

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/264233061>

Reconstitution morphologique du Causse du Larzac : Rôle des formations superficielles dans la morphogenèse karstique.

Article in *KARSTOLOGIA* · January 2002

DOI: 10.13140/2.1.1241.1521

CITATIONS

13

READS

826

1 author:



Laurent Bruxelles

Institut national de recherches archéologiques préventives

269 PUBLICATIONS 1,349 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



First societies of food production in the Horn of Africa [View project](#)



Diffusion and transmission of ceramics techniques and style in Ethiopian Rift: Ethnoarchaeological studies of Oromo, Wolyta and Wataa potter communities (Arsi, Oromoiya)" [View project](#)

Reconstitution morphologique du Causse du Larzac

(Larzac central, Aveyron, France)

Rôle des formations superficielles dans la morphogenèse karstique

Laurent BRUXELLES

Laboratoire de Géologie Fondamentale et Appliquée, Faculté Polytechnique de Mons, 7 rue Houdain, B-7000, Mons, Belgique,
laurentbruxelles@aol.com

RÉSUMÉ : L'étude des sédiments post-jurassiques, des formations superficielles, et des dépôts piégés dans les cavités karstiques a permis, en les associant aux formes du relief, de reconstituer plusieurs événements majeurs dans l'évolution morphologique du Causse du Larzac. La découverte de témoins d'une couverture sédimentaire crétacée permet de saisir les premières étapes morphogéniques des plateaux des Grands Causses. Après l'épisode bauxitique, la transgression coniacienne a d'ailleurs fossilisé une paléotopographie différenciée sous une centaine de mètres de calcaires gréseux. Dans un second temps, l'érosion de ces dépôts libère une grande quantité de matériel. Il s'incorpore à des altérites variées, allochtones ou autochtones (formations quartzzeuses, argiles à chailles), constituant une véritable couverture superficielle qui a contribué au développement d'aplanissements karstiques crevés de méga-dolines (sotchs). Entre l'Éocène et le Miocène, ces mêmes processus continentaux déterminent l'enfoncement

de la surface karstique scandé par des niveaux de replats emboîtés. Aux processus d'aplanissement se substituent ensuite des dynamiques d'érosion linéaire marquées par le creusement des canyons et des reculées karstiques. Depuis le Miocène, la surface du plateau est profondément affectée par le soutirage karstique qui engendre poljés, dolines et réseaux souterrains.

MOTS-CLÉS : Formations superficielles, altérites, karst, Crétacé supérieur, Tertiaire, Larzac, Grands Causses, France.

ABSTRACT : DEPOSITS AND SUPERFICIAL FORMATIONS OF THE LARZAC CENTRAL : MORPHOLOGICAL ROLES AND INTEREST FOR THE PALAEO-LANDSCAPE RECONSTRUCTION. The study of post-Jurassic deposits, superficial formations which stay on the plateau or are preserved in caves permits us, together with the morphologies of landscape, to reconstitute the main steps of morphological evolution of this part of the Larzac.

In particular, the discovery of numerous witnesses of cretaceous cover, marine

and continental, let us know the first morphogeneses of the Grands Causses. After the bauxite episode, coniacian transgression fossilized a differentiated palaeotopography under one hundred meters of sandy limestone.

After, the erosion of this deposits and the transit of various alterites, allochthonous or autochthonous, show further morphological steps. These formations can constitute a real cover and contribute to the development of karstic levellings.

Residual formations, associated with levels of shelves, regulate lowering of karstic surface between Eocene and Miocene, before the canyon digging and the development of karstic reculées. Then, between Miocene and Quaternary, karst declogging changes radically the evolution of the plateau surface and let appear poljes, dolines and underground network. Only some specific areas can keep their cover of alterites and maintain, temporally, an old functioning.

KEY WORDS : Superficial formations, alterites, karst, Upper Cretaceous, Tertiary, Larzac, Grands Causses, France.

INTRODUCTION

Aucun essai de caractérisation sédimentaire et chronologique n'avait été réalisé jusqu'à ce jour sur les formations superficielles et les remplissages karstiques du Larzac. Ces formations étaient

communément regroupées sous le terme de "terre rouge des Causses" [Rousset, 1970 ; Cadillon, 1970 ; Prever-Loiri, 1979 ; Cals *et al.*, 1980]. Les travaux récents [Ambert, 1994 ; Bruxelles, 1995 et 2001 ; Bruxelles *et al.*, 1999 a et b] ont montré à la fois leur diachronisme, leur

diversité sédimentaire et leur variété faciologique.

La cartographie de ces différentes formations et leur association avec les formes majeures ont permis de reconsidérer l'évolution morphogénique de ce causse.

A. Les différentes perceptions de la morphogénèse caussenarde

L'évolution des formes majeures des Grands Causses a fait l'objet, depuis plus d'un siècle, de prises de position variées. Elles peuvent être regroupées en trois étapes qui correspondent à des visions différentes du karst caussenard :

- **Les premiers travaux** [Martel, 1883, 1930, 1936 ; Fabre, 1906 ; Baulig, 1928, Marres, 1935 ; Corbel, 1954] situent au Miocène le soulèvement des massifs anciens et la première hiérarchisation des paysages. Au Pliocène, attestés par les alluvions fluviales des plateaux, des réseaux de vallées peu encaissées sillonnent le plateau tandis que les premières circulations hypogées se mettent en place. Enfin, au Quaternaire se réalise l'essentiel de l'enfoncement du réseau hydrographique.

- **La vision des géologues** découle de deux concepts théoriques [Denizot, 1952 ; Dubois, 1969 et 1985]. Le premier développé à partir de l'après-guerre, s'appuie sur l'étude des grandes vallées alluviales où les vallées quaternaires s'inscrivent en contrebas du toit du remblaiement pliocène. Avec le développement de la notion de néotectonique, justifié mais inconsidérément étendu, on en vient à tort à considérer que les arrière-pays pliocènes devaient être eux aussi aplanis. Ainsi, comme sur le piémont, on considère que les vallées débutent leur incision à partir du Quaternaire. Le second concept est basé sur l'étude des appareils et formations volcaniques des Grands Causses. À une époque où les datations absolues des basaltes n'existaient pas, la comparaison fut faite entre certains appareils caussenards présumés avortés et ceux du Bas-Languedoc mis en place au Quaternaire [Gèze, 1955]. De fait, les vallées qui recoupent ces appareils, dont certains étaient rapportés au Miocène, étaient nécessairement postérieures.

- **Les travaux récents** sur la bordure méridionale du Larzac [Ambert, 1979] utilisent les datations absolues des basaltes et conduisent à envisager une évolution plus longue, finalement assez proche de celle proposée par Martel. Depuis, la révision de nombreuses séquences et l'acquisition de nouvelles datations [M. et P. Ambert, 1995 ; Ambert, 1990, 1994] ont permis de préciser cette évolution impliquant désormais

le Miocène dans le creusement des canyons.

B. Les données actuelles sur l'âge des gorges recoupant les Grands Causses

Les travaux de Paul Ambert ont permis de caler dans le temps une étape majeure de l'évolution des Grands Causses : le creusement des gorges. L'étude conjointe des alluvions néogènes du Bas-Languedoc, du volcanisme caussenard et des travertins fournit plusieurs repères chronologiques et introduit désormais le long terme dans l'évolution morphologique des causses.

Ainsi, les dépôts fluviaux deltaïques à forte proportion de galets de quartz de la basse vallée de l'Hérault matérialisent le début d'un transit concentré à travers le Causse du Larzac et ce, dès l'Oligocène terminal [Aguilar, 1981 ; Ambert, 1990 a ; Welcome, 1993].

Ces dépôts s'accordent en outre assez bien avec la première phase de creusement des gorges du Tarn déduite du volcan d'Eglazines. Ce volcan *pro parte* aérien, situé dans les gorges du Tarn entre Méjean et Sauveterre et daté de 13 Ma, illustre l'ébauche d'un réseau hydrographique à travers les causses. Le volcan d'Azinières, situé à une dizaine de kilomètres au NO de Millau et daté de 5,75 Ma, apporte d'autres informations capitales. Largement inscrit en contrebas de la surface des plateaux, ce volcan démontre qu'au Miocène terminal le creusement des gorges était déjà largement amorcé.

L'Escandorgue méridional fournit les meilleures preuves d'un creusement pré-Quaternaire des vallées de la bordure méridionale du Larzac [Ambert, 1990 a]. En effet, la vallée de Bernasso révèle l'existence d'un système fluvial d'une centaine de mètres de profondeur fossilisé par la mise en place d'un volcanisme explosif daté de 2.05 Ma.

Enfin, l'étude des travertins de Millau, en interférence avec des terrasses alluviales permet de caler les dernières étapes du creusement des gorges du Tarn. Le travertin de Peyre (en aval de Millau) qui se situe une quarantaine de mètres au-dessus du cours actuel du Tarn, possède un âge supérieur à 720 000 ans sur la base combinée de datations U/Th et d'un paléomagnétisme à dominante négative. Cet exemple souligne la faiblesse du creusement postérieur du Tarn, c'est-à-dire durant le Quaternaire moyen et récent.

Ainsi, au vu de ces arguments convergents, il est désormais permis de considérer que le creusement des vallées régionales s'est en grande partie réalisé au Néogène.

I. LE CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE DU LARZAC CENTRAL

A. Situation de la zone étudiée

Le Causse du Larzac est situé au sud du massif central et constitue le plus grand des Grands Causses (environ 1000 km²). Le secteur pris en compte dans notre travail correspond sensiblement à la partie centrale de ce causse (figure 1). Il est constitué par les plateaux du Causse de l'Hospitalet et du Causse de Campestre. Il est bordé à l'est par le canyon de la Vis et à l'ouest par la butte-témoin du Combalou (Roquefort-sur-Soulzon). La limite septentrionale correspond globalement à la faille de l'Hospitalet, même si dans cet article nous aborderons le secteur de la Cavalerie. Enfin, la faille de Saint-Michel fait office de limite sud (figure 2).

B. Le contexte litho-stratigraphique

La série sédimentaire des Grands Causses, épaisse de 1500 à 2000 mètres, est constituée de calcaires, de dolomies et de marnes. Ces formations se sont déposées du Trias au Crétacé inférieur dans le bassin sédimentaire des Grands Causses, vaste dépression subsidente du socle paléozoïque [Baudrimont et Dubois, 1977 ; Dubois, 1985 ; Alabouvette *et al.*, 1988].

Le massif schisto-gréseux et granitique de l'Aigoual constitue le socle cristallin au-dessus duquel viennent les dépôts du Trias. Le Lias calcaire est séparé des formations du Dogger et du Malm par une épaisse série marneuse liasique.

Le Jurassique moyen et supérieur constitue l'essentiel des affleurements à la surface des plateaux. Le Dogger concerne la partie occidentale du Causse de l'Hospitalet. Il est constitué des calcaires marneux de l'Aalénien au-dessus desquels viennent près de 80 mètres de calcaires à chailles (Bajocien inférieur). Ensuite, des calcaires oolithiques puis des calcaires à stipites passent brutalement à un complexe dolomitique, à l'origine des principaux paysages ruiniformes des causses. Le Malm, quant à lui, affleure essentiellement

dans la moitié orientale du Causse de l'Hospitalet et sur le Causse de Campestre (figure 3). La sédimentation carbonatée est ensuite plus uniforme : séries calcaires et dolomitiques allant de l'Oxfordien jusqu'au Tithonique.

Le Crétacé inférieur semble absent de la surface du causse. Cependant, il est présent à la périphérie du Larzac (région de Ganges) et il reste probable que des dépôts de cet âge ont existé sur le causse, déblayés plus tard par l'érosion.

La présence de Crétacé supérieur est signalée pour la première fois par P. Bernier [1967] sur le Causse de Campestre, sous la forme de dalles de calcaires gréseux à caractère marin attribué au Cénomaniens. À la périphérie du causse, quelques blocs de Crétacé supérieur sont découverts en 1984, piégés dans une poche contrôlée par une faille et éventrée par le canyon de la Virenque, une centaine de mètres en contrebas de la surface du plateau [Alabouvette *et al.*, 1984]. Ce sont essentiellement des argiles et marnes versicolores continentales du Turonien supérieur – Coniacien, des marnes continentales grises datées par leur flore pollinique du Santonien supérieur – Campanien et quelques blocs de grès marin. Nous reviendrons plus loin sur la description des dépôts du Crétacé dont nous avons découvert de nombreux affleurements.

C. Le dispositif structural et les différentes phases de mise en place

Le soubassement hercynien joue un rôle fondamental dans le style tectonique de cette région. La couverture a réagi solidairement avec le socle aux grands épisodes tectoniques dont découle une structure relativement simple. Elle est composée d'ensembles tabulaires sub-horizontaux affectés d'accidents de style essentiellement cassant. Pour la plupart, les grandes failles E-W sont d'anciennes failles, mobiles pendant le Trias et le Jurassique, qui ont rejoué pendant la phase pyrénéenne.

Le Causse de l'Hospitalet est constitué d'un vaste synclinal dissymétrique orienté est-ouest. Il est encadré par deux grandes failles inverses de même direction le long desquelles se sont développées les reculées de la Sorgues, du Cernon et du Durzon (figure 3).

À l'est de la Blaquerie, une série de failles normales subméridiennes abaisse

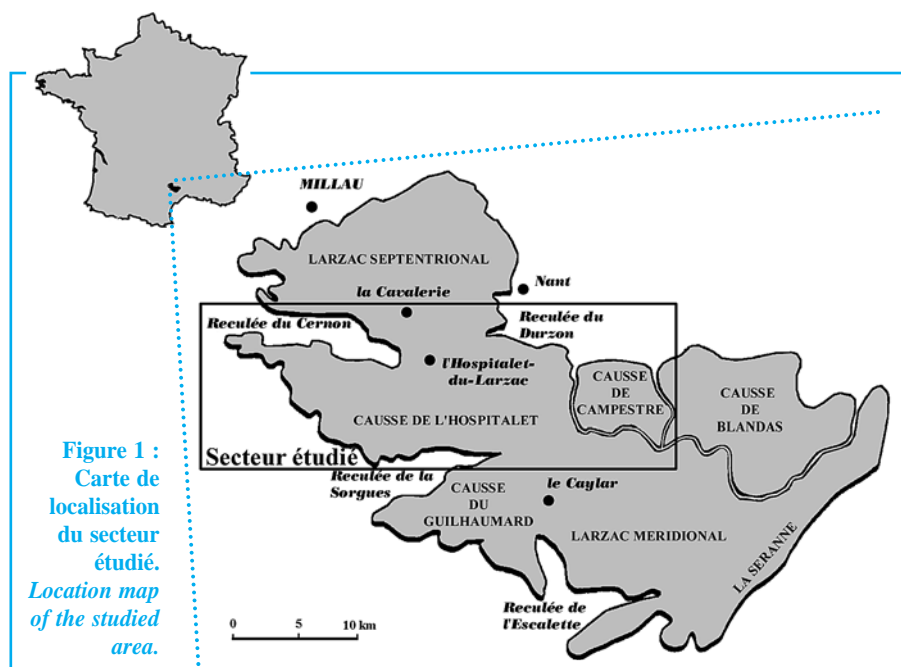


Figure 1 : Carte de localisation du secteur étudié. Location map of the studied area.

le compartiment oriental et permet aux formations du Malm d'affleurer plus largement. La structure synclinale est conservée entre les failles de l'Hospitalet et de Saint-Michel.

Le retrait de la mer s'opère vraisemblablement à la fin du Crétacé inférieur, en rapport avec la formation de l'Isthme Durancien plus au sud. Une longue période d'érosion, contemporaine de la formation de la bauxite en Provence et en Languedoc, succède à cette régression générale.

La transgression marine du Crétacé supérieur dont on connaît désormais plusieurs affleurements régionaux et causseards [Alabouvette *et al.*, 1984 et 1988 ; Ambert, 1994 ; Bruxelles *et al.*, 1999 a et b ; Bruxelles, 2001] est peut-être liée à un événement tectonique [Ball, 1973 ; Alabouvette *et al.*, 1988], mais plus sûrement à un haut niveau marin général [Haq *et al.*, 1987]. Celle-ci s'achève au Crétacé terminal (Maastrichtien) lors des prémices de la phase compressive pyrénéo-provençale qui provoque le retrait définitif de la mer [Guiraud et Bosworth, 1997 ; Guiraud, 1998 ; Guiraud et Bellion, 1995].

La déformation compressive associée à la phase pyrénéo-provençale va intéresser l'ensemble des Grands Causses et se caler, en grande partie, sur les accidents hérités de la période jurassique. Ainsi, les failles normales enracinées dans le socle vont rejouer avec des mouvements inverses à décrochants (failles de l'Hospitalet, de la Pezade et de Saint-Michel).

Une importante phase de distension datée de l'Oligocène moyen se traduit sur le causse par des jeux discrets [Combes, 1999]. En effet, seuls quelques indices

d'extension NW-SE ont été relevés près de Nant et de Vissec [Bonijoly et Delpont, 1982 ; Benedicto Esteban, 1996].

Les épisodes de déformation extensive miocène n'ont pas été relevés [Combes, 1999]. Nous n'avons pas trouvé dans notre secteur d'étude de signe tangible d'une activité tectonique importante durant le Néogène. Les différentes surfaces d'aplanissement, en tout cas pour les mieux conservées, nivellent la plupart des accidents. En revanche, le soulèvement général du bloc cévenol à partir du Miocène moyen [Lageat et De Goër, 1990 ; Le Griel, 1988] s'est traduit par l'incision des vallées et par l'emboîtement des morphologies karstiques.

De même, durant le Quaternaire, aucun mouvement relatif n'est décelable à la surface du Causse, y compris le long de la faille de l'Hospitalet. Nombre de ces accidents sont scellés par les basaltes d'âges variés et témoignent, dans tous les cas, de l'extrême faiblesse de ces jeux.

Connaissant ces différentes étapes dans la mise en place structurale des Grands Causses, il devient dès lors intéressant de voir comment elles s'inscrivent dans le modelé causseard.

D. Les caractéristiques et données du relief

Le Causse de l'Hospitalet oscille entre 700 à 900 m d'altitude (figure 2). Il est bordé de corniches, à l'exception du secteur central où il est séparé du Larzac nord par un escarpement de ligne de faille (faille inverse de l'Hospitalet-du-Larzac - Alzon). Au sud-est, la faille de Saint-Michel constitue un autre accident majeur

nettement visible dans le paysage, et qui matérialise le contact avec le Larzac méridional. La partie occidentale du Causse de l'Hospitalet est marquée par le développement de deux profondes reculées karstiques (le Cernon et la Sorgues). Dans la partie orientale, la reculée du Durzon a un développement beaucoup plus modeste. Elle est drainée par la Dourbie. La Sorgues, le Cernon et la Dourbie confluent avec le Tarn et appartiennent de ce fait au bassin-versant atlantique.

Le Causse de Campestre est isolé du massif cristallin du Lingas, du Causse de l'Hospitalet et du Larzac méridional par le canyon de la Virenque profond en moyenne d'une centaine de mètres. Le col de la Barrière est le dernier point de contact entre le massif ancien et le causse. La Virenque conflue en aval avec la Vis qui s'écoule entre les Causses de Campestre et de Blandas. Ces deux cours d'eau alloènes qui descendent des contreforts de l'Aigoual appartiennent au bassin-versant méditerranéen.

À la surface des plateaux, on distingue deux unités morphologiques (figure 3) : les secteurs en relief et les zones déprimées :

- **Les secteurs en relief** sont marqués par des topographies relativement accidentées, culminant parfois à plus de 900 mètres d'altitude. Ils présentent une grande variété de paysages tels que des buttes résiduelles, des replats recoupés par des vallées sèches et des dolines. Ces secteurs se situent à l'est et à l'ouest du poljé de l'Hospitalet.
- **Les zones déprimées** correspondent souvent à de vastes dépressions. Leur altitude varie entre 700 mètres et 800 mètres. La plus importante d'entre elles est la dépression centrale de l'Hospitalet.

1. Les replats morphologiques

L'observation du relief révèle l'existence de nombreux replats indépendants de la structure (pendage, faille, variation lithologique). Les plus hauts qui correspondent aux plus anciens, sont généralement assez mal conservés. Et inversement, les plus bas forment de grands plans relativement bien conservés malgré quelques soutirages pouvant les accidenter. Ces surfaces se raccordent entre elles par des bordures de corrosion plus ou moins dégradées.

Sur le terrain, nous avons identifié plusieurs surfaces. À partir de la plus

basse, nous avons défini les autres surfaces par leur altitude relative. Ainsi, en contre-haut de la S4, deux autres surfaces ont été identifiées : S3 et S2. Cet étagement est très net par exemple dans le secteur central du Causse de l'Hospitalet. La cartographie met en évidence leur cohérence avec les cotes d'altitude absolue et leur extension d'un bout à l'autre du secteur étudié. Elles autorisent donc l'utilisation de fourchettes altitudinales pour les caractériser. À ce titre, l'utilisation d'un modèle numérique de terrain permet d'illustrer ces constatations en réalisant une cartographie par tranche d'altitude (figure 3).

En comptant la Surface Fondamentale des Causses, on distingue donc quatre aplanissements majeurs (de haut en bas) :

- **La Surface Fondamentale des Causses 890-920 mètres (S1)**, bien que mal conservée et mal datée, est invoquée par l'ensemble des auteurs pour expliquer l'inadaptation du réseau hydrographique à la structure des causses [Coulet, 1962 ; Joly et Dewolf, 1985 ; Ambert, 1994]. Sa formation a pu débuter dès le retrait de la mer crétacée [Crétacé terminal ; Bruxelles *et al.*, 1999 b] et se poursuivre jusqu'à la fin de l'Éocène puisqu'elle nivelle les grands accidents pyrénéens qui morcellent le causse.
- **La surface 800-840 mètres (S2)** a une extension relativement importante. Très dégradée, on la retrouve sur l'ensemble du Larzac nord, sur le Causse de l'Hospitalet de part et d'autre de la dépression centrale ainsi qu'au nord du Causse de Campestre. Elle correspond au sommet des corniches dominant les reculées du Cernon et de la Sorgues et aux nombreux sommets du Causse de Sorbs et de Campestre.
- **La surface 740-750 mètres (S3)** est emboîtée dans la précédente. Elle est très nette dans la dépression centrale au sud de l'Hospitalet-du-Larzac et à l'ouest de la Blaquererie où elle se développe dans la dolomie bathonienne. Elle est bien exprimée aux environs du Caylar et du Cros, ainsi que sur la moitié sud du Causse de Campestre. Sur le Causse de Sorbs, elle tronque plusieurs petits reliefs calcaires.
- Enfin, **la surface 710 mètres (S4)**, la plus récente de ces surfaces d'aplanissement, est la mieux conservée. Elle est localement défoncée par des dépressions fermées et entaillée de talwegs secs. Les alvéoles de l'Hospitalet et de Caussenuéjous s'inscrivent d'une dizaine

de mètres dans cette surface. Cette surface est également bien développée au sud du Cros où elle tronque le sommet de l'anticlinal lié à la faille de Saint-Michel. Elle se prolonge vers le nord au-delà du Causse de Sorbs, jusqu'au Luc et au Salze. Dans ces secteurs, elle est recoupée par le canyon de la Virenque et le ruisseau des Mourgues.

Ces replats ne correspondent pas tous à des surfaces d'érosion généralisées mais vraisemblablement à des aplanissements locaux (surface de substitution karstique) dont il reste à définir les moteurs (cf. II). Quoiqu'il en soit, leur extension et le nivellement de certaines failles permettent de relativiser les rejeux tectoniques et leur rôle dans la morphogenèse caussenarde.

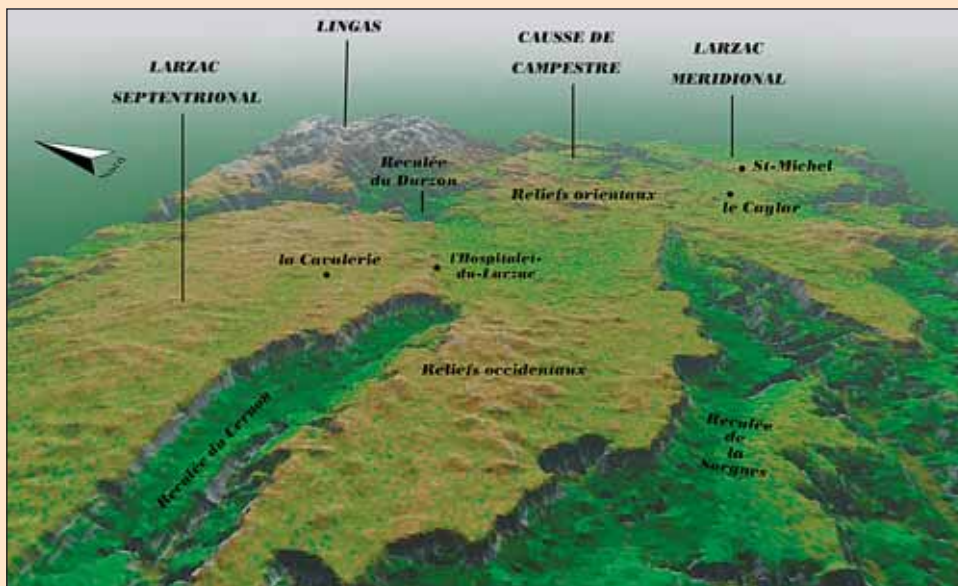
2. Le drainage karstique et les reculées karstiques

La zone d'étude se situe à cheval sur les bassins-versants atlantique et méditerranéen. Le drainage karstique se réalise soit en direction du Tarn par un système de reculées (Sorgues, Cernon, Durzon), soit en direction de la Méditerranée, via la Vis. En termes de bilan, la part des eaux se dirigeant vers le bassin versant atlantique est prédominante ; en effet, les trois sources vauclusiennes du Durzon, du Cernon et de la Mouline drainent les 3/4 du Causse de l'Hospitalet. Elles se localisent à proximité de l'axe de la gouttière synclinale, sur le tracé de la faille de l'Hospitalet. Les autres sources de ce secteur se situent au fond des reculées adjacentes qui indentent la bordure du causse. Seule l'extrémité orientale du Causse de l'Hospitalet ainsi que le Causse de Campestre échappent à cette organisation ; leur drainage est structuré en direction de la source de la Vis.

S'il ne fait aucun doute que l'essentiel du drainage actuel du causse est assuré par le karst, il faut noter que des circulations de surface et des lacs superficiels peuvent se mettre en place dans la partie centrale du Causse de l'Hospitalet, lors de précipitations exceptionnelles ; ceux-ci peuvent perdurer pendant plusieurs mois (photo 1). Ils correspondent à des débordements de nappes épikarstiques [Salvyre, 1969 ; Bruxelles et Caubel, 1996].

En dehors du caractère karstique du drainage, le Larzac central se caractérise par l'existence de nombreuses reculées qui s'apparentent, pour certaines, à de

Figure 2 : Modèle numérique de terrain montrant une vue vers l'est de l'ensemble du secteur étudié (depuis environ 3000 mètres d'altitude).
Digital Elevation Model showing main morphological units of the Larzac (from about 3000 meters high).



profondes saignées dans le causse. On peut distinguer deux types de reculées liés au contexte structural :

- **Les reculées orientées est-ouest** (le Cernon, le Durzon et la Sorgues), les plus vastes (plusieurs kilomètres de développement pour une largeur variant de 1 à 10 km et une profondeur dépassant 300 m), se développent à la faveur d'anticlinaux de direction est-ouest. Ces plis dissymétriques surélèvent les marnes du Lias qui constituent le substratum imperméable du karst. Ces reculées collectent également les eaux issues de reculées latérales, plus modestes, comme celles de Cornus ou de Saint-Beaulize au sud du Causse (photo 2).
- **Les reculées de la bordure méridionale du plateau** sont des reculées adjacentes à la reculée de la Sorgues. Profondes de 2 à 3 km pour une largeur n'excédant pas 3 km, elles répondent à des accidents locaux favorisant la collecte des écoulements hypogés et leur drainage à contre-pendage (pli, faille).

3. Le canyon de la Virenque

La Virenque est un cours d'eau alloène qui prend sa source sur les contreforts méridionaux de l'Aigoual (figure 3). Son canyon entaille le causse sur une vingtaine de kilomètres de longueur avant de confluer avec la Vis. Orientée est-ouest en amont de Sauclières, elle coule au fond d'une vallée dissymétrique entre le massif cristallin du Lingas et le Causse de Campestre. Puis, elle bifurque brutalement vers le sud et entaille en canyon (100 à 150 mètres de profondeur) les formations jurassiques (percée conséquente).

Au bout de 6 kilomètres, il dessine un nouveau coude en direction de l'est et rejoint 4 km plus loin le canyon de la Vis.

L'ensemble des apports, collectés avant l'entrée de la Virenque dans son canyon, provient des contreforts de l'Aigoual. Dès que le cours d'eau atteint les formations jurassiques, une série de pertes s'échelonnent qui peuvent absorber la totalité de son débit. Les eaux résurgent 12 kilomètres plus loin à la Foux de la Vis. En crue, les pertes s'engorgent, et la Virenque s'écoule alors partiellement à l'air libre.

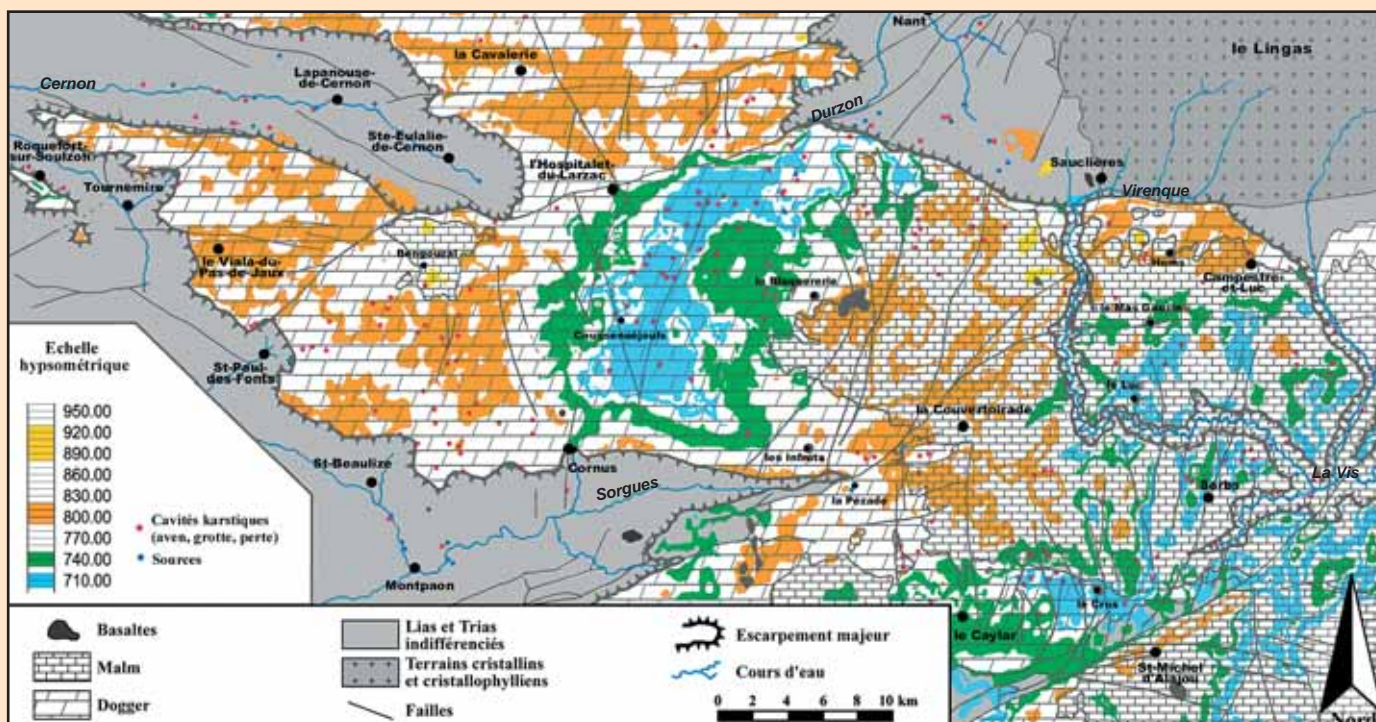


Figure 3 : Mise en évidence des tranches altitudinales qui encadrent les principaux niveaux de replats morphologiques observés sur le terrain. On remarque une assez forte corrélation entre l'extension de ces formes et la plus ou moins grande densité de cavités karstiques.
Colours correspond to altitudes bracket around the main morphological shelves. We can observe a correlation between these morphologies and a low or high density of caves.

Photo 1 : Le lac des Fourques (la Salvetat) collecte tous les ruissellements provenant des reliefs voisins (janvier 1996). Ces lacs ne s'étaient pas reformés depuis 1963 (cliché L.B.).
The Lac des Fourques (la Salvetat) collects all floods coming from the relief around the doline (January 1996). These lakes do not appear since 1963.



Photo 2 : La reculée de Saint-Beaulize est adjacente à la reculée de la Sorgues orientée est-ouest (cliché L.B.).
The karstic reculée de St-Beaulize is adjacent to the reculée de la Sorgues.



Photo 3 : Ensemble de grands sotchs situés au nord-est de Sorbs, en bordure de la Virenque (cliché L.B.).
Several "grands sotchs" located in the NE of hamlet of Sorbs, in border of the Virenque canyon.



E. Les caractéristiques de l'endokarst

La grande majorité des cavités inventoriées sont de dimensions modestes. Leur répartition géographique n'est pas aléatoire et s'accorde assez bien avec certains traits morphologiques, en particulier avec les secteurs déprimés (figure 3).

Globalement, on peut distinguer trois ensembles de cavités, en fonction de la situation géographique ou de leur morphologie particulière :

- **Les cavités de la bordure du causse**, nombreuses dans la moitié occidentale du Causse de l'Hospitalet, ont un développement horizontal et correspondent à d'anciens drains hypogés. Au gré de l'abaissement du niveau de base et du recul des corniches, ces cavités sont devenues fossiles et ont été en partie tronquées. Seules les plus basses assurent actuellement le drainage du plateau.

- **Les cavités du plateau** sont constituées pour la quasi-totalité d'avens peu profonds. Elles abondent dans les secteurs dolomitiques déblayés de la couverture d'altération et fortement marqués par le soutirage. Les plus profondes présentent des diaclases plus ou moins élargies qui mènent directement au niveau de base, une centaine de mètres plus bas. Les rivières souterraines circulent dans des galeries calées sur des diaclases en relais. On note que ces avens ne recoupent pas de galeries intermédiaires matérialisant un niveau de creusement antérieur.

- **Les grands sotchs** (dépressions profondes aux parois raides) désignent une série de dépressions fermées dont le diamètre varie de 50 à plus de 200 mètres pour une profondeur atteignant 70 mètres au fond de l'abîme de Saint-Ferréol. Une dizaine de ces dépressions sont situées de part et d'autre de la Virenque, à cheval sur le Causse de

Campestre et sur celui de Sorbs (photo 3).

À partir des données géologiques et des caractéristiques morphologiques et karstiques du Larzac central, il est possible de définir les modalités morphogéniques notamment grâce à l'étude des dépôts superficiels ; ceux-ci ont joué un rôle capital dans la morphogénèse du Larzac et permettent d'en caler les différents épisodes.

II. LES MODALITÉS DE LA MORPHOGENÈSE CAUSSENARDE

La plate-forme carbonatée des causses a été soumise à l'érosion dès son émergence, c'est-à-dire à la fin du Jurassique voire au Crétacé inférieur. Les dépôts crétacés apportent de nombreuses informations sur cette longue période méconnue pendant laquelle débute la morphogénèse causse-narde.

Ensuite, les principales étapes de cette histoire longue et complexe ont été enregistrées par des formations superficielles d'une grande variété. Nous en étudierons trois qui illustrent de manière significative les dynamiques et le contexte paléogéographique contemporains de leur dépôt. Ce sont les formations du Crétacé, les apports allochtones et les argiles à chailles.

A. Les informations déduites des dépôts crétacés

Avec le creusement des canyons, les dépôts crétacés constituent le second élément majeur et bien daté dans l'évolution morphologique causse-narde. Les nombreux affleurements cartographiés (figure 4) permettent de donner une idée de la morphologie du secteur étudié, mais aussi de l'ensemble des Grands Causses, au Crétacé supérieur. Ces formations ont été, ensuite, remaniées ce qui explique le caractère aujourd'hui dispersé de leurs affleurements. Nous nous intéresserons ici aux formations bauxitiques et aux dépôts du Crétacé supérieur.

1. Les formations bauxitiques

Jusqu'alors inconnue sur les Grands Causses, de la bauxite a été trouvée sur le Causse de Campestre et sur la partie orientale du Causse de l'Hospitalet. De même des pisolithes remaniées sont

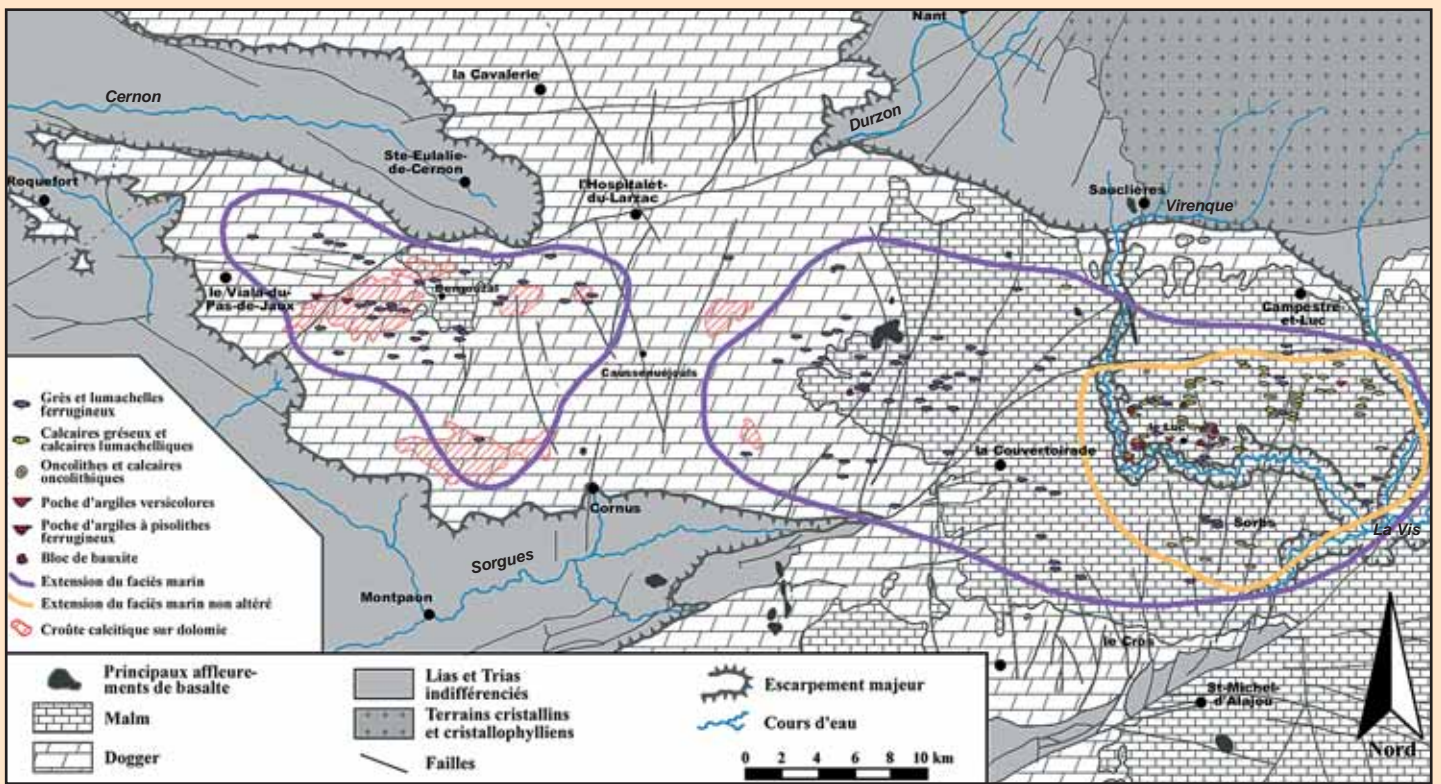


Figure 4 : Carte synthétique des diverses formations crétaées et apparentées. *Upper Cretaceous deposits of the studied area.*

présentes dans de nombreux paléokarsts de la partie occidentale du causse.

La présence de la bauxite met en évidence une évolution continentale relativement longue [Bonte, 1958, Combes 1972 et 1984]. Elle provient vraisemblablement d'une altération (de type latéritique) du socle. Cette altération a été l'objet d'une érosion avant de sédimenter sur la plate-forme carbonatée [Combes 1972 et 1990, Guendon et Parron, 1985]. L'absence de pisolithes cassées dans ces bauxites va dans le sens d'une évolution *in situ*. Par comparaison avec d'autres gisements languedociens et provençaux, l'âge de cette bauxite serait compris entre l'Aptien et le Cénomaniens.

2. Les dépôts contemporains de la transgression marine du Crétacé supérieur

Les dépôts issus d'un épisode marin rapporté au Crétacé supérieur ont été trouvés et étudiés sur deux sites : les dolines du Luc Bas et du Salze.

a) Le remplissage de la doline du Luc Bas

Après avoir repéré des sédiments associant bauxite et formations argilo-sableuses dans la doline du Luc Bas (photo 4), nous avons réalisé plusieurs sondages à la pelle mécanique. Ceux-ci ont permis de faire ressortir les éléments suivants :

- Dans la tranchée NW, non loin d'un affleurement de bauxite en place, une matrice argilo-sableuse contient de gros blocs de bauxite.

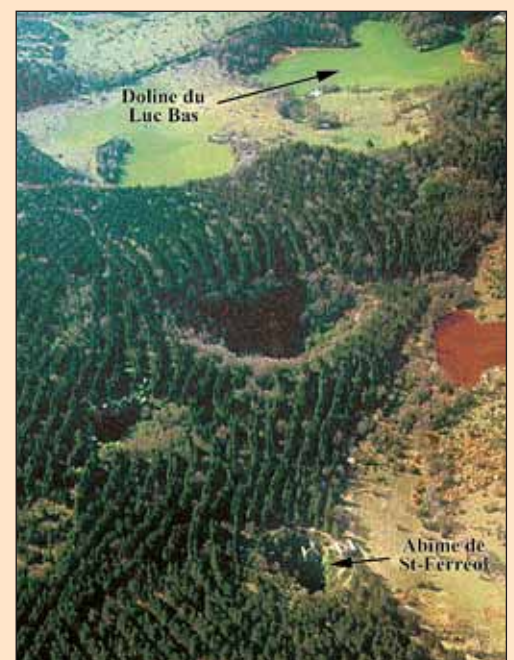
- La tranchée SE recoupe une quinzaine de mètres d'alternances d'argiles plastiques et de niveaux limoneux à sablonneux.
- La tranchée ouest est plus complexe, à cause des déformations liées au soutirage de la doline. Contre la paroi (Jurassique), une brèche à blocs calcaires passe sans transition à une formation argilo-sableuse contenant des éléments variés (calcaires oncolithiques, lumachelle à charbons de bois, calcaire gréseux, marnes...). Cette formation correspond au terme supérieur du remplissage de la doline. Celui-ci présente un caractère margino-littoral de plus en plus marqué, en accord avec la présence de calcaires gréseux d'origine marine présents sur le pourtour et en contre-haut de la doline.

b) Les témoins gréseux marins de la doline du Salze

Les calcaires gréseux, présents dans la doline du Luc, sont également abondants dans la doline du Salze ; celle-ci est limitée par deux failles subméridiennes qui se marquent dans le paysage par le Puech Buisson à l'ouest et le Serre d'Aubanel à l'est (figure 5).

Les marnes continentales à oncolithes conservées au fond de la dépression correspondent par leur faciès et leur position stratigraphique aux formations de la doline du Luc. Les calcaires lumachelliques ainsi que les calcaires gréseux recouvrent stratigraphiquement ces marnes. Ces calcaires

Photo 4 : Vue aérienne d'un ensemble de grands sotchs sur la partie sud du Causse de Campestre. En haut de la photo, la doline du Luc Bas avec son épais remplissage de Crétacé peut leur être comparée (cliché L.B.). *Aerial view of several "grands sotchs" in the south part of the Causse de Campestre. On the top of the picture, the doline of the Luc Bas, with its important filing, is comparable.*



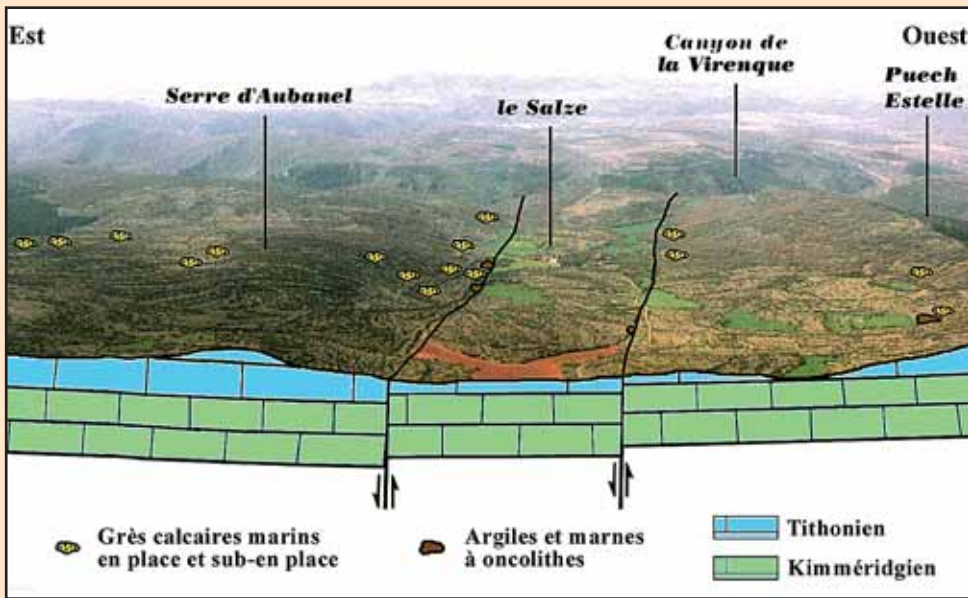
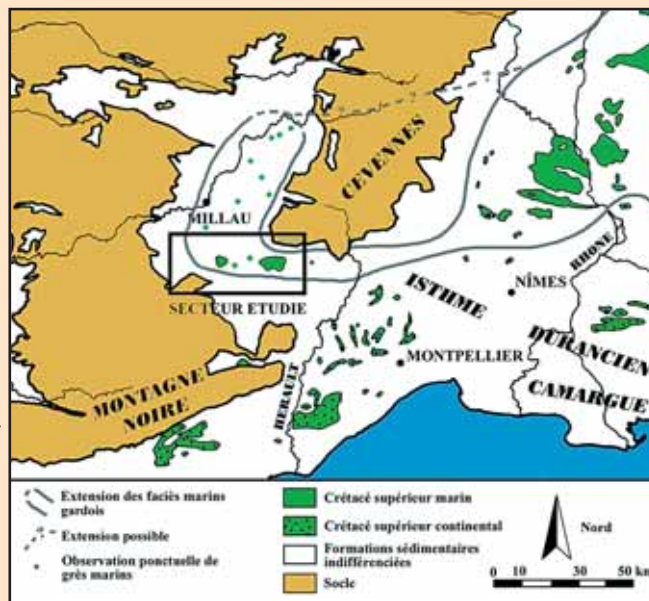


Figure 5 : Vue aérienne des environs du Salze. Ce secteur réunit les meilleures preuves de l'existence d'un paléo-paysage fossilisé par la transgression du Crétacé supérieur.
Aerial view of Salze doline. We found in this sector the best argument of the existence of a paleo-landscape fossilized by Upper Cretaceous transgression.

Figure 6 : Carte synthétique de la répartition des affleurements du Crétacé supérieur en Languedoc oriental.
Map of repartition of Upper Cretaceous deposits in eastern Languedoc.



affleurent au niveau des versants qui encadrent cette dépression.

Le contact avec le substrat jurassique s'opère par l'intermédiaire de brèches à blocs de calcaires tithoniques et à ciment gréseux qui correspondent à des brèches littorales corrélatives de la transgression.

En dehors de ces deux secteurs du Luc bas et du Salze, de nombreux témoins en place permettent de reconstituer la paléogéographie qui a été fossilisée par les dépôts crétacés. L'épaisseur de ces sédiments marins est au minimum d'une centaine de mètres au niveau du Serre d'Aubanel. Cette observation est en accord avec le maximum transgressif daté du Coniacien sur la courbe de Vail [Haq *et al.*, 1987]. En effet, l'examen des foraminifères présents dans ces dépôts (*Sornayina foissacensis*) permet de les rapporter au Coniacien et de les rattacher, par ailleurs, aux formations déposées dans la basse vallée du Rhône (figure 6).

3. Discordance Crétacé - Jurassique

La répartition des grès calcaires et lumachelliques est limitée au Causse de Campestre et au Causse de Sorbs (figure 4). Ailleurs, ces dépôts se reconnaissent sous la

forme de grès ferrugineux et étaient considérés jusqu'alors comme un alios de nappe développé dans des alluvions siliceuses.

Ces témoins d'éléments crétacés sont présents sur l'ensemble du Larzac central et septentrional ainsi que sur les causses de Blandas, Noir et Méjean.

Dans le secteur étudié, différents témoins crétacés reposent sur des formations jurassiques :

- Sur le Causse de Campestre, ils sont localisés à peu près au sommet du Malm.
- Sur le Causse de l'Hospitalet, ils se situent sur les calcaires callovo-oxfordiens.
- Plus à l'ouest, de très nombreux blocs de grès ferrugineux reposent sur une croûte calcitique développée à partir des dolomies batho-calloviennes.

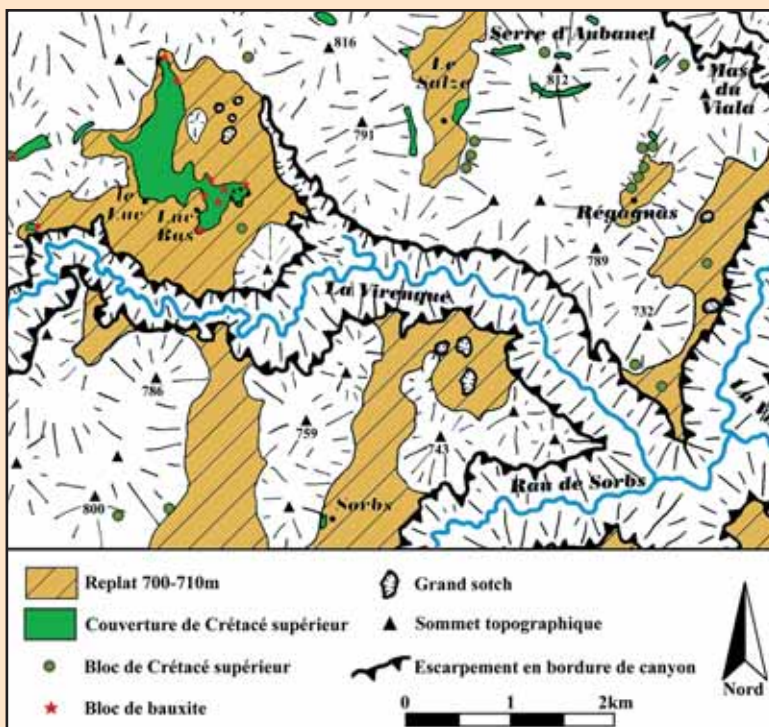


Figure 7 : Les grands sotchs et les principaux affleurements crétacés dans leur contexte géomorphologique.
The "grands sotchs" and the main deposits of Upper Cretaceous of the Causse de Campestre, in their geomorphological context.

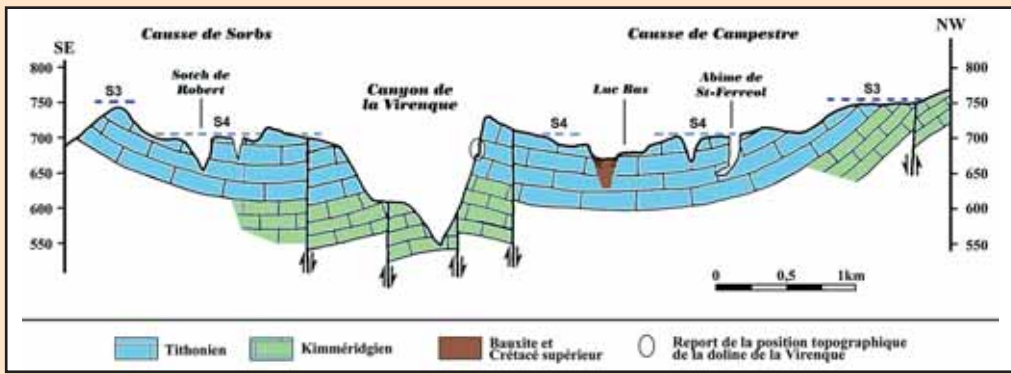


Figure 8 : Coupe géologique transverse aux principaux sotchs mettant en évidence l'analogie de formes et de situations entre la doline du Luc Bas et les autres dépressions. Pour compléter cette comparaison, nous avons positionné la doline de la Virenque. *Geological cross section along the main "grands sotchs" of the Causse de Campestre. It shows the analogy of morphologies and of location between the doline of the Luc Bas and the others "grands sotchs".*

- Enfin, à l'extrémité occidentale du causse (Viala-du-Pas-de-Jaux), divers dépôts dont des formations argileuses stratifiées à empreintes de végétaux, très comparables à celles du Luc Bas, reposent sur le Bajocien.

Les formations crétacées reposent donc sur des termes de plus en plus vieux en direction de l'ouest. Bien que l'on ne doive pas négliger le remaniement des formations résiduelles, leur état de conservation n'est pas compatible

avec l'ablation d'une telle épaisseur de la série stratigraphique. Ceci s'avère particulièrement évident pour les argiles versicolores à empreintes de végétaux (Viala-du-Pas-de-Jaux).

Cette discordance entre le Jurassique et le Crétacé illustre un basculement précoce de la structure en direction de l'est. Elle montre également, en accord avec les observations réalisées dans la doline du Salze, l'importance du travail de l'érosion préalablement à la transgression coniacienne.

Figure 9 : Carte synthétique des formations à quartz conservées sur le causse, et des formations résiduelles à chailles originaires du relief de Saint-Michel. *Synthetic map of quartz pebbles formations (allochthonous) and residuals formations with flint (autochthonous) from St-Michel relief.*

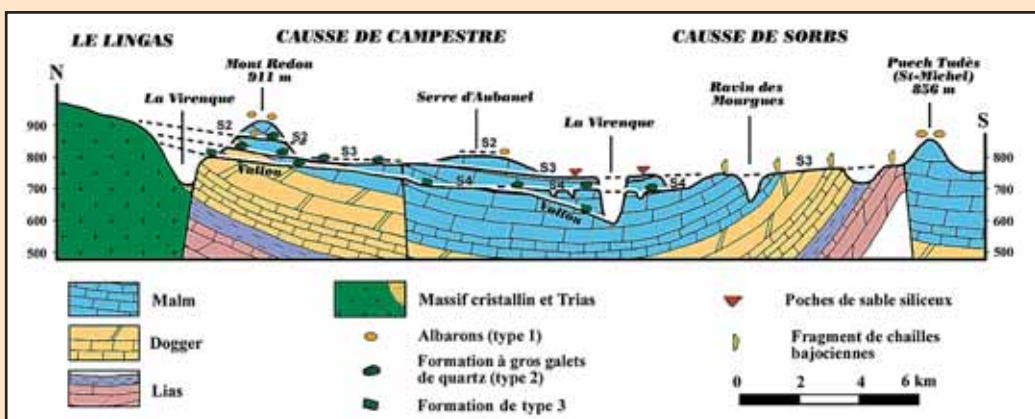
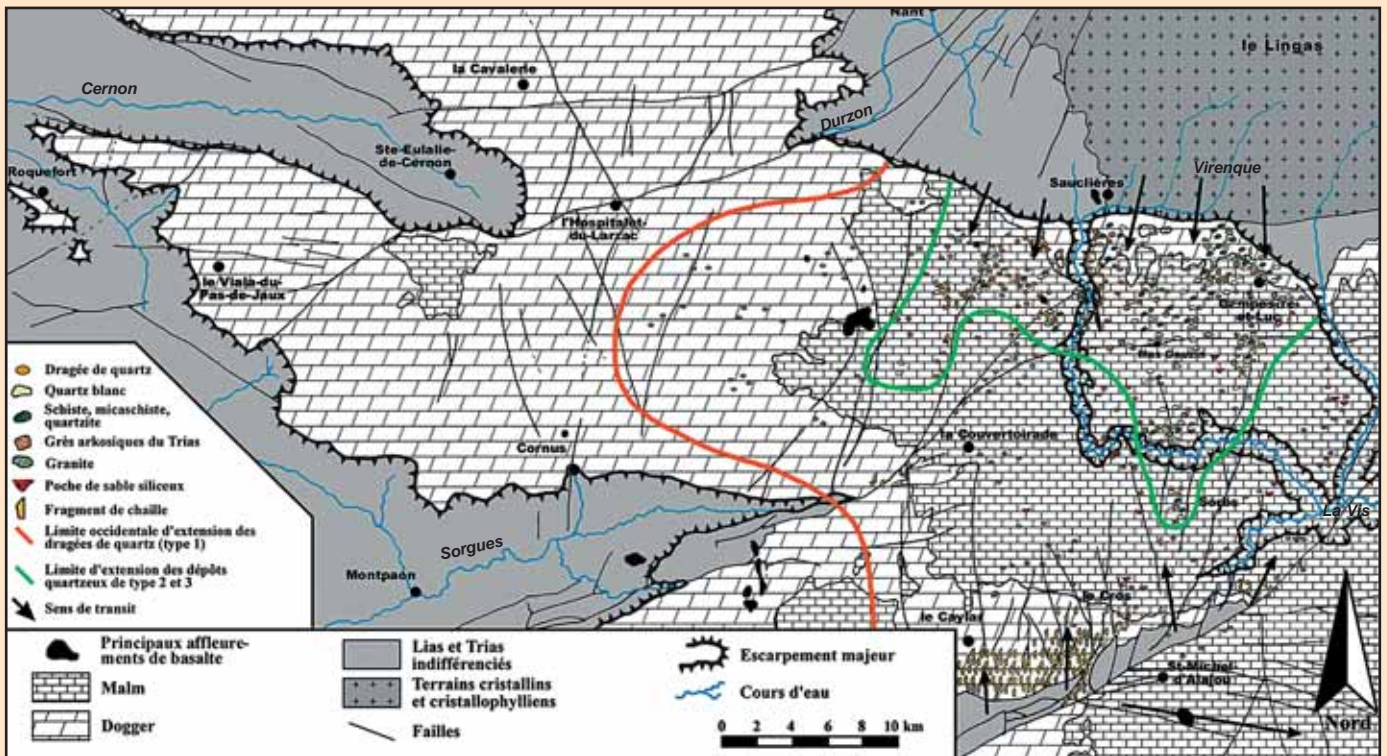


Figure 10 : Coupe synthétique à travers le Causse de Campestre. Elle met en rapport les différentes formations superficielles et les grands traits de la morphologie. *Synoptic cross-section through the Causse de Campestre. It shows relations between superficial formations and morphologic features.*

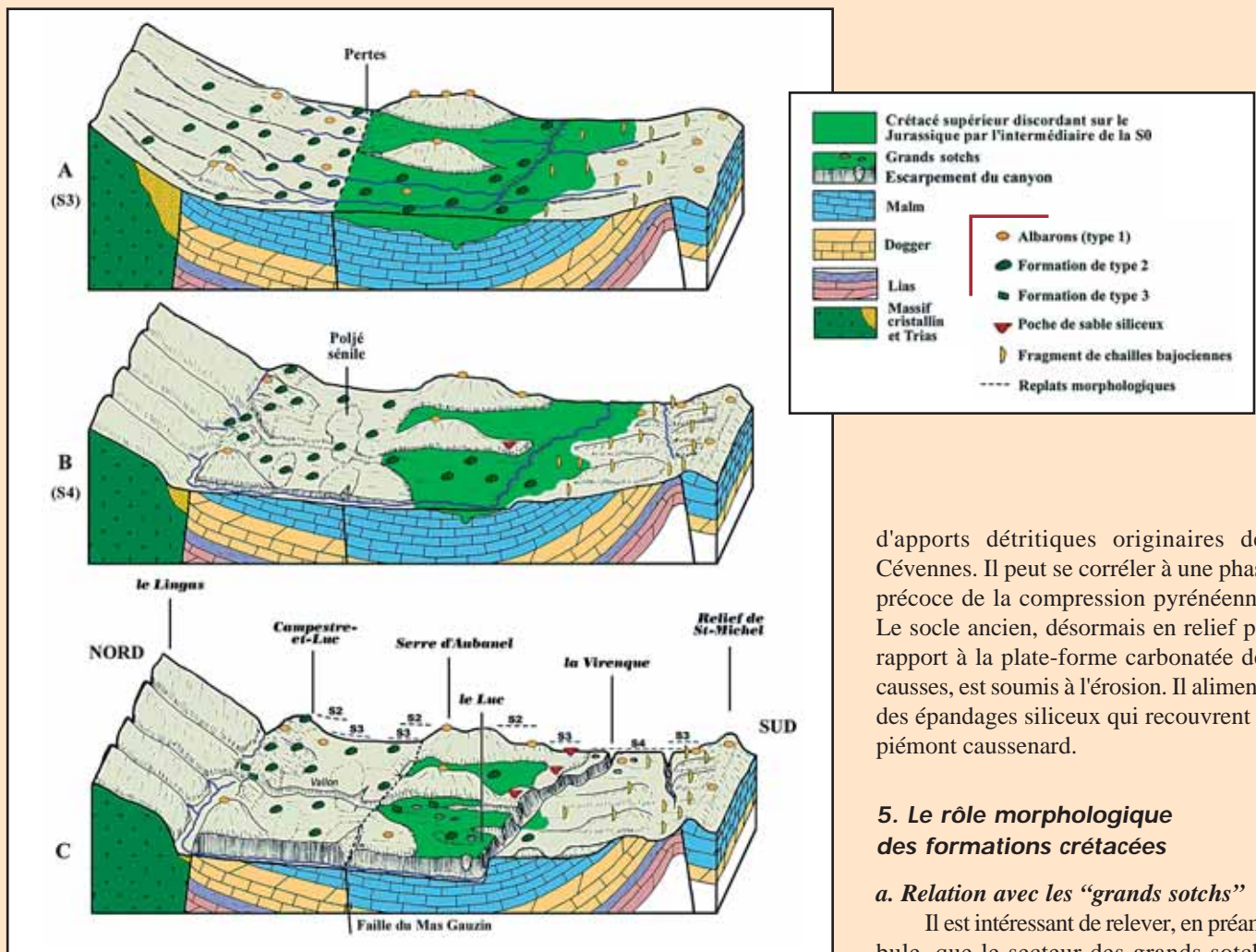


Figure 11 : Blocs-diagrammes des différentes étapes morphologiques de la partie occidentale du Causse de Campestre.

A - Fin du fonctionnement de type pédimentaire. Début de hiérarchisation des écoulements et mise en place du poljé sur la moitié nord du causse. Au sud, extension des replats 740-750 mètres (S3).

B - Début d'encaissement du réseau hydrographique. Réduction de la surface de corrosion (710 mètres, S4). Séparation du causse et du socle cristallin par la Virenque. Le poljé devient sénile.

C - État actuel. Les canyons sont creusés et les Grands Sotchs sont partiellement vidés de leur remplissage crétacé. Fonctionnement temporaire du vallon fluvio-karstique du Col de la Barrière.

Synthetic blocs-diagrams showing some morphological steps of western part of the Causse de Campestre :

A - End of general levelling (pediment) functioning. Start of the organisation of flow and development of polje on the northern part of the causse. In the southern part, extension of 740-750 shelf (S3).

B - Start of the incision of hydrographical network. Cryptocorrosion and lateral dissolution are reduced (710 meters, S4). Separation between the causse and the ancient crystalline massif by the Virenque. The polje become senile.

C - Currently, canyons are dug and the "grands sotchs" are declodged of their cretaceous filling. Temporary functioning of the last fluvio-karstic valley coming from the Col de la Barrière.

4. Le Crétacé terminal

Les marnes à pollens du Santonien supérieur-Campanien décrites dans la poche de la Virenque apportent la preuve de l'existence d'une série continentale postérieure à la transgression.

Dans le Languedoc, ce sont des dépôts continentaux à galets de quartz qui clôturent la série crétacée [Demangeon, 1959 ; Bogdanoff *et al.*, 1984]. Sur le causse, on retrouve aussi un semis de dragées ovoïdes légèrement rubéfiées, les albarons. D'ailleurs, leur répartition se calque sur les principaux affleurements de Crétacé supérieur du Causse de Campestre et de la partie orientale du Causse de l'Hospitalet. Il apparaît donc que ces dragées, dont l'âge n'a jamais pu être précisé par aucun argument paléontologique, pourraient être attribuées au Crétacé terminal, réduit après altération à des accumulations de galets de quartz sur certains sommets des causses [Bruxelles *et al.*, 1999 b].

Cet épisode marque le retrait définitif de la mer et inaugure une série

d'apports détritiques originaires des Cévennes. Il peut se corrélérer à une phase précoce de la compression pyrénéenne. Le socle ancien, désormais en relief par rapport à la plate-forme carbonatée des causses, est soumis à l'érosion. Il alimente des épandages siliceux qui recouvrent le piémont caussenard.

5. Le rôle morphologique des formations crétacées

a. Relation avec les "grands sotchs"

Il est intéressant de relever, en préambule, que le secteur des grands sotchs correspond au périmètre où affleurent des blocs de bauxite et du Crétacé supérieur (figure 7). L'étude détaillée des formations crétacées montre que ces sotchs s'ordonnent sur un même plan qui correspond à la surface infra-crétacée supérieure exhumée et légèrement regradée (nommée S0).

En dehors de leur forme originale et de leur répartition, ces grands sotchs ne fournissent pas d'autres indices quant aux modalités de leur formation. Heureusement, la comparaison avec la doline du Luc Bas dans laquelle nous avons répertorié plusieurs affleurements de bauxite met en évidence quelques similitudes (photo 4). En effet, les tranchées réalisées⁽¹⁾ dans cette doline, n'ont pas permis d'atteindre le fond du remplissage ni la paroi pourtant toute proche en surface. De même, la géométrie du remplissage laisse à penser que le substrat se trouve plus en profondeur, peut-être à plusieurs dizaines de mètres. Dès lors, si la doline du Luc Bas était vidée de son remplissage, on devrait retrouver une profonde dépression aux parois relativement raides. Elle ressemblerait alors aux grands sotchs voisins (figure 8).

1 • Ces travaux ont été exécutés avec le financement et dans le cadre du GDR 1058 du CNRS.

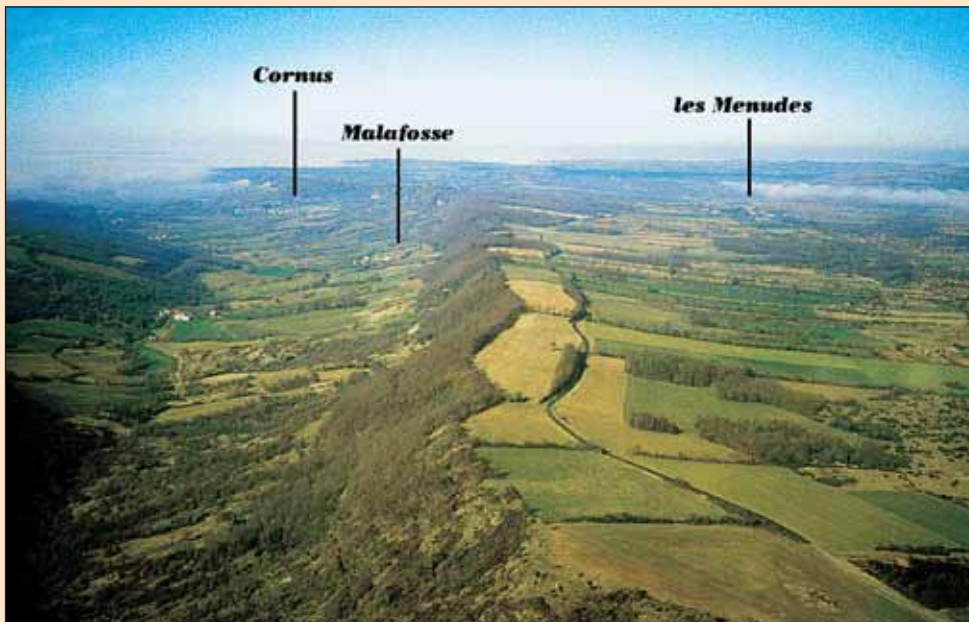


Photo 5 : Le ségala des Menudes, en contre-haut de la reculée de la Sorgues. Ce paysage bocager, original sur les Grands Causses, est caractéristique des ségalas où transitent les argiles à chailles (cliché L.B.).

The ségala des Menudes, above the karstic reculée de la Sorgues. This original landscape of the Grands Causses characterises slopes where a lot of clays with flint go down, from karstified and altered limestones to dolines and poljes.

du gradient hydraulique, limitant de ce fait les infiltrations.

Ensuite, au cours de son démantèlement, elle joue un rôle fondamental dans la structuration et le maintien d'écoulements superficiels. La Virenque, par exemple, a pu ainsi s'affranchir du soutirage karstique de plus en plus marqué par l'abaissement du niveau de base et maintenir un cours sub-aérien grâce à des écoulements superficiels issus de la couverture crétacée.

Enfin, les dépôts crétacés représentent une importante réserve potentielle de matériaux argilo-sableux et peuvent contribuer au développement de dépressions de toutes dimensions. Les grands poljés, situés sur le Larzac sud (poljé de Saint-Maurice, poljé de Rogues), leur en sont redevables, au moins *pro parte*. D'ailleurs l'origine d'une partie de leur couverture est clairement exprimée par la présence de grès ferrugineux crétacés.

Cette comparaison permet de distinguer plusieurs étapes dans l'évolution de ces dépressions :

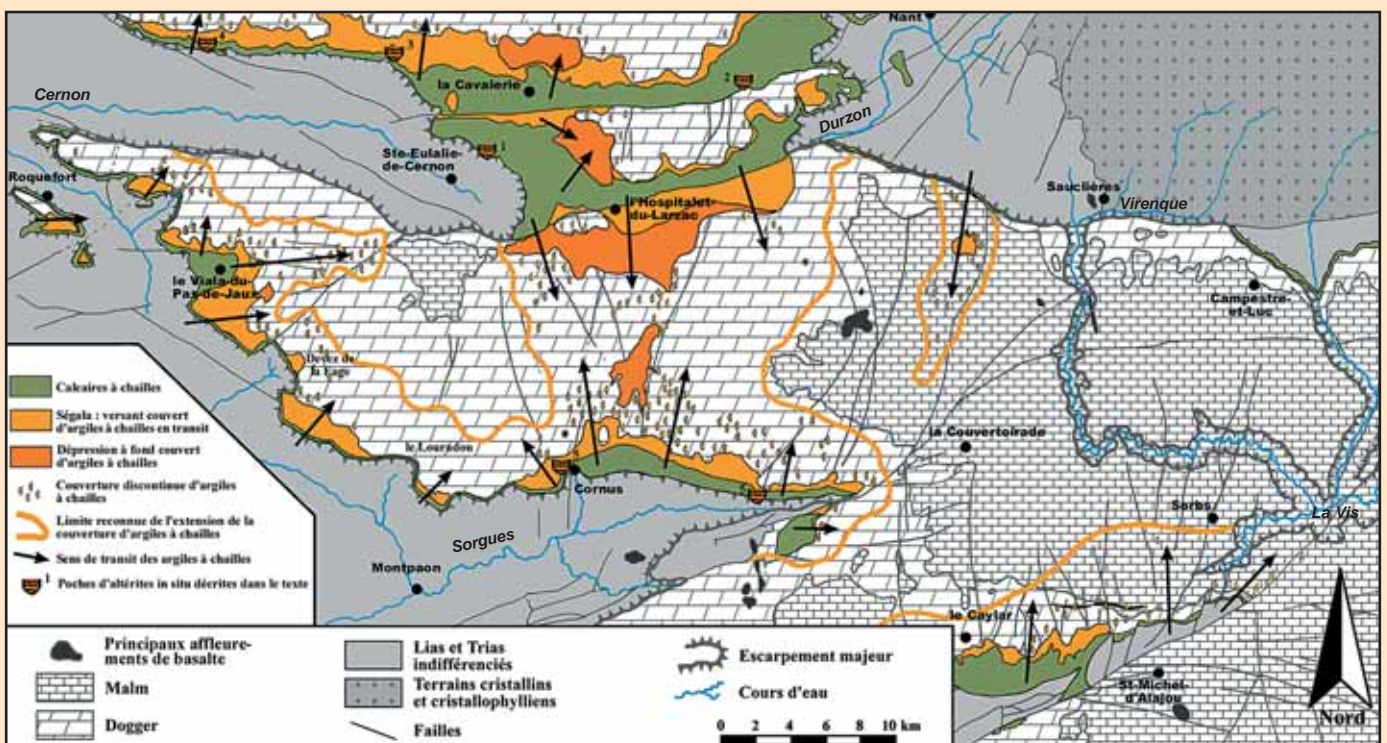
- À l'origine, elles correspondent à des dépressions bauxitiques qui ont été scellées par des dépôts continentaux puis marins du Crétacé supérieur.
- Au terme d'une longue évolution morphologique, l'apparition d'un gradient hydraulique lié au creusement des canyons réactive la crypto-corrosion. Le fond des dépressions s'abaisse progressivement et piège des lambeaux de la couverture crétacée sus-jacente.
- Finalement, la mise en place d'un drainage endokarstique aboutit à la vidange

du crypto-karst dont les grands sochs restent les témoins. En d'autres points, le soutirage est moindre et une partie du remplissage est encore conservée comme au Luc Bas (photo 4).

b) Implications de la couverture crétacée dans la karstogénèse caussenarde

La couverture crétacée a joué un rôle non négligeable dans l'évolution morphologique et karstogénique du causse. Pendant une très longue période, la karstification a dû être entravée par l'épaisseur et la relative étanchéité des formations crétacées, mais aussi par la faiblesse

Figure 12 : Carte synthétique de la répartition des formations à chailles. *Distribution of clay with flint formations.*



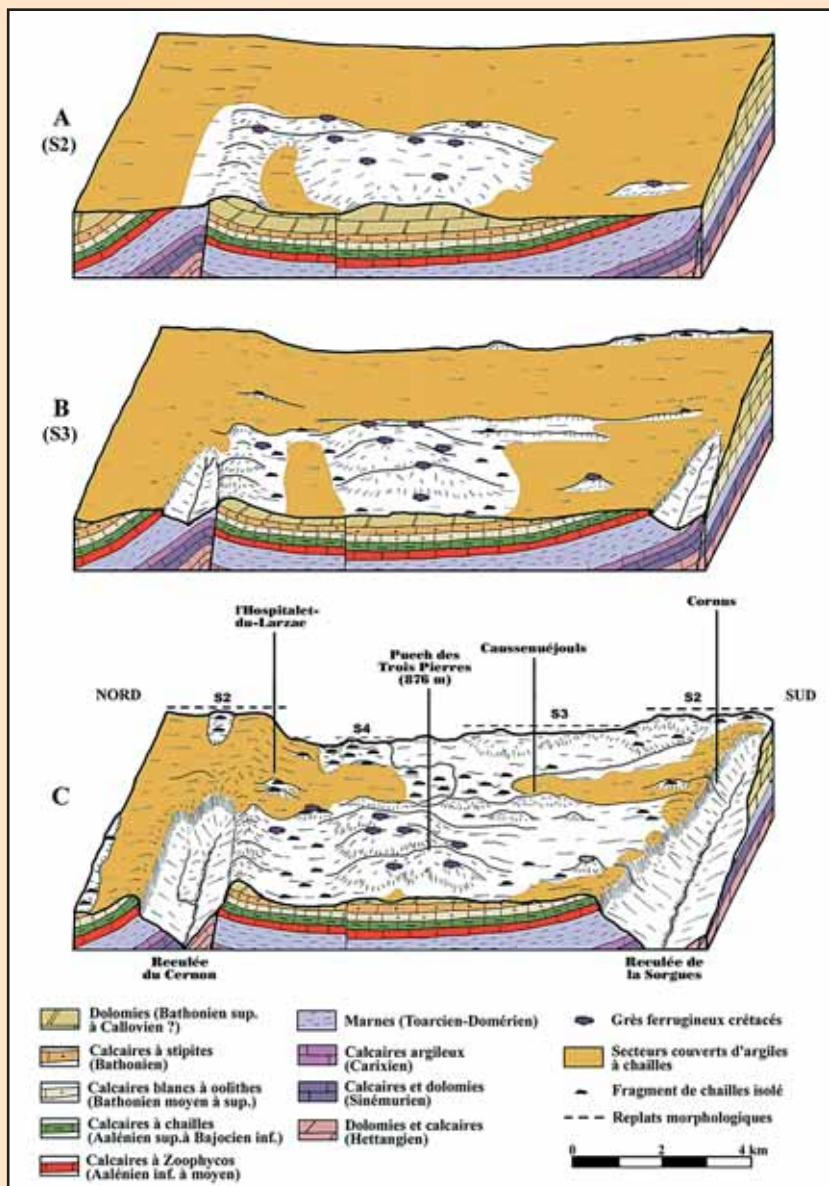


Figure 13 : Blocs diagrammes des différentes étapes de l'évolution morphologique de la partie occidentale du Causse de l'Hospitalet.

A - Mise en place de la S2 dominée par quelques reliefs résiduels couverts de croûte calcitique et qui conservent des témoins de la couverture crétacée. B - La S3 se développe dans le secteur de l'Hospitalet. Sur l'extrémité occidentale du causse, la couverture d'argiles à chailles perd en extension. C - État actuel. Le développement des reculées a figé l'ouest du causse, alors que la partie centrale, toujours alimentée en argiles à chailles, présente un fonctionnement relique.

Synthetic blocs-diagrams showing some morphological steps of western part of the Causse de l'Hospitalet. A - Development of the S2. Some relief, covered by calcitic crust, keep witnesses of Upper Cretaceous deposits.

B - Development of the S3 in the Hospitalet area. West part of the causse loses its cover of clay with flint.

C - Currently, expanding of the karstic reculées stops the morphological evolution of the western part. Nevertheless, the eastern part, keeps its old functioning and lakes temporarily appear.

Par ailleurs, les dépôts crétacés représentent une fraction de la terra rossa conservée au fond de nombreuses dolines. Les analyses aux rayons X des formations argileuses crétacées révèlent une abondance de kaolinite et d'illite, comparable à la composition minéralogique obtenue par divers auteurs sur de nombreuses poches de terra rossa des Grands Causses [Rousset, 1970 ; Cadillon, 1970 ; Ambert *et al.*, 1978 ; Cals, 1978 ; Prever-Loiri, 1979 ; Cals *et al.*, 1980].

Parallèlement, l'abondance de ce matériel engorge le karst et limite les effets du soutirage. Plusieurs coupes en bordure du Causse de Campestre montrent bien le colmatage des moindres fissures par des argiles issues de la couverture crétacée. Sur le Causse Méjean, plusieurs cavités sont d'ailleurs obstruées sur plusieurs dizaines de mètres par des sables provenant du Crétacé (avens de Hielzas et des Toulousettes).

B. Cours d'eau allochtones et épandages siliceux

La plate-forme carbonatée des Grands Causses a servi de piémont aux massifs cristallins, au moins pour les secteurs géographiques les plus proches du contact. On distingue deux types de dépôts détritiques siliceux : les albarons (type 1) que nous venons de voir dans les dépôts continentaux du Crétacé terminal et les formations alluviales à gros quartz, avec leur cortège de roches siliceuses (type 2 et 3). La cartographie de ces derniers permet de distinguer plusieurs niveaux de transits (figure 9).

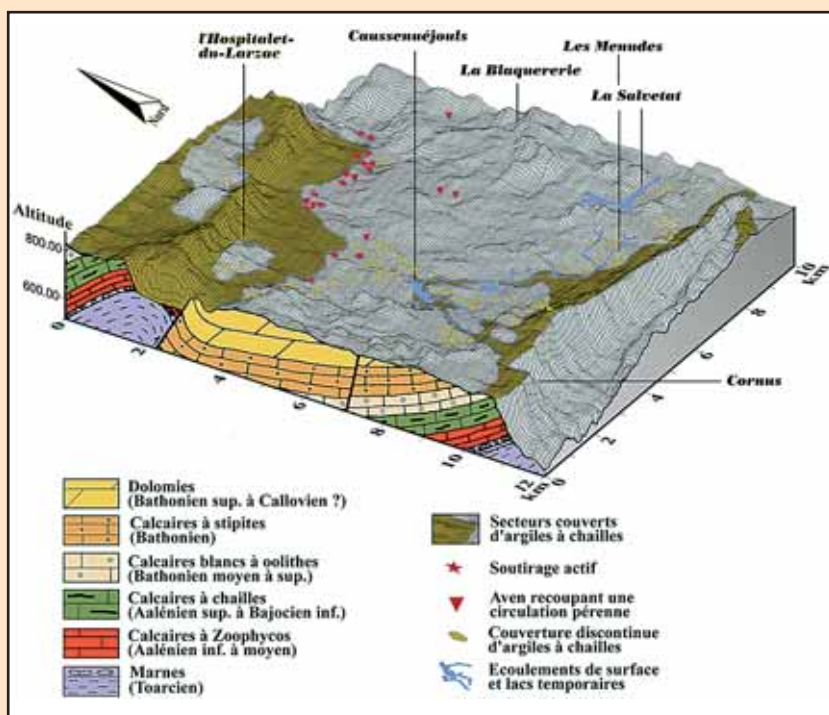


Figure 14 : Bloc-diagramme du poljé de l'Hospitalet. Bloc-diagram of the polje of Hospitalet.

1. Les premiers épandages

Les albarons (dépôts de type 1) sont omniprésents sur la partie orientale du Causse de l'Hospitalet, sur le Larzac sud, sur le Causse de Campestre et sur le Causse de Blandas. Abondants sur les plus hauts sommets, leur répartition s'affranchit des accidents majeurs certainement au bénéfice d'un système de pente régionale (figures 9 et 10). Ils sont classiquement rapportés à l'élaboration complexe de la Surface Fondamentale des Causses (S1 ; figure 3), dont la formation s'étend sur une très longue période, comprenant les principales étapes de la structuration tectonique du causse [Coulet, 1982 ; Ambert, 1994]. Nos travaux montrent que l'on peut désormais placer la SFC au toit des dépôts créacés. Sa réalisation a donc pu débuter à partir du Crétacé terminal et se prolonger jusqu'à la fin de l'Éocène.

2. Mise en place des transits au travers des causses

La disposition des alluvions à gros galets de quartz (dépôts de type 2) souligne une adaptation au dispositif synclinal du causse et une première hiérarchisation des écoulements sur le causse (figure 11). L'apport respectivement de grès arkosiques depuis le nord et d'argiles à chailles depuis le relief de Saint-Michel, illustre bien que l'essentiel des structures pyrénéennes est acquis. L'axe du synclinal orienté est-ouest, qui comprend le Causse de Campestre et le Causse de Sorbs, fait office de limite rarement franchie par les différentes circulations. C'est sûrement lors de cette première hiérarchisation que la partie aval du cours de la Virenque a pris une direction W-E. Elle est donc adaptée à cette disposition et circule sur les dépôts du Crétacé supérieur conservés au cœur du synclinal (figure 11, A).

À cette époque, le massif ancien, les formations jurassiques et très certainement les dépôts créacés sont globalement nivelés et font partie d'un même pédiment qui se raccorde à la Virenque. Symétriquement, un autre pédiment assure, depuis le sud, le transit des chailles bajociennes depuis le relief de Saint-Michel. Ces surfaces passent à l'aval à des aplanissements plus ou moins développés, calés sur le niveau de base de l'époque. Le matériel alluvial et les formations issues de l'érosion des dépôts créacés constituent une épaisse couverture susceptible de favoriser la crypto-corrosion



Photo 6 : Vue aérienne d'une partie de la coupe de la D999. À l'arrière-plan, les champs matérialisent le transit et l'accumulation d'argiles à chailles depuis ces affleurements de calcaires altérés (cliché L.B.). Aerial view of the section of the D999. In the background, the slope (ségala) is covered by clay with flint from weathered limestone (first ground).

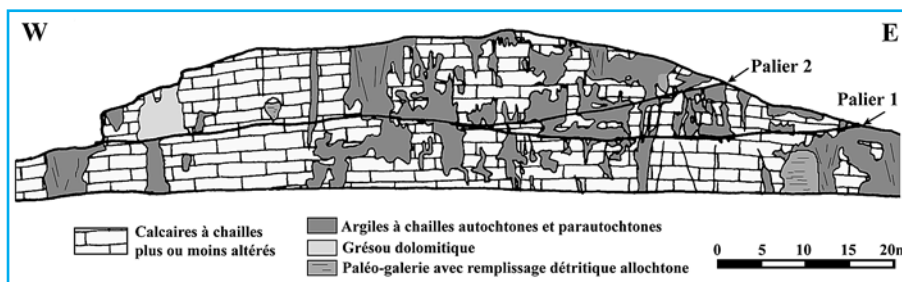


Figure 15 : Coupe ouest de la D 999 montrant l'intensité de l'altération des calcaires à chailles. Section of the D 999 showing high weathering of these limestones (limestones with flint, Bajocian).

et le développement d'aplanissements karstiques.

Ce fonctionnement morphogénique semble démarrer à l'Oligocène terminal [Aguilar, 1981 ; Alabouvette *et al.*, 1982 ; Ambert, 1990 b.]. Ces alluvions matérialisent l'existence de transits au travers des Causses, entre l'Aigoual et le piémont languedocien. Cette tendance fluviale est également lisible à la base des premières molasses marines (Burdigalien) ce qui signifie que ce fonctionnement a perduré jusqu'au Miocène moyen.

3. Le creusement des canyons et ses impacts morphogéniques

À partir du Miocène moyen (Serravallien - Tortonien, 15 -13 Ma), le soulèvement général du Massif Central [Lageat et De Goër, 1990 ; Le Griel, 1988] se traduit par l'incision des canyons [M. et P. Ambert, 1995 ; Ambert, 1994]. Les cours d'eau antécédents s'inscrivent largement dans la plate-forme caussenarde. Dans la vallée du Tarn, l'exemple du volcan d'Eglazines, daté de 13 Ma, permet de donner une date butoir aux principaux processus d'érosion aréolaire.

Le début de l'abaissement du niveau de base provoque une nouvelle étape morphogénique. Les pédiments sont progressivement démantelés par l'enfoncement des cours d'eau allochtones. À leur arrivée sur le causse, des pertes absorbent une partie du débit, ce qui implique l'abandon de la charge détritifique. Grâce à cet

abondant matériel, des poljés se développent et poursuivent le démantèlement des anciens pédiments.

Certaines circulations réussissent à s'affranchir du soutirage grâce à la présence de la couverture créacée. Celle-ci permet le maintien de ces cours d'eau en surface. Ainsi, la Virenque a réussi à s'affranchir, au moins un temps, de ce soutirage. Son éloignement par rapport à la Vis qui commande le niveau de base local, est certainement le facteur qui a prévalu, à l'inverse des autres cours d'eau situés plus à l'est. En aval, elle circule sur les formations créacées beaucoup moins karstifiables et plus sensibles à l'érosion. Elles préservent la Virenque de l'attraction hypogée de la Vis.

Avec la poursuite du creusement des canyons (figure 11 B), les derniers aplanissements (S4), d'extension moindre, sont alors contingentés aux secteurs proches du niveau de base (au bord de la Virenque par exemple). Ils correspondent, en partie, à l'exhumation de la surface infra-crétacée (S0) signalée par la présence des grands sotchs et préservée au cœur du synclinal. La crypto-corrosion reprend au fond des anciennes dépressions bauxitiques qui s'approfondissent pour aboutir à la formation des grands sotchs.

Sur le reste du causse, le soutirage karstique modifie les conditions karstogéniques (verticalisation du drainage endokarstique, immunité des reliefs...). L'érosion linéaire, devenue dominante, aboutit au développement des canyons.

Actuellement, le lit de la Virenque est inactif pendant la majeure partie de l'année. Les pertes situées immédiatement à l'entrée des gorges absorbent la totalité du débit d'étiage qui est restitué dans les gorges de la Vis. Cet état de fait relève de l'attraction exercée par le bassin versant karstique de la Vis mais aussi, en amont, des dynamiques érosives en jeu au niveau de Sauclières, entre le bassin d'alimentation de la Vis et celui de la Virenque d'une part (figure 11 C), et d'autre part, à la limite du bassin-versant méditerranéen et du bassin-versant atlantique. À ce niveau, les affluents de la Dourbie qui bénéficient d'un gradient altitudinal beaucoup plus important capturent progressivement les amonts de la Virenque. Cette dernière sera capturée, à terme, juste en aval de Sauclières par le ruisseau du Roubieu en direction de la Dourbie. Le canyon de la Virenque deviendra alors complètement fossile.

En certains points du Causse de l'Hospitalet, malgré le creusement des canyons, des processus d'aplanissement ont réussi à se maintenir grâce à la présence d'une autre formation superficielle : les argiles à chailles.

C. Les formations argileuses à chailles

Les argiles à chailles proviennent de l'altération des calcaires à chailles du Bajocien inférieur. Trois types d'argiles à chailles peuvent être distingués (figure 15 et photo 6) :

- Des formations autochtones (passage latéral des calcaires sains aux argiles à chailles avec conservation de la structure lithologique originelle) où les lits de chailles se poursuivent parfaitement dans les poches d'altération.
- Des formations paraautochtones affectées par un véritable soutirage secondaire de la couverture d'altération, en liaison avec une karstification sous couverture.
- Des formations allochtones qui correspondent aux argiles à chailles résiduelles intégrées dans des dépôts de pente piégés dans les paléokarsts.

Depuis les affleurements de Bajocien inférieur, topographiquement en contre-haut du fait du pendage, les argiles à chailles sont recoupées et remaniées vers les points bas par l'intermédiaire de longs versants couverts d'altérites appelés les ségalas (par analogie avec les ségalas des plateaux cristallins ; photo 5). Les

altérites remaniées s'accumulent dans des dépressions systématiquement développées à leur pied, dans les calcaires et les dolomies du Bajo-Bathonien.

Autour de ces dépressions, sur les lambeaux de replats ainsi que sur les buttes résiduelles, subsistent des fragments de chailles qui témoignent d'anciens niveaux d'accumulations de ces argiles.

Cette présentation indique que les argiles à chailles ont un rôle morphologique majeur. Elles colmatent les rares fissures de la roche et constituent une épaisse couverture superficielle souvent gorgée d'eau. Elle joue le rôle de compresse humide sur les calcaires et les dolomies, favorisant leur altération et le développement d'aplanissements.

L'essentiel des couvertures d'argiles à chailles concerne la partie sud du Larzac septentrional, la moitié occidentale du Causse de l'Hospitalet, et quelques secteurs du Larzac sud, notamment autour du Caylar (figure 12). On ne retrouve aucune trace de ces transits au-dessus de 800-820 mètres d'altitude (S2). Les témoins les plus anciens sont présents sur les lambeaux de replats et au sommet de buttes résiduelles d'altitude voisine.

1. Réflexions sur la formation des argiles à chailles

L'altération des calcaires à chailles est assez délicate à établir. Cette fantômisiation [altération isovolumétrique ; Vergari, 1998 ; Quinif, 1999] implique une absence de gradient hydraulique. À titre d'hypothèse, cette altération a pu commencer dès le Crétacé, pendant la longue période d'altération continentale qui précède la transgression coniacienne. Cette altération n'a pu, de toute façon, se réaliser que durant et après le recoupement des plis anticlinaux par la Surface Fondamentale des Causses. C'est au cœur de ces plis qu'affleurent les calcaires à chailles.

Les calcaires à chailles constituent, grâce à leur important squelette siliceux, les formations les plus résistantes de la série caussenarde face à l'érosion. Aujourd'hui encore, ils arment la majeure partie de la bordure du plateau. Ainsi, le sommet des ségalas s'accorde autour de l'altitude 810-820 mètres, proche de la S2. Cette cote concerne également de nombreux replats sur le Larzac central et septentrional. Lors de la mise en place de ce transit et de l'élaboration de ces surfaces, l'essentiel de la structure est acquis. Elle se résume donc à une gouttière synclinale

encadrée par deux anticlinaux orientés E-W. Les différentes formations du Dogger sont ensuite nivelées indépendamment de la structure au point que, sur les anticlinaux, les formations du Dogger et les marnes du Lias, très redressées à l'approche des grandes failles, sont nettement tronquées.

2. Modalités du transit d'argiles à chailles

Les couvertures d'argiles à chailles ont occupé une très grande surface d'où seuls quelques reliefs résiduels émergeaient. L'impact de cette couverture concernait surtout la partie occidentale du causse. Les transits d'argiles à chailles se sont mis en place depuis les affleurements d'altérites *in situ*, en direction des secteurs déprimés, plus sensibles à la crypto-corrosion [M. et P. Ambert, 1992].

En contrebas de la SFC, les modalités de l'évolution morphologique, contrôlée par les transits et l'accumulation d'argiles à chailles, impliquent une structure analogue à l'actuel (figure 13, A). La S2, qui correspond à la plus grande extension des couvertures d'argiles à chailles est donc postérieure à l'Éocène terminal, mais précède la mise en chantier des vallées. Cet aplanissement majeur peut être rattaché à l'Oligo-Miocène.

L'abaissement modéré du niveau de base, à relier avec les prémices du creusement des canyons (Miocène moyen), modifie notablement ce type de fonctionnement. L'apparition d'un gradient hydraulique plus marqué provoque l'érosion des marnes sur les anticlinaux et leur incision (figure 13, B). Sur le causse, l'alimentation en argiles à chailles se poursuit, mais avec un amont de plus en plus tronqué. Les flux descendant des ségalas sont en partie neutralisés par le soutirage karstique. Ils couvrent une distance moindre du fait de la présence de pertes souvent situées à la base des ségalas. Dans le poljé de l'Hospitalet, les deux surfaces emboîtées (S3 et S4) témoignent de stades successifs d'enfoncement du poljé, mais aussi de ses extensions antérieures. Ces paliers ne sont pas uniquement dépendants des conditions locales puisque l'on retrouve aussi ces niveaux à l'est du Caylar, autour du hameau du Cros.

Avec le creusement des canyons, l'évidement des formations sur les anticlinaux devient de plus en plus effectif et provoque le recul des corniches par sapelement. Sur le causse, le soutirage a une

efficacité accrue et révèle la mise en place d'un drainage endokarstique efficace.

Enfin, deux alvéoles inscrites dans la S4 sont encore temporairement fonctionnelles (figure 13, C). Celle de l'Hospitalet est affectée de nombreux soutirages et sa partie orientale, ouverte sur la reculée du Durzon, est entièrement déblayée de ses altérites (figure 14). Comme en témoigne le site archéologique des Canalettes, le méga-lapiès dolomitique était déjà exhumé au Moustérien [Ambert, 1989]. Dans le secteur de Causseu-Jouls en revanche, l'abondance des altérites, l'homogénéité de la dolomie et un certain retard du développement de l'endokarst autorisent les ennoissements temporaires et la présence pendant plusieurs mois de ruissellements à la surface du causse. L'observation de ce fonctionnement relique permet de mieux appréhender les conditions qui ont présidé à la genèse des principales formes de plateau de cette partie du causse que sont les reculées karstiques.

3. Le développement des reculées karstiques

À partir de la S2, l'érosion des marnes au niveau des anticlinaux (Cernon et Sorgues) aboutit à une inversion de relief (figure 13). Le creusement d'une combe anticlinale précède vraisemblablement le fonctionnement en reculée karstique. Ces reculées évoluent donc par érosion régressive, le long des affleurements de marnes puis s'inscrivent par surimposition dans les calcaires et les dolomies du Lias. Leur ampleur correspond donc, au moins en partie, au déblaiement des marnes le long des anticlinaux.

En bordure du plateau, la présence de failles ou d'un pli synclinal conditionne les sorties d'eau à contre-pendage. Ainsi, latéralement aux grandes reculées, une série de petites reculées adjacentes indentent la bordure du causse. Leur développement vers l'intérieur du plateau est cependant rapidement enrayeré par l'épaisse série du Dogger.

Le développement des reculées et leur élargissement consécutif tronquent l'amont des ségalas. Il induit une diminution des apports en argiles à chailles liée à la diminution à l'affleurement des calcaires à chailles altérés, mais surtout à la baisse de compétence du moteur de ces transits due à la troncature de l'amont. De plus, l'abaissement du niveau de base karstique, qui découle du développement des reculées,

provoque une limitation latérale des transits du fait de la formation de pertes.

En conséquence, la partie occidentale du causse, plus proche des principaux cours d'eau, a été touchée en premier par cette incision. Le transit d'argiles à chailles y est donc rapidement réduit par le démantèlement des ségalas et l'action de plus en plus efficace du soutirage karstique. On y trouve les vieilles surfaces perchées dont l'évolution par crypto-corrosion a été stoppée précocement.

Au contraire, le secteur de l'Hospitalet en position centrale a subi plus tardivement l'effet du soutirage et sans doute dans une moindre mesure. L'extension des reculées dans ce secteur, plus tardive, a permis le maintien des conditions propices à la crypto-corrosion. Il enregistre deux autres stades d'enfoncement de la surface karstique.

La progression des reculées semble commander en partie l'évolution de ce secteur du causse. On remarque notamment, le long de la reculée de la Sorgues, un certain retard de l'évolution morphologique de l'amont par rapport à l'aval. Cette remarque est applicable à l'état des reculées adjacentes. Si l'on compare les quatre reculées de la bordure méridionale du Causse de l'Hospitalet, la dernière, la plus en amont, semble à l'évidence la moins développée, en dépit de conditions lithologiques et structurales comparables. Encore plus en amont, le glissement de Malafosse (hiver 1996), qui s'est produit dans les marnes du Lias du fait de l'apparition d'une source à leur toit, pourrait illustrer la mise en place d'un nouvel exutoire et les prémices du développement d'une prochaine reculée.

4. Mise en place du drainage karstique

La moitié occidentale du plateau du Larzac présente de nombreuses cavités fossiles. Situées à la base du Dogger, elles correspondent à des conduits karstiques qui ont drainé les eaux du causse. On perçoit, dans ce secteur, une longue tradition du drainage hypogé qui va de pair avec la neutralisation en surface des processus cryptokarstiques.

En revanche, dans la partie amont de la reculée de la Sorgues, on ne trouve pas de trace d'un drainage karstique ancien et les reculées ont un aspect relativement juvénile. Dans le bassin d'alimentation du Durzon, les cavités sont exclusivement à dominante verticale et présentent un seul

niveau de galeries calé sur le niveau de base actuel. En surface, les soutirages sont de plus en plus fréquents au fur et à mesure que l'on se rapproche du Durzon (figure 14).

La vigueur de l'activité souterraine ainsi que la morphologie des cavités vont dans le sens d'une relative jeunesse de ce système karstique. Les marnes du Lias forment au niveau du Durzon un verrou étanche qui a, semble-t-il, empêché pendant longtemps toute sortie d'eau de ce côté.

Lorsque l'érosion régressive le long de la faille de l'Hospitalet a franchi ce seuil, un drainage karstique a pu se mettre en place dans cette direction. Le Durzon, plus bas que toutes les autres sources, est situé à proximité de l'axe de la gouttière synclinale. Directement connecté aux gorges de la Dourbie, il se développe par karstification régressive dans les dolomies massives, et prend ainsi le pas sur celui des autres sources.

La partie située au sud de Causseu-Jouls, au cœur du causse, n'est pas encore affectée par ce type de drainage. C'est ce qui explique la permanence de nappes épikarstiques et d'ennoyages temporaires (figure 14). Ce secteur n'est pas encore atteint par la dynamique du Durzon.

CONCLUSIONS : Les dépôts crétacés et les formations superficielles, acteurs et témoins de l'évolution morphologique causse-narde

Le secteur ici présenté du Causse du Larzac a connu une longue tradition d'apports qui ont contribué à la constitution d'une couverture plus ou moins continue de formations non-carbonatées sur le karst. En effet, l'évacuation des dépôts crétacés a été relayée par l'apport conjoint d'autres formations telles que les alluvions quartzeuses et les argiles à chailles. En l'absence d'un niveau de base trop déprimé, ces formations ont permis le maintien d'une activité crypto-corrosive efficace et le développement d'aplanissements par l'intermédiaire de bordures de corrosion. Elles conduisent donc à la formation de surfaces karstiques (oligo-miocènes pour les mieux conservées) qui caractérisent une grande partie des paysages du Larzac. Corrélativement, l'abondance du matériel et la proximité du niveau de base ne favorisent pas le développement d'un drainage endokarstique capable de soutirer cette couverture.

À partir du Miocène moyen, le soulèvement du bloc cévenol déclenche le creusement des canyons caussenards, mais aussi l'avènement du soutirage karstique. Sur la cause, la présence de lambeaux de couverture permet le maintien des eaux en surface vers des points absorbants actifs. Elle aboutit à une verticalisation du karst qui se traduit par une concentration ponctuelle de la corrosion (formation de dolines à la base des ségalas) et une réactivation des anciens cryptokarsts (grands sotchs). En outre, l'existence de pertes concentrées conduit au développement de l'endokarst et à la mise en place d'un drainage hypogé efficace.

Ainsi, l'évolution morphologique du plateau, liée aux apports allochtones, met en évidence deux dynamiques distinctes qui se succèdent dans le temps. La première est corrélative d'un niveau de base peu déprimé où les processus d'érosion aréolaire dominent. La faible incision du réseau hydrographique conduit à la formation de vastes pédiments, souvent imparfaits. L'abaissement peu important du niveau de base permet le maintien de ces processus et l'emboîtement des aplanissements karstiques.

La seconde dynamique montre la prépondérance de l'érosion linéaire (creusement des canyons) et la concentration de l'activité karstique (dolines, grands sotchs). Les morphologies du plateau sont progressivement figées par l'immunité karstique, tandis que les canyons dissèquent l'entablement des causses.

L'ablation complète de la couverture aboutit à une dispersion de l'activité karstique. Le calcaire à nu absorbe désormais directement les précipitations, ce qui réduit *ipso facto* la corrosion en surface. Cette immunité karstique révèle un état de karstification avancée. Le massif a désormais une évolution morphologique très ralentie qui permet la conservation, à quelques retouches près, des principaux traits du paysage.

Ainsi, et contrairement à ce que pourrait laisser apparaître l'image d'un karst nu, le rôle des formations superficielles qui s'y sont accumulées a souvent été essentiel dans la genèse des principaux traits du paysage. Leur témoignage joue également un rôle fondamental, puisqu'il nous a permis de reconstituer plusieurs étapes majeures de l'évolution morphologique du Larzac qui n'avaient pas été mises en évidence jusqu'à ce jour.

Remerciements : Je tiens à remercier Paul Ambert (directeur de thèse) et Jean-Louis Guendon (co-directeur) pour leur aide et leur soutien tout au long ce travail passionnant.

AGUILAR J.-P., 1981 - Évolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée Occidentale ; Thèse Sc. Montpellier II, 203 p.

ALABOUVETTE B., AUBAGUE M., BAMBIER A., FEIST R. et PALOC H., 1982 - Notice explicative de la feuille Lodève à 1/50000° ; *Carte Géologique de la France*, B.R.G.M. ed., Orléans, n° 989, 52 p.

ALABOUVETTE B., AZEMA C., BODEUR Y. et DEBRAND-PASSART S., 1984 - Le Crétacé supérieur des Causses (s.l.) ; *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 67-73.

ALABOUVETTE B., ARRONDEAU J.-P., AUBAGUE M., BODEUR Y., DUBOIS P., MATTEI J., PALOC H., RANÇON J. Ph., 1988 - Notice explicative de la feuille le Caylar à 1/50000° ; *Carte géologique de la France* n° 962, B.R.G.M. ed., Orléans, 63 p.

AMBERT M., AMBERT P., COULET E., FABRE G., GUENDON J.-L., NICOD J. et ORENGO C., 1978 - Le Causse de Blandas et les gorges de la Vis : étude géomorphologique ; *Travaux ERA 282*, n° 7, Aix-en-Provence, 52 p.

AMBERT M. et AMBERT P., 1992 - Grands Causses dolomitiques klufftkarren : Neogene Morphogenesis and Quaternary evolution ; *Second international Conference on Geomorphology*, Frankfurt/Main, September 1989, Zeitsch. für Geom., Band 85, p. 73-87.

AMBERT M. et AMBERT P., 1995 - Karstification des plateaux et encaissement des vallées au cours du Néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas) ; *Géologie de la France*, n° 4, 1995, p. 37-50.

AMBERT P., 1979 - L'évolution récente des canyons languedociens ; *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 102, p. 41-45.

AMBERT P., 1989 - L'abri des Canalettes (Nant, Aveyron) : Présentation géomorphologique ; *Travaux UA 903 du CNRS*, n° XXVIII, p. 35-51.

AMBERT P., 1990 (a) - L'évolution géomorphologique des Grands Causses méridionaux depuis le Néogène. Carte géom. 1/25 000° de Millau HT ; *Zeitsch. für Geom., Karst-Atlas*, Suppl. Band 77, p. 1-24.

AMBERT P., 1990 (b) - Révision chronostratigraphique de la séquence paléobotanique de Bernasso (Escandorgue, Midi de la France) ; *C. R. de l'Acad. Sci.*, Paris, t. 311, p. 413-419.

AMBERT P., 1994 - L'évolution du Languedoc Central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux, piémont languedocien). - Document n° 232 du BRGM, Orléans, 210 p. + 3 cartes géomorphologiques en couleur H.T.

BALL E., 1973 - Étude tectonique et microtectonique d'une région peu plissée en bordure de la faille des Cévennes : Causse de Saint-Guilhem-le-Désert. - Thèse 3^e cycle, USTL, Montpellier, 96 p.

BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P., 1977 - Un bassin mégéocène du domaine péri-alpin : le sud-est de la France ; *Bulletin des Centres de Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, t. 1, n° 1, p. 261-308.

BAULIG H., 1928 - Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude morphologique ; Thèse, Paris, 575 p.

BENEDICTO ESTEBAN E., 1996 - Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie nord, SE de la France) ; Thèse 3^e cycle, USTL, Montpellier, 250 p.

BERNIER P., 1967 - Étude géologique du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur au Sud des Cévennes (région de Ganges-Madières) ; Thèse 3^e cycle, Paris, 201 p.

BOGDANOFF S., DONNOT M., et ELLENBERGER F., 1984 - Notice explicative de la feuille Bédarieux à 1/50000° ; *Carte géologique de la France* n° 988, B.R.G.M. ed., Orléans, 105 p.

BONJOLY D. et DELPONT G., 1982 - Étude du bassin des causses et la bordure

cévenole par la télédétection et la géologie structurale ; *Documents du BRGM*, n° 46.

BONTE A., 1958 - Réflexions sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires ; *C. R. 83^e Congr. Soc. Sav.*, p. 147-165.

BRUXELLES L., 1995 - Étude des altérites des plateaux du Larzac central : causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement ; Thèse 3^e cycle, Université de Provence, Aix-en-Provence, 62 p.

BRUXELLES L., 2001 - Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement ; Thèse 3^e cycle, Université de Provence, Aix-en-Provence, 266 p. + 5 cartes couleur.

BRUXELLES L. et CAUBEL A., 1996 - Lacs temporaires et circulations de surface sur le Causse de l'Hospitalet-du-Larzac (Aveyron) en 1996 : fonctionnement et implications géomorphologiques ; *Bull. Soc. Lang. Géog.*, fasc. 3-4, p. 253-288.

BRUXELLES L., AMBERT P. et GUENDON J.-L., 1999 (a) - Altération et karstification sous couverture : le rôle morphologique de certaines formations superficielles du Causse de l'Hospitalet (Larzac, Aveyron) ; In : Livret-guide des excursions, Colloque Karst-99, *Cahiers Savoisiens de Géographie*, n° 1, p. 39-53.

BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.-L. et TRONCHETTI G., 1999 (b) - Les affleurements de Crétacé Supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France) ; *C. R. de l'Acad. Sci.*, Paris, t. 329, n° 10, p. 705-712.

CADILLON M., 1970 - Les sols du Causse du Larzac ; Thèse 3^e cycle, Montpellier, 219 p.

CALS D., 1978 - Les terres rouges des Causses Noir et Méjean ; Thèse de 3^e cycle, Université de Provence-Marseille.

CALS D., PREVER-LOIRI R. et ROUSSET Cl., 1980 - Les terres rouges des Grands Causses du Massif Central (France) ; *Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phy.*, vol. 22, fasc. 4-5, p. 343-356.

COMBES P., 1999 - Site IPSN de Tournemire : tectonique régionale, évolution géomorphologique et déformation néogène du Causse du Larzac (Bassin des Grands Causses) ; Rapport n° GTR/IPSN/1198-94, 94 p.

COMBES P.J., 1972 - Les différents types de bauxites sur substratum carbonaté dans le Languedoc et l'Arrière. Remarques sur la notion d'allochtonie et d'autochtonie ; *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p.1613-1616.

COMBES P.J., 1984 - Regards sur la géologie des bauxites ; aspects récents sur la genèse de quelques gisements à substratum carbonaté ; *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1, p. 251-274.

COMBES P.J., 1990 - Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises ; *Geodinamica Acta*, Paris, t. 4, n° 2, p. 91-109.

CORBEL J., 1954 - Les phénomènes karstiques dans les Grands Causses ; *Rev. Géogr. Lyon*, XXCX, 4, p. 387-315.

COULET E., 1962 - Morphologie des Grands Causses ; *Bull. Soc. Lang. Géog.*, t. 33, fasc. 1-2, pp. 1-62.

DEMANGEON P., 1959 - Contribution à l'étude de la sédimentation détritico-dépressive dans le Bas-Languedoc pendant l'ère tertiaire ; Thèse Sc. Montpellier, *Nat. Monsp.* n° 5, Montpellier Géol., 397 p.

DENIZOT G., 1952 - Le Pliocène dans la vallée du Rhône ; *Rev. géog. Lyon*, t. 27, n° 4, p. 327-357.

DUBOIS P., 1969 - Sur la morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire nord-montpelliéraine ; Actes Réunion Intern. de Karsto., *Études et Travaux de "Méditerranée"*, n° 7, p. 37-50.

DUBOIS P., 1985 - Notes karstologiques sur les Grands Causses ; *Bull. Soc. Lang. Géog.*, t. 19, fasc. 3-4, pp. 197-226.

FABRE G., 1906 - Le volcan d'Eglazines (Aveyron) ; *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 148, pp. 584-586.

GEZE B., 1955 - Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc ; *Bull. Volcan.*, Naples, t.17, p. 73-89.

GUENDON J.-L. et PARRON C., 1982 - Relations entre la karstification et la bauxitisation dans quelques gisements du sud-est de la France ; *Travaux ERA 282 du CNRS*, n° XI, p. 69-104.

GUENDON J.-L. et PARRON J.-C., 1985 - Les phénomènes karstiques dans les processus de la bauxitisation sur substrat carbonaté ; exemples de gisements du SE de la France ; In : Colloque International de Karstologie Appliquée, *Annales de la Société Géologique de Belgique*, n° 108, p. 85-92.

GUIRAUD R., 1998 - Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African-Arabian Theyan margin : an overview ; In : MacGrog D.S., Moody R.T.J., and Clark-Lowes D.D., *Petroleum geology of north Africa*, Geological Society, London, Special Publication, p. 215-227.

GUIRAUD R. et BELLION Y., 1995 - Late Carboniferous to Recent geodynamic evolution of the west Gondwanian cratonic Tethyan margins ; In : *The Oceans and Margins*, 8, the Tethys ocean, A. Nairn et al., edit. Plenum Press, New York, p. 101-124.

GUIRAUD R. et BOSWORTH W., 1997 - Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia : synthesis and implications to plate-scale tectonics ; *Tectonophysics*, vol. 282, p. 39-82.

HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R., 1987 - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic ; *Science*, vol. 235, p. 1156-1166.

JOLY F. et DEWOLF Y., 1985 - Une carte morphodynamique du Causse Méjean à l'échelle du 1/25000° ; *Bull. Soc. Lang. Géog.*, t. 19, fasc. 3-4, p. 227-240.

LAGEAT Y. et GOER de HERVE A.(de), 1990 - Le relief de la bordure occidentale de la Limagne... ou "Quarante ans après" ; La Terre et les Hommes, Mélanges offerts à Max Derruau, Fac. Lettres et Sc. Hum., Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, N. serie, fasc. 32, p. 25-43.

LE GRIEL A., 1988 - L'évolution géomorphologique du Massif Central Français. Essai sur la genèse d'un relief ; Thèse Lettres, Univ. Lyon II, 768 p., 112 fig.

MARRES P., 1935 - Les Grands Causses. Étude de géographie physique et humaine ; Thèse d'état, Tours, t. 1, 209 p.

MARTEL E.A., 1883 - Le cañon du Tarn ; In : Annuaire du Club Alpin Français, p. 242-261.

MARTEL E.A., 1930 - La France ignorée ; Librairie Delagrave, Paris, 450 p.

MARTEL E.A., 1936 - Les Causses majeurs ; Éditions Artières et Maury, Millau, 510 p.

PREVER-LOIRI R., 1979 - Terres rouges et sidérolithique dans le nord des Grands Causses (Massif Central français) ; Thèse 3^e cycle, Université de Provence, 146 p.

QUINF Y., 1999 - Fantômisation, cryptotalération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification ; Actes du colloque européen Karst-99, p. 159-164.

ROUSSET Cl., 1970 - Note préliminaire sur les terra rossa des Grands Causses (Massif Central, France) ; *Act. du 95^e Cong. Nat. Soc. Sav. Sci.*, t. 1, p. 227-237.

SALVAYRE H., 1969 - Contribution à l'étude hydrogéologique de la région méridionale des Grands Causses ; Thèse Sc. Bordeaux, t. I, 343 p., t. II, 38 p. 54 tab.+ cartes.

VERGARIA., 1998 - Nouveau regard sur la spéléogénèse : le pseudo-endokarst du Tournaisien (Hainaut, Belgique) ; *Karstologia*, n° 31, p. 12-18.

WELCOME J.-L., 1993 - Le proboscédien du Mazet et les faunes de vertébrés continentaux du Burdigalien de la basse-vallée de l'Hérault (Languedoc, sud de la France). - Diplôme EPEHE, Sciences, Montpellier, 105 p.