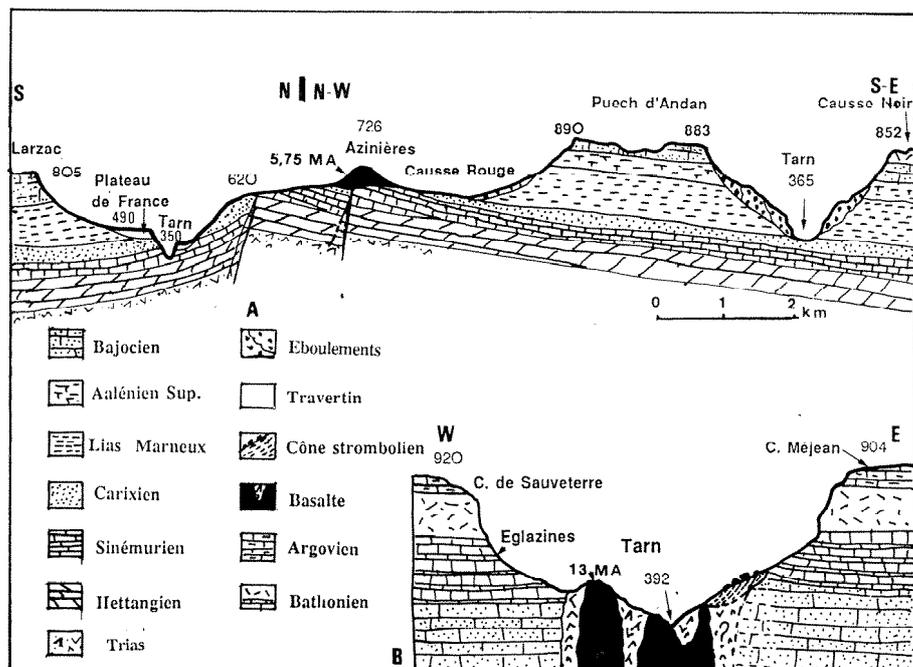


Fig. 6. - L'évolution morphogénétique de la région de Millau et éléments de datation du creusement du canyon du Tarn. (A) dans le secteur de Millau. (B) en amont, au niveau du volcan d'Eglazines.

Fig. 6. - Morphological evolution of the Millau area and datings of the Tarn canyon genesis. A) Tarn valley downstream at Millau. B) upstream of Millau, near the Eglazines volcano.

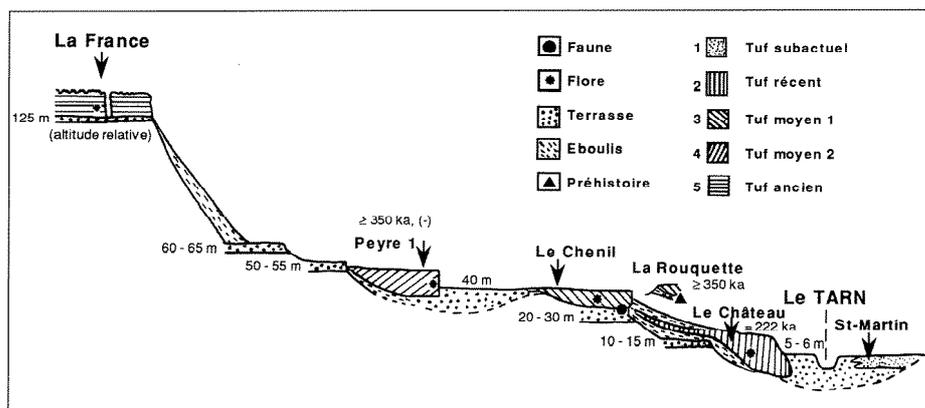


Fig. 7. - La séquence des travertins de Creissels-Millau. Coupe synthétique.

Fig. 7. - Synthetic cross-section showing the stratigraphic sequence of the Creissels-Millau travertines.

d'un des canyons majeurs des Grands Causses et de la karstification des plateaux. L'analyse cartographique permet d'isoler cinq phases principales de morphogénèse carbonatée (fig. 7).

Le plus élevé et le plus ancien, le Plateau-de-France (Stade 5), en totale inversion de relief, présente une remarquable karstification de surface. Il fossilise des formations alluviales du Tarn, presque uniquement siliceuses, dont le terme le plus bas est situé à 125 m d'altitude relative, en surplomb direct du cours de la rivière actuelle. La contem-

poranéité des alluvions du Tarn et des travertins est assurée par des intercalations de sables micacés au sein des premiers dépôts carbonatés (grotte du Lierre en particulier). Il domine, à l'ouest, le système de travertins du village de Peyre, comme à l'est ceux de Creissels. Les uns comme les autres ont fait l'objet de datations isotopiques qui permettent de supposer l'âge du Plateau-de-France et de préciser les derniers stades du creusement des gorges du Tarn.

Les travertins du Château de Creissels (Stade 2) fossilisent la terrasse de

10-15 m et appartiennent au quatrième niveau de dépôts carbonatés. Ils ont fait l'objet d'une datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ qui suggère un âge intra-rissien, fixé à 222 000 (+ 44 000, - 33 000) (Ambert *et al.*, 1992). Les témoins du stade 3 – dit travertin du Chenil – scellent deux niveaux alluviaux, celui de 40 m, mais aussi, plus près du Tarn, celui de 20-30 m. Les deux datations $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ obtenues à ce jour, bien que difficiles à interpréter (pollution possible, *cf.* Ambert *et al.*, 1992), attribuent à cette formation un âge \geq à 350 000 ans. Néanmoins, la corrélation avec le travertin de La Rouquette (Ambert *et al.*, 1992), confirme cette datation, grâce aux six datations $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} \geq$ à 350 000 ans obtenues sur ce site. Elle est extensible à l'ensemble des travertins du stade 3 (Ambert *et al.*, 1992).

L'association avec les résultats obtenus sur les travertins de Peyre est alors fructueuse. A Peyre, les alluvions du niveau 40 m du Tarn s'adosent en placages plus ou moins vastes, sur une dizaine de mètres de haut, contre la base du travertin. En conséquence, le travertin de Peyre est plus ancien que ceux du stade du Chenil, lesquels fossilisent les alluvions du niveau de 40 m. De fait, les échantillons du forage Peyre I (Ambert, 1984 ; Vernet *et al.*, 1984 ; Vernet, 1985), ont donné des datations $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U} \geq$ à 350 000 et un paléomagnétisme à dominante négative (Sémah, 1983 ; Vernet *et al.*, 1984). Ce double contrôle situe l'âge du travertin de Peyre au-delà de la limite de la période inverse de Brunhes-Matuyama, c'est-à-dire au delà de 720 000 ans.

Ainsi, la situation altitudinale et la datation du travertin de Peyre I permettent de souligner (fig. 6) :

- la faiblesse du creusement postérieur du Tarn lors des principales phases de la morphogenèse périglaciaire régionale (Ambert *et al.*, 1978, a ; Ambert, 1993).

- l'importance de l'incision antérieure – plus de 80 mètres – depuis le dépôt du travertin le plus ancien de la série, celui du plateau-de-France, attribuable de ce fait à une période très ancienne du Quaternaire. La position morphologique de ce dernier est essen-

tielle pour fixer sensiblement l'ampleur du creusement quaternaire du Tarn à 125 mètres. Comme le plateau-de-France est inscrit 250 m en contrebas des lèvres du plateau du Larzac (valeur du creusement pré-Quaternaire) il forme un document unique pour préciser le rôle et l'efficacité de la morphogenèse quaternaire dans le creusement des gorges du versant atlantique des Grands Causses.

En conclusion, le rythme du creusement du canyon du Tarn à Millau est relativement lent. A ce jour, les données chronologiques suivantes permettent de fixer des repères altimétriques pour le creusement des gorges du Tarn (fig. 7) :

- le niveau alluvial + 15 mètres est atteint peu avant 220 000 ans (Stade du Château de Creissels) ;

- le niveau alluvial de 30 mètres est antérieur à 350 000 ans (Stade du Chenil, 3) ;

- le niveau alluvial de 40 mètres est antérieur à 720 000 ans (relations du travertin de Peyre -Stade 4 - avec les alluvions du Tarn, Ambert et Tavano, 1979) ;

- le niveau alluvial de 125 mètres sous-jacent au travertin du Plateau de France (Stade 5, non daté à ce jour) peut signifier la position de la rivière au début du Quaternaire ;

- le volcan d'Azinières, par sa position au toit de la surface structurale du Lias, largement décapé au Miocène Supérieur, ne permet pas de fixer avec précision un niveau de creusement. Il implique néanmoins une évolution programmée par un creusement du Tarn à une altitude sensiblement égale à celle de sa position topographique, soit 750 m, c'est-à-dire à plus d'une centaine de mètres en contrebas des lèvres des gorges matérialisées par le Pech d'Andon.

L'évolution des Causses orientaux (Blandas) et des gorges de la Vis

Les gorges de la Vis qui offrent des coupes exceptionnelles pour l'étude du Jurassique des Causses ne présentent pas, malgré quelques remarquables

exceptions, des témoins de leur évolution néogène et quaternaire comparables à ceux conservés dans la vallée du Tarn.

a) Le cours de la Vis, sauf à l'amont de la confluence de la Virenque où il lui est sensiblement conforme, montre un tracé complexe, très largement inadapté à la structure jusqu'à sa confluence avec l'Hérault. L'antécédence de son cours par rapport aux derniers mouvements tectoniques de grande ampleur est évidente. Dans le secteur amont des gorges, les épandages sidérolithiques recensés (fig. 8) n'ont fourni à ce jour aucun élément de datation aux transits fluviaux ou karstiques qu'ils sont censés jalonner. Ces dépôts superficiels des plateaux témoignent effectivement entre l'Aigoual, la Buèges et en aval le fossé de l'Hérault, au travers du Causse de Blandas et de la Séranne, de l'existence de paléocélements en direction de la Méditerranée. Leur position actuelle ne peut être invoquée que pour souligner le sens général de ces écoulements. En effet, la plupart des galets quartzeux des épandages sidérolithiques ont été remaniés par l'érosion verticale, sollicités par l'enfouissement karstique, ou sont impliqués dans les jeux de blocs induits par le faisceau cévenol au Néogène, sans que l'on puisse suivre, faute de datations, les diverses étapes de ces modifications.

Par contre, en aval de Saint-Guilhem-le-Désert, les terrains néogènes du fossé de l'Hérault (terminus du transit caussenard vers le Sud) fournissent des documents mieux datés. Dans la région de Gignac, à proximité du débouché actuel de l'Hérault sur le piémont, dès l'Oligocène terminal (Aguilar, 1981), les épaisses (200 m) marnes saumon conservées dans le fossé de l'Hérault intègrent "des apports conglomératiques très abondants, formés de galets bien roulés d'origine lointaine -quartz-lydiennes-chailles-calcaires jurassiques" (Alabouvette *et al.*, 1982). Cet apport exogène, le premier du domaine néogène régional, peut être considéré comme la première matérialisation d'apports allochtones concentrés à l'emplacement du réseau hydrographique moderne. Certes, ces dépôts peuvent y parvenir en relais de formations aujourd'hui détruites, mais l'accentuation de cette tendance fluviale est enregistrée au sein des dépôts néogènes, à la base des premiers termes

marins du fossé de l'Hérault. En effet, au Pouget, à l'est d'Aspiran (fig. 1, 16), comme plus au sud non loin de l'étang de Thau (Ambert, 1994), des décharges continentales siliceuses, bien roulées, épaisses de plusieurs mètres s'intercalent entre les premières molasses marines et le sommet des marnes saumon. La découverte de rongeurs burdigaliens dans les premiers termes marins du Pouget (Aguilar, com. orale), celle d'un crâne de mastodonte (Welcome, 1993), fournissent une indication chronologique à ce premier (?) apport détritique concentré depuis l'Aigoual jusqu'au fossé de l'Hérault à travers les Causses orientaux (fig. 8). Alors que l'organisation spatiale de ces terrains est très largement oblitérée par le jeu de phases tectoniques ultérieures -fait bien matérialisé en particulier par le constant contrôle tectonique des terrains burdigaliens du fossé de l'Hérault- la paléogéographie de la vallée messino-pliocène de l'Hérault (Ambert 1989, 1990, 1994) reste parfaitement lisible en aval des gorges. Ce contraste démontre un assouplissement tectonique net à la fin du Messinien. Il n'exclut pas tout mouvement à grand rayon de courbure postérieur dans la plate-forme carbonatée des Causses.

b) Les témoins fluviatiles scandant l'évolution des gorges de la Vis pendant les deux derniers millions d'années restent eux aussi extrêmement modestes en comparaison de ceux précédemment décrits dans le Tarn. Les vestiges les plus explicites de l'enfoncement graduel de la rivière restent les méandres recoupés, étagés à divers niveaux des gorges, les seuls à avoir conservé des alluvions anciennes de la rivière (fig. 9). Ces méandres, qui n'ont pas de valeur chrono-stratigraphique intrinsèque, sont par contre de bons marqueurs d'actions hydrodynamiques révolues. On en connaît dans plusieurs canyons des Grands Causses. Citons celui d'Ebrias (Tarn en aval de Millau), des Plos (Trévezel), ou ceux de la région de Villaret (vallée de l'Hérault en amont de Saint-Guilhem). Ils sont classiquement attribués aux phases périglaciaires du Quaternaire (Ambert *et al.*, 1978, a). Tous sont situés nettement en contrebas des lèvres des canyons, ce qui est le cas de ceux de la Vis (les gorges dans ce secteur ayant plus de 300 mètres de pro-

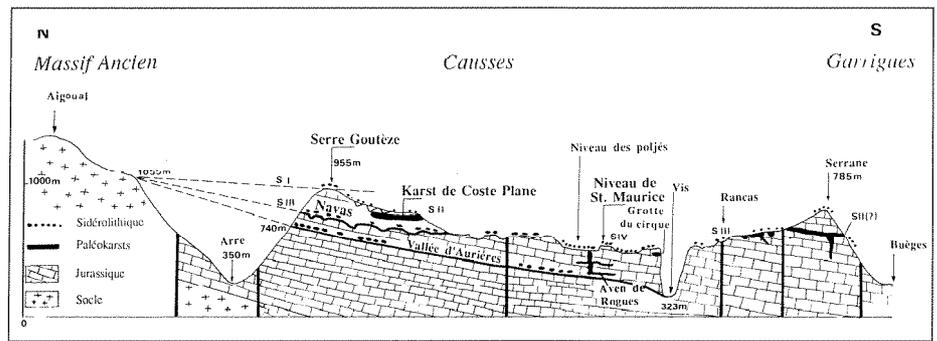


Fig. 8. – Coupe synthétique des relations entre le Massif Ancien (Lingas-Aigoual), les Grands Causses (Blandas) et le faisceau cévenol (Séranne, Buèges) soulignant la position des apports siliceux («siderolithique») depuis le premier aux travers des seconds.

Fig. 8. – Synthetic cross-section of the Grands Causses (Blandas) between the edge of the old basement and the Cévennes fault, showing the siderolitic flow sites.

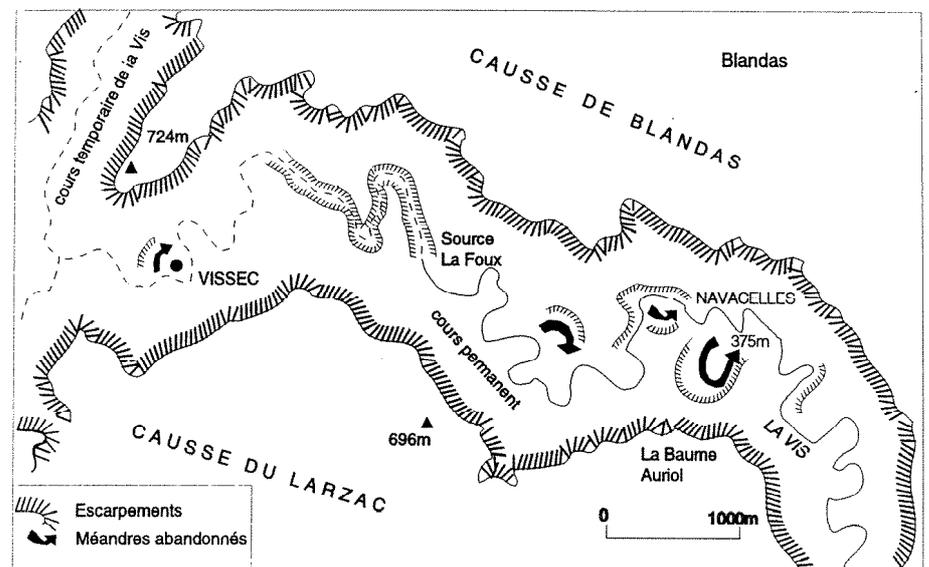


Fig. 9. – Les paléo-méandres de la vallée de la Vis, seuls témoins de l'évolution aérienne du canyon.

Fig. 9. – Abandoned meanders in Vis valley, providing evidence of the aerial evolution of the canyon.

fondeur), puisque le plus haut, celui de Roques-Altes cote à 70 mètres au-dessus du lit actuel, celui des Vignes, + 45 m, alors que ceux de Vissec et Navacelles sont en position de basse terrasse.

Les deux premiers sont fossilisés par des brèches et éboulis périglaciaires particulièrement épais (10-15 mètres) qui montrent -sans prouver une relation de cause à effet avec les recoupements- l'importance de la cryoclaste sur ces versants, dont les dépôts ont été déblayés partout ailleurs par les érosions postérieures. Ces éboulis ne sont nulle part datés, à l'exception de ceux conservés, au toit des gorges, dans la petite grotte du Belvédère de Blandas (grotte du Cirque). Une faune à *Bison priscus* y a été découverte avec une dent de *Pliomys*

sp., rongeur spécifique du Quaternaire moyen (Ambert *et al.*, 1978 ; Ambert, 1994). Elle atteste l'existence d'une phase périglaciaire de même âge mais n'a aucune implication chronologique pour le creusement des gorges.

c) Le méandre recoupé de Navacelles "véritable réussite morphologique" (Enjalbert, 1967) mérite une description détaillée, autant pour cette perfection de forme que pour l'originalité de son façonnement (fig. 10). Contrairement à une opinion répandue (Enjalbert, 1967 ; Bousquet *et al.*, 1980), ce recoupement de méandre n'est pas lié à un remblaiement périglaciaire, mais à une morphogenèse postérieure à la dernière phase froide contemporaine du début de l'Holocène.

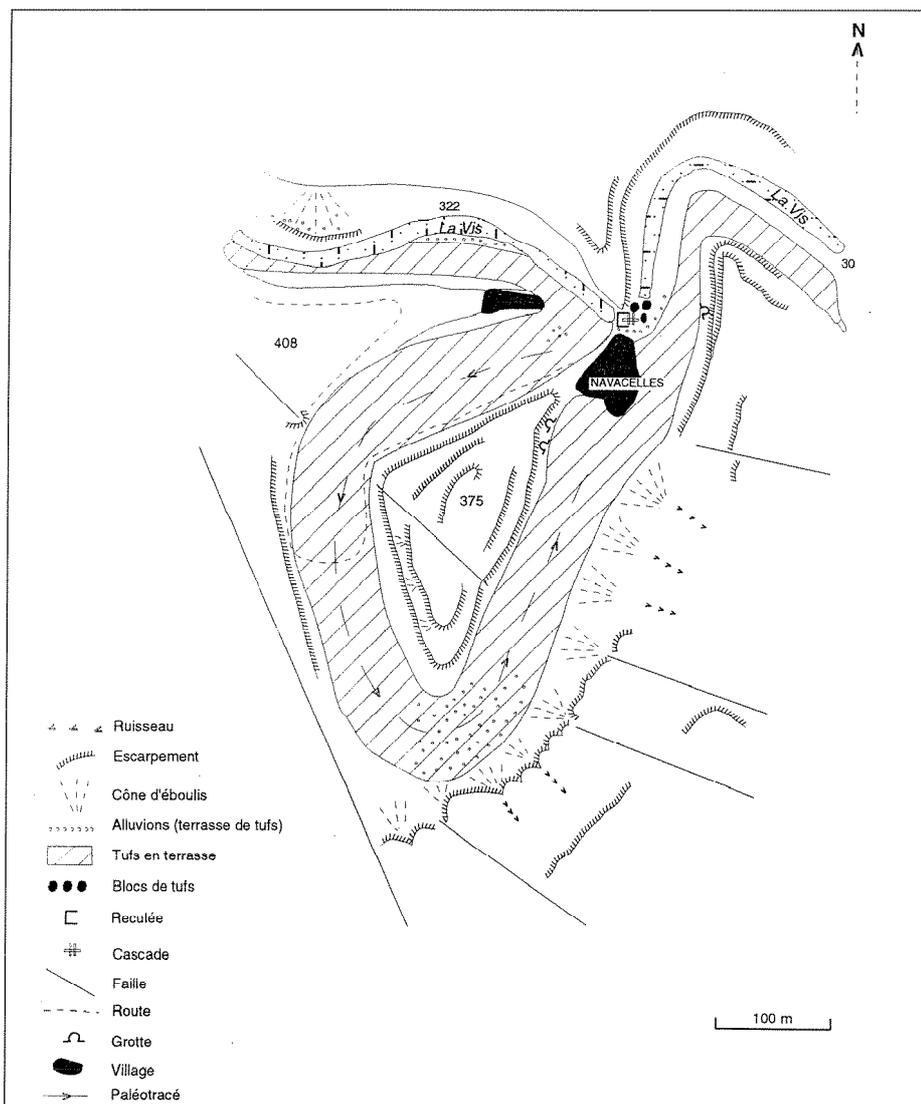


Fig. 10. - Schéma morphologique du méandre de Navacelles.

Fig. 10. - Geomorphology of the Navacelles meander.

En effet, si le cirque de Navacelles (fig. 10) correspond à un recouplement de méandre, contrairement au cas classique, la longue phase d'érosion des rives concaves a été suivie d'une phase d'accumulation de tufs qui en exhaussant le lit est à l'origine du recouplement (fig. 11 ; Ambert *et al.*, 1978, a).

Ces tufs forment une véritable terrasse qui se prolonge en aval bien au-delà de l'anneau verdoyant si caractéristique du cirque. On la suit depuis le pont de la route de Navacelles à Blandas jusqu'à l'aval de Madières. De ce dernier point, jusqu'à la cascade de Navacelles, elle forme un net replat, 10 mètres au dessus du lit actuel de la rivière. Au-delà, l'altitude de la terrasse de tufs décroît considérablement. Il est possible qu'en amont du pont précité elle soit fossilisée sous le

plancher alluvial actuel jusqu'à la source de la Foux (étiage $1 \text{ m}^3/\text{s}$).

L'âge de cette travertinisation a été déduit de diverses études (Ambert *et al.*, 1978, a et b), en particulier de datations ^{14}C (6200 et 6100 ± 100 B.P.), qui confirment pleinement l'âge post-würmien établi par P. Marcelin (1954) sur la foi de récoltes malacologiques. L'absence, dans le cirque (fig. 9), d'un important tablier de grèzes antérieur aux tufs plaide en faveur d'une activité soutenue de la Vis dans le méandre jusqu'à la fin de la dernière phase périglaciaire.

Si l'âge des tufs est bien ciblé, par contre le point de départ de leur réentaille en terrasse est moins connu. Cette incision d'une dizaine de mètres se bloque à l'amont contre les strates juras-

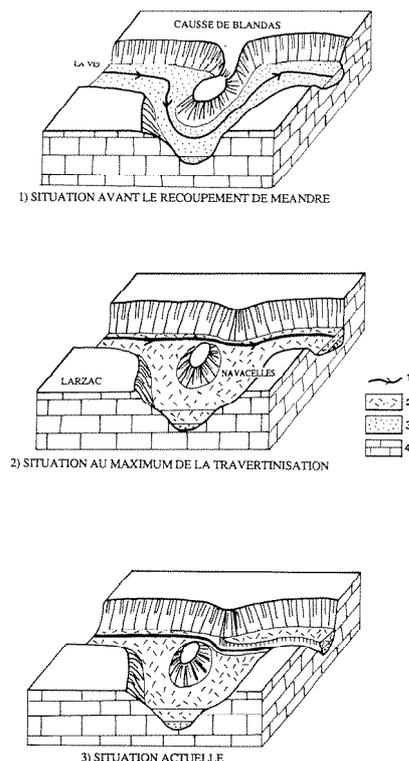


Fig. 11. - Le méandre de Navacelles. Schéma de son évolution à l'Holocène. 1- Cours de la Vis ; 2- Tufs holocènes ; 3- alluvions fini-wurmienne ; 4- calcaires jurassiques.

Fig. 11. - Navacelles meander. Holocene evolution. 1- Vis stream; 2- Holocene travertine; 3- Late Wurmian alluvium; 4- Jurassic limestone.

siques de l'isthme du paléo-méandre de Navacelles, obstacle que la rivière a seulement aujourd'hui commencé à entailler et qu'elle franchit en cascade. L'ampleur de ce creusement postérieur à l'optimum Atlantique n'a rien d'étonnant lorsque l'on sait que plusieurs séquences de tufs et travertins provençaux ou languedociens montrent une évolution contemporaine, similaire. C'est en particulier le cas à Saint-Guilhem-le-Désert où le Verdu s'est également emboîté de 20 m en contrebas des terrasses de tufs élaborées entre 7710 ± 50 BP et 2070 ± 80 BP (Ambert et Gasco, 1989). Cette homogénéité dans les manifestations de la morphogénèse subactuelle avec abandon de la travertinisation et reprise de l'érosion verticale des tufs est assez générale non seulement en Languedoc mais aussi en Provence pour qu'on puisse y déceler au moins *pro parte* le rôle de l'homme sur la biosphère et l'évolution géomorphologique. La déforestation s'accompagne d'une charge terrigène accrue, qui gêne la croissance des algues et mousses encroûtantes, et d'un ruisselement plus

important. Il en découle une corrosion moindre d'où la recrudescence de l'agressivité des eaux au détriment des dépôts de tufs précédents. Cette agressivité, à la fois chimique et mécanique, est la principale cause du recouplement de méandre de Navacelles. On peut constater en outre que le cours d'eau actuel ne surcreuse jamais la roche en place au cours de cette phase récente. L'érosion linéaire se borne à déblayer le remblaiement de tufs et à exhumer l'incision atteinte à la fin du Würm.

Conclusion

L'étude de la marge méridionale des Grands Causses, associant les bassins versants méditerranéen et atlantique, est déterminante pour la compréhension de l'évolution des paysages caussenards. En effet, ils forment deux termes com-

plémentaires, qui depuis le début du Néogène, obéissent à des sollicitations géodynamiques très différentes. La concordance des résultats obtenus sur le périmètre des Causses méridionaux renforce la démonstration et tend à la valider en accord avec les travaux réalisés sur la marge méridionale du Plateau Central (Simon-Coinçon, 1989 ; De Goër, 1972). Cette analyse comparée permet de fixer désormais au Néogène supérieur (Serravallien ?, Tortonien ?), vers 15-13 millions d'années, le début du creusement des vallées régionales. Des transits détritiques antérieurs entre l'Aigoual et le fossé inférieur de l'Hérault sont même enregistrés dans les sédiments du piémont méditerranéen dès le Burdigalien moyen. Ils préfigurent le cours d'un paléo-Hérault sensiblement de même direction que le fleuve actuel.

Néanmoins, les informations précédentes ne peuvent être extrapolées à l'ensemble des domaines géomorphologiques péri-caussenards, à ceux du domaine montpellierain en particulier. Pas de surface d'érosion conservée sur les Causses, alors qu'elle est omniprésente à l'est ou elle a été entretenue par des phases d'érosion-corrosion continentales sous-tendues par les hauts niveaux eustatiques burdigaliens et pliocènes lesquels dans le compartiment nord des Causses n'ont pas, ou peu, joué sur le développement de l'érosion verticale.

Remerciements

Nous remercions C. Cavelier, P. Dubois, et R. Simon-Coinçon pour leurs remarques et suggestions qui ont enrichi le manuscrit initial, Y. Barnier de l'URA 903 du CNRS pour une partie de la mise au net des illustrations.

Références

- AGUILAR J.P. (1981). – Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée Occidentale. Thèse Sci. Montpellier II, 203 p.
- ALABOUVETTE B. et coll. (1982). – Notice explicative de la feuille Lodève à 1/50000^e, Carte géologique de la France, BRGM. ed., Orléans, n° 989, 52 p.
- ALABOUVETTE B., AZEMA C., BODEUR Y., DEBRAND-PASSARD S. (1984). – Le Crétacé supérieur des Causses (sensu lato), *Géologie de la France*, BRGM, Orléans, n°1-2, pp. 67-73.
- ALABOUVETTE B., BODEUR Y. et coll. (1988). – Notice explicative de la feuille Le Caylar à 1/50000, Carte géologique de la France n° 962, BRGM ed., Orléans 63 p.
- AMBERT M., AMBERT P. (1992). – Les mégalapiès dolomitiques des Grands Causses : Morphogenèse Néogène et Evolution Quaternaire, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Berlin, Actes du Congrès de Francfort. Suppl. Bd., 85, pp. 73-87.
- AMBERT M., AMBERT P., COULET E., FABRE G., GUENDON J.L., NICOD J., ORENGO C. (1978 a). – Le Causse de Blandas (Gard). Présentation d'une carte géomorphologique à 1/25 000, *Méditerranée*, n° 1-2, pp. 3-21.
- AMBERT M., AMBERT P., COULET E., FABRE G., GUENDON J.L., NICOD J., ORENGO C. (1978 b). – Le Causse de Blandas et le canyon de la Vis, étude géomorphologique, Trav. ERA 282, Aix, et Mem CERGA Montpellier, 52 p.
- AMBERT P. (1979). – Le Causse de Guilhaumard (Grands-Causses), Carte à 1/25 000, Mem CERGA n° 20 et ERA 282, n° 8, pp. 1-16.
- AMBERT P. (1982). – Le Causse de Guilhaumard : Recherches géomorphologiques, Phénom. Karstiques III, Mem et Doc. CNRS, pp. 17-32.
- AMBERT P. (1984). – La région de Millau (Grands Causses). Présentation d'une carte géomorphologique en couleurs à 1/25 000, *Méditerranée*, n° 3, pp. 43-56.
- AMBERT P. (1989). – L'Abri des Canalettes (Nant-Aveyron) : Présentation géomorphologique. Travaux URA 903 du CNRS, n° XVIII, pp. 35-51.
- AMBERT P. (1990). – L'évolution géomorphologique des Grands Causses méridionaux depuis le Néogène. (Carte géomorphologique à 1/25 000 de Millau H.T.), *Zeitschrift für Geomorphologie*, Karst Atlas, Suppl. Band 77, pp. 1-24.
- AMBERT P. (1992). – Karst et volcanisme dans les Grands Causses méridionaux (Larzac- Sauveterre), Actes du Colloque A.G.F., Rythmes morphologiques en domaine volcanisé, Clermont-Ferrand, pp. 103-114.
- AMBERT P., sous la direction de (1993 a). – L'évolution quaternaire du Languedoc Central et des Corbières littorales déduite des séquences bio et chronostratigraphiquement bien calées, Livret-guide de l'excursion 1993 en Languedoc de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, *Etudes de Géographie Physique*, Aix-en-Provence, Suppl. au n° 22, 70 p.
- AMBERT P. (1993 b). – Réflexions concernant le périglaciaire pléistocène du Midi méditerranéen français, Mélanges en Hommage à P. Gabert, *Bull. Centre Géomorphologie Caen*, 42, pp. 1-9.
- AMBERT P. (1994). – L'évolution du Languedoc Central depuis le Néogène, (Grands Causses méridionaux, piémont languedocien) Document n° 231 du BRGM, Orléans, 210 p. + 3 cartes géomorphologiques en couleur h.t.
- AMBERT P., BOVEN A., LEROY S., LÖVLE R., SERET G. (1990). – Révision chronostratigraphique de la séquence paléobotanique de Bernasso (Escandorgue-Midi de la France), *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 311, (2), pp. 413-419.
- AMBERT P., GASCO J. (1989). – Les tufs de Saint-Guilhem le Désert, témoins de l'évolution holocène d'une reculée karstique languedocienne. Etat des connaissances, *Bull. Mus. Anthropol. Préhist.* Monaco, 32, pp. 63-85.
- AMBERT P., GUENDON J.L., VAUDOUR J., MAGNIN F., ROIRON P., QUINIF Y., AGUILAR J.P., MARINVAL Ph. (1992). – Paléoenvironnements au Pléistocène moyen dans la vallée du Tarn : la formation travertineuse de la Rouquette (Creissels-Aveyron), *Geobios*, Lyon, Mem Sp. n° 14, pp. 133-139.

- AMBERT P., MARTIN Ph., GUENDON J.L. (1994). – Le karst de la source de l'Esperelle (Larzac Nord-est) : Etude hydrogéomorphologique, *Etudes Géographie Physique*, Aix, URA 903, n° 23, pp. 63-80.
- AMBERT P., TAVOSO A. (1981). – Les formations quaternaires de la vallée du Tarn entre Millau et Saint-Rome du Tarn, *Paléobiol. Continent., Montpellier*, 12, n° 1, pp. 185-193.
- AMBERT P., VERNHET A., sous la direction de (1993). – Les Hommes et leurs environnements quaternaires dans les Causses de l'Aveyron, Musée de Millau, 52 p.
- BAUDRIMONT A.F., DUBOIS P. (1977). – Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : Le Sud-Est de la France, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 1,1, pp. 261-308.
- BERGER E. (1964). – Le volcanisme des Causses lozériens. Dipl. Et. Sup. Orsay, 74 p.
- BERGER E. (1975). – Dynamisme et pétrologie du volcan d'Eglazines, *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **281**, (D), pp. 367-370.
- BODEUR Y. (1976). – Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux des environs de Ganges (Hérault), *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **282**, pp. 961-963.
- BÖGLI A. (1960). – Kalklösung und Karrenbildung, *Zeitsch. für Geomorphol.*, Suppl. 2, pp. 4-21.
- BOUSQUET J.C., VIGNARD G. (1980). – Découverte géologique du Languedoc méditerranéen, BRGM ed., Orléans, 96 p.
- CADILLON M. (1970). – Les sols des causses du Larzac, Thèse 3^e Cycle Sci., Montpellier, 219 p.
- CALS D., PREVER-LOIRI R., ROUSSET C. (1980). – Les terres rouges des Grands Causses du Massif Central, *Rev. géol. dyn. Géogr. phys.*, **22**, 4-5, pp. 343-356.
- CAUSSE C. (1965). – Les appareils éruptifs de la région de Millau, D.E.S., Sciences, Orsay.
- COMBES P.J. (1990). – Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises, *Geodinamica Acta*, Paris, 4,2, pp. 91-109.
- COULET E. (1975). – Morphologie des Plaines et des Garrigues Languedociennes. Thèse d'Etat Lettres, Montpellier, 2 042 p.
- DUBOIS P. (1970). – Sur la morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire nord montpelliéraine. Actes de la Réunion Intern. de Karstol., *Et. et Trav. de Méditerranée*, pp. 37-50.
- DUBOIS P. (1985). – Notes karstologiques sur les Grands Causses, *Bull. Soc. Lang. Géog.*, **19**, n° 3-4, pp. 197-226.
- ENJALBERT H. (1967). – La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux. Essai de chronologie. *Mem et Doc. CNRS*, 4, pp. 295-328.
- FABRE G. (1909). – Le volcan d'Eglazines (Aveyron), *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **148**, pp. 584-586.
- GEZE B. (1955). – Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc, *Bull. Volcan.*, Naples, **17**, pp. 73 -89.
- GILLOT P.Y. (1974). – Chronométrique par la méthode K /Ar des laves des Causses et du Bas-Languedoc. Interprétation, Thèse Sci. Orsay, 61 p.
- GOËR de HERVÉ de (1972). – La planèze de Saint-Flour (Massif volcanique du Cantal-France), Thèse d'Etat Sci., *Ann. Sci. Univ. Clermont*, n° 47, 254 p.
- ILDEFONSE J.P. (1970). – Contribution à l'étude du volcanisme de l'Escandorgue (Hérault) et de ses enclaves, Th. doct. Sp. Orsay, 207 p.
- JULIAN M. (1965). – Le modelé quaternaire des versants de la bordure des Grands-Causses (région de Millau), *Méditerranée*, Aix en Pce., 3, pp. 161-169.
- LEHMANN H. (1970). – Über «Verzauberte Städte (ciudades encatadas, villes de rocher) und ähnliche "Naturspiele" in Carbonatgesteinen Südwest Europas », Universität Frankfurt/Main, **8**, N.R.2, pp. 7-24.
- MARCELIN P. (1954). – Notes sur quelques tufs du département du Gard, Hommage au Professeur G. Kuhnholz-Lordat, *Annales Ecol. Nat. Agric. Montpellier*, **39**, n° 3, pp. 95-106.
- MARTEL E.A. (1885). – Plan topographique de Montpellier-le-Vieux, *Ann. Club Alpin Français*, **12**, pp. 229-235.
- MARTEL E.A. (1936). – Les Causses Majeurs, Ed. Artières et Maury, Millau, 510 p.
- NICOD J. (1972). – Pays et Paysages du Calcaire, P.U.F. Paris, "Le Géographe", n° 7, 244 p.
- NICOD J. (1975). – Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens, *Bull. Assoc. Géog. Fr.*, n° 428, pp. 284-297.
- PALOC H. (1972). – Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses, à 1/200 000, Notice explicative, Atlas hydrol. du Languedoc-Roussillon, Montpellier, 82 p.
- SALVAYRE H. (1969). – Contribution à l'étude hydrogéologique de la région méridionale des Grands-Causses, Thèse Sci. Bordeaux, **1**, 343 p., **2**, 38 p.
- SCHWARZ R. (1970). – Die schichtstufenlandschaft der Causses. *Tübinger Geographische Studien*, n° 39, 106 p.
- SEMAH F. (1983). – Etude paléomagnétique des tufs du sondage de Peyre I, Rapport de la R.C.P. 576 "Le Milieu naturel au quaternaire dans les Causses et vallées périphériques", Montpellier, pp. 20-24.
- SIMON COINCON R. (1989). – Le rôle des paléooltérations et des paléofformes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français), Thèse Lettres Paris I, *Mem. Sci. Terre*, n° 9, 290 p.
- SUC J.P. (1978). – Analyse pollinique de dépôts plio-pléistocènes du sud du massif basaltique de l'Escandorgue, *Pollen et Spores*, **20**, 4, pp. 497-512.
- VERNET J.L. (1985). – Ecologie des Causses au Quaternaire, *Bull. Soc. Lang. Géogr.*, **19**, 3-4, pp. 265-286.
- VERNET J.L., AMBERT P., ANDRE J., BRUGAL J.P., CASANOVA J., MICHAUX J., SEMAH F. (1984). – Paléoenvironnement quaternaire dans la région de Millau à partir des travertins, des macroflores et des faunes, *Geobios*, Mém. Spéc., **8**, pp. 125-131.
- WELCOME J.L. (1993). – Le proboscidiien du Mazet et les faunes de vertébrés continentaux du Burdigalien de la basse-vallée de l'Hérault (Languedoc-Sud de la France), Diplôme E.P.E.H.E., Sciences, Montpellier, 105 p.