



# Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault)

Évolution morphogénétique, conséquences géologiques  
et implications pour l'aménagement



Laurent Bruxelles

Thèse  
Doc. N° 304

Thèse présentée à l'Université d'Aix-Marseille I - Université de Provence  
UFR Sciences géographiques et de l'aménagement

Pour obtenir le diplôme de Doctorat

**Spécialité : Milieux physiques méditerranéens**

Soutenue le 4 janvier 2001  
devant le jury composé de :

<b>Rapporteurs</b>	<b>Richard MAIRE</b> – Directeur de Recherche CNRS – Université Bordeaux III <b>Régine SIMON-COINÇON</b> – Chargée de Recherche – Ecole des Mines de Paris
<b>Examineurs</b>	<b>Jean-Louis BALLAIS</b> – Professeur – Université Aix-Marseille I <b>Richard CISZAK</b> – Maître de Conférences – Université Toulouse III <b>Yves QUINIF</b> – Professeur – Faculté Polytechnique de Mons (Belgique) <b>Jean VAUDOUR</b> – Professeur émérite – Université – Aix- Marseille 1
<b>Directeur de thèse</b>	<b>Paul AMBERT</b> – Directeur de Recherche CNRS – Université Toulouse III

© BRGM, 2003, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

## AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS

De lavognes en clapas, 1 000 km à pied sur le Causse.

Le Causse, paysage aux mille et une facettes, m'a laissé partager un peu de son intimité durant ces quatre années de thèse. Sachant être dur, voire certains jours austère, c'est malgré tout avec un grand plaisir que je le parcourais à longueur de journée. Plaisir solitaire le plus souvent, quelle douce sensation de fouler sa surface, tantôt rocailleuse, tantôt herbue, et de redécouvrir, depuis un nouveau point haut, ce paysage désormais si familier. Ces longues marches, loin de tout, étaient ponctuées de nombreuses haltes où mon regard se posait sur tout ce qui intrigue le naturaliste.

Au gré des observations morphologiques, de la cartographie des formations superficielles et de mes incursions spéléologiques, s'est bâti un canevas évolutif exempt de tout *a priori* initial. Ce travail repose donc essentiellement sur une approche de terrain, juge implacable qui infirme sans scrupule toute déduction trop hâtive.

Certains éléments tels que les lavognes et les clapas constituaient des étapes incontournables, sûr d'y trouver quelques informations. La lavogne est un point d'eau aménagé par l'homme pour les brebis. Le plus souvent des flaques devaient persister naturellement à l'emplacement de ces bassins, fait assez rare sur un plateau calcaire pour que ces mares soient soigneusement maçonnées et entretenues par les bergers. Leur présence matérialise donc souvent l'affleurement d'une formation plus ou moins imperméable mais certainement digne d'intérêt. Les clapas, tas de cailloux variant de un à plusieurs centaines de mètres cube, concentrent l'essentiel des roches et formations affleurantes aux alentours. Un rapide examen permet d'en faire l'inventaire. Il suffit ensuite pour certaines d'entre-elles de retrouver leur position initiale, en général très proche.

Ainsi plus de 1 000 km à pied m'ont permis de relever une grande quantité d'informations dont ce mémoire est l'aboutissement. Pour importante que puisse sembler cette distance, elle est en fait dérisoire en comparaison de l'étendue du Larzac central, et a fortiori des Grands Causses.

Plusieurs personnes m'ont soutenu, à leur manière, tout au long de ces années. N'étant pas allocataire de recherche, j'ai dû à plusieurs reprises ralentir ou suspendre ce travail pour des activités variées, parfois très éloignées du cadre de mes études. Heureusement, une douzaine de contrats s'intégrant parfaitement dans mon sujet de thèse et concernant le plus souvent le Larzac, m'ont fourni un complément d'information inespéré et m'ont permis de progresser de manière significative.

En premier lieu, je tiens à remercier très chaleureusement Paul Ambert, directeur de cette thèse, pour m'avoir permis de me lancer dans ce travail. Tout en me laissant une très grande liberté dans ma recherche, sa grande disponibilité et son dévouement sont les piliers de son achèvement. Homme de terrain incomparable, il me laisse souvent désabusé lorsque voulant lui révéler ma dernière découverte, il la devine, la complète et la resitue dans son contexte avant que j'ai pu la lui montrer du doigt. Il n'a pas hésité à me confier plusieurs contrats qui ont contribué, outre à combler mes nécessités matérielles, à acquérir une expérience professionnelle avec des interlocuteurs variés (aménageurs, archéologues, bureaux d'étude...). Je remercie également Martine Ambert, pour sa sympathie et son accueil toujours chaleureux. Elle m'a mis le pied à

l'étrier en Licence puis en Maîtrise et m'a donné l'occasion de transformer ma passion en vocation.

Je dois aussi ce travail à Jean-Louis Guendon, co-directeur de thèse. Les nombreuses journées passées sur et sous le terrain ont tissé une véritable complicité, débordant largement du cadre de cette thèse. Ses explications très didactiques m'ont permis d'intégrer en partie son sens de l'observation des paysages et sa parfaite connaissance de milieu souterrain. Enfin, sa formation de géologue et sa connaissance des altérites étaient d'un appoint indiscutable.

Aimé Mallet m'a fourni les premières bases de géologie. Grâce à lui, j'ai réorienté mes études vers le karst et nous partageons, depuis près de 15 ans, de nombreuses activités liées aux grottes, mais aussi à l'informatique et au tourisme régional.

Michel Wienin a converti le néophyte que j'étais en m'expliquant, avec une grande patience et le plus scientifiquement possible, les fondements de la géologie régionale. J'ai ainsi pu apprécier son sens aigu de l'observation, tout comme sa disponibilité lors de nombreuses sorties dans les Cévennes ou sur les Causses.

Yves Quinif, toujours disposé à répondre à mes questions, m'a permis de percevoir certains mécanismes fondamentaux du karst. À chacune de nos rencontres, sa gentillesse et sa grande compétence ne font que renforcer mon estime.

Guy Tronchetti a bien voulu analyser tous les échantillons de ce que nous supposons être du Crétacé supérieur. Il a ainsi grandement contribué à la compréhension de cet événement majeur sur le Larzac.

Le GDR 1058 qui a financé la réalisation de tranchées à la pelle mécanique dans les dépôts crétacés de la doline du Luc Bas.

Jean-François Babinot, par l'étude des ostracodes, nous a donné des indications concordantes avec celles de Guy Tronchetti.

De même, Jean Galtier et Monique Feist ont examiné plusieurs échantillons et nous ont fourni certaines caractéristiques paléo-environnementales contemporaines des dépôts du Crétacé supérieur.

Claude Parron a réalisé de nombreux échantillons par diffraction aux Rayons X.

Richard Ciszak a toujours été disposé à répondre à nos questions concernant les formations du Jurassique des Grands Causses, en particulier au sujet des calcaires à chailles bajociens. Il m'a également apporté, lors d'une sortie sur le terrain, plusieurs éléments de réponse concernant les divers dépôts crétacés.

Jacques Ricard, Michel Bakalowicz et Alain Mangin ont échangé avec nous de nombreuses observations concernant l'hydrogéologie du Causse de l'Hospitalet dans le cadre de la convention ANTEA – CNRS.

Bertrand Grelet, Philippe Combes et David Carbon ainsi que toute la sympathique équipe de GEO-TER m'ont permis, au travers de plusieurs contrats, de financer ma thèse et de me pencher sur les problèmes de tectonique et de néotectonique.

Jacques Jaubert (conservateur du service régional archéologique Midi-Pyrénées), Thierry Salgues, Pierrick Fouéré, Fabrice Pons, Luc Jallot (responsables d'opération) et tous les archéologues rencontrés sur les chantiers de fouilles de l'AFAN m'ont donné les moyens d'apprécier l'impact de l'homme sur le milieu depuis la préhistoire. Ainsi, nous avons pu faire, en certains points du causse, un « état des lieux » des paysages caussenards avant toute anthropisation marquée.

Patrick Arnal, à travers les Rencontres Méditerranéennes du Karst, m'a donné l'occasion, lors de plusieurs voyages, de comparer la gestion de parcs nationaux en pays karstique dans différents pays européens.

L'association La Méridienne et son président, M. Jules, m'ont permis de prendre part dans l'étude concernant les problèmes d'intégration de l'autoroute A 75 dans le tissu socio-économique.

Avec Alain Caubel, spéléologue de renom et naturaliste averti, nous avons étudié les lacs et les écoulements de surface durant l'hiver 1996.

Alain Vernhet et Jean-Yves Boutin m'ont toujours agréablement accueilli à la Graufesenque.

Serge Jurado (responsable DDE Aveyron) m'a régulièrement tenu au courant de l'avancement des travaux de l'A 75 et des nouveaux éléments pouvant m'intéresser.

Daniel André, célèbre spéléologue, a mis à ma disposition son savoir encyclopédique sur les cavités des Grands Causses. Il m'a conduit sur le Causse Méjean vers les blocs de grès ferrugineux dont il avait reconnu plusieurs affleurements.

Daniel Caumont m'a fait profiter de sa connaissance du karst du Larzac et n'a pas hésité à me confier quelques ouvrages de son impressionnante bibliothèque.

Thierry Héran et Jacques Caruso m'ont accompagné dans certaines cavités proches de l'Hospitalet et m'ont fait profiter de la primeur de leurs nouvelles découvertes.

Les membres de l'Alpina de Millau m'ont accueilli dans leur spéléo-club dans une ambiance très conviviale.

André Gay, maire de Sorbs, a montré un vif intérêt pour mes travaux, notamment concernant les grands sotchs.

Sébastien Cendrier a été mon compagnon de terrain pendant mon DEA. C'est avec lui, sous une météo parfois austère, que j'ai pris goût aux paysages caussenards.

Philippe Martin, Philippe Audra et Jean-Jacques Delannoy ainsi que tout le comité d'organisation Karst-99, m'ont donné l'occasion de participer à la mise en place et au déroulement d'un colloque européen. J'ai pu y exposer certains de mes résultats lors d'une des journées d'excursion.

Jean-Louis Ballais et Claude Martin, directeurs de l'URA 903 m'ont accueilli dans leur laboratoire.

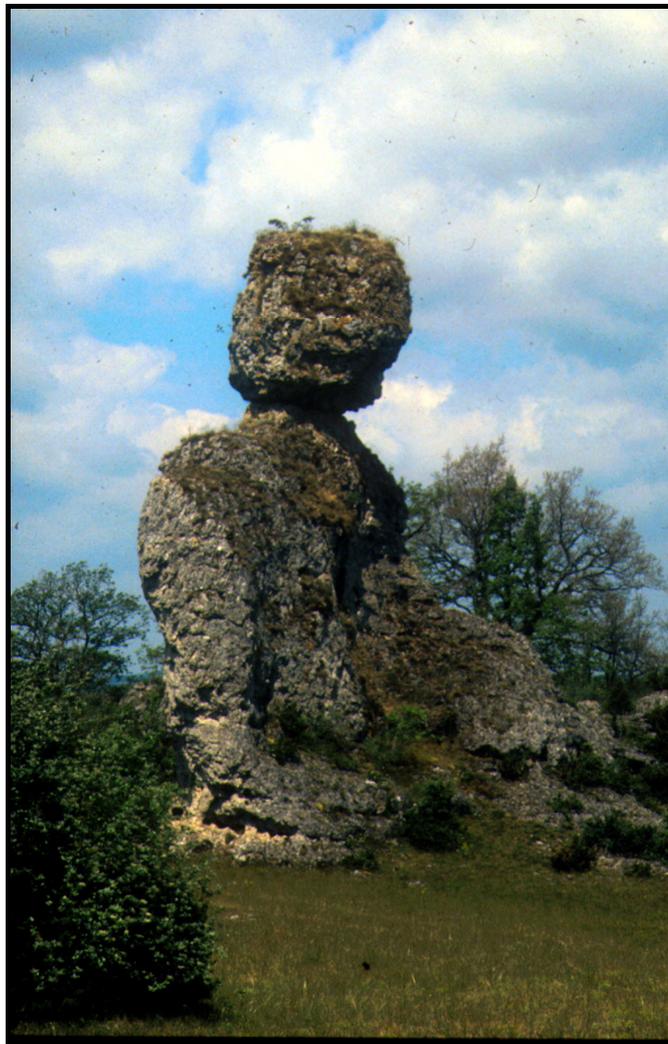
Alain Marquès du Luc a porté une attention toute particulière à mes travaux. Outre sa gentillesse et son sens de l'hospitalité, une grande partie des résultats présentés ici

n'auraient jamais été obtenus sans lui. En effet, il nous a autorisés à effectuer, à plusieurs reprises, des tranchées à la pelle mécanique dans la doline du Luc. Toujours disponible, il a mis à notre service sa connaissance du causse et n'a pas hésité à solliciter les personnes susceptibles de nous aider.

Claire Vaucher a bien voulu relire attentivement et efficacement mon manuscrit.

Je ne saurais terminer sans citer le soutien inconditionnel de mes parents, de mon frère Stéphane avec qui je partage de nombreuses passions, de ma sœur Sophie momentanément exilée aux Etats-Unis et de mes amis : Pierre, Paul, Patrick. Enfin, je tiens à insister sur l'appui et la confiance de celle qui est devenue ma femme pendant cette thèse, Carole Bruxelles. Patiente et courageuse, m'accompagnant régulièrement sur et sous le terrain, elle a traversé avec moi toutes les difficultés et les incertitudes de ces quatre années de thèse.

J'adresse donc à tous mes plus vifs remerciements. Qu'ils sachent que ce travail leur est dû, et qu'il n'aurait peut-être pas abouti sans la contribution de chacun.



**Photo 1 - « L'homme assis ». Rocher ruiniforme aux environs des Menudes.**

# Sommaire

<b>I - Introduction</b> .....	11
I.1 - Les différents systèmes de pensée .....	11
I.1.1 - Les premiers travaux .....	11
I.1.2 - La vision des géologues .....	11
I.1.3 - Les travaux récents .....	12
I.2 - Objectifs de ce travail .....	12
I.2.1 - Problématique.....	12
I.2.2 - Le cadre de l'étude .....	13
I.2.3 - Méthodologie .....	14
I.2.4 - Développement de l'étude .....	15
I.3 - Les applications réalisées dans le cadre de ce travail .....	16
I.3.1 - Convention ANTEA – CNRS (GDR 1058) ; étude d'impact A 75 .....	16
I.3.2 - Convention CRÊTES - CNRS.....	17
I.3.3 - Convention GEO-TER - CNRS.....	18
I.3.4 - Convention AFAN - CNRS.....	18
I.3.5 - Convention IPSN – GEO-TER – CNRS.....	19
<b>II - Données préliminaires. Les composantes géomorphologiques, lithologiques, structurales et hydrogéologiques : un état de la question</b> ....	21
II.1 - Les acquis de l'évolution morphologique des grands causses .....	21
II.1.1 - L'âge du creusement des canyons .....	21
II.1.2 - L'héritage tropical des Causses.....	25
II.2 - Description morphologique du secteur étudié .....	27
II.2.1 - La topographie des plateaux .....	28
II.2.2 - Les reculées karstiques .....	31
II.2.3 - Le canyon de la Virenque .....	34
II.3 - Stratigraphie du Larzac central.....	36
II.3.1 - Le socle .....	36
II.3.2 - Les formations triasiques.....	38
II.3.3 - Le Lias calcaire.....	39
II.3.4 - Le Lias marneux .....	40
II.3.5 - Le Dogger (Rey <i>et al.</i> , 1996 ; Charcosset, 1998) .....	40

II.3.6 - Le Malm (Menessier et coll., 1984 ; Geze et coll., 1985 ; Alabouvette et coll., 1988 ; fig. 9) .....	44
II.3.7 - Le Crétacé .....	46
II.4 - Tectonique et structure de la partie centrale du larzac.....	46
II.4.1 - Les failles.....	46
II.4.2 - Histoire tectonique post-Jurassique (fig. 12) .....	49
II.4.3 - Structure d'ensemble.....	51
II.4.4 - Les indices de Paléosismicité dans l'aven de la Portalerie .....	52
II.5 - Hydrogéologie du Larzac Central et du Causse de Campestre.....	59
II.5.1 - Les principaux exutoires .....	59
II.5.2 - Les grands axes de drainage .....	64
II.5.3 - Circulations de surface et lacs temporaires.....	66
II.6 - Les caractéristiques de l'endokarst .....	71
II.6.1 - Répartition géographique .....	71
II.6.2 - Typologie des cavités endokarstiques.....	72
II.6.3 - Les remplissages endokarstiques exhumés.....	77
II.6.4 - Premières déductions concernant l'endokarst.....	78
<b>III – Les formations superficielles. Acquis récents et conséquences concernant les formations classiques .....</b>	<b>79</b>
III.1 - Les formations crétacées et apparentées .....	79
III.1.1 - Les fragments de bauxite .....	79
III.1.2 - Les formations argileuses.....	85
III.1.3 - Les calcaires gréseux et les calcaires lumachelliques .....	94
III.1.4 - Les formations ferruginisées.....	97
III.1.5 - Extension de la couverture crétacée sur le Larzac.....	99
III.1.6 - Analyse paléontologique et implications paléogéographiques .....	99
III.1.7 - Succession stratigraphique des dépôts crétacés .....	99
III.1.8 - Les dépôts continentaux postérieurs .....	102
III.2 - Apports allochtones et formations autochtones remaniées .....	102
III.2.1 - Les formations détritiques siliceuses .....	102
III.2.2 - Les fragments ferrugineux à matrice fine .....	109
III.2.3 - Les formations argileuses à Chailles .....	114
III.2.4 - Les formations basaltiques .....	130
III.2.5 - Les formations résiduelles carbonatées .....	134
III.2.6 - Les dépôts périglaciaires .....	138

<b>IV - Les modalités de la morphogenèse caussenarde .....</b>	<b>144</b>
IV.1 - Les enseignements déduits des dépôts crétacés .....	144
IV.1.1 - Les formations bauxitiques caussenardes .....	144
IV.1.2 - L'ingression marine du Crétacé supérieur.....	150
IV.1.3 - Le Crétacé terminal.....	156
IV.1.4 - Rôle morphologique de la couverture crétacée.....	156
IV.1.5 - Conclusion.....	157
IV.2 -Les cours d'eau allochtones (partie orientale du Causse de l'Hospitalet et Causse de Campestre).....	158
IV.2.1 - Évolution des circulations à la surface du causse.....	158
IV.2.2 - Mise en place et évolution du canyon de la Virenque .....	161
IV.2.3 - Les éléments de datation des principales étapes morphogénétiques.....	163
IV.2.4 - Conclusion.....	164
IV.3 - Évolution morphologique et argiles à chailles.....	164
IV.3.1 - Les conditions d'affleurement des sources d'argiles à chailles .....	164
IV.3.2 - Modalités et organisations des transits d'argiles à chailles .....	165
IV.3.3 - Le développement des reculées karstiques .....	172
IV.3.4 - Mise en place du drainage karstique.....	174
IV.3.5 - Le paléokarst de la Vayssière (la-Bastide-Pradines) .....	176
IV.3.6 - Âge des différents transits d'argiles à chailles sur le causse .....	180
IV.3.7 - Conclusion.....	181
<b>V - Impacts humains sur le milieu et implications pour les aménagements .....</b>	<b>182</b>
V.1 - Impacts de l'activité humaine sur l'évolution morphologique .....	182
V.1.1 - Le site archéologique de la Pomière .....	182
V.1.2 – Le remplissage détritique de l'aven de la Portalerie .....	185
V.1.3 - L'exemple de la lavogne de la Couvertoirade .....	186
V.1.4 - L'inondation de l'Hospitalet.....	186
V.2 - La pollution des eaux souterraines .....	188
V.2.1 - Les cuves de décantation de l'A 75.....	188
V.2.2 - Les décharges sauvages .....	190
V.2.3 - Les pratiques agricoles .....	191
V.2.4 - Pollution des aquifères par des produits chimiques liés à l'activité humaine.....	191
V.3 - Conclusions.....	191

<b>VI - Conclusion</b> .....	193
VI.1 - Les formations superficielles, Acteurs et témoins de l'évolution morphologique du cause .....	193
VI.1.1 - Les dépôts crétacés .....	193
VI.1.2 - Les alluvions quartzeuses .....	195
VI.1.3 - Les argiles à chailles .....	195
VI.1.4 - Les informations déduites des autres formations résiduelles.....	196
VI.1.5 - Conclusion sur le rôle des formations superficielles .....	197
VI.2 - Perspectives d'étude et discussion .....	199
VI.2.1 - Prolongement de l'étude .....	199
VI.2.2 - Remarques concernant la mise en place des canyons.....	200
VI.2.3 - Comparaison des dynamiques en jeu au niveau de Sauclières.....	200
VI.3 - L'homme et le cause .....	201
<b>VII - Bibliographie</b> .....	203
<b>Liste des figures</b> .....	273
<b>Liste des tableaux</b> .....	277
<b>Liste des photographies</b> .....	277
ANNEXE I.1 - Carte géologique du secteur étudié.....	235
ANNEXE I.2 - Carte des formations crétacées et apparentées reconnues sur le Causse de l'Hospitalet et le Causse de Campestre.....	239
ANNEXE I.3 - Carte des principales formations superficielles présentes à la surface du cause, à l'exception des formations crétacées .....	243
ANNEXE II - Inventaire des cavités du Causse de l'Hospitalet et du Causse de Campestre. Le n° de cavité fait référence aux cavités pointées sur la carte en annexe I.1.....	247

## I - INTRODUCTION

Ce travail, s'il découle d'une recherche basée sur le terrain, s'appuie également sur une longue évolution de la pensée géographique et géologique. Les objectifs visés ainsi que les moyens mis en œuvre pour les atteindre ont ainsi reposé sur des acquis, à leur tour remis en question à chaque nouvelle découverte.

### I.1 - LES DIFFÉRENTS SYSTÈMES DE PENSÉE

L'évolution de ces formes majeures a tout naturellement fait l'objet, depuis plus d'un siècle, de prises de position variées, lesquelles peuvent néanmoins être regroupées, sans trop les schématiser en trois grands systèmes de pensées :

#### I.1.1 - Les premiers travaux

Dans ceux de E. A. Martel (1883, 1930, 1936), de G. Fabre (1906), de H. Baulig (1928), de P. Marres (1935), puis de J. Corbel (1954), le schéma de l'évolution caussenarde peut être résumé en une succession d'évènements qui diffèrent assez peu chronologiquement chez ces divers auteurs.

**À la fin du Miocène**, les massifs anciens (Aigoual, Lozère) se soulèvent, déterminant une première hiérarchisation des paysages et l'ébauche de couloirs hydrodynamiques.

**Au Pliocène**, attestés par des alluvions fluviales des plateaux (cf. Causse Noir), des réseaux de vallées peu encaissées sillonnent la surface des plateaux, alors même que se développent les premières circulations hypogées au sein de la masse karstique.

**Durant le Quaternaire**, l'enfoncement s'accélère au bénéfice, si l'on en croit J. Corbel (1954), d'hypothétiques effondrements des voûtes de réseaux souterrains, alors transformés en canyons. La dissolution est accélérée par les eaux agressives très abondantes des périodes froides.

H. Enjalbert (1967), avec des arguments de chronologie relative nouveaux, appartient à ce courant de pensée, bien que depuis 1950 la théorie du creusement intégral des gorges au Quaternaire recueille la plupart des suffrages.

#### I.1.2 - La vision des géologues

Ce second système de pensée découle en priorité de deux concepts, quelque peu théoriques, l'un d'ordre général, l'autre propre à la géologie des Grands Causses.

- L'étude des formations quaternaires se développe à partir de l'après-guerre. Dans les grandes vallées alluviales, comme le Rhône (Denizot, 1952), les vallées quaternaires s'inscrivent en contrebas du toit du remblaiement pliocène, qui forme le plan sommital des paysages de piémont. Avec le développement de la néotectonique, justifié mais inconsidérément étendu, on en vient à tort à considérer que les arrière-pays pliocènes devaient être eux aussi aplanis. Leur élévation postérieure relevait donc de la tectonique. Régionalement, cette théorie sera défendue par les travaux de P. Dubois (1969, 1985). En fait, tout piémont

d'accumulation (comme le Pliocène) ou de dissection (comme le creusement des vallées quaternaires dans celui-ci), nécessite un amont surélevé. Son fonctionnement s'avérera d'autant plus efficace qu'il sera d'autant plus étendu et ramifié. Donc, l'existence d'un réseau hydrographique méditerranéen pré-pliocène, très ramifié, induit *de facto* un creusement pré-quaternaire des vallées de l'arrière-pays.

- Un deuxième paramètre, plus régional, a contribué à établir le bien fondé de ce schéma jusqu'ici tout à fait théorique. L'étude des appareils et formations volcaniques, nombreux dans les Grands Causses, recoupés en plusieurs endroits par le cours du Tarn (les Vignes, Eglazines) a été entreprise par B. Gèze (1955), à une époque où les datations absolues des basaltes n'existaient pas. Gèze, ayant remarqué que certains appareils des Grands Causses (Roquefort) n'étaient pas arrivés à l'air libre et que d'autres, dans le Bas Languedoc, s'étaient mis en place durant le Quaternaire, il crut pouvoir extrapoler cette datation à la totalité des appareils caussenards. Conséquence directe de cette imputation, les appareils volcaniques souterrains « quaternaires » des Vignes et d'Eglazines recoupés par les gorges du Tarn démontraient l'âge post-volcanique, donc forcément Quaternaire des gorges et a fortiori celui de ses affluents.

Bien que la datation pré-quaternaire de ces deux volcans soit acquise depuis plus d'une vingtaine d'années et que l'un d'entre eux soit pro parte aérien, cette théorie illustre encore la plupart des travaux de vulgarisation concernant la région.

### **I.1.3 - Les travaux récents**

L'insertion dans les recherches sur l'Escandorgue d'éléments de datation absolue (Ambert, 1979) conduit à envisager une évolution plus longue, assez proche de Martel, impliquant en partie le Miocène dans le creusement. Depuis, la révision de nombreuses séquences et l'acquisition de nouvelles datations absolues ont permis de préciser cette évolution (Ambert M. et P., 1995 ; Ambert, 1990, 1994). Les travaux les plus récents, menés dans des recherches appliquées (Ambert *et al.*, 1996) fournissent des éléments nouveaux.

Notre travail repose sur ces derniers travaux qui introduisent le long terme dans l'évolution de la surface des Causses et le creusement des canyons. Aucun des nouveaux éléments apportés par ce travail n'a permis de mettre en cause ces dernières théories. Au contraire, le long terme requis s'accorde beaucoup mieux avec nos conclusions.

## **I.2 - OBJECTIFS DE CE TRAVAIL**

### **I.2.1 - Problématique**

Les formations superficielles et les remplissages karstiques n'avaient fait à ce jour l'objet d'aucun essai de caractérisation sédimentaire ou chronologique systématique. Ces formations ressortent au mieux de la notion classique de « terre rouge des Causses » (Rousset, 1970 ; Cadillon, 1970 ; Prever-Loiri, 1979 ; Cals *et al.*, 1980). Les travaux récents (Ambert, 1994 ; Bruxelles, 1995 ; Bruxelles *et al.*, 1999 a et b) ont montré à la fois leur diachronisme (les plus anciennes ont un âge crétacé), comme leur

diversité sédimentaire et faciologique, ainsi que leur rôle varié au niveau des écoulements hydrologiques aériens et souterrains de la plate-forme carbonatée des Causses.

De fait, l'intérêt consiste à mettre en évidence la contribution des formations superficielles dans l'évolution morphologique du causse. Leur cartographie et leur association avec les formes majeures permettent, à plusieurs reprises, d'en évaluer l'impact.

Notre travail, intégré dans les études d'impact du tracé de l'autoroute A 75 qui traverse en particulier le Larzac, a été défini en concertation avec l'aménageur. Il avait pour but de caractériser des formations qui, par leur extrême diversité et leur morcellement, posaient des problèmes géotechniquement difficiles à résoudre en particulier au niveau de la transmissivité des fluides et de la tenue à la pression. Ce travail préalable à des études poussées par les laboratoires spécialisés de l'équipement, s'insère donc dans une recherche appliquée fondée sur un renouvellement de la réflexion géomorphologique. Il vise en particulier à mieux définir les rythmes de l'évolution géomorphologique des plateaux des Grands Causses.

### **I.2.2 - Le cadre de l'étude**

Le Causse du Larzac est situé au sud du massif central et constitue le plus grand des Grands Causses (environ 1 000 km<sup>2</sup>). Le secteur pris en compte correspond sensiblement à la partie centrale de ce causse. Il est constitué par les plateaux du Causse de l'Hospitalet et du Causse de Campestre (fig. 1). 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 faille de l'Hospitalet constitue la limite septentrionale mais nous débordons légèrement sur le Larzac Nord, jusqu'à la Cavalerie, où plusieurs observations complètent utilement celles trouvées sur le secteur étudié. Enfin, la faille de Saint-Michel fait office de limite sud.

Ainsi, notre terrain de thèse forme une unité morphologique, structurale et hydrogéologique comprise entre deux accidents majeurs. Bien que le canyon de la Virenque isole le Causse de l'Hospitalet et le Causse de Campestre, l'étude conjointe des formes et formations de la surface des plateaux et de l'endokarst met en exergue leur complémentarité.

Le secteur étudié, ainsi défini, s'étend sur plus de 800 km<sup>2</sup>, mais se réduit à 500 km<sup>2</sup> si l'on ne considère que la surface des plateaux où, conformément à notre sujet, nous avons concentré notre travail.

La couverture IGN au 1/25 000 comprend les cartes topographiques suivantes :

- 2541 Ouest – Saint-Afrique
- 2541 Est – Millau
- 2542 Est – Cornus
- 2642 Ouest – Le Caylar / La Couvertorade
- 2641 Ouest – Nant / Gorges de la Dourbie
- 2641 Est – Alzon

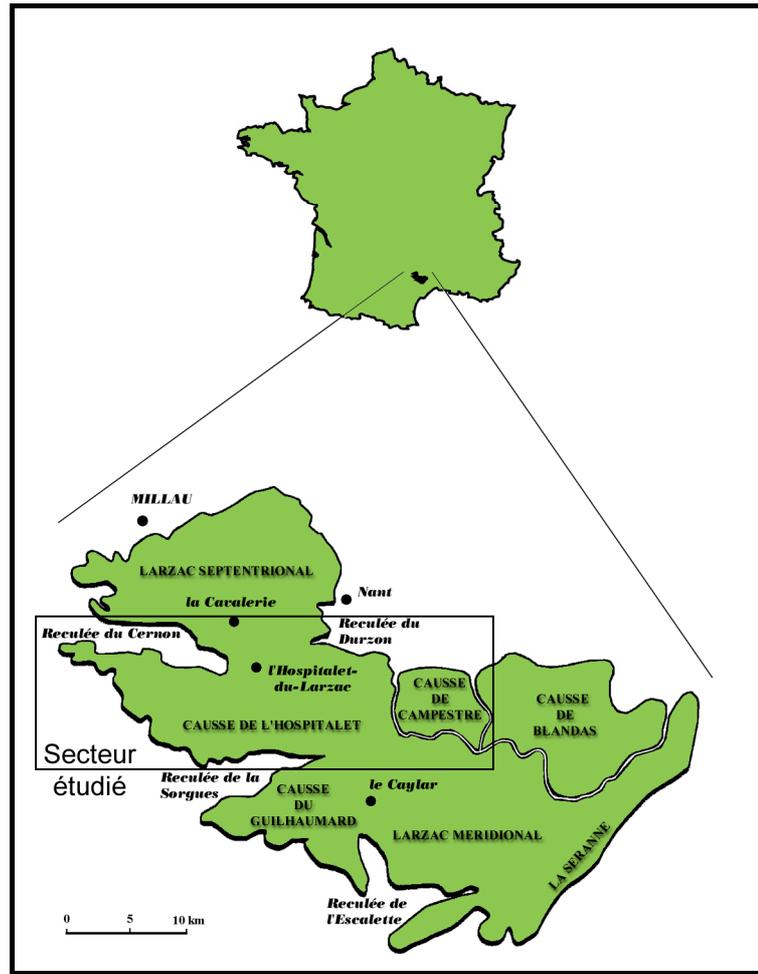


Fig. 1 - Carte de localisation du secteur étudié.

La couverture BRGM au 1/50 000 comprend les cartes géologiques suivantes :

- 936 Nant
- 962 Le Caylar
- 935 Millau
- 961 Cornus

### I.2.3 - Méthodologie

Dans le cadre du DEA, limité à l'étude du secteur Est du Causse de l'Hospitalet nous avons développé l'ensemble des méthodes indispensables à la réalisation d'un travail similaire, proposé désormais sur une plus large échelle. Plusieurs thèmes de recherche sont développés :

- identification, caractérisation et cartographie des formations superficielles. Ces recherches débouchent sur une typologie des dépôts, en particulier une distinction entre les altérites *in situ* et les dépôts superficiels en transit sur le karst. Etablissement d'une chrono-stratigraphie relative, composantes morpho-climatiques et origine de ces différentes formations ;
- inventaire des phénomènes karstiques hypogés (grottes, avens, ...) et des paléokarsts recoupés par la surface topographique. Investigation des karsts actifs et/ou pénétrables par les techniques spéléologiques. Repérage et étude des remplissages remarquables : analyse sédimentaire, datations U/Th. Définition des écoulements hydrologiques (coloration, relevés topographique des réseaux spéléologiques) ;
- tournées de terrain avec les aménageurs et l'encadrement scientifique (Paul Ambert, directeur de thèse ; Jean-Louis Guendon, tuteur), visant à infléchir les orientations de recherche et à répondre aux problèmes d'aménagement spécifiques aux Grands Causses ;
- application de ces techniques à la gestion des Parcs Naturels en région karstique. Dans le cadre d'un groupe de travail CEE, réflexion et comparaison du savoir-faire dans ce domaine de la France, de l'Espagne et du Portugal : Protection des Parcs Naturels en Pays Karstique. Visite de ces pays et accueil des collègues étrangers en France ;
- reconstitution de l'environnement géomorphologique de sites archéologiques. Mise en place du secteur, impact de la présence humaine sur le milieu et quantification de l'évolution postérieure. Les différentes analyses réalisées (sédimentation, micro-morphologie, rayons X, datations C 14 et U/Th) ont permis de connaître l'état du causse au cours de l'Holocène et d'évaluer son évolution postérieure, calée sur des datations absolues.

#### **I.2.4 - Développement de l'étude**

Les recherches entreprises dans le cadre du DEA ont été étendues à l'ensemble du Causse de l'Hospitalet et du Causse de Campestre, séparé du précédent par les gorges de la Virenque. L'espace ainsi délimité oppose à première vue un karst (l'Hospitalet-du-Larzac) lourdement sollicité par les aménagements actuels (A 75 en particulier), et un autre (Campestre) presque vide d'hommes.

L'histoire géologique de ces causses est *pro parte* commune, à commencer par la présence de Crétacé supérieur sur l'ensemble du secteur étudié. Elle est également liée aux fonctionnements des paléoréseaux hydrographiques. La cartographie réalisée au cours du DEA a permis d'identifier plusieurs anciens écoulements de la Virenque en provenance de l'Aigoual dont nous avons plus particulièrement reconnu la limite occidentale. La poursuite des travaux sur le causse de Campestre devait permettre de définir l'organisation des circulations allochtones dans la partie orientale. Il en est de même pour les poches karstiques à dragées de quartz, derniers vestiges conservés par le karst d'écoulements plus anciens que les précédents.

L'association du Causse de Campestre et de celui de l'Hospitalet permet d'étudier, dans les meilleures conditions d'observation, des formations et formes qui n'appartiennent pas en propre qu'à l'un des deux causses. C'est ainsi que le Causse

de l'Hospitalet présente les meilleures coupes d'altérites à chailles *in situ* développées au toit du Bajocien et plusieurs types de formations à chailles remaniées au Néogène et au Quaternaire depuis les précédentes. Les unes et les autres, très mal prises en compte par les aménageurs, sont extrêmement pernicieuses dans les processus morphologiques mis en jeu (crypto-karst) et le type de drainage qu'elles induisent. Le Causse de Campestre propose, pour sa part, les premiers affleurements créacés connus et datés (Alabouvette *et al.*, 1984 ; Ambert, 1994 ; Bruxelles *et al.*, 1999 a et b ; Bruxelles, 1999), piégés *pro parte* dans un karst gigantesque de type méga-doline, qui n'est pas sans rappeler les sotchs présents sur ce causse et sur celui du Larzac méridional. Ces derniers restent mal connus alors qu'il s'agit d'un des très rares karsts régionaux dont le remplissage est bien daté. Leur étude stratigraphique, spéléologique et spatiale, intégrée dans notre recherche, s'avère être un élément fructueux pour la chronologie des formations et formes du karst des Grands Causses. En outre, nous avons poursuivi l'étude de plusieurs types de formations isolées précédemment au sein des « terra rossa ». Citons les gravillons ferrugineux, les grès ferrugineux, le « grésou » dolomitique, les croûtes calcitiques, les altérites volcaniques, les formations périglaciaires, étudiées en surface, mais aussi en réemploi ou en transit dans le karst souterrain et associées à des phases de concrétionnement.

Compte tenu des difficultés de datation de la plupart de ces formations, de la complexité des phénomènes d'altération, des enjeux liés à l'aménagement de ces sites sensibles, complexes et insuffisamment connus, les principaux objectifs que nous nous sommes posés sont les suivants :

- décrire les altérites et les formations superficielles, établir des relations (au moins géométrique sur des coupes clefs) entre les différents corps sédimentaires mais aussi avec la morphologie ;
- mettre en évidence le rôle joué par les formations superficielles dans la genèse des paysages caussenard et dans la karstogenèse en général ;
- au niveau du karst souterrain, essayer de définir les anciens fonctionnements hydrogéologiques et vérifier leur éventuel fonctionnement épisodique actuel (transfert des fluides en période de crue) ;
- collaborer avec des aménageurs pour tirer des études de cas mûrement sélectionnées un certain nombre de références. Souligner le caractère indispensable d'une recherche concernant l'évolution et le fonctionnement du massif karstique, en amont de l'étude d'impact d'un projet lourd.

### **I.3 - LES APPLICATIONS RÉALISÉES DANS LE CADRE DE CE TRAVAIL**

À l'origine intégré dans les études d'impact du tracé de l'autoroute A 75, nous avons eu à répondre à plusieurs autres propositions d'études géomorphologiques. Seules les plus proches, géographiquement ou du point de vue thématique ont été retenues et réalisées. Elles ont apporté une quantité *a priori* insoupçonnée d'informations, notamment grâce aux moyens techniques et analytiques mis en œuvre pour faciliter notre recherche. Une partie des résultats présentés ici leur est redevable.

#### **I.3.1 - Convention ANTEA – CNRS (GDR 1058) ; étude d'impact A 75**

Cette étude intitulée « Connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac septentrional » avait pour objectif d'évaluer l'impact de la construction et

du fonctionnement de l'autoroute A 75 sur la qualité des eaux souterraines. Dans le cadre de cette thèse, le secteur concerné était le Causse de l'Hospitalet du Larzac.

Les buts étaient :

- de délimiter les bassins d'alimentation des sources suivantes : Durzon, Laumet, Riou Ferrand, l'Homède, Boundoulaou, Lavencou et Cernon ;
- de définir la structure et le fonctionnement des systèmes aquifères des sources importantes : Durzon, l'Homède, Boundoulaou et Cernon en vue de définir :
  - les ressources exploitables,
  - la qualité physico-chimique de l'eau pendant un cycle hydrologique,
  - l'impact sur la qualité de l'eau des sources des différentes zones d'activité sur leur bassin d'alimentation, pour un niveau de protection donné,
  - des scénarios de périmètres de protection et les contraintes afférentes.

Notre contribution dans ce travail a concerné l'analyse de la géomorphologie karstique et des formations superficielles à la surface du causse. Elle a été complétée par une recherche sur les dépôts du karst et des phénomènes endokarstiques du Causse de l'Hospitalet (Bruxelles, 1995 ; Ambert *et al.*, 1996).

### **I.3.2 - Convention CRÊTES - CNRS**

Le thème principal du projet européen concerne la réalisation d'une campagne d'identification des problématiques de développement et d'aménagement des massifs calcaires, et la sensibilisation des différents acteurs (décideurs et responsables d'organismes, d'administrations territoriales, d'entreprises du secteur public et du secteur privé) présentant des risques pour le maintien de la qualité des ressources karstiques.

Notre intervention concernait l'inventaire des « impacts anthropiques en milieu karstique : étude de cas dans les Grands Causses et en particulier le Larzac ». Ainsi, nous devons traiter des problèmes environnementaux liés aux divers aménagements, faire une analyse critique des méthodes employées et évaluer les premiers résultats.

Plusieurs domaines étaient concernés :

- impacts des aménagements actuels :
  - agriculture, sylviculture, restructuration agricole,
  - les voies de communication (A 75, RN 9, voies de délestage) ;
- impacts liés à l'aménagement ou la fréquentation de sites naturels :
  - monuments : l'exemple de la Couvertoirade,
  - cavités souterraines : Aven Armand (Causse Méjean), Grotte de Dargilan (Causse Noir),
  - sites paysagers : Montpellier-le-Vieux (Causse Noir), secteurs de gorges.

Nous avons également mené cette étude en Espagne et au Portugal avec nos partenaires du Département de Géodynamique de l'Université de Grenade (Pr. Antonio

Pulido-Bosch) et du « Parque Natural das Sierras de Aire e Candeiros » (Dir. Maria Joa Bothelo).

De retour en France, nous avons participé à l'organisation des Rencontres Méditerranéennes du Karst à Florac (12 - 14 octobre 1995) : Aménagement et développement durable des massifs calcaires avec les collègues espagnols et portugais.

### **I.3.3 - Convention GEO-TER - CNRS**

Un peu plus éloigné de l'étude géomorphologique classique, cette convention faisait plutôt appel à notre expérience spéléologique. Il s'agissait de repérer dans plusieurs cavités, les traces d'évènements sismiques dans le Gard rhodanien. Bien qu'éloignées des causses, ces méthodes d'observation et d'interprétation ont ensuite été appliquées, dans le cadre de cette thèse, au Causse du Larzac (Bruxelles *et al.*, 1997 a et b, Bruxelles *et al.*, à paraître).

Cette convention était divisée en deux phases :

- enquête et recherche bibliographique des anomalies de développement des concrétions de grottes (09/95). Elle consistait en une enquête auprès des spéléologues doublée d'une recherche bibliographique afin d'identifier la présence ou l'absence d'anomalies dans les dépôts endokarstiques des grottes situées le long de la faille des Cévennes (bordure du Bassin d'Alès et plateaux de l'Ardèche) et du réseau de failles de Nîmes-Pujaut. L'objectif était de sélectionner des grottes ayant enregistré des phénomènes sismiques et présentant des anomalies typiques.
- visite des grottes sélectionnées. Repérage des anomalies de développement des spéléothèmes, analyse et datation (08/98).

### **I.3.4 - Convention AFAN - CNRS**

Les fouilles de sauvetage, réalisées par l'AFAN sur le tracé de l'A 75, nous ont permis de travailler sur plusieurs sites archéologiques. Notre travail consistait en une étude géomorphologique complète : évolution morphologique des environs du site avant son occupation, impact de l'activité humaine sur le milieu et évolution postérieure à l'abandon. Ainsi, nous avons produit huit rapports concernant six sites localisés sur le tracé de l'A 75 :

- L'occupation préhistorique des dolines de la Pomière (Larzac ; Bruxelles, 1997 b ; Bruxelles, 1998 c),
- Le site chalcolithique et protohistorique du Jas-del-Biau (Causse Rouge ; Bruxelles, 1997 c),
- L'abri du Camp des Armes (Larzac ; Bruxelles, 1998 a)
- Le site de la Vayssière : un habitat chalcolithique et un gisement pléistocène sur le Causse du Larzac (Bruxelles, 1998 b, Bruxelles, 1999 b),
- L'aven de Bel Air (Larzac ; Bruxelles, 1999 d).
- Le site proto-historique du Puech d'Auzet (Causse Rouge ; Bruxelles, 1999 c).

Ces études nous ont fourni de nombreux repères chronologiques et morphologiques sur l'état du causse durant l'holocène et son évolution récente.

### **I.3.5 - Convention IPSN – GEO-TER – CNRS**

L'étude expérimentale de la perméabilité des marnes du Lias dans le tunnel de Tournemire a nécessité une analyse géomorphologique de l'extrémité occidentale du Causse de l'Hospitalet (Bruxelles, 1999 e). L'objectif était de déterminer les conditions de transit des eaux d'infiltration jusqu'au toit des marnes. Pour notre part, plusieurs points ont été examinés dans cette optique :

- description des principales formations superficielles,
- évolution morphologique du plateau depuis la fin du Jurassique,
- formation des reculées (Cernon, le Brias, Saint-Paul-des-Fonts),
- mise en place et organisation de l'endokarst,
- fonctionnement actuel du drainage karstique,
- relevé de la fracturation en grotte.

L'ensemble de ces études illustre l'aspect « recherche appliquée » de notre travail. Ainsi, au-delà des théories déduites de nos travaux de terrain, il a fallu répondre assez souvent à des questions précises, et insérer nos résultats dans le cadre de travaux pluridisciplinaires. Cette approche, très enrichissante, met aussi en évidence la place de choix qu'occupe la géomorphologie de terrain dans ce type d'études et la pertinence de ses apports.



## **II – DONNEES PRELIMINAIRES. LES COMPOSANTES GEOMORPHOLOGIQUES, LITHOLOGIQUES, STRUCTURALES ET HYDROGEOLOGIQUES : UN ETAT DE LA QUESTION**

### **II.1 - LES ACQUIS DE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES GRANDS CAUSSES**

Plusieurs travaux récents ont fixé certaines étapes de l'évolution des Grands Causses (Ambert, 1990 et 1994 ; Ambert M. et Ambert P., 1995). Ainsi, le creusement des canyons qui constitue une modification radicale dans leur évolution morphologique est calé dans le temps. Cette donnée fondamentale fournit une fourchette chronologique plus précise et plus cohérente avec les observations réalisées sur le Larzac. Elle est appuyée par l'étude des sédiments néogènes du Bas-Languedoc. L'appoint du volcanisme de la bordure méridionale du Larzac corrobore cet état de fait et renseigne sur les morphologies caussenardes pré-quatérnaires. Il donne un « état des lieux » du Larzac et permet d'apprécier les héritages tropicaux du Néogène.

#### **II.1.1 - L'âge du creusement des canyons**

##### ***II.1.1.1 - L'état du creusement à l'orée du Quaternaire***

Le volcanisme est un pourvoyeur privilégié d'informations paléogéographiques. Les possibilités de datations isotopiques ainsi que les documents environnementaux complètent l'information déduite des paléotopographies qu'il recouvre.

#### **a - Les volcans de l'Escandorgue et l'état du Larzac méridional à la fin du Pliocène**

L'Escandorgue méridional présente les meilleures preuves d'un creusement pré-quatérnaire des vallées de la bordure sud des Grands Causses. En particulier, le secteur de Bernasso, dont l'âge a pu être précisé (Ambert *et al.*, 1990), montre un système fluvial de gorges étroites creusées dans l'Hettangien de 100 m de profondeur. Les dépôts pré-volcaniques s'y organisent suivant un escalier de terrasses fossilisées 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. Il détermine un plan d'eau rapidement colmaté par une sédimentation détritique. Cette séquence participe, avec la poursuite du volcanisme de l'Escandorgue, à la fossilisation, sous plus de 300 m de dépôts, d'un ancien réseau fluvial. Il existait donc déjà, au Pliocène, un réseau fluvial creusé aux marges sud du Larzac.

#### **b - La série des travertins de Millau**

Bien que moins documentée au niveau de la charnière Plio-Quaternaire, la série des travertins de Millau permet d'appréhender les rythmes du creusement des gorges du Tarn. Les interférences des terrasses alluviales et des travertins liés à des exurgences latérales à cette rivière en font un modèle privilégié pour l'étude de

l'évolution d'un des canyons majeurs des Grands Causses. L'analyse cartographique permet de dégager cinq phases principales de morphogenèse carbonatée (fig. 2) :

- Les travertins du château de Creissels (stade 2), fossilisent la terrasse de 10-15 m et sont datés par U/Th de 222 000 ans (+ 44 000, -33 000). Les témoins du stade 3 (travertins du Chenil) scellent deux niveaux alluviaux, celui de 20-30 m et celui de 40 m. Deux datations permettent d'attribuer à cette formation un âge supérieur à 350 000 ans et de la corrélérer avec les travertins de la Rouquette (6 datations U/Th supérieures à 350 000 ans). Cette estimation caractérise l'ensemble des travertins du stade 3.
- À Peyre, les alluvions du niveau 40 m du Tarn s'adosent au contraire sur une dizaine de mètres de haut, contre la base de la table de travertins, épaisse ici de près de 20 m. En conséquence, les travertins de Peyre sont plus anciens que ceux du stade du Chenil, ce que confirme l'association de datations U/Th supérieur à 350 000 ans et d'un paléomagnétisme à dominante négative. Ce double contrôle situe l'âge du travertin bien au-delà de la limite de la période inverse de Bruhnes-Matuyama, c'est-à-dire antérieurement à 720 000 ans.
- Le Plateau de France (photo 2), le plus élevé, est le plus ancien (Stade 5). Il fossilise des formations alluviales du Tarn en totale inversion de relief. Le terme le plus bas est situé à 125 m d'altitude relative, en surplomb direct du cours de la rivière actuelle.

La situation altitudinale et la datation du travertin de Peyre permet donc de souligner la faiblesse du creusement postérieur du Tarn lors des principales phases de la morphogenèse périglaciaire régionale. Elle correspond à une quarantaine de mètres pour un minimum temporel de 720 000 ans. La position du travertin de Peyre permet également d'apprécier l'importance de l'incision antérieure, de plus de 80 m, depuis le plateau de France. La formation de ce dernier peut de ce fait être attribuée à une période très ancienne du Quaternaire. Ainsi, depuis cette époque, le creusement du Tarn atteint 125 m alors qu'il est inscrit de 250 m sous le rebord des causses (photo 2). Cette valeur peut donc être imputée au creusement pré-Quaternaire, aux limites près de l'incertitude concernant la datation du Plateau de France.

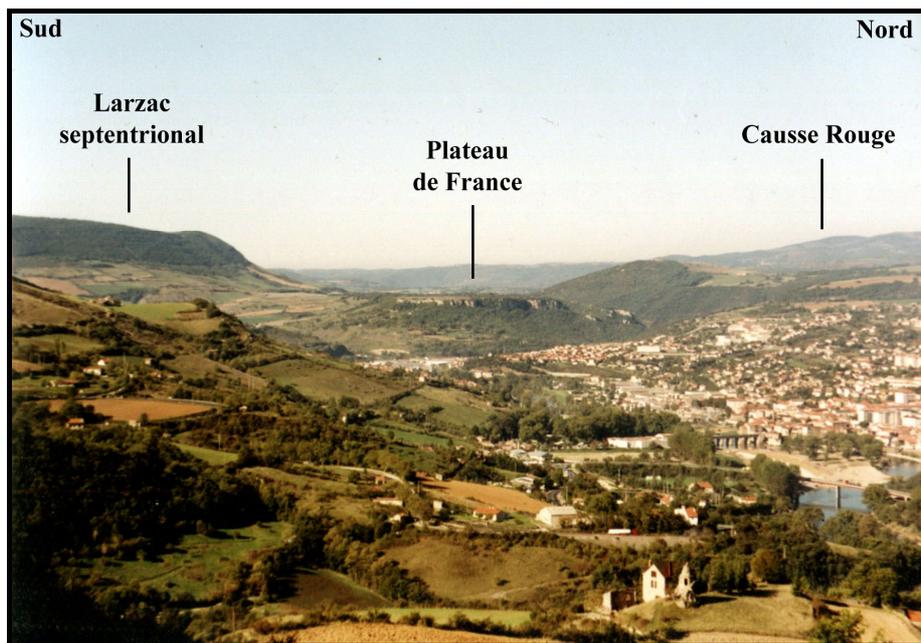


Photo 2 - Vallée du Tarn au niveau de Millau. Le Plateau de France est inscrit 250 m en contrebas du rebord du Larzac.

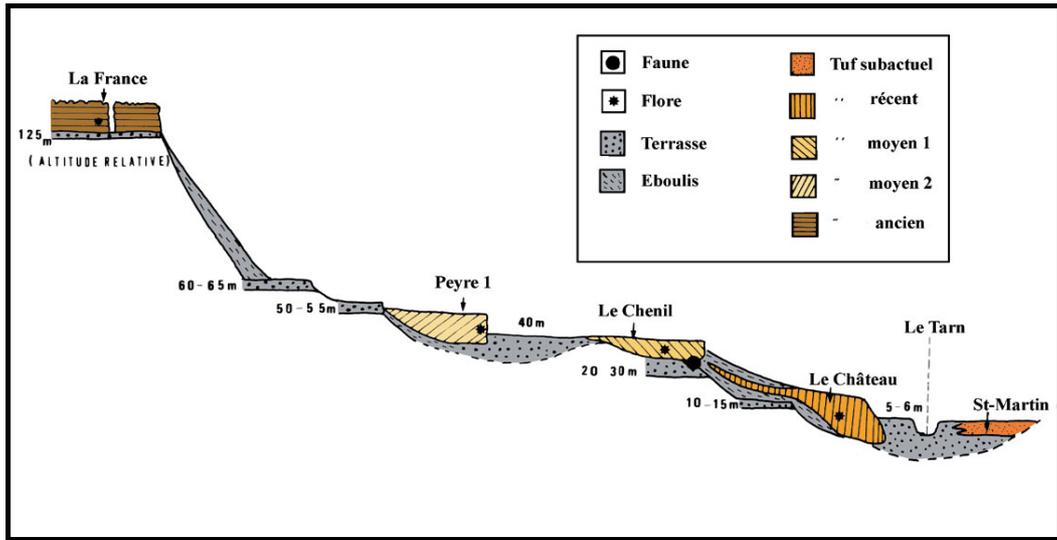


Fig. 2 - Coupe synthétique des travertins de Millau (P. Ambert).

### II.1.1.2 - Les enregistrements d'un creusement miocène

L'apport du volcanisme est ici encore fondamental et converge avec les enregistrements sédimentaires néogènes du Bas-Languedoc.

#### a - Témoignages et hypothèses concernant l'état des gorges à la fin du Miocène

Au niveau des gorges du Tarn, le volcanisme offre d'autres éléments d'appréciation pour cerner le début de l'incision des Grands Causses (Ambert, 1994). Le volcan d'Azinières (fig. 3, A), situé sur le Causse Rouge, est daté du Miocène supérieur (5,75 Ma, Gillot, 1974). Il recouvre le revers structural de l'Avant-Causse préalablement dégagé d'une partie des dépôts jurassiques, dont le Puech d'Andon, à l'est, est le dernier témoin. La topographie pré-volcanique domine de près de 400 m au sud le lit du Tarn. Son emboîtement est de même ordre par rapport à la surface d'érosion initiale des Grands Causses qui, à l'est, tangente les plateaux. Si l'on ne peut conclure, lors de la mise en place de ce volcan, que le revers structural du Causse rouge était totalement réalisé, il apparaît que le Tarn était déjà en contrebas de la corniche de ce causse. Le volcanisme d'Azinières indique donc que dès le Miocène récent (Tortonien ?) la mise en chantier du creusement des gorges était effective.

#### b - Le témoignage convergent du volcan miocène d'Eglazines

Daté de 13 Ma (Gillot, 1974), il est composé d'une structure souterraine (dyke, brèches, neck) révélée postérieurement par l'érosion, sous-jacente à des éjectas volcaniques incontestablement aériens (phréatiques, stromboliens, brèche d'écroulement). Ces éjectas s'appuient contre l'encaissant jurassique avec de fortes pentes, à la limite du talus d'équilibre (fig. 3, B). Ils sont recouverts et protégés *pro parte* par des panneaux de calcaire bajociens déchaussés depuis le sommet des falaises, en partie lors du stress volcanique. Les uns comme les autres soulignent le caractère aérien de la mise en place des dépôts.

L'état exact du creusement des gorges antérieur au volcanisme reste cependant difficile à préciser. La mise en place d'un édifice volcanique préexistant au creusement du canyon, et qui aurait, par son explosivité, recoupé à l'emporte-pièce l'ensemble des terrains jurassiques sus-jacents 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.

### c - L'appoint des formes et formations fluviales

- **Les témoins fluviaux** du début de l'incision des gorges ne fournissent pas, comme le volcanisme, de datations précises. En de nombreux points, l'existence de témoins de très hautes alluvions des gorges caussenardes vont dans le sens d'un continuum de l'évolution de leur creusement (Ambert *et al.*, 1978 ; Ambert *et al.*, 1997). Elles rendent caduque, de fait, l'hypothèse d'une évolution des gorges par foudroyage d'un cours initialement souterrain. Les recoupements de méandre sont de très bons arguments de l'évolution aérienne des gorges. Présents dans plusieurs canyons des Grands Causses, en contrebas des lèvres de canyons, ils restent les marqueurs des actions hydrodynamiques révolues.

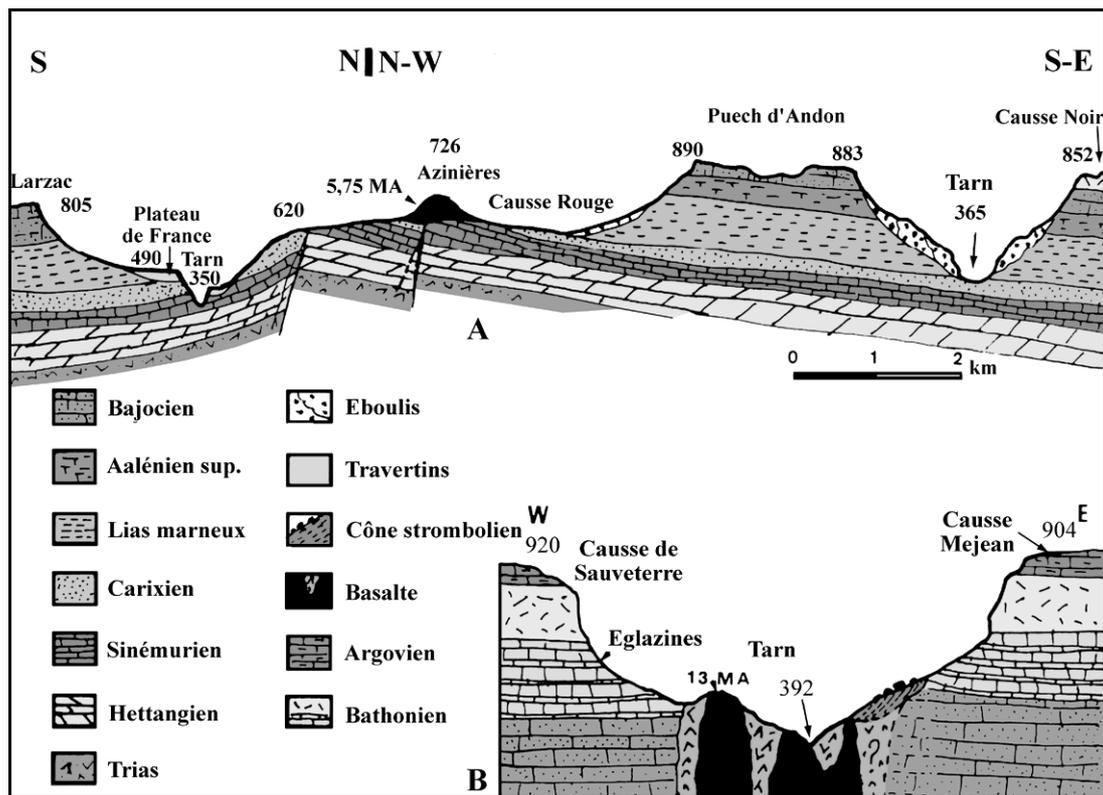


Fig. 3 - Eléments de datation du creusement du canyon du Tarn (Ambert, 1994).

A – dans le secteur d'Azinières (Millau) ; B – au niveau du volcan d'Eglazines

- **Les épandages détritiques des plateaux** sont classiquement attribués depuis Martel à des paléo-écoulements fluviaux aériens antérieurs au creusement des canyons. Cette notion, localement vérifiable, a été abusivement systématisée, depuis les travaux de Cadillon (1970), à toutes les formations détritiques caussenardes. Nous verrons plus loin qu'il est possible d'isoler plusieurs types de formations, d'origines diverses, dont certaines ont subi plusieurs remaniements.
- **Les dépôts fluviaux deltaïques** à forte proportion de galets de quartz de la basse vallée de l'Hérault sont rapportables à ces épandages détritiques de plateaux (Ambert, 1995). Dès l'Oligocène terminal (Aguilar, 1981 ; Welcome 1993), des apports exogènes sont piégés dans le bassin de l'Hérault. Les séries détritiques sont constituées de galets bien roulés (quartz, lydienes, chailles et calcaires jurassiques). Cet apport exogène, le premier du domaine néogène régional, matérialise le début des transits concentrés de matériel allochtone à travers le Larzac. Il s'accorde en outre assez bien avec celui de la première phase de creusement des gorges déduite de la position et de l'explosivité du volcan d'Eglazines.

Ainsi, il est désormais permis de considérer, au vu de ces arguments convergents, que dans le creusement des vallées régionales, la part qui revient au Néogène dépasse très largement celle attribuable aux morphogénèses quaternaires.

## **II.1.2 - L'héritage tropical des Causses**

Pour plusieurs auteurs, les paysages ruiniformes, développés aux dépens des dolomies bathoniennes, constituent les meilleurs témoins des morphogénèses néogènes (Enjalbert, 1967 ; Lehman, 1970 ; Schwarz, 1972 ; Ambert, 1989, 1990 ; Ambert M. et P., 1992) et confirment l'inaptitude des conditions actuelles à leur genèse. Les méga-lapiès sont présents en de nombreux points sur le Larzac et se retrouvent sur l'ensemble des Grands Causses.

### ***II.1.2.1 - Description morphologique***

Dans ses travaux, Paul Ambert isole deux formes primaires pour lesquelles il emploie à juste titre la terminologie vernaculaire des causses (Ambert, 1992 ; Ambert, 1982 b).

#### **a - Les Rajols**

À l'exemple du Roc Castel (le Caylar), ce sont des reliefs arrondis, d'une centaine de mètres de hauteur, hérissés de quilles dolomitiques. Certains reliefs de l'extrémité occidentale du Causse de l'Hospitalet, certes moins spectaculaires, peuvent leur être comparés. Ce sont les buttes de Lou Blacas et des Tioulières (cf. cartes en annexe pour les noms de lieu).

#### **b - Les Canaules**

Plus fréquentes, ces formes s'ordonnent généralement sur un même plan (fond de poljé, banquette de corrosion), en contrebas des rajols. Ce sont des couloirs labyrinthiques, calqués sur la fracturation, dont la profondeur peut dépasser une vingtaine de mètres. Ces formes, dont les plus connues sont sur le Causse Noir (Montpellier-le-Vieux), occupent des surfaces importantes. Dans le périmètre étudié, les plus vastes sont Les Canalettes à l'est de l'Hospitalet du Larzac, l'Oustalou au

nord-ouest de Cornus et aux alentours de la Blaquererie. On retrouve également ces formes sur la bordure septentrionale du Causse de Campestre (Col de la Barrière, les Rouquets) contingentées aux affleurements de dolomie bathonienne.

### **II.1.2.2 - Genèse et évolution des méga-lapiès**

#### **a - Les conditions de mise en place**

Sous les climats de type tropical humide, les secteurs calcaires ou dolomitiques proches du niveau de base subissent une importante crypto-corrosion (Nicod, 1972, 1975, 1977). Il s'agit, comme nous le verrons pour les calcaires à chailles, d'une altération *in situ*, par diffusion au sein de la masse dolomitique. Cette altération, rebaptisée « fantômisation » (Vergari et Quinif, 1997 ; Quinif *et al.*, 1997) s'applique aussi aux dolomies car elles relèvent des mêmes processus. Elle requiert le long terme, ainsi qu'une absence de gradient hydraulique.

La corrosion des dolomies est due à une nappe suspendue au sein d'une couverture. Elle agit de manière différentielle et les secteurs broyés ainsi que les dolomies les plus solubles sont transformées en grésou (sable dolomitique) formant les futurs couloirs (canaux). Ils isolent des secteurs dolomitiques plus sains qui constitueront, après déblaiement des altérites, les pinacles. Ces formes sont exhumées lors de l'évacuation du grésou soit par érosion, soit par soutirage karstique (photo 3). Actuellement, ce type d'altération fonctionne au ralenti sur les Causses du fait de l'abaissement conséquent du niveau de base et de la disparition de la couverture. Seules quelques dépressions dolomitiques dont le fond est couvert d'altérites sont temporairement ennoyées (la Salvetat, Caussenuéjous). Elles réunissent pour un certain laps de temps les conditions favorables à la crypto-corrosion mais sous des conditions climatiques sûrement moins propices.

Grâce à leur solubilité moindre que celle des calcaires et leur résistance face au gel, les dolomies, par l'intermédiaire des méga-lapiès, sont les meilleurs témoins de l'héritage néogène tropical.



**Photo 3 - Pinacles dolomitiques en voie de déblaiement (ruissellement, soutirage) au nord-est de la Blaquererie.**

### **b - Âge de ces formes**

Dans la plupart des cas, compte tenu de la proximité des gorges, la crypto-corrosion n'a pu être efficace qu'antérieurement au creusement des canyons, c'est-à-dire pendant le Néogène, dans une ambiance tropicale humide. Avec l'abaissement du niveau de base, l'érosion et le soutirage des altérites ont supplanté la corrosion.

Les formations basaltiques de l'Escandorgue confirment l'ancienneté de ces mégalapiès. En plusieurs points (Perthus, Mézerens, Col Rouge, Mas de Mourié), la phase éruptive datée de 2,1 Ma 1,86 Ma (Gastaud, 1981 ; Gastaud *et al.*, 1983 ; Ambert et Ambert, 1982 ; Ambert, 1989) fossilise des mégalapiès dolomitiques. Ceux-ci étaient préalablement dégagés de leurs altérites. La crypto-corrosion puis l'évacuation du grésou dolomitique sont donc antérieurs à la phase volcanique. De même, au Mas Raynal, les canaux ont guidé les épanchements basaltiques du volcan de Tapiès (Shwarz, 1970 ; Ambert, 1992), de fait nécessairement postérieurs. L'existence des pinacles dégagés des altérites à l'aube du Quaternaire implique indubitablement un abaissement du niveau de base et donc l'inscription des canyons caussenards en contrebas du plateau.

Le volcan de la Blaquererie, daté de  $1,63 \pm 0,05$  Ma et de  $1,51 \pm 0,07$  Ma (Gillot, 1974) fournit des informations convergentes. Les sommets de chicots dolomitiques apparaissent sous la terminaison nord des coulées du Puech Grand, ce qui confirme que leur genèse et leur exhumation sont anté-Quaternaire. En outre, leur absence dans les secteurs déblayés de leur chapeau basaltique démontre que les conditions actuelles ne concourent plus à la genèse de mégalapiès.

### **c - Évolution récente**

L'étude de plusieurs sites archéologiques (l'abri des Canalettes, l'abri du Roc Troué) ont fourni des indications assez précises sur le rythme de l'évolution des canaux (Ambert *et al.*, 1989). Elles confirment l'inaptitude à la gélifraction des dolomies caussenardes déjà démontrée par J. Tricart (1955). Le soutirage en revanche est toujours d'actualité. Il concerne les secteurs de poljé proches de la source du Durzon, et s'atténue en direction de l'ouest. La conservation de la couverture du poljé dans ce secteur en est la meilleure preuve.

Donc, la surface des plateaux marquée par des héritages tropicaux néogènes, comme les canyons dont le creusement débute au Miocène, incitent, plus que jamais, à requérir le long terme pour appréhender leur évolution. L'étude des formations superficielles des causses de l'Hospitalet et de Campestre va dans ce sens et montre, grâce à la découverte de nouvelles formations, que le très long terme est envisageable si l'on veut prendre en compte l'ensemble des héritages morphologiques.

## **II.2 - DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE DU SECTEUR ÉTUDIÉ**

Le Causse de l'Hospitalet est un plateau calcaire dont l'altitude varie de 700 à 900 m. Il est bordé de corniches sub-verticales à l'exception du secteur central où il est séparé du Larzac nord par un escarpement direct 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) dont

les eaux rejoignent, plus en aval, le Tarn. Dans la partie orientale, la reculée du Durzon a un développement beaucoup plus modeste. Elle est drainée par la Dourbie avec les eaux de l'alvéole de Nant et de l'extrémité sud-ouest du massif cristallin du Lingas. Cette rivière conflue avec le Tarn au niveau de Millau (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 cristallin 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 allogènes descendent des contreforts de l'Aigoual et appartiennent au bassin-versant méditerranéen.

## **II.2.1 - La topographie des plateaux**

À la surface des plateaux, on distingue deux ensembles de paysages : les secteurs en relief et les secteurs déprimés (fig. 4, 5 et cartes en annexe pour les noms de lieu).

### ***II.2.1.1 - Les secteurs en relief***

Ils sont marqués par des topographies relativement accidentées, culminant parfois à plus de 900 m d'altitude. Ils présentent une grande variété de paysages tels que des buttes résiduelles, des replats, des vallées sèches et des dolines. Ce sont les secteurs situés à l'est et à l'ouest de la dépression centrale de l'Hospitalet.

- Les reliefs occidentaux sont compris entre le **Viala-du-Pas-de-Jaux** et le **Mas Trinquier** avec la ferme de Bengouzal comme point central. Leur altitude oscille entre 800 et 900 m en moyenne, le point le plus haut étant le Pic de Cougouille (912 m).
- Les reliefs orientaux sont à cheval sur le Larzac, le Causse de Campestre et celui de Blandas. Ils constituent une bande est-ouest large d'une dizaine de kilomètres entre la Blaquererie et la bordure orientale du Causse de Blandas.

La partie nord du Causse de Campestre peut également être rattachée à cet ensemble avec un sommet à 911 m d'altitude.

### ***II.2.1.2 - Les secteurs déprimés***

Les secteurs bas sont globalement plus plans que les précédents et correspondent souvent à de vastes dépressions. Leur altitude varie entre 700 m et 800 m.

La dépression la plus importante est celle située au sud de **l'Hospitalet-du-Larzac**, entre la faille du même nom et la bordure méridionale du plateau. À l'ouest, elle est limitée par les reliefs du Figayrol et à l'est par les replats de la Portalerie, de la Blaquererie et des Infruts. Son altitude oscille autour de 710 m.

- Au nord et à l'est du **Viala-du-Pas-de-Jaux**, un autre secteur dépressionnaire, moins vaste, s'inscrit entre la bordure septentrionale du plateau et les reliefs autour de Bengouzal. D'est en ouest, il s'étire entre la reculée du Brias et Lombudel, au nord du Puech des Trois Pierres.

- **Le Devez de la Fage** constitue un vaste secteur déprimé au nord et à l'est de la reculée de Saint-Paul-des-Fonts.
- **Le Louradou** est compris entre la reculée de Saint-Beaulize et celle de Cornus, elle est limitée au nord par une ancienne bordure de corrosion encore bien marquée.
- **Entre le Caylar et le Cros**, un autre secteur déprimé, se développe entre l'escarpement inversé de ligne de faille de Saint-Michel et la limite sud des reliefs orientaux.
- Sur le **Causse de Campestre** et sur le **Causse de Sorbs**, plusieurs dépressions d'extension plus réduite ont une altitude voisine de 710 m (le Luc, le Salze, le Corombel).
- Dans la moitié septentrionale du Causse de Campestre, un grand secteur déprimé s'étend entre **Grailhe, le Mas Gauzin** jusqu'au sud de Campestre et Luc.

### ***II.2.1.3 - Les replats morphologiques***

L'observation des formes du paysage révèle l'existence de nombreux replats indépendants de la structure (pendage, faille, variation lithologique). Nettes dans certains secteurs, ces formes sont le plus souvent conservées à l'état de lambeaux à l'aide desquels nous pouvons néanmoins reconstituer leur extension initiale. Les plus hautes, et donc les plus anciennes, sont généralement assez mal conservées. Les plus basses forment de grands plans localement défoncés par le soutirage. Ces surfaces se raccordent avec le plan inférieur par l'intermédiaire d'une bordure de corrosion plus ou moins dégradée.

Ces replats ne correspondent pas tous à une surface d'érosion généralisée mais plutôt à plusieurs niveaux d'aplanissements karstiques (surface de substitution karstique). D'extension moindre, ces formes sont généralement emboîtées dans la surface précédente. Elles matérialisent plusieurs phases d'abaissement relatif du niveau de base sur lequel se calent ces aplanissements.

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, 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 absolues 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 (fig. 5).

Avec la Surface Fondamentale des Causses, on isole quatre aplanissements majeurs :

- **La Surface Fondamentale des Causses (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 retrait de la mer crétacée (Crétacé terminal) et se poursuivre jusqu'à la fin de l'Eocène puisqu'elle nivelle sur un même plan les grands accidents pyrénéens qui morcèlent le causse.

Cette surface, largement démantelée, se retrouve sous forme de lambeaux qui tangent peut-être certains hauts reliefs des Causses méridionaux, autour de 900 m d'altitude. Dans le secteur étudié, quelques sommets semblent découler de cette surface : le Puech des Trois Pierres, le Pic de Cougouille, la Favarède, le Pic de l'Aramount et la bordure septentrionale du Causse de Campestre.

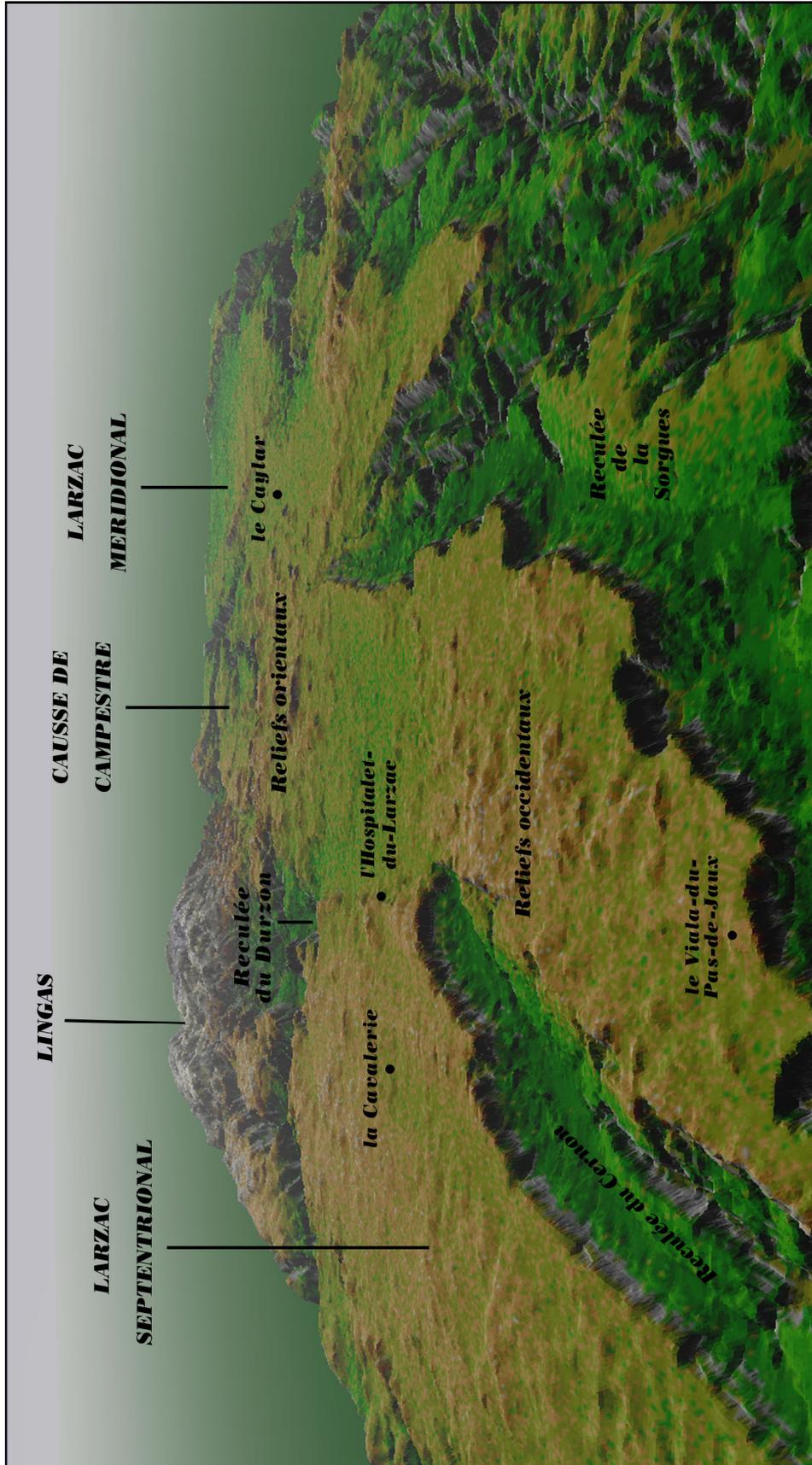


Fig. 4 - Modèle numérique de terrain montrant une vue vers l'est de l'ensemble du secteur étudié (depuis environ 3 000 m d'altitude).

- **La surface 800-840 m (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'autres de la dépression centrale (le Viala-du-Pas-de-Jaux, sud de Bengouzal, la Blaquererie, les Infruts...), ainsi qu'au nord du Causse de Campestre (les Rouquets, Homs, Campestre-et-Luc). Elle tangente entre 790 et 820 m d'altitude (fig. 5) le sommet des corniches dominant les reculées karstiques (Cernon, Sorgues) ainsi que de nombreux sommets du Causse de Sorbs et de Campestre (Pic de la Buissonnade, Serre d'Aubanel...).
- **La surface 740-750 m (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. Quelques lambeaux sont également présents au sud-est de la faille de Saint-Michel.
- Enfin, **la surface 710 m (S4)** est la mieux conservée car sa formation est la plus récente et elle n'est pas regradée par une autre surface. Elle est localement défoncée par le soutirage et entaillée par plusieurs talwegs. Les alvéoles de l'Hospitalet et de Caussenuéjols s'inscrivent d'une dizaine de mètres dans cette surface.

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

L'extension des différentes surfaces sur l'ensemble du secteur étudié, de part et d'autre de failles majeures, permet de relativiser les rejeux tectoniques de ces accidents postérieurement à l'Eocène. En revanche, cela va plutôt dans le sens d'un soulèvement, certes modéré, mais général du bloc cévenol. Les canyons s'inscrivent à partir de la dernière surface (bien visible entre le Luc et Sorbs) et modifient radicalement les modalités de l'évolution morphogénétique. L'introduction d'un gradient hydraulique marqué élimine définitivement les possibilités de formation d'aplanissements karstiques et tend vers une verticalisation du karst. Certaines de ces surfaces vont cependant pouvoir conserver pour un temps leur couverture d'altérites et préserver, comme nous le verrons plus loin, un fonctionnement relique (poljé de l'Hospitalet).

## **II.2.2 - Les reculées karstiques**

De tailles variables, elles s'apparentent pour certaines à de vastes saignées dans le Causse du Larzac alors que d'autres ne parviennent qu'à indenter la bordure du plateau (fig. 5). On distingue donc deux sortes de reculées dont l'expression morphologique est intimement liée au contexte structural.

### ***II.2.2.1 - Les reculées orientées est-ouest***

Ce sont les plus vastes puisqu'elles atteignent plusieurs kilomètres de développement pour une largeur variant de 1 à 10 km et une profondeur dépassant 300 m (fig. 4). La reculée de la Sorgues, la plus vaste d'entre-elles, est située entre le Causse de l'Hospitalet et le Causse du Guilhaumard. Les reculées du Cernon et du Durzon matérialisent la séparation avec le Larzac septentrional.

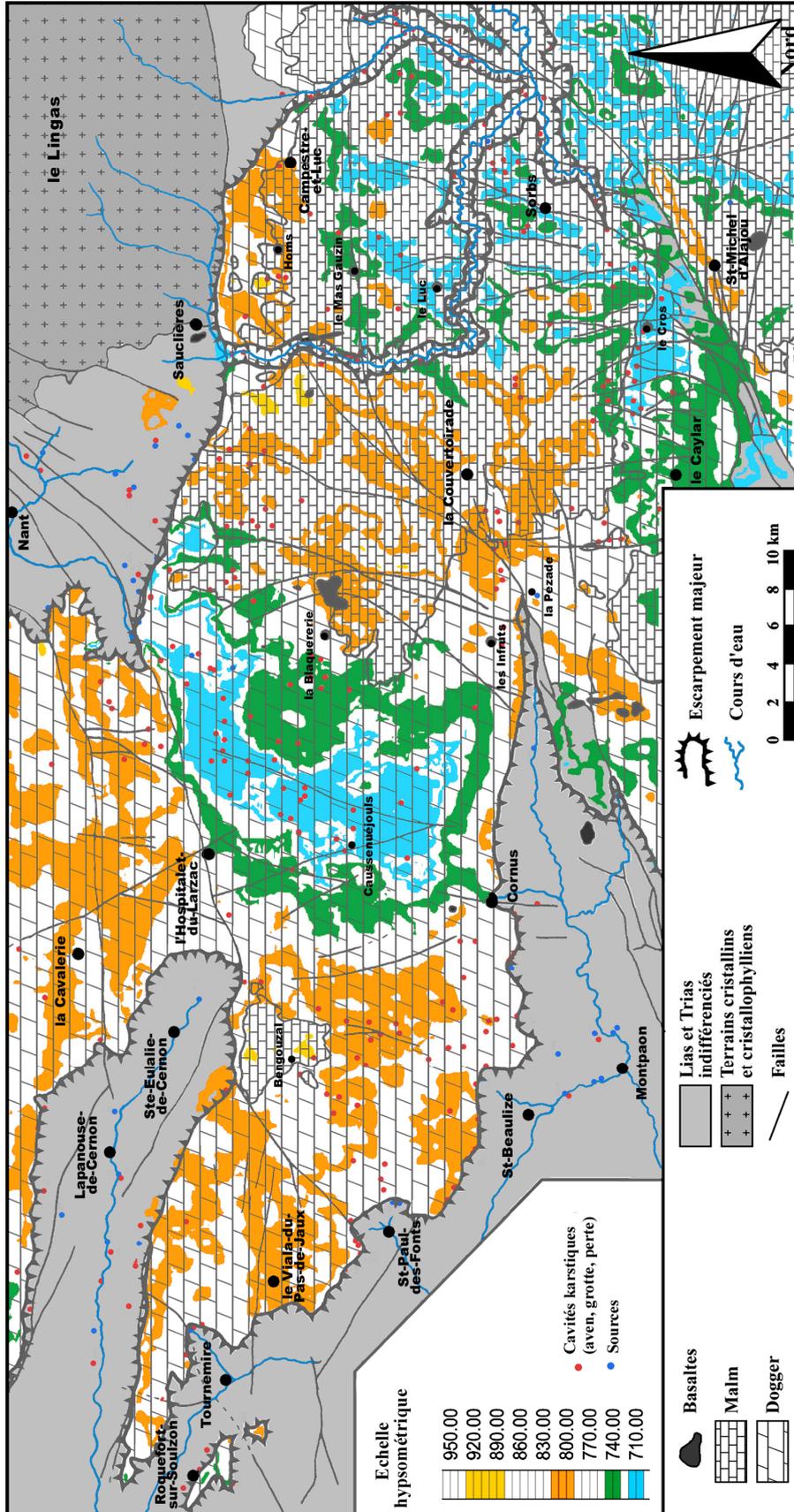


Fig. 5 - Carte mettant en évidence les tranches altitudinales qui encadrent les principaux niveaux de replats morphologiques observés sur le terrain. On remarque une assez forte corrélation entre l'extension de ces formes et la plus ou moins grande densité de cavités karstiques.

Morphologiquement, ces reculées présentent des caractéristiques communes dont la reculée du Cernon donne un bon exemple. Le versant nord, constitué par un front de cuesta révélé par le jeu de l'érosion différentielle, a un tracé plus ou moins sinueux. Les calcaires de la base du Dogger forment une corniche qui surmonte les formes plus molles développées dans les marnes du Lias. Sur l'autre versant de la reculée, le revers structural des calcaires du Jurassique inférieur, dégagé des marnes surincombantes, est entaillé par le réseau hydrographique. Fortement incliné, il se raccorde à la surface du plateau soit directement, soit par l'intermédiaire d'une petite corniche. La bordure du plateau, calquée sur la faille de l'Hospitalet, a de ce côté un tracé plus rigide.

Au point de vue structural, ces reculées sont développées à la faveur d'anticlinaux liés aux principaux accidents est-ouest. Ces plis dissymétriques surélèvent les calcaires du Jurassique inférieur, mis alors en contact par faille avec les formations du Dogger. En direction du nord, le pendage décroît rapidement et la surface structurale des calcaires disparaît sous les marnes liasiques.

Enfin, ces reculées sont alimentées par des sources karstiques majeures qui ont un bassin-versant étendu (Le Cernon, la Mouline, le Durzon). Elles collectent également les eaux issues de reculées latérales, plus modestes, comme celles de Cornus ou de Saint-Beaulize au sud du Causse.

#### ***II.2.2.2 - Les reculées de la bordure méridionale du plateau***

Profondes de 2 à 3 km, ces reculées adjacentes à la reculée de la Sorgues ont une largeur qui n'excède pas 3 km. Elles sont encadrées par de hautes corniches qui s'appuient sur les marnes du Lias (photo 4). Au toit de ces dernières sourdent plusieurs sources, d'un débit peu élevé, qui drainent une petite portion de la bordure du plateau. Ces drains, souvent pénétrables, sont organisés le long de fractures ouvertes orientées nord-sud, et montrent d'anciennes formes de creusement noyé (le Brias, Saint-Paul-des-Fonts, Cornus).

Elles ne sont pas réparties de façon aléatoire sur la bordure du plateau, mais répondent à des conditions structurales locales, favorisant la collecte des écoulements hypogés et leur drainage à contre-pendage. Ainsi, toutes ces reculées sont calées sur des accidents d'ampleur variable. Certaines d'entre elles se sont formées le long d'accidents qui ont déterminé une petite gouttière synclinale (le Brias) ou ont formé un barrage hydrogéologique en remontant les marnes du Lias face aux calcaires à zoophycos (Saint-Paul-des-Fonts).

#### ***II.2.2.3 - Remarques sur la genèse des reculées karstiques***

La carte du secteur étudié fait apparaître deux dissymétries. La première relève de l'absence de reculées à l'est de la Blaquerie, alors qu'elles sont nombreuses à l'ouest. Cette répartition ne doit pas être assimilée *ipso facto* à la limite entre les bassins versants méditerranéen et atlantique, mais plutôt à la présence, à l'affleurement, des marnes du Lias.

La seconde dissymétrie est remarquable entre les bordures nord et sud de la moitié occidentale du Causse de l'Hospitalet. Dans ce secteur, de nombreuses reculées indentent la bordure sud et ouest du plateau, alors qu'elles sont totalement absentes au nord. À ce niveau, la faille de l'Hospitalet met en contact deux formations calcaires,

apparemment impropres à la formation des reculées malgré l'existence de sources karstiques majeures. L'affleurement des marnes apparaît donc une condition *sine qua non* pour la formation des reculées de ce secteur.



**Photo 4 - La reculée de Saint-Beaulize est adjacente à la reculée de la Sorgues orientée est-ouest.**

Morphologiquement, on relève une nette disparité entre les deux grands types de reculées cités plus haut. Les premières sont calées sur des anticlinaux au niveau desquels, les marnes du Lias dépassaient 850 m d'altitude. Les secondes sont le plus souvent développées le long d'accidents. Elles sont associées ou non à de petites gouttières synclinales, et collectent les eaux souterraines d'une partie du plateau. Celles-ci circulent à la base des calcaires du Bajocien et émergent, au niveau des reculées, à contre-pendage.

L'existence de deux types de reculées ne peut se résumer aux seules causes structurales. Les modalités de leur évolution entrent également en compte et justifient une telle différence morphologique. Nous mettrons en évidence plus loin (chapitre IV) les modalités de leur formation, montrant ainsi qu'elles relèvent de deux processus bien distincts.

### **II.2.3 - Le canyon de la Virenque**

C'est un cours d'eau allogène qui prend sa source sur les contreforts méridionaux de l'Aigoual. Son canyon entaille le causse sur une vingtaine de kilomètres de longueur puis conflue avec la Vis.

### **II.2.3.1 - Description morphologique**

La Virenque prend son nom en aval de Sauclières, peu avant son entrée dans les gorges. En amont, c'est un cours d'eau orienté est-ouest appelé le Burle. Il collecte plusieurs ruisseaux descendant des massifs cristallins dont les principaux sont le Burle du Jaoul et le Burle du Gressentis. Cette vallée dissymétrique marque le contact entre le massif du Lingas et le causse de Campestre. En rive droite, ce sont de longues serres allongées nord-est – sud-ouest séparées par de profonds vallons. La rive gauche est constituée par une corniche d'une centaine de mètres de commandement.

À l'ouest de Sauclières, elle s'écoule dans une large vallée, nettement suspendue par rapport aux principaux ruisseaux affluents de la Dourbie (le Roubieu et le Brévinque).

À son entrée dans les gorges, entre les causses de l'Hospitalet et de Campestre, elle prend brutalement une direction nord-sud qu'elle conserve pendant plus de 6 km (photo 5). Cette percée conséquente dessine des méandres de plus en plus marqués vers l'aval, 100 à 150 m en contrebas du rebord des causses.

Au sud de Puech Ludas, elle prend une direction est-ouest. Les gorges sont plus vastes et le cours de la Virenque devient de plus en plus sinueux. Les parois du canyon sont régularisées, bien qu'accidentées par de fréquentes corniches. Des tabliers d'éboulis en recouvrent les versants et des brèches d'écroulement témoignent localement de l'effondrement de pans de parois. L'une d'elle est recoupée par la D 273, entre le Cros et le Luc.

Au bout de 4 km, la Virenque prend une direction nord-ouest sud-est et conflue avec la Vis après avoir contourné l'extrémité méridionale du Causse de Campestre. À ce niveau, le fond du canyon est inscrit 200 m en contrebas du plateau. Peu avant, la Virenque reçoit en rive droite le seul affluent digne de ce nom, bien que souvent à sec : le ruisseau des Mourgues.



**Photo 5 - Juste en aval de Sauclières, la Virenque bifurque vers le sud et entre dans son canyon.**

### ***II.2.3.2 - Contexte structural***

En amont des gorges, le lit de la Virenque est calé sur la faille de l'Hospitalet, entre le massif cristallin et les formations du Dogger. Au niveau de Sauclières, elle circule dans une large alvéole, développée dans les marnes triasiques, avant de bifurquer vers le sud. La première partie du canyon, orientée nord-sud, est creusée dans les dolomies bathoniennes puis, plus en aval, dans les calcaires et les dolomies du Malm. Dans ce tronçon, elle s'affranchit des accidents perpendiculaires à son cours (prolongement oriental de la faille de la Pezade) mais reste conforme au pendage général vers le sud. Elle rejoint ainsi le cœur du synclinal constitué de Jurassique supérieur et sur lequel de nombreux affleurements de Crétacé supérieur sont encore conservés. Son cours prend alors une direction est-ouest, positionné sur l'axe du synclinal. La Virenque conflue avec la Vis au passage de la faille inverse de Saint-Michel.

### ***II.2.3.3 - Fonctionnement hydrologique et hydrogéologique***

L'ensemble des apports provient des contreforts de l'Aigoual et est collecté avant l'entrée de la Virenque dans son canyon. Dès lors, plusieurs pertes s'échelonnent et absorbent la totalité de son débit. Les eaux résurgent à la Foux de la Vis (voir tableau 3). En crue, les pertes ne suffisent pas pour absorber la totalité du débit atteignant plusieurs m<sup>3</sup>/seconde. L'écoulement aérien peut alors se maintenir plusieurs semaines comme nous l'avons observé durant l'hiver 1996.

Le ruisseau des Mourgues, actif seulement lors de crues, draine les affleurements de Lias entre le Cros et Saint-Michel-d'Alajou.

## **II.3 - STRATIGRAPHIE DU LARZAC CENTRAL**

La série sédimentaire des Grands Causses, épaisse de 1 500 à 2 000 m, 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 (fig. 6), vaste dépression subsidente du socle paléozoïque (Baudrimont et Dubois, 1977 ; Dubois, 1985). Nous verrons que nous pouvons étendre cette série jusqu'au Crétacé supérieur, voire terminal (Bruxelles *et al.*, 1999 a et b).

### **II.3.1 - Le socle**

Bien qu'ils ne concernent pas directement le secteur étudié, nous présenterons les terrains cristallins, cristallophylliens et sédimentaires anté-hercyniens. Nous décrirons ainsi les formations affleurantes à proximité du Larzac central sur le massif schisto-gréseux et granitique de l'Aigoual au nord-est laissant de côté celles constituant le massif cristallophyllien du Lézou au nord-ouest. Elles interviennent dans cette étude à plusieurs titres puisque ces formations ont livré l'essentiel des alluvions fossiles présentes à la surface des plateaux ou actuelles dans le fond des canyons.

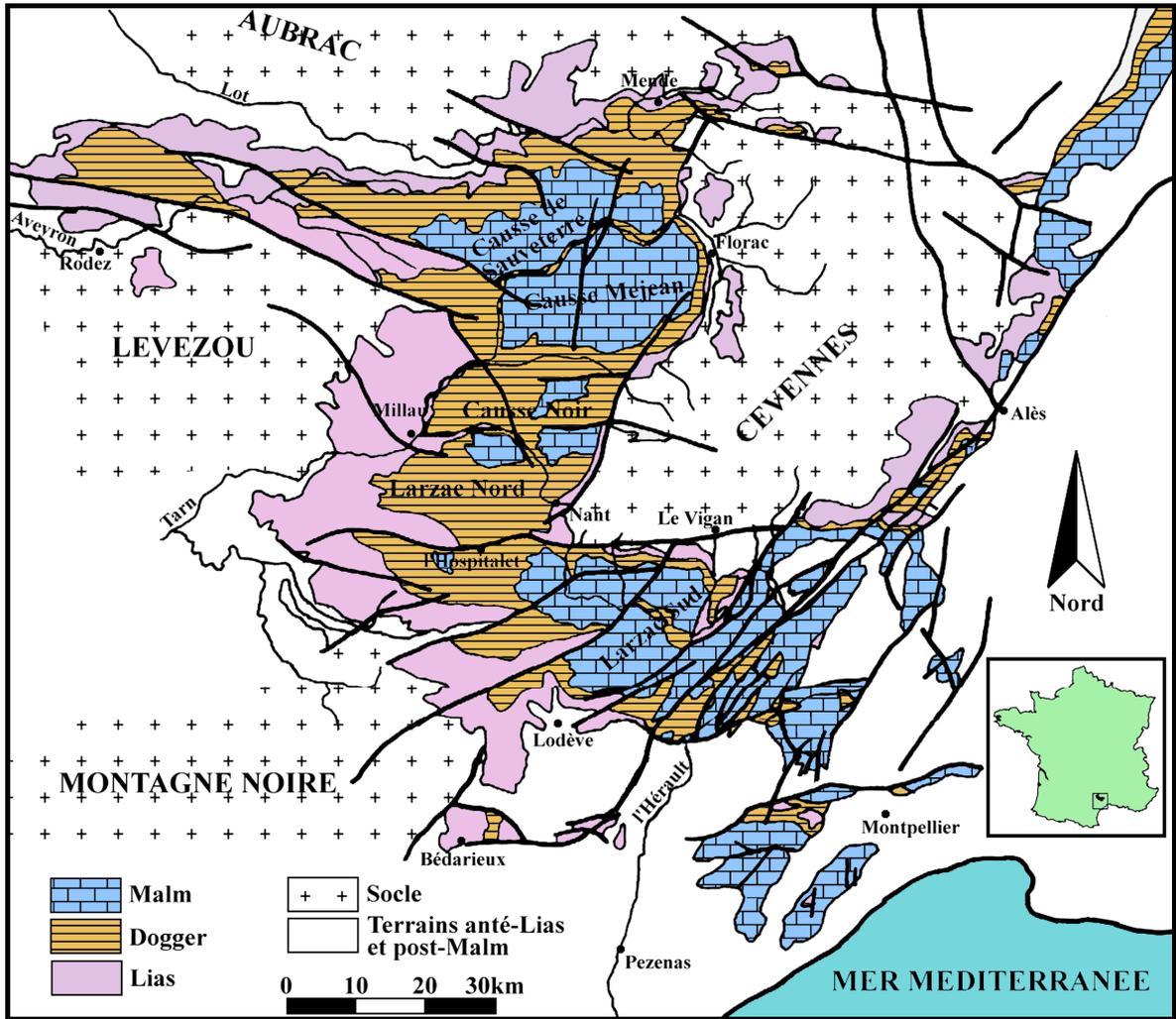


Fig. 6 - Carte géologique synthétique des Grands Causses.

### II.3.1.1 - Les terrains cristallins

- Granite du Saint-Guiral : l'essentiel de ce massif intrusif est constitué de granite avec des méga-cristaux de feldspath potassique (Gèze *et al.*, 1985). La biotite est abondante, seul représentant des micas sauf sur les bordures du massif où la muscovite apparaît. Le quartz se présente en gros grains fréquemment « granulitiques ». À proximité des bordures, la roche passe à un type grenu plus clair, non porphyroïde, où quartz et feldspath dominant.
- Microgranite : sa présence devient importante dans les formations cambro-ordoviciennes situées au sud du massif granitique. Dans la bordure de ce dernier, cette roche est présente mais à l'état de filon.
- Quartz : De nombreux filons traversent le socle antétriasique. Leurs directions, principalement W-E passent à NW-SE dans l'ouest, le nord et l'est du massif de Saint-Guiral. Ils sont souvent associés à des failles aux rejeux multiples. Les filons plurikilométriques correspondent à des remplissages souvent bréchiques de fractures d'une largeur de 1 à 5 m en moyenne. Ils forment localement des dykes

bien visibles dans le paysage. Le quartz se retrouve également dans les formations schisto-gréseuses sous forme de petits filonnets et d'amandes d'exsudation.

### ***II.3.1.2 - Les terrains cristallophylliens et sédimentaires anté-hercyniens***

- Formation gréso-schisteuse (Cambrien inférieur probable) : régulièrement litée, on la trouve le long d'une partie de la bordure méridionale du granite du Saint-Guiral.
- Formation carbonatée (Cambrien inférieur) : dolomies et calcaires généralement massifs à la base, finement lités et entrecoupés de passées schisteuses sombres vers le sommet.
- Calcschistes et schistes noirs (Cambrien moyen) : la formation carbonatée passe vers le sommet à de minces lits de calcschistes, puis des schistes fins noirs.
- Formation gréso-schisteuse (Cambrien moyen) : A quelques mètres de grès pyriteux succède un ensemble schisto-gréseux de type « flysch ».
- Formation schisto-gréseuse épimétamorphique (Cambrien supérieur ou Ordovicien inférieur probable) : schistes à séricite et quartzites micacés. Quelques bancs gréseux, passant à des quartzites, se trouvent à plusieurs niveaux.
- Quartzites blancs (Ordovicien inférieur probable) : Puissants de 80 à 100 m, ces quartzites se suivent depuis le nord-ouest de Sauclières jusqu'au nord-ouest de Dourbies. Ils se débitent en plaquettes et peuvent contenir des passées schisteuses.
- Formation des schistes ardoisiers et des quartzites noirs (Ordovicien inférieur probable) : schistes sériciteux renfermant quelques quartzites à débit schisteux, puis des schistes gris à éclat lustré où le quartz se trouve en petits cristaux entre d'abondantes lamelles de séricite.

Au nord-ouest du secteur étudié, le massif du Lézou est constitué de roches métamorphiques. Cependant nous ne décrivons pas ici les faciès rencontrés puisque ces informations ne seront pas utilisées dans la suite de ce travail.

### **II.3.2 - Les formations triasiques**

Le Trias affleure au pied du versant occidental (de Sauclières à Nant) et du versant méridional du Lingas (vallée de l'Arre). Plus à l'ouest, il est largement visible dans la reculée de la Sorgues, notamment à Montpaon. Sur le causse, le sommet du Trias est mis à jour, très ponctuellement, au nord de Saint-Michel-d'Alajou (carte annexe I.1).

Les formations transgressives du Trias recouvrent les sédiments des bassins permien et au moins en partie les môles hercyniens de la Montagne noire et du Lézou. L'épaisseur des dépôts triasiques diminue vers le nord-est, alors que leur caractère conglomératique s'affirme, indiquant la proximité de zones probablement émergées des Cévennes septentrionales.

Trois unités lithologiques peuvent être distinguées dont certaines, remaniées après érosion, font également partie des alluvions conservées sur les plateaux jurassiques.

### ***II.3.2.1 - Conglomérat de base (Trias inférieur)***

Il est constitué de blocs grossièrement roulés dépassant 25 cm composés essentiellement de granites, de quartzites, et de quartz filonien. Au-dessus viennent des niveaux de bancs arkosiques calcarifères ainsi que des lits d'argiles et de marnes versicolores.

### ***II.3.2.2 - Formation marno-dolomitique (Trias supérieur)***

C'est une succession de brèches, de conglomérats arkosiques grossiers, de grès arkosiques fins, d'argiles et de marnes bariolées et enfin de calcaires ou dolomies jaunes.

### ***II.3.2.3 - Marnes et dolomies (Rhétien et Hettangien basal)***

Dans le haut de la formation marno-dolomitique précédente, on distingue une succession de marnes vertes avec passées de grès fins, des marnes grises, et des gros bancs de dolomies à dragées de quartz de l'ordre du centimètre.

## **II.3.3 - Le Lias calcaire**

Constituant des Avant-Causse, cette formation sera ici brièvement décrite, notre travail ne concernant que très partiellement ces secteurs. Il affleure sur le causse, le long de l'anticlinal lié à la faille de Saint-Michel (carte annexe I.1).

La sédimentation carbonatée débute un peu avant l'Hettangien et se marque par des dépôts en zone subsidente sous une faible épaisseur d'eau. Le « graben des Grands Causse » est le siège d'une sédimentation sur une plate forme carbonatée de plus en plus distale, dont l'approfondissement maximum correspond au dépôt des marnes du Toarcien moyen.

### ***II.3.3.1 - Dolomie calcarifère (Hettangien)***

Ce niveau est constitué de bancs plus ou moins massifs de dolomie calcarifère se débitant en petits parallélépipèdes. Cette formation atteint 200 m dans la vallée de l'Arre et à l'ouest du Larzac central.

### ***II.3.3.2 - Calcaires et dolomies (Sinémurien)***

Des bancs d'ordre métrique de calcaires oolithiques, parfois dolomitisés, contenant des chailles et des fossiles silicifiés d'une couleur gris-bleuté sont empilés sur 50 à 70 m. Cette formation est souvent envahie par la dolomitisation. Sa partie supérieure (Lotharingien) est constituée de calcarénites fines et de calcaires oolithiques et bioclastiques. De nombreux grains de quartz sont présents dans ce niveau et indiquent, avec la présence de débris végétaux, la proximité des hauts-fonds et des terres émergées vers les Cévennes et le seuil sud-caussenard.

### ***II.3.3.3 - Calcaires argileux (Carixien)***

Le Carixien est un calcaire spathique à entroques, avec des chailles, à minces lits marneux, souvent glauconieux. Il contient également des grains de quartz.

### **II.3.4 - Le Lias marneux**

Cette épaisse formation marneuse sépare les deux principales séries calcaires des Causses. Elle se distingue facilement dans le paysage en bordure des plateaux et dans les reculées par un talus en pente raide, débutant à la base de la corniche sous-tendue par les calcaires du Dogger, et venant mourir sur le toit de l'avant-causse.

Sur le plan hydrogéologique, cette épaisse formation joue un très grand rôle, puisqu'elle isole, à quelques exceptions près (Cernon), l'aquifère supérieur (Dogger et Malm) et l'aquifère inférieur (Lias calcaire ; Paloc, 1972). Elle permet l'apparition de nombreuses sources à la périphérie du causse (Cornus, la Cabane de Saint-Paul-des-Fonts, ...).

#### ***II.3.4.1 - Marnes feuilletées (Domérien)***

Elles sont caractérisées par 30 à 60 m de marnes schisteuses et parfois glauconieuses.

#### ***II.3.4.2 - Marno-calcaires et schistes bitumineux (Toarcien inférieur)***

À la base, les schistes cartons sont épais d'une dizaine de mètres. Ils sont surmontés par les couches en échelon formées par des alternances de marnes feuilletées dures et de niveaux plus tendres. Ce niveau, un peu plus résistant, forme des petits reliefs qui interrompent les longs versants développés dans les marnes.

#### ***II.3.4.3 - Marnes feuilletées (Toarcien supérieur - Aalénien inférieur)***

Des petits niveaux de marnes jaunes, passant à de minces bancs de calcaires lumachelliques rompent l'homogénéité de cette masse de marnes feuilletées gris-sombre à noir. Son épaisseur varie autour de 70 m.

### **II.3.5 - Le Dogger (Rey *et al.*, 1996 ; Charcosset, 1998)**

Nous insisterons un peu plus sur la description de ces formations puisqu'elles affleurent sur la quasi-totalité de la partie occidentale du secteur étudié (carte annexe I.1). De nombreux processus morphogénétiques ont pour toile de fond les différentes formations de cette série dont les faciès particuliers jouent un rôle primordial. Le Dogger constitue l'essentiel des corniches limitant le causse à l'ouest et autour des reculées (Cernon, Sorgues). Vers l'est, il passe plus en profondeur sous les calcaires du Malm.

L'ensemble du Dogger et du Malm des Grands Causses correspond à une structure NE-SW qui est le siège d'une sédimentation carbonatée de plate-forme interne/proximale : le « Haut-fond occitan » (Delfaud, 1973 ; Baudrimont et Dubois, 1977). La série du Dogger présente d'importantes variations d'épaisseur entre le «

graben » des Grands Causses (Peybernès et Pélissié, 1985 ; Ciszak *et al.*, 1996) à série développée ou dilatée, et le seuil cévenol, plus à l'est, à série réduite. Ce seuil cévenol a joué au Jurassique par le jeu de failles extensives synsédimentaires responsables d'un découpage en blocs basculés et de glissements dès le Lias (Petit *et al.*, 1973).

Le Larzac est découpé par de grandes failles inverses ou normales de direction E-W (faille de l'Hospitalet), WSW-ENE (faille de la Pezade et faille de Saint-Michel). Ces failles délimitent des compartiments (ou panneaux) où l'enregistrement stratigraphique est sensiblement différent (Rey *et al.*, 1996 ; fig. 7) :

- Panneau 1 (La Cavalerie) : il occupe le Larzac septentrional au nord de la faille de l'Hospitalet.
- Panneau 2 (L'Hospitalet-du-Larzac) : il est compris entre la faille de l'Hospitalet et la faille de la Pezade. L'essentiel de notre travail concerne ce panneau.
- Panneau 3 (Guilhaumard) : Il se situe entre la faille de la Pezade et la faille de Saint-Michel.

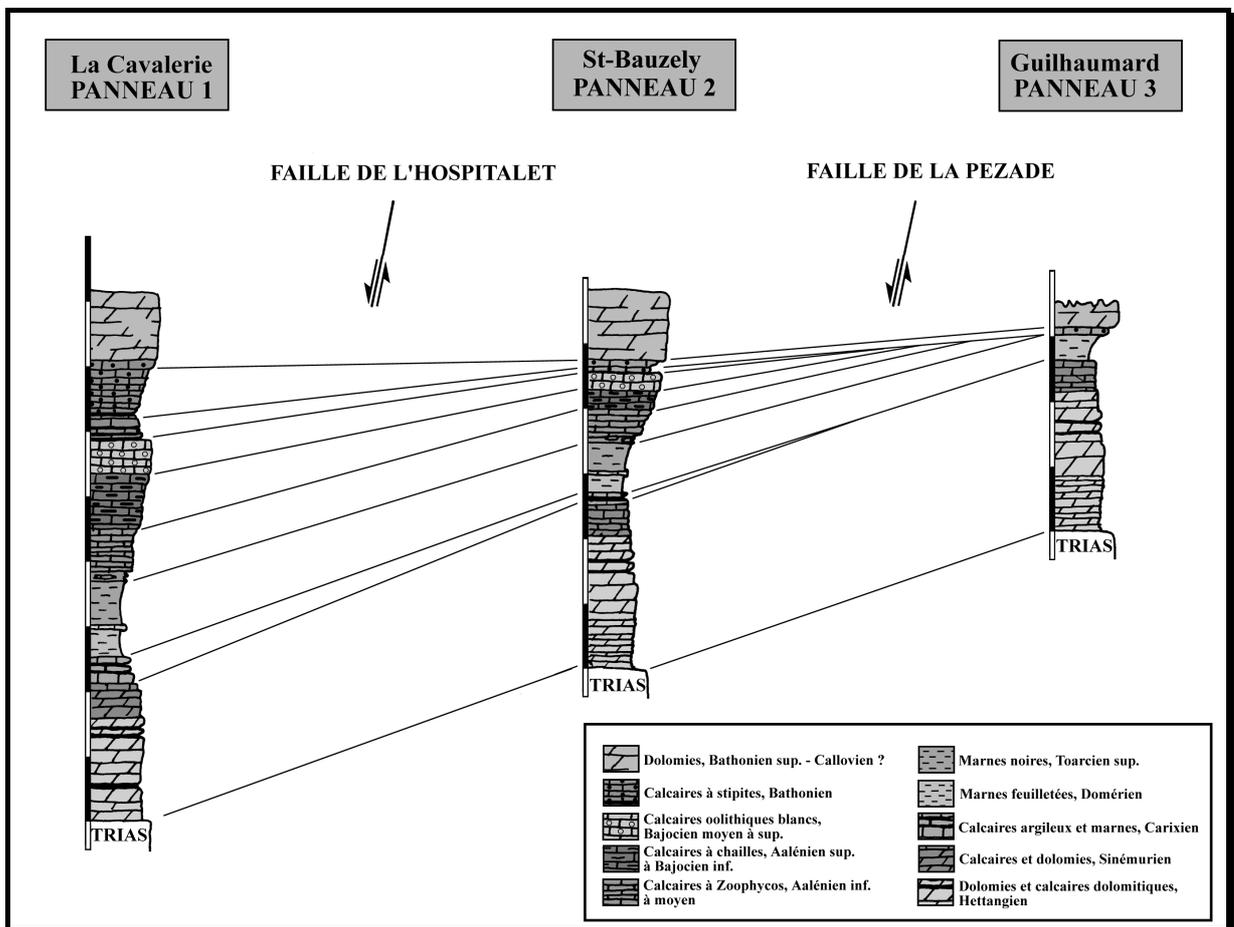


Fig. 7 - Corrélations stratigraphiques à travers le Larzac (d'après Charcosset, 1998).

Dans le panneau 1, la série est complète et épaisse de 1 100 à 1 300 m (Lias et Dogger). Dans le panneau 2 (fig. 8), pour un même laps de temps, on observe une

réduction d'environ 200 m répartis essentiellement dans le Lias marneux et l'Aalénien-Bajocien. Dans le panneau 3, le Lias calcaire est amputé du Carixien. Le Lias marneux et le Dogger ne présentent plus que 50 m de dépôts. Les calcaires à stipites n'ont plus qu'une dizaine de mètres d'épaisseur et reposent directement sur le Toarcien supérieur.

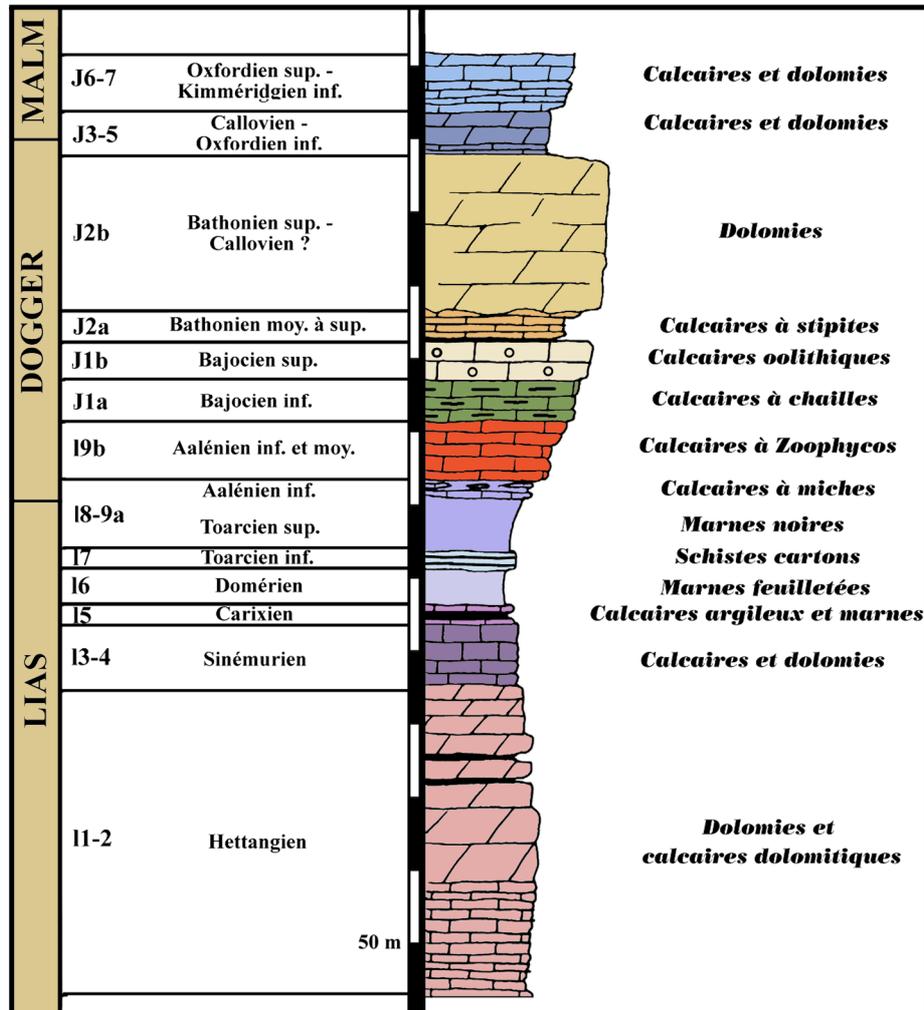


Fig. 8 - Coupe synthétique de la région de Saint-Beaulize (d'après Charcosset, 1998).

### II.3.5.1 - Calcaires à miches (Aalénien basal)

Ce sont des calcaires noduleux alternant avec des lits marneux. Ils atteignent une vingtaine de mètres de puissance.

### II.3.5.2 - Calcaires à Zoophycos (Aalénien inférieur et moyen)

Le passage depuis la formation précédente est graduel. Leur épaisseur, d'une centaine de mètres à Millau, décroît en direction du sud pour disparaître au niveau du plateau du Guilhaumard. Ce sont des calcaires marneux bleutés en bancs décimétriques à

pluri-décimétriques plus ou moins amalgamés. Ils sont souvent affectés par la bioturbation et contiennent de nombreuses traces fossiles (*Cancellophycus scoparius*). Vers le haut, les bancs renferment des nodules siliceux bleutés sans limite nette. Au sommet, ces calcaires admettent des intercalations marneuses peu épaisses qui peuvent faire apparaître des petits niveaux de calcaires noduleux.

Vers le haut, la transition avec les Calcaires à chailles est progressive. Elle se traduit par une augmentation du nombre des accidents siliceux avec gangue et par la disparition progressive des *Zoophycos*.

#### ***II.3.5.3 - Calcaires à chailles (Bajocien inférieur)***

Cette formation (Peybernès et Pélissié, 1985), en grande partie dolomitique, est épaisse de 80 m environ. À la base, elle se caractérise par une abondance de nodules siliceux (chailles) de teinte claire, et de taille centi- à décimétrique. Vers le sommet, ces nodules forment de véritables bancs décimétriques interstratifiés. Lorsqu'il n'est pas dolomitisé, cet ensemble laisse apparaître un faciès bioclastique graveleux à oolithes, pellets, spicules de spongiaires, foraminifères et grains de quartz. Les accidents siliceux relèvent d'une silicification secondaire puisqu'il persiste des traces du sédiment initial. Epaisse de 80 m environ aux alentours de Millau, on ne trouve plus qu'une trentaine de mètres de calcaires à chailles au sud de la faille de l'Hospitalet. Bien qu'elle soit considérée comme inexistante au sud de la faille de la Pezade, on retrouve cependant cette formation, épaisse de quelques mètres, au sud du Caylar.

Au sommet, les chailles sont de plus en plus rares et les calcaires oolithiques apparaissent brutalement.

#### ***II.3.5.4 - Calcaires oolithiques blancs (Bajocien supérieur)***

En bordure de plateaux, ils forment une barre rocheuse, bien visible dans le paysage (Millau), souvent en continuité avec celle constituée par les calcaires à chailles (Nissoulières, reculée du Brias, Saint-Paul-des-Fonts). Elle a une cinquantaine de mètres d'épaisseur dans le Larzac septentrional, 25 m à Saint-Beaulize puis, disparaît au sud de la faille de la Pezade. Ce sont des calcaires oolithiques grainstones qui apparaissent souvent en bancs pluri-décimétriques à stratification oblique et parfois entrecroisée.

La limite supérieure de cette formation correspond à une surface irrégulière, oxydée, surmontée par des argiles rouges matérialisant un paléosol.

#### ***II.3.5.5 - Calcaires à stipites (Bathonien moyen et supérieur)***

Cet ensemble de calcaires beiges, sublithographiques admet, à la base, des passées argileuses et parfois charbonneuses. Au-dessus viennent des calcaires plus micritiques, parfois bioclastiques ou oolithiques, d'aspect souvent plus massif. La partie sommitale de cette formation est affectée par une dolomitisation secondaire, rendant difficile sa distinction avec le complexe dolomitique sus-jacent. Cependant sa puissance atteint 120 m dans la région de Millau, mais ne dépasse pas 20 m à proximité de Saint-Beaulize, entre la faille de l'Hospitalet et celle de la Pezade.

### ***II.3.5.6 - Dolomies II (Bathonien supérieur et Callovien ?)***

Ce complexe dolomitique est responsable des paysages caussenards les plus typiques : les reliefs ruiniformes (Montpellier-le-Vieux, Rajal del Gorps). Son épaisseur varie de 30 à 150 m, oscillant autour de 100 - 120 m dans le Larzac central. La partie supérieure pourrait représenter une partie du Callovien.

### **II.3.6 - Le Malm (Menessier et coll., 1984 ; Geze et coll., 1985 ; Alabouvette et coll., 1988 ; fig. 9)**

Il affleure essentiellement dans la moitié orientale du Larzac central - Campestre. À l'ouest, quelques formations de la base du Malm sont conservées dans le petit synclinal de Bengouzal.

Au Jurassique supérieur, la sédimentation carbonatée est régie par une instabilité des différents panneaux jouant rarement en phase (Le Strat, 1980). Elle reste cependant plus uniforme que le Dogger sur l'étendue du Larzac. À l'Oxfordien supérieur, la transgression s'affirme et les dépôts correspondent à une vasière carbonatée installée sur une plate-forme externe. Au Kimméridgien on note une nette diminution de la tranche d'eau pour aboutir à une sédimentation à fleur d'eau au Portlandien. Une puissante sédimentation carbonatée (dépôts sub-émergés de plate-forme interne) se développe en arrière d'une barrière de type récifal située plus à l'est (La Séranne).

#### ***II.3.6.1 - Calcaires et dolomies cristallines (Callovien - Oxfordien inférieur)***

Dans la partie ouest du causse, cet étage est représenté par des dolomies cristallines crème ou rosées avec localement quelques intercalations de calcaires blancs en plaquettes. Entre la Blaquererie et Campestre, la lacune semble totale. Un peu plus à l'est, un calcaire rouge pouvant être dolomitisé représenterait le Callovien près de Campestre. Enfin à l'est d'Alzon, 30 à 50 m de calcaires gris à interlits marneux surmontent quelques bancs de calcaires bruns.

#### ***II.3.6.2 - Calcaires et dolomies (Oxfordien supérieur - Kimméridgien inférieur)***

À l'ouest, dans le petit synclinal de Bengouzal, ces étages sont constitués à la base de 20 m de calcaires en plaquettes à silex blonds et au-dessus de 30 m de calcaires sublithographiques et de dolomie crème à entroques.

À l'est du Larzac central et sur le Causse de Campestre, on distingue, en raison d'une plus grande épaisseur, les formations correspondantes à chaque étage. L'Oxfordien supérieur est constitué de calcaires blanc-gris, marno-calcaires, sublithographiques, plus ou moins envahis par la dolomitisation. Son épaisseur varie de 100 à 200 m. Le Kimméridgien est formé de calcaires sublithographiques ou bioclastiques en gros bancs parfois dolomitisés. Son épaisseur oscille autour de 80 m.

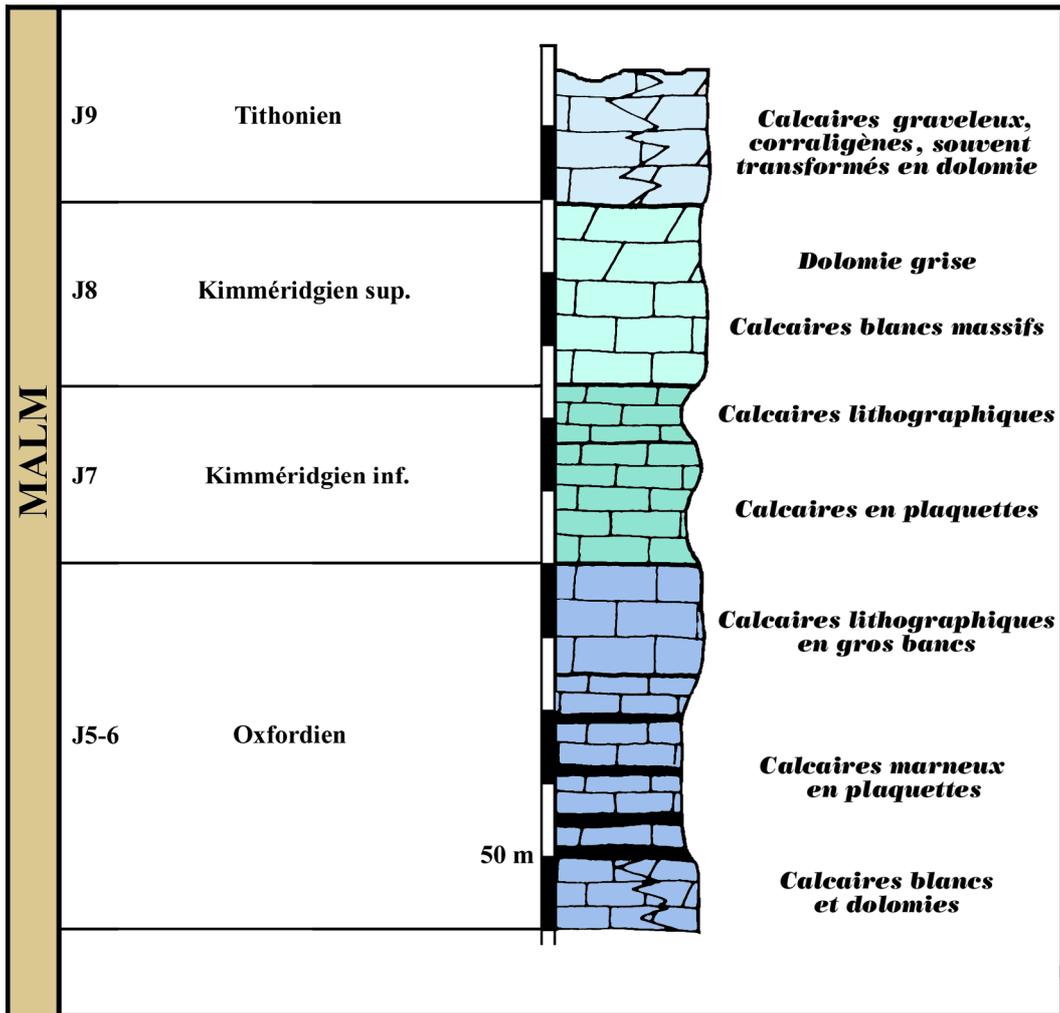


Fig. 9 - Coupe synthétique du Malm dans le secteur de Cazejourdes (d'après Zaidan, 1972).

### II.3.6.3 - Calcaires et dolomies (Kimméridgien supérieur)

On ne retrouve ces formations que dans la partie orientale du Causse de l'Hospitalet et sur le Causse de Campestre. Ce sont des calcaires beiges, sublithographiques, parfois bioclastiques. Au-dessus, apparaît localement une formation de dolomie cristalline massive, beige à brune, qui rappelle les dolomies ruiniformes du Bathonien mais sous un faciès plus stratifié. Enfin, des niveaux de calcaires beiges, sublithographiques représentent le sommet de cet étage mais ne sont pas présents dans le secteur étudié.

### II.3.6.4 - Calcaires blancs (Tithonien = Portlandien sur les cartes en annexe)

Ce sont 100 à 150 m de calcaires blancs en gros bancs. On distingue plusieurs faciès pouvant représenter le Tithonien : dolomie rousse, calcaires bioclastiques ou calcaires graveleux et bioclastiques. Ces terrains affleurent sur la moitié sud du Causse de Campestre et sur le Larzac oriental.

### **II.3.7 - Le Crétacé**

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. Un lambeau est signalé sur la Séranne, à proximité du sommet (Alabouvette *et al.*, 1988).

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. Sur le Causse de Campestre, 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 causse (Alabouvette *et al.*, 1984). Ce sont essentiellement des argiles et marnes versicolores continentales du Turonien supérieur - Coniacien, des marnes grises continentales datées par leur flore pollinique du Santonien supérieur - Campanien et quelques blocs de grès marin. La carte géologique au 1/50 000 du Caylar (Alabouvette et coll., 1988 b) indique la présence de débris d'organismes divers dans les blocs calcaires dont des algues mélobésiées, des bryozoaires et des foraminifères.

Nous reviendrons plus loin sur la description des dépôts du Crétacé supérieur que nos travaux ont permis de préciser (Bruxelles *et al.*, 1999 b).

## **II.4 - TECTONIQUE ET STRUCTURE DE LA PARTIE CENTRALE DU LARZAC**

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 joué pendant la phase pyrénéenne.

### **II.4.1 - Les failles**

Deux grandes directions de failles se distinguent : les failles E-W et les failles subméridiennes (carte annexe I.1). Par delà les conditions de leur mise en place, elles interviennent différemment dans le fonctionnement hydrogéologique du causse et dans son évolution géomorphologique.

#### ***II.4.1.1 - Les accidents est-ouest***

Ce sont des failles qui ont influencé l'essentiel de la sédimentation triasique et jurassique. Peu fréquentes, elles ont une extension pluri-kilométrique et un rejet important (fig. 10 et 11).

##### **a - La faille de l'Hospitalet (Saint-Affrique - Alzon - le Vigan)**

C'est un très long accident inverse, qui mesure près de 80 km. Il a un pendage nord d'environ 70° et présente un déversement vers le sud. Dans notre secteur d'étude, la faille dessine toute la bordure méridionale de la reculée du Cernon. Au niveau de l'Hospitalet du Larzac, elle forme un escarpement nettement visible dans le paysage

jusqu'à la reculée du Durzon. Elle se confond ensuite avec la bordure du causse dominant Nant, puis met en contact le Lingas et la bordure septentrionale des causses de Campestre et de Blandas. Elle a guidé le développement des vallées de la Virenque (sud de Sauclières) et de l'Arre. Cet accident est relayé par des failles senestres à senestro-inverses NE – SW comme celle de Tournemire.

Son mouvement est important puisqu'il met en contact dans la région de l'Aigoual, les terrains paléozoïques et métamorphiques culminant à 1 500 m d'altitude avec les calcaires tithoniens du Causse de Blandas affleurant à 800 m d'altitude (Charpal et Trémolières, 1971, 1974 ; Santouil, 1980). Cet accident a joué presque tout le temps pour donner un décalage de 1 000 à 1 500 m de la surface antétriasique, entre les sommets du Lingas et le fond de la vallée de l'Arre. Le rejet, relativement faible à l'ouest dans le Permien, croît rapidement au voisinage de Roquefort et atteint 400 m pour la base du Bajocien à Egalères sur le Causse de l'Hospitalet. La surface de faille est irrégulière, avec des plongements normaux et inverses.

La faille de la Cavalerie au nord ne serait que la partie haute du même accident, le décalage provenant d'un décollement au niveau des marnes du Lias supérieur (Mennessier *et al.*, 1984).

#### **b - Le faisceau de la Pezade - La Couvertoirade**

Longeant la reculée de la Sorgues, cet accident inverse auquel est associé un pli anticlinal passe par la Pezade puis s'infléchit en direction du nord jusqu'au canyon de la Virenque. Il se divise en plusieurs accidents certainement décrochants, à rejeu normal, orientés globalement NE-SW (Arthaud et Mattauer, 1969 ; Charpal et Trémolières, 1971 ; Charpal *et al.*, 1974). L'un d'entre eux (faille du Mas Gauzin) reprend une direction E-W et traverse les causses de Campestre et de Blandas jusqu'à Montdardier.

#### **c - La faille de Saint-Michel**

Elle débute dans les séries plissées de la Montagne Noire et s'amortit à l'ouest dans le Jurassique supérieur où elle est relayée par une autre série de cassures. C'est une faille inverse, orientée N 65° avec un déversement vers le sud. Son rejet est maximal au niveau de Saint-Michel où le Trias au nord est mis en contact avec le Kimméridgien. Elle montre un rejeu en faille normale à regard sud-est. D'autres rejeux secondaires en faille inverse et décrochement senestre avec des plis coniques E-W associés ont également été mis en évidence à proximité de cet accident (Charpal et Trémolières, 1971).

#### **d - La faille du Viala-du-Pas-de-Jaux**

La faille du Viala a une inclinaison non-définie. Cependant, son rejet paraît sous-estimé sur la carte géologique (n° 935 - Millau ; Mennessier *et al.*, 1984). En effet, elle permet au sud l'affleurement des calcaires à chailles du Bajocien inférieur, ce qui, comme nous le verrons plus loin, joue un rôle certain dans la morphogenèse de ce secteur et dans le sens du drainage hypogé.

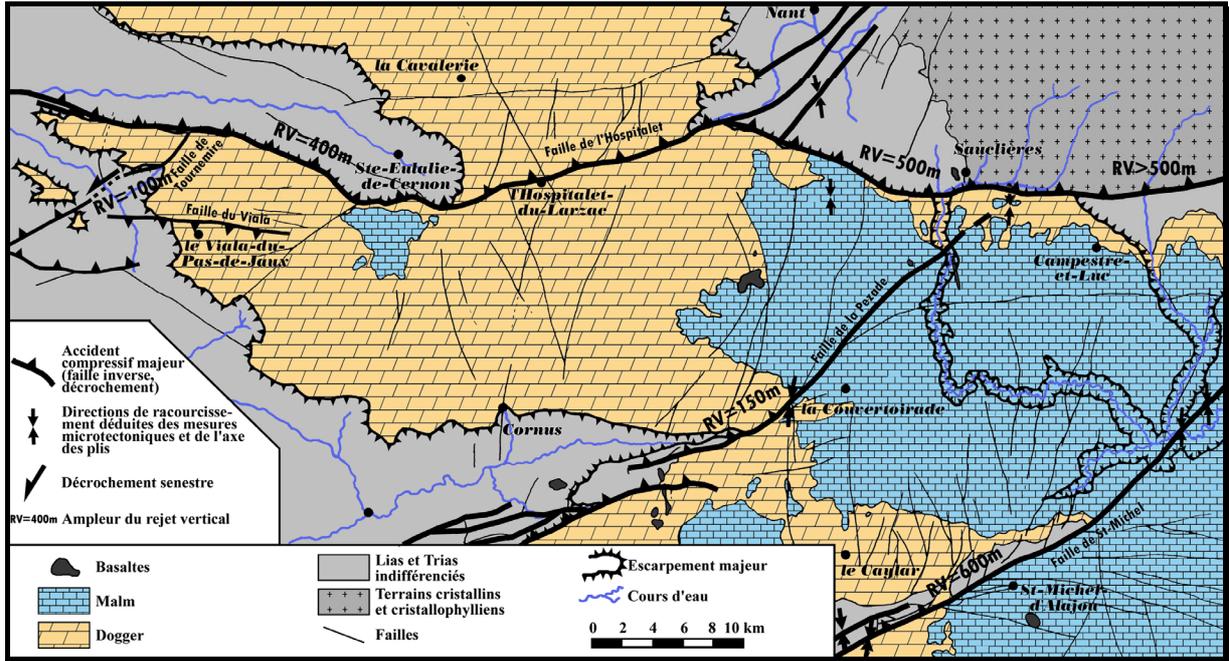


Fig. 10 - Schéma structural du Larzac central : la compression pyrénéenne.

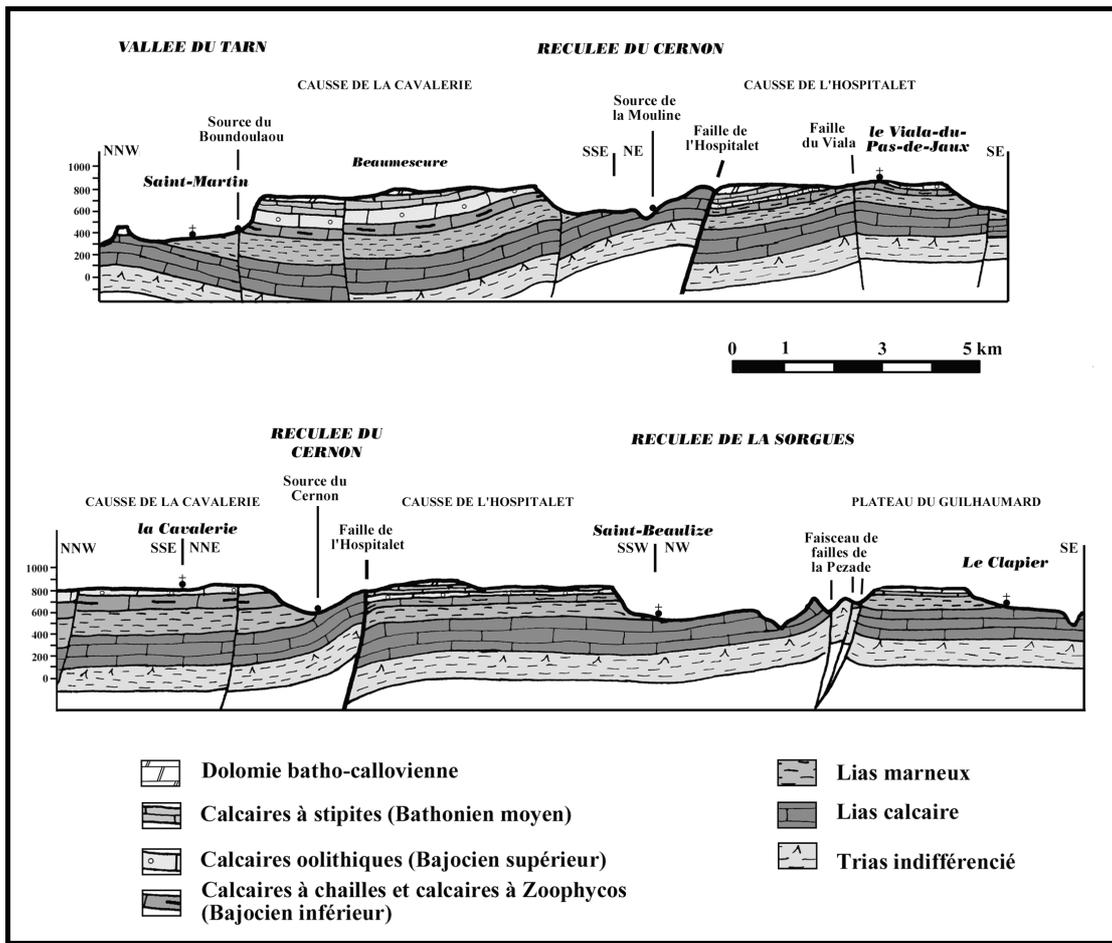


Fig. 11 - Coupes synthétiques du Causse du Larzac (d'après Ricard et al., 1996, modifié).

### **e - La faille de Tournemire**

Orientée NE-SW, elle est située au sud de la faille de l'Hospitalet. D'une longueur de 11 km, elle intersecte au nord la faille de l'Hospitalet. Elle a un pendage nord et un mouvement à composante inverse dominant et senestre secondaire. Son rejet est d'environ 100 m au niveau du cirque de Tournemire. Elle y provoque un redoublement de la série du Dogger. Son importance diminue rapidement vers l'est (fond de la reculée) où la déformation s'amortit en écaïlle majeure associée à des plis d'extension hectométrique.

Dans la reculée, un gros pan de parois détaché de la corniche bajocienne ne correspond pas au décalage réel de la faille. Ce n'est qu'un bloc glissé sur les marnes, désolidarisé du reste du plateau par la faille de Tournemire.

D'après les indications de la carte géologique (n° 935, Mennessier *et al.*, 1984), cette faille serait fossilisée par les brèches basaltiques d'Alcapiès datées de 7 Ma.

#### **II.4.1.2 - Les failles subméridiennes**

Elles témoignent d'une phase de distension ultérieure mais restent pour certaines orientées sur d'anciens traits structuraux. Elles sont généralement interrompues par les grands accidents de direction cévenole. Leur orientation varie de NW-SE à NE-SW. Ce sont, pour la plupart, des failles plutôt verticales, le plus souvent normales.

Plusieurs de ces failles affectent les dolomies dans le secteur central du causse de l'Hospitalet. Leur rejet est souvent très modeste. À l'ouest, la plus importante naît dans la reculée de Saint-Paul-des-Fonts et se raccorde à la faille de l'Hospitalet. Son rejet, assez faible, est un peu plus marqué en bordure du causse où il atteint une trentaine de mètres. L'observation des stries à proximité de cet accident signale également une composante décrochante sénestre.

À l'est de la Blaquererie, plusieurs failles normales abaissent le compartiment oriental et ont permis la conservation des formations du Jurassique supérieur. Les rejets les plus importants sont observables dans le secteur de la Blaquererie où ils approchent la centaine de mètres. Enfin, sur le Causse de Campestre, elles déterminent des petits affaissements d'une dizaine de mètres de rejet environ (Le Salze).

Ces accidents ont pu rejouer plus tardivement puisque les épanchements basaltiques et les dykes observés sur le causse se produisent très souvent par des accidents subméridiens (volcan de la Blaquererie, dyke de la Virenque...).

#### **II.4.2 - Histoire tectonique post-Jurassique (fig. 12)**

Faute de terrains conservés au-delà du Néocomien (ouest de Ganges), on ne peut caler précisément le retrait de la mer. Il 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.

L'ingression marine du Crétacé supérieur dont on connaît désormais plusieurs affleurements régionaux et caussenards (Alabouvette *et al.*, 1984 et 1988 (a et b) ; Ambert, 1994 ; Bruxelles *et al.*, 1999 a et b) est peut-être liée à un événement

tectonique (Ball, 1973 ; Alabouvette *et al.*, 1988 a), mais plus sûrement à un haut niveau marin général (Haq *et al.*, 1987). Celle-ci s'achève au Crétacé terminal (Maastrichtien) par les 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). Plus au sud, la sédimentation devient continentale, plus marquée par le détritisme (Alabouvette *et al.*, 1988, Demangeon, 1959). Cette sédimentation peut être étendue *pro parte* à certaines parties des Grands Causses (Ambert *et al.*, 1978, Bruxelles *et al.*, 1999 b).

La déformation compressive associée à cet événement 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 et la création des plis d'accompagnement est-ouest. Les décalages sur les anciennes failles normales E-W sont inversés au cours de trois épisodes compressifs successifs :

- épisode de déformation plane précoce, attribué à la période initiale du Crétacé supérieur par référence à la tectonique pyrénéenne du Languedoc. On isole des micro-mouvements dextres suivant une direction N-S et senestres suivant une direction N 60° en association avec un raccourcissement N 30°.
- épisode de régime compressif chevauchant. Il remobilise les failles E-W en inverse avec des plis associés.
- épisode de régime décrochant tardif qui associe des décrochements dextres suivant les directions N 110° à N 130° et fait rejouer les accidents N 60° en inverse.

Une importante phase de distension datée de l'Oligocène moyen se traduit dans le Bas-Languedoc par la formation de fossés d'effondrement. Sur le causse, les effets sont plus discrets mais l'on peut y rattacher d'après Bonijoly *et al.* (1982) le rejeu de certains accidents enracinés dans le socle ou la mise en place de failles normales d'orientation subméridienne. Les accidents E-W ont pu rejouer en sens inverse des mouvements pyrénéens, mais avec des rejets bien moindres. En effet, les composantes verticales actuellement observées sur les failles majeures du Causse du Larzac restent à dominante inverse (Faille de l'Hospitalet, de la Pezade et de Saint-Michel). De récentes études de terrain (Combes, 1999) menées sur la partie occidentale du Causse du Larzac ont toutefois mis en évidence l'absence de rejeu oligocènes significatifs sur les principales failles de ce secteur (fig. 12). Seuls quelques indices d'extension NW-SE ont été relevés près de Nant (fig. 10) et de Vissec (Bonijoly *et al.*, 1982 ; Benedicto, 1996).

Comme nous le montrerons plus loin, nous n'avons pas trouvé dans notre secteur d'étude de signe tangible d'une activité tectonique importante durant le Néogène. Les épisodes de déformation extensive miocène n'y ont pas été observés (Combes, 1999). Les différentes surfaces d'aplanissements, en tout cas pour les mieux conservées, nivèlent sur un même plan la plupart des accidents. Ceci n'exclut cependant pas des mouvements d'ensemble des Grands Causses ou de leurs bordures.

De même, durant le Quaternaire, aucun mouvement n'est décelable à la surface du Causse, y compris le long de la faille de l'Hospitalet. D'ailleurs, nombre de ces accidents sont scellés par les basaltes d'âges variés et témoignent dans tous les cas de l'extrême faiblesse de ces rejeux. Sur l'Escandorgue, certaines de ces failles sont nettement fossilisées par les épanchements basaltiques (faille des Aires, de la Tour-sur-Orb, de Saint-Michel et probablement de la Pezade). Cependant, la localisation

des dykes et des points d'émission sur des fractures subméridiennes illustrent sans doute l'existence de soubresauts tectoniques. L'exemple de l'aven de la Portalerie (cf. *infra*) où nous avons observé des signes d'activité sismique pléistocène, va dans le même sens.

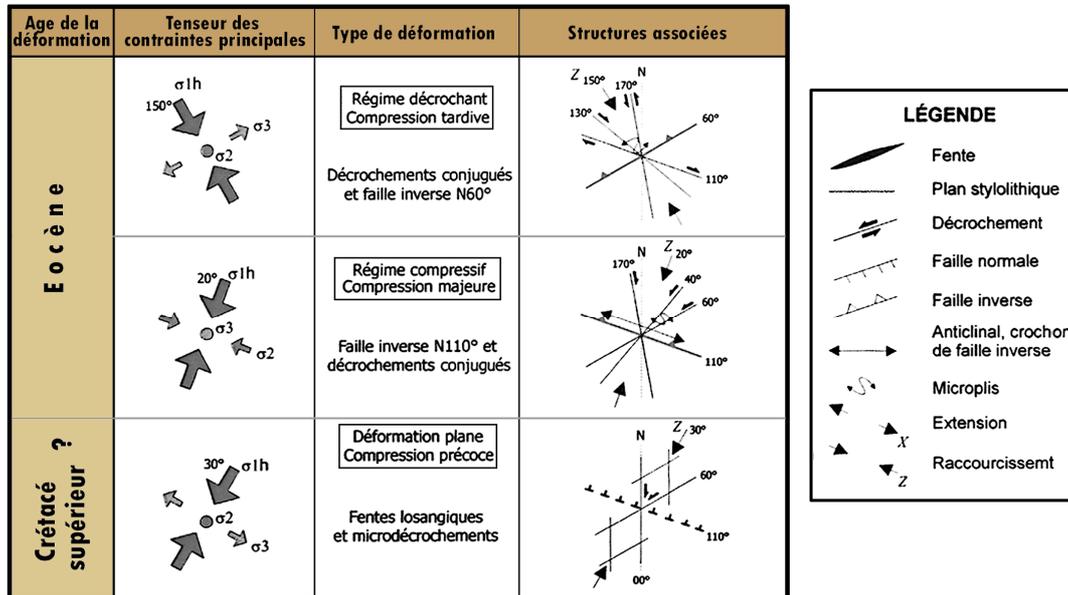


Fig. 12 - Chronologie des contraintes/déformations sur le causse du Larzac d'après les observations de terrain (d'après Combes, 1999).

Donc, bien que faiblement déformés au regard de la couverture mésozoïque et cénozoïque languedocienne, les Grands Causses, et le Causse du Larzac en particulier, ont bien enregistré les déformations postérieures aux dépôts jurassiques :

- Les déformations des phases extensives crétacées ne sont pas connues faute de marqueurs suffisamment étendus de cet âge.
- Le plissement de l'avant pays pyrénéen à l'Eocène est déjà connu et les failles majeures des Grands Causses en portent le témoignage (plis, failles inverses, décrochements dextres et senestres,...).
- Les traces du rifting oligocène et de la tectonique extensive qui a affecté une grande partie de la plate-forme ouest européenne ne sont retrouvées qu'au nord et à l'est du secteur étudié.
- Enfin, l'ouverture du Golfe du Lion au Burdigalien, la mise en place de la chaîne alpine depuis le Miocène et le développement du volcanisme miocène à quaternaire vont matérialiser la réactivation néotectonique de certains éléments structuraux.

### II.4.3 - Structure d'ensemble

Globalement, le causse de l'Hospitalet du Larzac est constitué par un vaste synclinal dissymétrique orienté E-W (fig. 13). Le flanc sud est relativement monoclinale, depuis la reculée de la Sorgues (le Bauras) jusqu'à l'Hospitalet-du-Larzac, avec un pendage sud

d'environ 5°. Il devient nord assez brutalement et avec des pendages plus marqués au front de l'accident inverse. Cette structure se prolonge sur l'ensemble du causse, entre la Pezade et Roquefort-sur-Soulzon. Les formations du Dogger concernent la quasi-totalité des affleurements de cette partie du causse, à l'exception du petit synclinal de Bengouzal, où quelques reliefs sont constitués de calcaires du Jurassique supérieur.

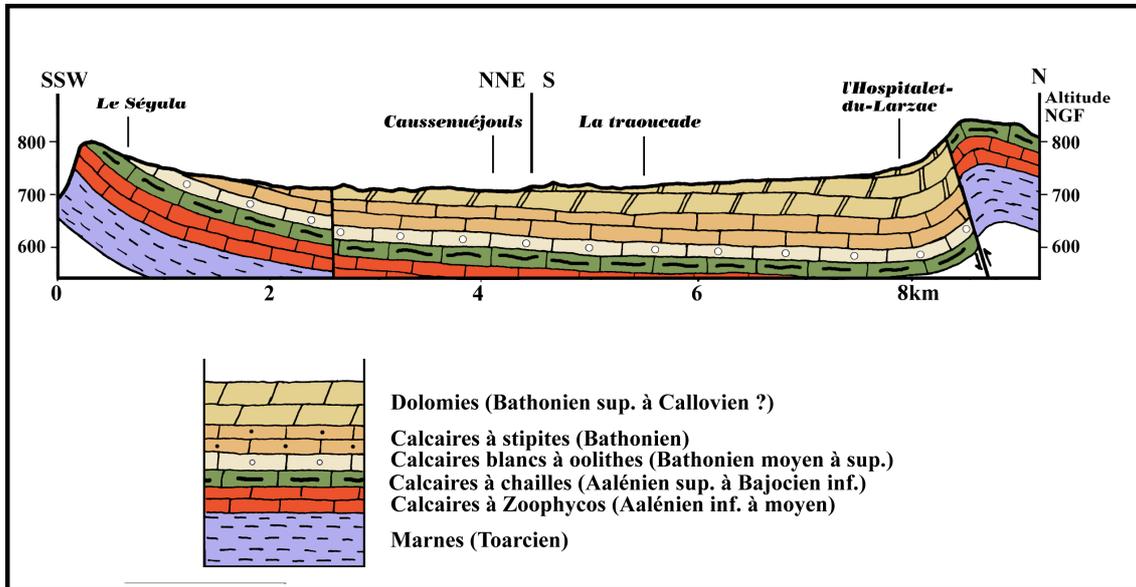


Fig. 13 - Coupe géologique du Causse de l'Hospitalet au niveau de l'Hospitalet du Larzac.

Les reculées du Cernon et de la Sorgues sont développées en lieu et place d'anticlinaux, de plus en plus marqués vers l'ouest, formés en arrière des failles de l'Hospitalet et de la Pezade.

À l'est de la Blaquererie, une série de failles normales abaissent le compartiment oriental et permettent aux formations du Malm d'affleurer plus largement. On retrouve cependant une structure synclinale orientée E-W se poursuivant sur le Causse de Campestre. Elle est comprise entre la faille de l'Hospitalet au nord et celle de Saint-Michel au sud. Les pendages, relativement forts au nord, à proximité de l'accident, diminuent progressivement vers le sud. Le cœur du synclinal, large de 4 à 5 km, est matérialisé par les affleurements de calcaires du Tithonien et la présence de vestiges de la couverture de Crétacé supérieur. Au sud de Sorbs, les pendages se redressent plus vigoureusement à l'approche de la faille de Saint-Michel. Ils forment un pli anticlinal, plus développé à l'ouest (le Caylar), et qui tend à disparaître vers l'est, au-delà de Saint-Michel.

#### II.4.4 - Les indices de paléosismicité dans l'aven de la Portalerie

L'aven de la Portalerie s'ouvre 1800 m au nord du hameau de la Blaquererie. Dans ce secteur, une série de failles normales orientées N-S mettent en contact la dolomie bathonienne et les calcaires du Malm. La faille principale, responsable de ce contact anormal, passe 200 m à l'est de l'entrée de la cavité (fig. 14). Son rejet atteint 100 m à l'est de la Blaquererie mais ne dépasse pas une vingtaine de mètres au niveau de la

Portalerie. Les manifestations volcaniques sont souvent associées à ce type de structure.

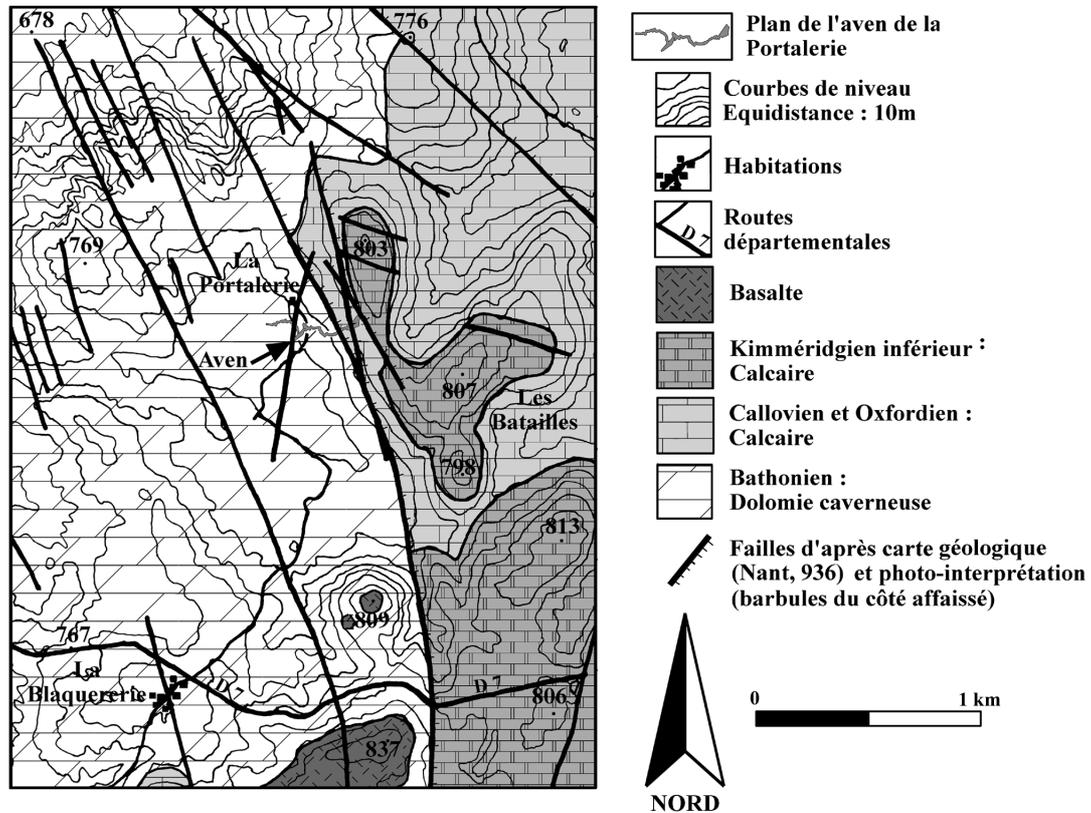


Fig. 14 - Carton géologique des environs de l'aven de la Portalerie (la Couvertoirade).

#### II.4.4.1 - Les différentes anomalies observées

La présence de nombreuses concrétions brisées est un fait observable dans l'ensemble de l'aven (Bruxelles *et al.*, 1997). Elle pourrait être liée à la reprise d'activité de la cavité (crués, recreusement et soutirage du remplissage) mais plusieurs éléments présentés plus loin ne permettent pas de valider dans tous les cas cette hypothèse. Elle semble plutôt s'expliquer par l'impact d'un ou de plusieurs séismes (Bruxelles *et al.* 1997 et à paraître), comme le laissent supposer de nombreux autres indices observés dans cette galerie.

Ces cassures affectent de nombreuses stalactites et stalagmites, mais aussi des enduits stalagmitiques qui scellaient de petits accidents. Toutes ces fractures et anomalies s'apparentent à celles observées dans des grottes de régions tectoniquement actives, comme les chaînes alpines (Gilli, 1986 b ; Jeannin, 1990 ; Postpischl *et al.*, 1991 ; Bini *et al.*, 1992) ou réputées plus stables, comme la Belgique (Quinif Y., 1997), et qui ont pu être interprétées comme le résultat d'événements sismo-tectoniques. La galerie affluente en montre de nombreux exemples (fig. 15).

- Stalagmites brisées avec repousses : réparties dans l'ensemble de la cavité, on dénombre plusieurs dizaines d'exemples de stalagmites brisées. Les fragments

tombés au sol restent parfois conservés au pied du moignon ou sont remaniés plus en aval. Une repousse de plusieurs centimètres scelle le plus souvent la cassure et les morceaux sont soudés au plancher stalagmitique (photo 6).



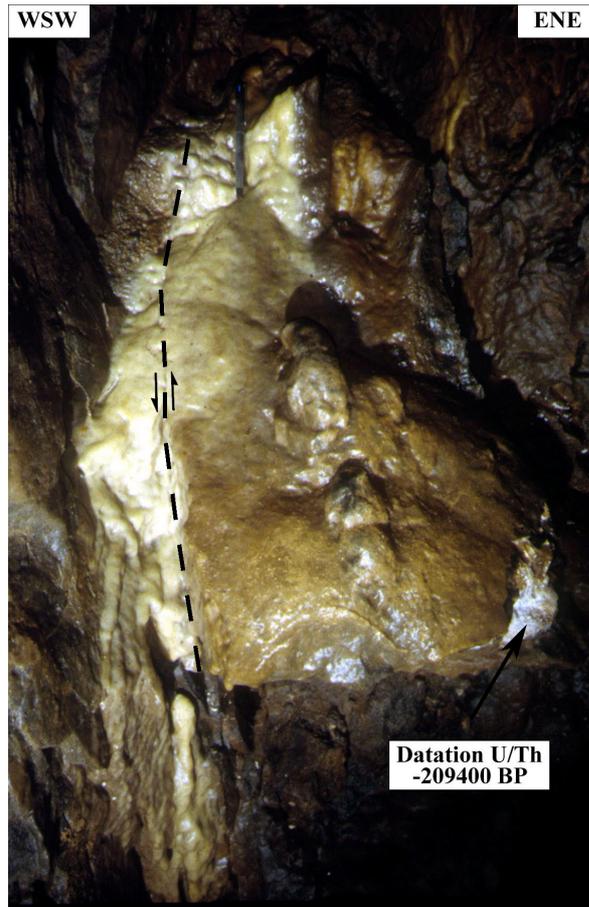
**Photo 6 - Stalagmite brisée avec repousse dans la galerie affluente (Aven de la Portalerie). Le fragment haut de plus de 40 cm à l'origine est tombé en direction de l'amont.**

Plusieurs phénomènes pourraient être responsables de cette destruction comme de violentes crues (Bartholeyens, 1987) ou des actions humaines (Rouzaud *et al.*, 1995) :

- Une crue, relativement violente, n'est pas impossible dans cette partie de la grotte. Dans ce cas de figure, le fragment de stalagmite aurait obligatoirement été emporté par le courant. D'ailleurs, certains de ces éléments sont conservés sur des coulées stalagmitiques en forte pente. Dans cette position, la moindre sollicitation hydrodynamique les aurait nécessairement fait dévaler au pied de l'édifice. De même, certains de ces fragments conservés au pied du moignon sont tombés en direction de l'amont ce qui, compte tenu du fonctionnement et de la morphologie de la galerie, est improbable dans le cas d'une crue.
- Les hommes préhistoriques ont fréquenté une partie des galeries supérieures et peuvent aussi être responsables des cassures. L'observation de plusieurs exemples permet également d'écarter cette hypothèse puisque certaines de ces stalagmites brisées sont difficilement accessibles ou de taille trop importante. De même, ils ne présentent apparemment pas de trace de chocs, nécessaires dans ce cas à leur destruction.
- Stalactites brisées avec repousses : moins abondantes que les stalagmites, quelques exemples sont repérables tout au long de la cavité. Le concrétionnement de cet aven privilégiant essentiellement la formation de stalagmites, les stalactites

sont donc le plus souvent de taille très réduite (en section et en longueur) et seules les plus longues sont affectées de cassures. Les fragments brisés sont également soudés au plancher et n'ont pas été emportés par une éventuelle crue. Une repousse de plusieurs centimètres scelle la cassure.

- Planchers stalagmitiques décalés : dans la galerie affluente, plusieurs concrétions de ce type présentent des cassures. Dans tous les cas, les concrétions reposent sur la roche en place, ce qui permet d'exclure l'action de phénomènes de soutirage ou de tassement des sédiments.
  - Le premier à 100 m du début de la galerie affluente scelle les deux parois d'une petite faille (N90°) qui a guidé le creusement de la galerie sur quelques mètres. Les cassures enregistrées par les spéléothèmes mettent en évidence un petit décalage senestre de l'ordre du centimètre.
  - Un second plancher stalagmitique emplit une fracture élargie orientée N160°, 50 m en aval du premier exemple. Le décrochement dextre atteint 1cm environ avec un regard WSW (photo 7). Un nouvel enduit stalagmitique scelle la cassure et n'est affecté d'aucun mouvement. Le rapport isotopique U/Th de la concrétion décalée traduirait un âge de 209 400 ans (+25300/-19900 ; tableau 1, échantillon 1). Le mouvement s'est donc produit entre cette date et la formation du dernier revêtement stalagmitique qui reste à dater.
  - Le dernier exemple est situé une dizaine de mètres en aval du précédent. Une fracture d'orientation N110° est responsable d'un rejet de 2 à 3 cm à regard sud. On suit très nettement la faille qui se prolonge dans la dolomie en place. Aucun concrétionnement plus récent ne fossilise ce décalage.
- Stalactites cisailées : par endroits, la voûte dolomitique est garnie de nombreuses petites stalactites qui forment un mince revêtement de calcite. À 45 m du début de la galerie, ces concrétions sont affectées d'un décalage dextre d'environ 1 cm. Il n'y a pas de reprise de concrétionnement postérieur à cette cassure.
- Fistuleuses écrasées et colonne stalagmitique écaillée : la voûte de la galerie affluente montre le passage de nombreuses fractures. Dans l'une d'elles (N160°) quelques fistuleuses se sont développées entre les deux parois. Leurs cassures indiquent nettement les signes d'un raccourcissement de 1 cm environ dans le sens de la hauteur. Le regard est orienté ENE. Au sol, un pilier stalagmitique positionné sur l'accident est écaillé. Il confirme le mouvement observé.



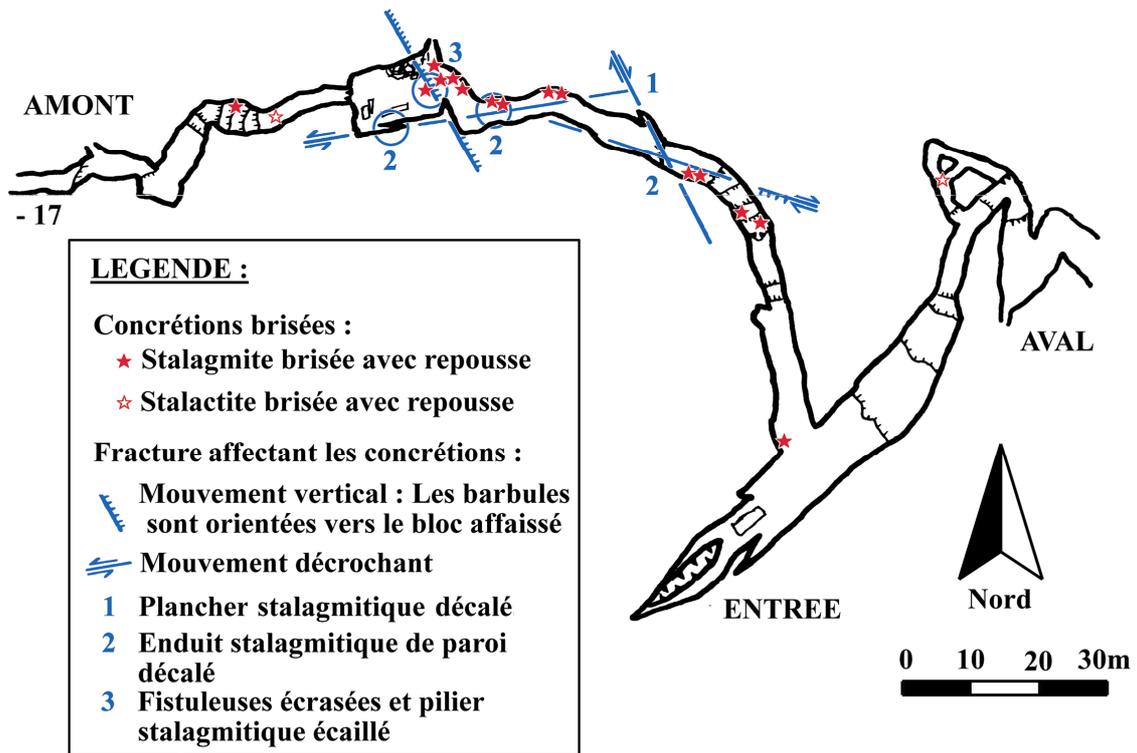
**Photo 7 - Plancher stalagmitique affecté par un rejeu de la fracture qu'il scellait. Un nouvel enduit stalagmitique intact recouvre le tout.**

Ech.	(U)ppm	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{t=0}$	Age (en m.a.)
1	0,084 $\pm$ 0,002	1,079 $\pm$ 0,027	0,870 $\pm$ 0,027	10,7 $\pm$ 0,8	1,142	209,4(25,3/-19,9)
2	0,247 $\pm$ 0,006	1,064 $\pm$ 0,030	0,288 $\pm$ 0,014	17,4 $\pm$ 3	1,071	36,8 (2,1/- 2,1)

**Tabl. 1 - Datations isotopiques U/Th de deux concrétions de l'aven de la Portalerie (Yves Quinif, CERA, Belgique).**

#### **II.4.4.2 - Interprétation de ces anomalies**

Les nombreuses observations d'anomalies de développement des spéléothèmes mettent en évidence l'enregistrement d'un ou de plusieurs événements sismo-tectoniques. Si les ruptures de stalactites et de stalagmites peuvent avoir des causes autres, les décalages des planchers stalagmitiques et des enduits de calcite apportent la preuve de rejeux de fractures postérieurs à la formation des spéléothèmes.



**Fig. 15 - Plan de la galerie affluente de l'aven de la Portalerie. Elle rassemble plusieurs types de cassures affectant les concrétions.**

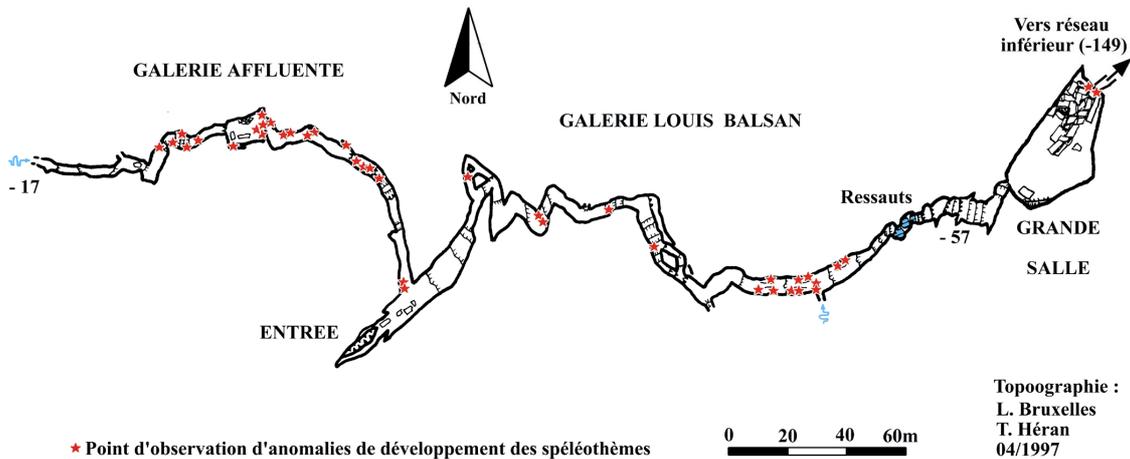
À partir des figures 15 et 16, deux constatations doivent être soulignées :

- une localisation des mouvements responsables de la rupture de planchers stalagmitiques essentiellement dans la galerie affluente. Ils correspondent plutôt à des rejeux de petites failles ;
- une répartition spatiale des stalactites et des stalagmites brisées avec repousses dans l'ensemble de la cavité, ce qui matérialise l'impact d'une onde sismique.

Les décalages ne concernent apparemment pas les grands accidents à l'est de l'entrée de la cavité et que l'on voit très nettement au niveau de la galerie principale et de la grande salle, mais plutôt des cassures plus discrètes qui affectent la galerie affluente. Les orientations des mouvements correspondent à d'anciennes failles ou diaclases antérieures à la karstification qui ont guidé le creusement d'une partie des galeries. Les décalages visibles ne sont donc que des rejeux de ces fractures sans qu'il soit possible de définir une direction globale. Ils peuvent toutefois matérialiser l'ébranlement de ce secteur lors d'un séisme sans indiquer nécessairement un rejeu tectonique précis. Le volcanisme, tout proche, peut fort bien être à l'origine de ces événements, bien que sa principale phase d'activité soit largement antérieure aux mouvements observés. La position de cette cavité, loin des bordures du plateau, permet d'exclure les phénomènes de détente.

En outre, certains éléments montrent l'existence de plusieurs séismes. En effet, un fragment de stalagmite soudé sur un plancher stalagmitique, à une cinquantaine de mètres de l'entrée de la galerie affluente présente déjà une ancienne cassure avec une

repousse. Il provient donc d'une stalagmite brisée une première fois, dont la cassure avait été fossilisée par une repousse importante (6 cm). Un second événement a détruit la stalagmite qui gît actuellement au sol, soudée au plancher stalagmitique. Cet indice montre qu'au moins deux séismes ont touché le secteur de l'aven de la Portalerie.



**Fig. 16 - Plan de la partie supérieure de l'Aven de la Portalerie. Elle montre la répartition et le nombre d'observations réalisées.**

Peu de datations nous permettent pour l'instant de connaître précisément l'âge de ces séismes. Le plancher décalé puis ressoudé est daté de 209 000 ans. La datation du revêtement de calcite qui scelle la cassure devrait cerner la période du mouvement.

Une des concrétions remaniées dans la partie supérieure du remplissage est datée de - 6800 ans (+/- 2100 ; tableau 2, échantillon 2 et fig. 20). Si un séisme est bien responsable de sa destruction, il est postérieur à cette date. Le remplissage auquel elle appartient remanie aussi de nombreux restes archéologiques chalcolithiques et le plancher stalagmitique qui recouvre le tout est postérieur à 4500 ans BP. La cassure de cette concrétion puis son remaniement sont donc compris entre 36 800 et 4500 BP. La datation d'autres concrétions cassées prises dans ce remplissage permettrait peut-être de réduire cette fourchette.

#### **II.4.4.3 - Conclusions**

Les Grands Causses sont considérés comme une région stable du point de vue tectonique et sismique. Les méthodes traditionnelles basées sur la sismicité historique et instrumentale font apparaître le Larzac comme exempt de ce type d'événements dans les périodes récentes (Grellet *et al.*, 1993). Pour les périodes plus anciennes, la « Carte de la néotectonique » (Debrand-Passard *et al.*, 1984) ne donne également aucune information sur ce secteur, hormis l'activité volcanique du Plio-Quaternaire et du Pléistocène ancien.

Dans sa morphologie, ses remplissages et ses spéléothèmes, l'aven de la Portalerie révèle les traces de plusieurs événements sismo-tectoniques relativement récents (Bruxelles *et al.*, à paraître). Les premières datations les situeraient entre la fin du Pléistocène moyen et la fin du Pléistocène supérieur, voire l'Holocène.

Le caractère ponctuel de ces informations ne permet pas encore d'identifier l'origine de ces séismes. Seule l'observation de nombreuses cavités sur l'ensemble du Larzac pourrait permettre d'obtenir des données complémentaires et de déterminer l'importance des séismes régionaux.

## **II.5 - HYDROGEOLOGIE DU LARZAC CENTRAL ET DU CAUSSE DE CAMPESTRE**

Le drainage hypogé du secteur étudié montre des caractéristiques karstiques certaines. La collecte des écoulements souterrains et leur drainage vers un nombre d'exutoires réduit à débit relativement élevé, ainsi que la forte variabilité des débits entre l'étiage et la crue vont dans ce sens. La présence d'une importante masse dolomitique modifie quelque peu ce schéma. Sa porosité et l'absence de plan en extension (Mangin *et al.*, 1995) confèrent à certaines parties des bassins d'alimentation du Durzon et du Cernon des caractéristiques d'aquifère poreux. L'enneigement de l'épikarst et l'existence à la surface des plateaux de lacs et d'écoulements temporaires illustrent cet état de fait.

### **II.5.1 - Les principaux exutoires**

Ils sont situés en bordure du plateau pour les parties comprises entre le Viala-du-Pas-de-Jaux à l'ouest et la Couvertoirade à l'est. L'extrémité orientale du causse, les gorges de la Virenque ainsi que le causse de Campestre sont drainés par la Foux de la Vis, située à quelques kilomètres au sud-est. Le drainage des causses de l'Hospitalet et de Campestre est donc partagé entre le bassin-versant atlantique à l'ouest et le bassin-versant méditerranéen à l'est.

#### ***II.5.1.1 - Bassin-versant atlantique***

Trois sources vauclusiennes, à fort débit, drainent les trois quarts de cette partie du causse (tabl. 2 et fig. 17). Elles répondent à des conditions structurales et se localisent à proximité de la faille de l'Hospitalet. Les données hydrodynamiques (Plagnes, 1997) confirment l'existence d'importantes réserves souterraines.

##### **a - Le Durzon (fig. 17, n° 258)**

L'émergence se réalise au niveau de la faille de l'Hospitalet qui met ici en contact le Dogger carbonaté et les marnes du Lias (photo 8). Son débit moyen est de 3,9 m<sup>3</sup>/s mais dépasse 38 m<sup>3</sup>/s en crue (Ricard et Bakalowicz, 1996). C'est la plus basse (533 m NGF) et la plus importante des exurgences de cette partie du Larzac. Reconnue en plongée, elle est constituée d'un conduit unique, long de 800 m, situé dans la zone noyée et parcouru jusqu'à 72 mètres de profondeur.

Elle est marquée par de fortes teneurs en Mg, peu variables, dues à l'importance des dolomies dans le bassin d'alimentation. Elles révèlent des conditions de drainage relativement lentes. En crue, on note une augmentation de la conductivité, ce qui illustre l'évacuation d'eau à long temps de séjour dans l'aquifère (stockage long). L'introduction de marqueurs de nuisance domestique ainsi que leur forte variabilité indiquent l'existence en certains points d'une infiltration rapide.

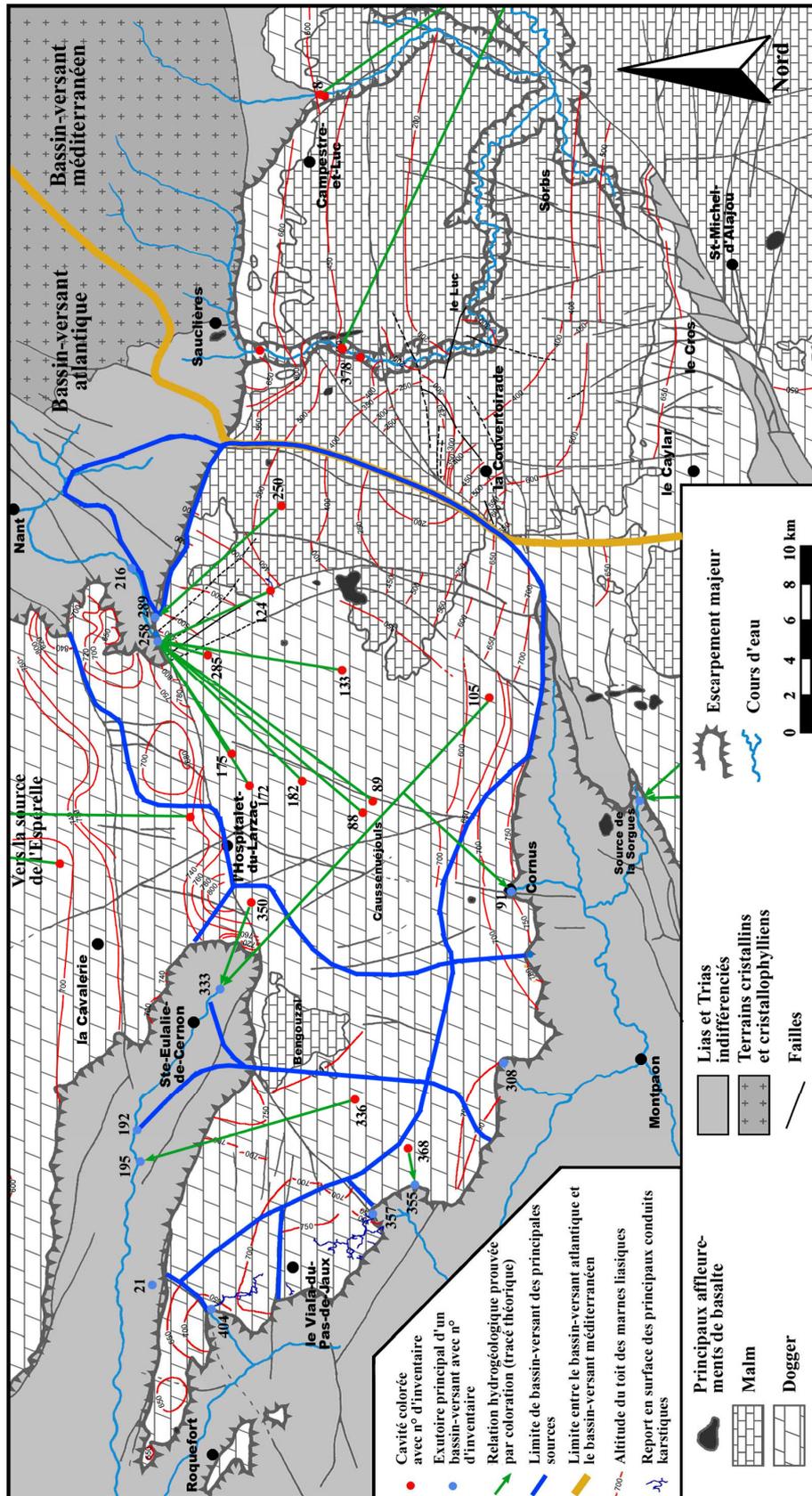


Fig. 17 - Carte synthétique des données hydrogéologiques (d'après Ricard et al., 1996, modifiée).



**Photo 8 - La reculée du Durzon se développe le long de la faille de l'Hospitalet. Elle met en contact les formations du Dogger (au sud) et le Lias marneux (niveau clair, bord nord de la reculée).**

La superficie du bassin d'alimentation est comprise entre 110 et 120 km<sup>2</sup>. Ses limites sont déterminées d'après diverses expériences de coloration et de la topographie du toit des marnes. Il concerne l'ensemble du poljé de l'Hospitalet (secteur de Caussenuéjols), ainsi qu'une partie des reliefs calcaires de la partie orientale du Causse de l'Hospitalet. Au nord, la faille de l'Hospitalet fait office de barrière hydrogéologique mais peut localement être franchie par quelques circulations mineures entre l'Hospitalet-du-Larzac et Egalrières.

#### **b - Le Cernon (fig. 17, n° 333)**

Son contexte géologique est particulier puisque cette émergence sourd dans le Carixien alors qu'elle draine les formations du Dogger. La faille de l'Hospitalet met ici en contact ces deux formations. L'essentiel de son alimentation provient donc du Jurassique moyen mais aussi du Lias calcaire.

Les teneurs en Mg sont fortes, imputables à la prédominance de la dolomie bathonienne en amont. Durant les crues, les teneurs en Mg décroissent brusquement, montrant les effets d'une infiltration rapide mais localisée. Il garde cependant les caractéristiques d'un karst peu développé.

Son débit varie de 0,3 m<sup>3</sup>/s à l'étiage à près de 12 m<sup>3</sup>/s en crue. Le bassin d'alimentation concerne les environs de Bengouzal avec une superficie de 16 km<sup>2</sup>.

#### **c - La Mouline (fig. 17, n° 195)**

Comme la précédente, elle est localisée dans les calcaires du Lias et draine également les formations du Dogger. Les eaux infiltrées sur le plateau ressortent donc dans la reculée,

après avoir traversé la faille de l'Hospitalet. Elle a un bassin d'alimentation de 29 km<sup>2</sup> comprenant le secteur du Puech des Trois Pierres. La source de Lapanouse-de-Cernon, 1 km en amont de celle-ci, constitue aussi un exutoire des eaux de ce secteur.

#### d - Les autres sources

Elles sont toutes situées au fond des reculées karstiques adjacentes aux grandes reculées ou qui indentent la bordure sud-ouest du Causse de l'Hospitalet. Le sommet des marnes du Lias fait office de déversoir et retient en amont un aquifère karstique suspendu par rapport au niveau de base régional. Les exutoires se localisent soit dans les secteurs où les marnes liasiques sont altitudinalement les plus basses, soit sur des fractures. Les sources sont souvent pénétrables et donnent accès à des galeries actives, à dominante horizontale et ponctuées de nombreux siphons. Elles montrent d'évidentes formes de creusement noyé et correspondent sans doute à la base d'anciens conduits ascendants (sources vauclusiennes), conformes à la structure, dont la partie aval n'existe plus du fait du recul des corniches.

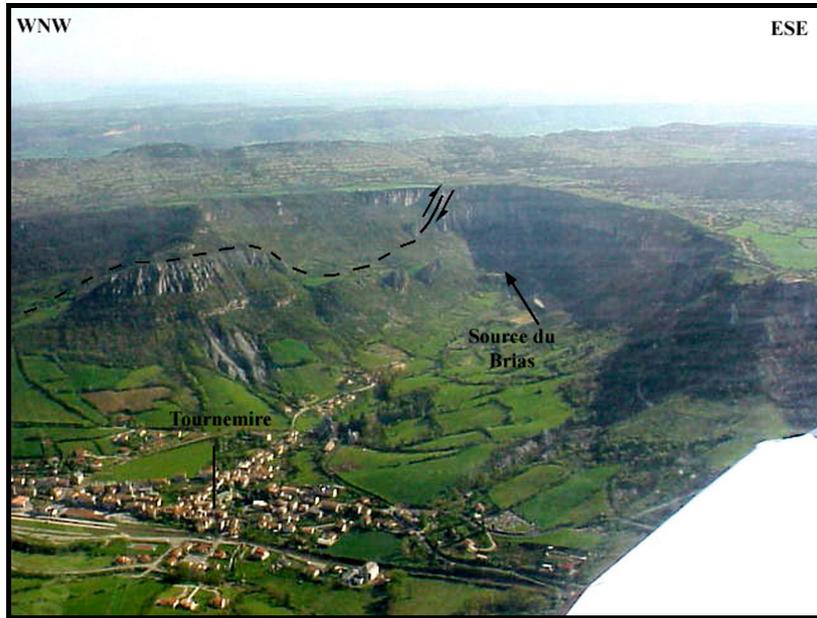
Source	Superficie BA (km <sup>2</sup> )	Q <sub>mov</sub> m <sup>3</sup> /sec	Q <sub>min</sub> m <sup>3</sup> /sec	Q <sub>max</sub> m <sup>3</sup> /sec	Altitude NGF	Utilisations
Source d'Aiguebelle	12,1	0,3	0,27	11,8	620	AEP Saint-Paul-des-Fonts
Source de Halte de la Bastide	10,5				608	AEP La Bastide-Pradines
Source du Brias	5,5	0,2	0,003	5,6 m	646	AEP Tournemire
Source du Cernon	16,5	0,5	0,16	4,3	593	AEP Camp militaire
Source du Durzon	116,8	3,9	1,02	38,3	527	AEP 14 communes + 2 piscicultures
Source de la Fousette	10,7	0,3	0,05	6,8	601	AEP Saint-Beaulize
Source de Cornus	8,7	0,3	0,004	1,7	670	Non utilisée
Source de Lapanouse-de-Cernon	0,1	0,003			522	AEP Lapanouse-de-Cernon
La Mouline	28,9	0,9	0,28	17,3	515	Pisciculture fédérale

**Tabl. 2 - Caractéristiques des principales sources du Causse de l'Hospitalet (bassin-versant atlantique) d'après Ricard *et al.*, 1996.**

Les autres sources sont, du nord au sud et d'ouest en est :

- **La source de la Bastide** (fig. 17, n° 21) draine une partie de l'extrémité occidentale du causse.
- **La source du Brias** (fig. 17, n° 404) est l'exutoire des eaux infiltrées au nord de la faille du Viala-du-Pas-de-Jaux. Conformément au pendage, et guidées par de nombreuses fractures ouvertes orientées nord-sud, les circulations se dirigent vers la reculée du Brias. Cette dernière s'est développée le long de la faille inverse de

Tournemire qui, en remontant les marnes du Lias d'une centaine de mètres, a bloqué les écoulements vers le nord et a déterminé la position des sources (photo 9).



**Photo 9 - On peut observer sur le versant nord de la reculée du Brias un redoublement de la série dû au passage de la faille de Tournemire. Cette structure a déterminé la position des sources et a guidé le développement de la reculée.**

- De manière symétrique, au sud de la faille du Viala-du-Pas-de-Jaux, les eaux souterraines, guidées par le pendage et la fracturation nord-sud, se déversent par **la source de Roubiérou** (réseau de la Cabane, fig. 17, n° 357), au fond de la reculée de Saint-Paul-des-Fonts. Ici, c'est une faille normale qui abaisse le compartiment septentrional et met en contact la base du Bajocien avec les marnes du Lias. Elle détermine la localisation d'un exutoire pour les eaux souterraines et guide le développement de la bordure nord de la reculée.
- **La source d'Aiguebelle** (fig. 17, n° 355), dans l'angle est de cette reculée, draine la partie du causse située au nord et à l'est de la reculée.
- Les **sources de la Fousette** (fig. 17, n° 308) et de **Faruel** dans la reculée de Saint-Beaulize sont les exutoires des eaux infiltrées dans le secteur du Lauradou, entre le Puech de Barry et la Fageole.
- Enfin, **la Source de Cornus** (fig. 17, n° 21) au fond de la reculée du même nom est calée sur une petite faille perpendiculaire à la bordure du plateau. Elle est très certainement à l'origine de la mise en place de cet exutoire et donc de la formation de la reculée.

### ***II.5.1.2 - Bassin-versant méditerranéen***

À l'est de la Couvertoirade, l'extrémité orientale du Causse de l'Hospitalet, le causse de Sorbs et le Causse de Campestre sont drainés par la **Foux de la Vis**. Son débit est compris entre 1,2 m<sup>3</sup>/s à l'étiage et plus de 30 m<sup>3</sup>/s en crue.

Quelques petites sources temporaires s'écoulent dans le lit de la Virenque ou dans le ruisseau des Mourgues. Leur apport est négligeable et le plus souvent, l'eau se perd un peu plus en aval pour ressortir à la Foux de la Vis.

### **II.5.2 - Les grands axes de drainage**

Les circulations souterraines sont donc relativement fragmentées et sont drainées par plusieurs sources réparties sur le pourtour du causse (fig. 17 et tabl. 3). Les expériences de traçage mettent en évidence un important volume d'eau stockée. De même, on note une faible variabilité du chimisme des eaux souterraines au cours d'un cycle hydrologique.

Il y a une nette disparité entre l'organisation du drainage karstique tributaire du bassin-versant atlantique et celui du bassin-versant méditerranéen. Elle trouve sa justification essentiellement au niveau lithologique et structural.

- **À l'ouest de l'Hospitalet**, la série calcaréo-dolomitique structurée en synclinal perché est réduite aux formations du Dogger. Elle repose sur les épaisses marnes liasiques qui constituent, sauf exception (source du Cernon, source de la Mouline), le mur des circulations. Les sources sont donc suspendues au-dessus du niveau de base régional, et leur déversement dépend étroitement de la topographie du toit des marnes ou de la présence de fractures. La structure ainsi que l'existence de nombreuses fractures ouvertes orientées nord-sud contrôlent étroitement l'organisation des circulations karstiques. L'existence de plusieurs accidents qui mettent en contact le Bajocien inférieur et les marnes du Lias, parfois associés à des plis synclinaux, détermine la localisation des sources et donc le développement des reculées karstiques.
- **L'est de la Blaquerie** est structuré en une vaste cuvette synclinale à cœur de Jurassique supérieur et ne présente pas d'obstacle majeur à la mise en place d'un drainage karstique efficace et hiérarchisé. Ainsi, structure et lithologie se complètent et favorisent l'organisation des écoulements vers un exutoire unique : la Foux de la Vis.
- **Dans la partie centrale** (au sud de l'Hospitalet-du-Larzac), le drainage s'effectue vers la gouttière synclinale orientée est-ouest, au pied de la faille de l'Hospitalet. Il y existe une importante zone noyée drainée par l'est (le Durzon) et par l'ouest (le Cernon). La source du Durzon en est le principal exutoire. Plusieurs cavités développées dans la masse dolomitique donnent accès à des rivières souterraines que l'on peut suivre sur quelques centaines de mètres vers le Durzon (aven de la Bise, aven des Dolines). Elles se terminent sur plusieurs siphons, à l'approche de la gouttière synclinale. La source du Cernon est alimentée par le secteur situé au sud-ouest de l'Hospitalet-du-Larzac. Il semblerait, lors de conditions pluviométriques exceptionnelles, qu'elle partage, avec la source du Durzon, un impluvium commun (cf. chapitre II.5.3.3).

N°	INJECTION		RESTITUTION		RESULTATS				
	Lieu d'injection	Date	Lieu de restitution	Date	Distance	Dénivel.	Pente	Temps	Vitesse
1	Pertes de la Virenque (n° 378)	11-11-55	Foux de la Vis	17-11-55	12 500 m	353 m	2,82 %	7 920 mn	94,7 m/h
2	Perte de Sébillères (n° 285)	19-08-63	Source du Durzon (n° 258)	23-08-63	1 750 m	137 m	7,2 %	5 760 mn	18 m/h
3	Perte des Menudes (n° 105)	01-04-64	Source de Cornus (n° 91)	22-04-64	5 250 m	90 m	1,7 %	30 240 mn	10,4 m/h
			Source du Cernon (n° 333)	22-04-64	11 600 m	147 m	1,2 %	30 240 mn	23 m/h
4	Aven de la Portalerie (n° 124)	04-04-64	Source du Durzon (n° 258)	04-04-64	3 200 m	197 m	7 %	4 320 mn	44m/h
5	Pertes de la Dourbie à Ambouls (n° 257)	15-04-65	Source de la Barbaresque(217)	22-04-65	1 700 m	20 m		2 100 mn	
			Source de l'Esperelle	09-05-65					
6	Aven de Pouscayrals (n° 175)		Source du Durzon (n° 258)		4 300 m				
7	Aven 2 de la Vialette (n° 368)		Source d'Aiguebelle (n° 355)		850 m				
8	Aven des Trois Gorges (n° 133)	02-10-94	Source du Durzon (n° 258)	04-10-94	4 967 m	103 m	2,07 %	3 758 mn	113 m/h
9	Aven 1 des Roques (n° 182)	18-03-95	Source du Durzon (n° 258)	26-03-95	5 997m	177 m	2,95 %	11 640 mn	31 m/h
10	Aven 2 de la Clédelle (n° 336)	04-06-95	Source de la Mouline (n° 195)	08-06-95	5 726 m	305 m	5,68 %	6 000 mn	57 m/h
11	Aven de Caussenuéjouis (D 65 ; n° 88)	17-11-95	Source du Durzon (n° 258)	27-11-95	7 525 m	177 m	2,35 %		
12	Aven-perle du Rouquet (n° 350)	17-12-95	Source du Cernon (n° 333)	20-12-94	1 587 m	169 m	10,6 %	4 150 mn	23 m/h
13	Perte des Cuves de l'Autoroute (n° 172)		Source du Durzon (n° 258)						
14	Perte de la Combe (n° 89)	05-02-96	Source du Durzon (n° 258)	06-02-95	7 192 m	170 m	2,36 %	2 040 mn	212 m/h
15	Aven de la Gruelle (Transit sub-surface vers la perte de la Combe ; n° 89)	17-02-96	Source du Durzon (n° 258)	19-02-96				1 980 mn	
16	Aven 2 des Combettes (n° 250)	27-04-96	Réapparition non observée						
17	Aven 2 des Combettes (n° 250)	04-05-98	Font de Verrié (289)	08-05-96					

Tabl. 3 - Résultats des expériences de traçages (d'après Ricard et al., 1996).

### **II.5.3 - Circulations de surface et lacs temporaires**

Déjà décrit par Martel (1936), Balsan (1946) et Marres (1954), ce phénomène a été étudié par Salvayre (1969) qui en fournit les principales caractéristiques. En janvier 1996, une pluviosité exceptionnelle a permis l'apparition et la perduration des lacs jusqu'au mois d'avril. Nous avons suivi au jour le jour la mise en place, le fonctionnement puis la disparition progressive de ces circulations.

#### ***II.5.3.1 - Mise en place et description du phénomène***

Pendant les précipitations, de nombreux ruissellements convergent vers les points bas et constituent autant de circulations éphémères. De profonds ravinements, notamment sur les versants couverts d'argiles à chailles (Ségallas) en sont les séquelles. Au niveau des talwegs, des circulations de plus longue durée se mettent en place (fig. 18).

De très nombreuses sources, localisées au pied des reliefs dolomitiques prennent le relais des ruissellements. Plusieurs lacs se remplissent progressivement (Lac des Bourets, Lac de la Combe, Lac de la Salvetat). La rivière des Menudes met ainsi plusieurs jours pour atteindre le secteur de Caussenuéjous (photo 10).

À ce niveau, le lac de la Combe est drainé par une perte ( $Q = 100$  l/sec.) tributaire du Durzon. En amont de la perte, plusieurs avens profonds d'une quinzaine de mètres sont ennoyés par la rivière. L'aven de la Gruelle qui a fonctionné un temps en perte devient alors émissif.

Plusieurs semaines après, les sources tarissent les unes après les autres et le débit de la rivière diminue. Le niveau des lacs baisse lentement, indépendamment les uns des autres. Enfin, il ne reste plus qu'un plan d'eau au fond des avens de la Gruelle et de Migayrou qui ne tarde pas à disparaître.

#### ***II.5.3.2 - Le glissement de Malafosse***

Le hameau de Malafosse se situe en contrebas de la corniche sud du Causse, une dizaine de mètres sous le contact de la série carbonatée avec les marnes du Lias. Le 4 février 1996, les agriculteurs ont remarqué l'apparition d'une série de crevasses dans les prés dominant le hameau. Pendant les jours suivants, le mouvement s'est accéléré, produisant dans les formations marneuses une loupe de glissement de 200 m de diamètre (photo 11).

À ce moment là une nouvelle source est apparue, au toit des marnes, dont le débit a dépassé les 100 l/sec. Cette source, qui est sans aucun doute à l'origine de ce glissement, a coulé ensuite pendant une quinzaine de jours puis s'est tarie. Ce phénomène brutal, accompagné d'un écoulement à contre-pendage illustre le débordement vers le sud de la nappe épikarstique. Elle prédispose certainement à la mise en place de reculées karstiques, comme celle de Cornus par exemple.

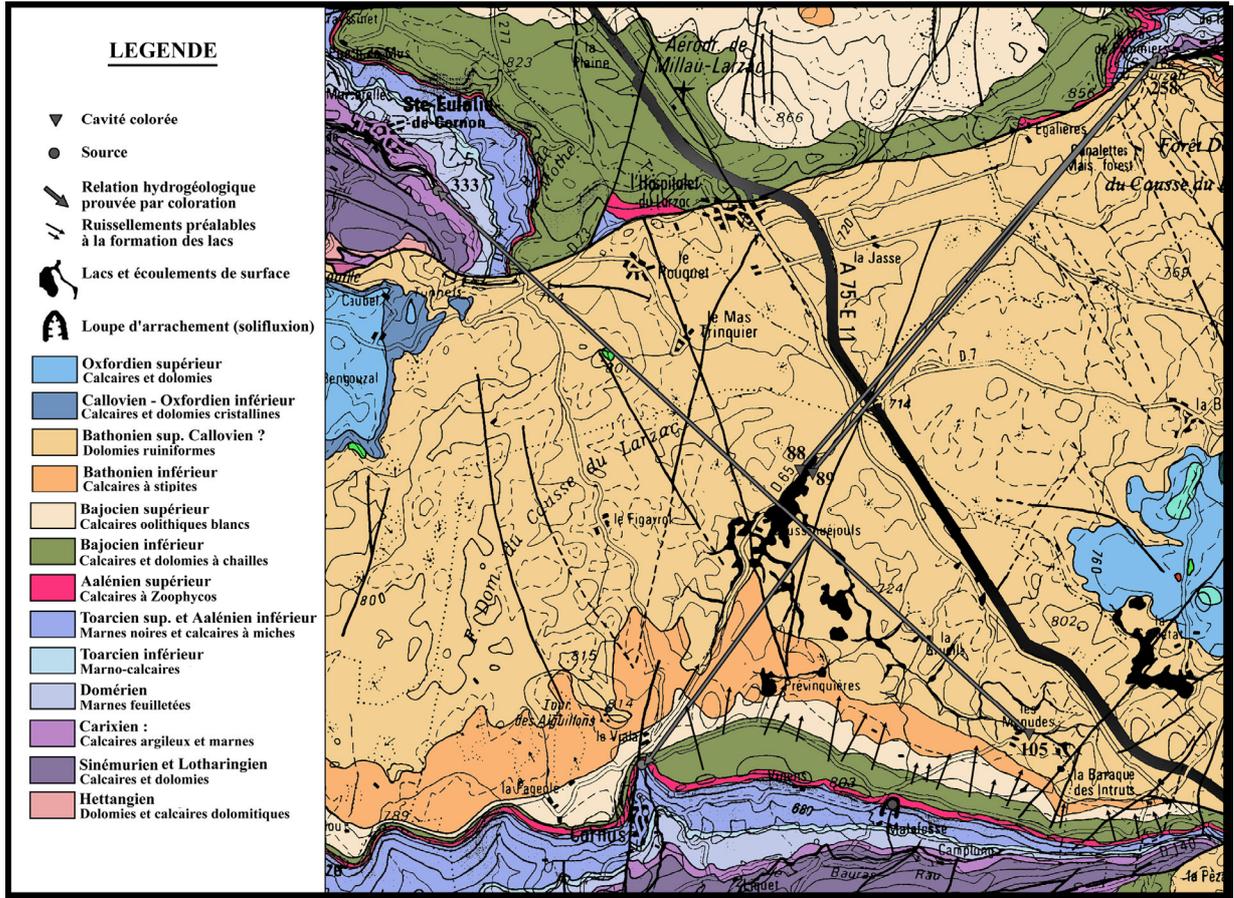


Fig. 18 - Lacs temporaires et écoulements de surface cartographiés en janvier 1996 (Bruxelles et Caubel, 1996).



Photo 10 - Rivière des Menudes entre la Gruelle et le lac de Caussenuéjous.

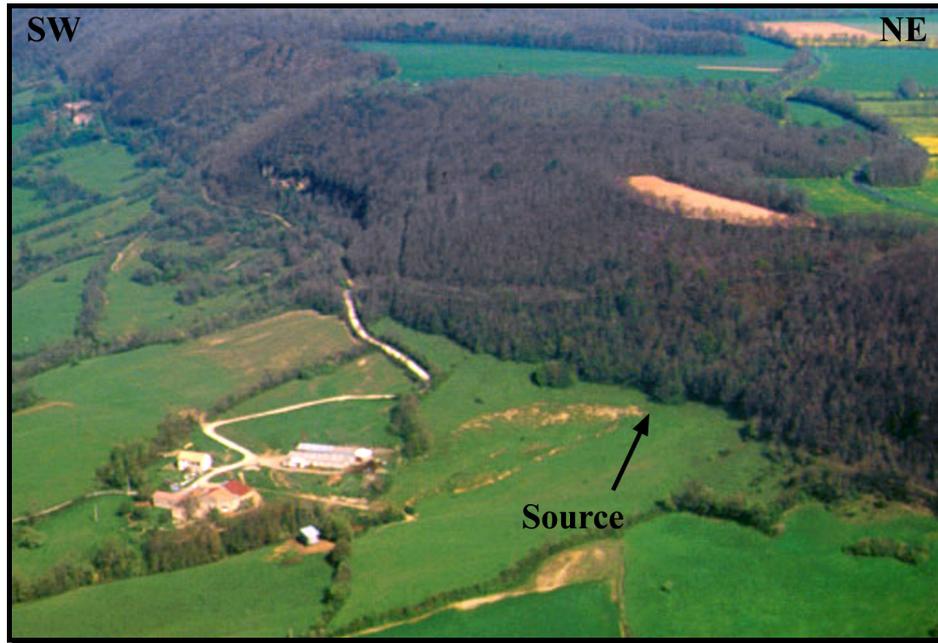


Photo 11 - Glissement de Malafosse. Les marnes liasiques ont flué suite à l'apparition d'une source à la base de la corniche.

### ***II.5.3.3 - Caractéristiques hydrochimiques et hydrogéologiques***

#### **a - Hydrochimie**

Les prélèvements effectués par le BRGM dans les petites sources du secteur des Menudes et dans les cours d'eau aériens de longue durée du système des Menudes ont des caractéristiques bien marquées. Au-delà de leur température proche des températures moyennes annuelles, l'eau issue des petites sources présente une conductivité élevée, signe d'une minéralisation importante. Ceci implique un temps de séjour de l'eau assez long dans les dolomies. A leur émergence, ces eaux, dont la pression partielle en CO<sub>2</sub> est élevée, sont saturées en calcite et légèrement sous-saturées en dolomite. Il s'opère ensuite, au cours du trajet aérien, un dégazage du CO<sub>2</sub> dissout. On note donc une augmentation du pH de l'amont vers l'aval ainsi qu'une sursaturation en calcite et en dolomite. Au cours de leur transit souterrain ultérieur vers les sources principales ces eaux, du fait de leur très forte minéralisation, ne sont donc plus aptes à dissoudre calcaires et dolomies.

#### **b - Les colorations**

Durant les crues de 1964, Henri Salvayre réalise deux colorations à la perte des Menudes (Salvayre, 1969). Les sources du Cernon et de Cornus sont contrôlées par fluocapteurs qui se révèlent tous les deux positifs, sans toutefois colorer l'eau de façon visible. En revanche, la source du Durzon n'est pas surveillée.

Durant l'hiver 95-96, le BRGM effectue deux autres colorations. La première qui concerne l'aven de Caussenuéjouis (17-11-95), est réalisée avant que les lacs et les écoulements de surface ne se mettent en charge. La seconde a été implantée à la perte de la Combe (5-02-96) drain principal du lac de la Combe (fig. 18). Toutes deux ont réapparu nettement visibles à l'œil nu à la source du Durzon, et en moins de 35 heures pour la seconde. Aucune trace de fluorescéine n'est détectée aux sources du

Cernon et de Cornus (Ricard et Bakalowicz, 1996). Il faut cependant noter que ces deux dernières colorations ont été réalisées bien en aval de la perte des Menudes.

Enfin, une dernière coloration (Bruxelles et Caubel, 1996), réalisée seulement dans le but de mieux appréhender le fonctionnement émissif de l'aven de la Gruelle, est ressortie au Durzon, mais pas à la source du Cernon. Cette expérience réalisée avec une très faible quantité de fluorescéine a montré que le colorant était véhiculé en surface par la rivière mais ressortait également par le fond de l'aven. Cela montre que ces avens d'extravasement (Salvayre, 1969) restituent l'eau infiltrée quelques dizaines de mètres en amont. Ils ne fonctionnent pas en trop plein d'un aquifère plus profond et mettent en évidence la difficulté que rencontre l'eau pour gagner en profondeur. En fait, ils ne concernent que l'épikarst. Le colorant qui a ensuite circulé en surface jusqu'au lac de La Combe a été détecté peu de temps après à la source du Durzon.

Ces colorations liées aux écoulements de surface présentent des résultats apparemment contradictoires avec celles de Salvayre, surtout au sujet des sources du Cernon et de Cornus. Il faut cependant signaler que les conditions hydrologiques et les lieux d'injection du colorant ne sont pas strictement les mêmes et peuvent suffire à justifier cette différence. Elles ne peuvent en tout cas rendre caduques les résultats obtenus à l'époque.

#### ***II.5.3.4 - Les éléments concourant à ce type de fonctionnement***

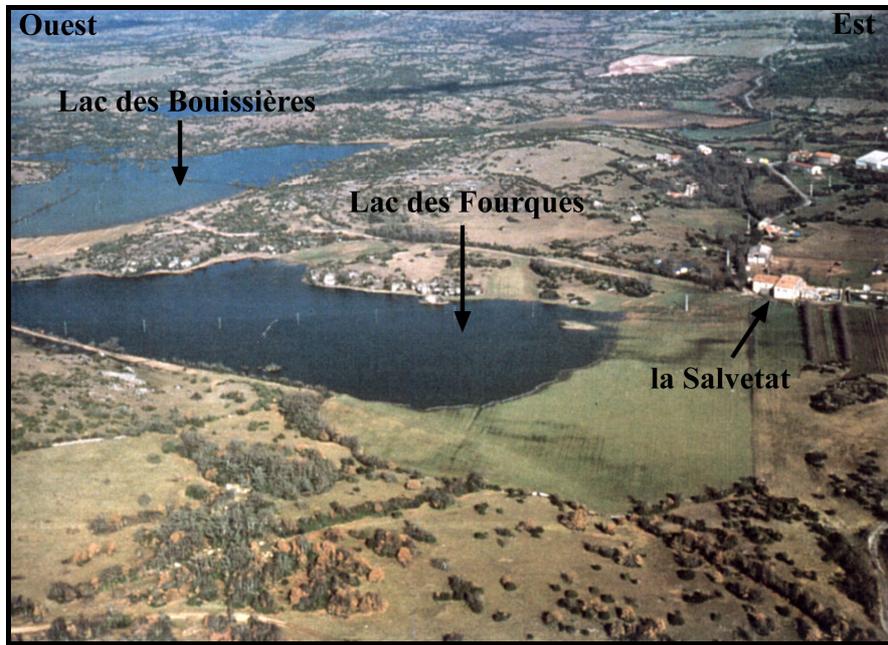
Cet ensemble de phénomènes doit sa manifestation, en premier lieu, à une pluviométrie exceptionnelle comprenant une période pluvieuse longue et caractérisée par des pluies intenses et soutenues. En temps normal, les eaux de pluies sont drainées par le karst et ne réapparaissent pas à la surface du causse. Les crues exceptionnelles de l'hiver 95-96 (photo 12) comme celles étudiées par Salvayre, 30 ans auparavant, montrent cependant une capacité d'infiltration limitée. Malgré la démonstration convaincante de Salvayre, que nous avons pu vérifier récemment, l'idée d'une mise en charge de la totalité du karst perdure. Elle doit cependant être abandonnée au profit d'une ou plusieurs nappes, perchées par rapport au niveau de base du causse imposé par la source du Durzon, et dont la présence est révélatrice d'une zone d'infiltration peu perméable. La totalité de ces phénomènes se localise dans la dolomie batho-callovienne qui est un des principaux facteurs de ce dysfonctionnement.

##### **a - Le rôle de la dolomie batho-callovienne**

Elle présente une porosité non négligeable qui lui permet d'emmagasiner l'eau lors des épisodes pluvieux et de la restituer lentement pendant les périodes plus sèches. Saturée en calcite et en dolomite, l'eau issue des petites sources à la surface du causse ne permet plus l'élargissement des fissures assurant le drainage vers les niveaux plus profonds.

L'étude des tectoglyphes de la partie septentrionale du causse du Larzac (Mangin *et al.*, 1995) suggère une absence de directions de déformations bien définies dans les dolomies batho-calloviennes. De plus, les principales directions des gradients hydrauliques ne sont pas confondues avec le maximum d'orientations des plans de drainage. La partie supérieure de l'aquifère dolomitique ne présente donc pas un fonctionnement réellement karstique, mais réagit plutôt comme une formation fissurée poreuse. La présence de nappes perchées, bien au-dessus du niveau de base, captées par des forages peu profonds est une conséquence directe de ce paramètre. Lors d'événements pluvieux exceptionnels, la faiblesse de l'infiltration et l'engorgement de ces niveaux se traduit par une saturation des pertes, un affleurement de ces nappes puis la mise en place des circulations

aériennes jusqu'à Caussenuéjols. La réaction d'extravasement se passe au niveau de l'épikarst, restituant des eaux infiltrées légèrement en amont.



**Photo 12 - Le lac des Fourques collecte tous les ruissellements provenant des reliefs voisins (01-96). À son plus haut niveau, il rejoint le lac des Bouissières. Ces lacs ne s'étaient pas reformés depuis 1963.**

Lorsque le toit de ces nappes affleure, l'eau infiltrée dans les reliefs dolomitiques ne peut poursuivre son parcours en profondeur. Stockée dans les massifs dolomitiques, elle est restituée par des sources au pied des versants ou dans le lit des rivières de surface. Au fur et à mesure de leurs vidanges, les plus hautes sont abandonnées, traduisant une baisse du niveau de l'eau dans ces réservoirs. Lorsque le toit de ces nappes perchées descend sous le niveau de la surface topographique, les écoulements aériens cessent. Seuls quelques avens partiellement noyés indiquent encore la présence de l'eau à faible profondeur (avens de la Gruelle, de Migayrou, de Comberedonne).

Nos observations nous ont permis de mettre en évidence l'existence de plusieurs nappes perchées et de montrer leur relative indépendance. Ainsi, les différents compartiments se sont remplis successivement de l'amont vers l'aval, les écoulements de surface révélant la saturation du compartiment et son débordement vers le suivant. En décrue, ces compartiments se vidangent plus ou moins vite, indépendamment les uns des autres suivant leurs possibilités d'infiltration diffuse et concentrée (perte de la Combe, des Parras), leur surface évaporante et l'alimentation en eau issue des massifs dolomitiques avoisinants. Certains lacs perdurent (lac des Nissoulières, lac des Fourques) alors que d'autres tout proches et pourtant plus bas sont entièrement vides (lac de La Combe, lac des Bouissières). De même, lorsque les avens du secteur de Caussenuéjols sont noyés (aven de la Gruelle, aven de Migayrou), d'autres cavités situées à quelques kilomètres au nord-est restent exondées (aven des Dolines, aven de la Bise). La visite de ces dernières pendant cette période nous a permis de constater que le niveau des circulations dans ce secteur se trouvait entre 100 et 150 m sous la surface du causse et ne montrait aucune trace de mise en charge

importante. Cette indépendance dans le fonctionnement des différents secteurs illustre la faible perméabilité des dolomies. Elles entravent l'infiltration, mais surtout peuvent constituer des cloisons qui limitent et isolent des compartiments relativement indépendants.

Enfin, le glissement de Malafosse est lui aussi une conséquence de ce cloisonnement et donc du très mauvais drainage de ce secteur vers le nord. Le mouvement de terrain et la naissance d'une source au toit des marnes qui sont ici très hautes (715 m d'altitude) et fortement inclinées vers le nord, semblent de prime abord incohérents. Cette sortie d'eau est provoquée par un drainage temporaire vers le sud d'un de ces compartiments. En comparant les altitudes, on constate par ailleurs que la source de Malafosse se localise exactement à la même altitude que la rivière des Menudes. La faiblesse du drainage vers le nord provoque donc, lors de précipitations extraordinaires, une mise en charge de ce compartiment, l'affleurement de l'eau dans le secteur des Menudes et son drainage par la source de Malafosse. On comprend mieux alors l'existence de la source de Cornus (le Lèbre) favorisée par la présence d'une petite faille nord-sud, ainsi que la permanence d'aquifères perchés captés par les hameaux de cette bordure sud du Causse (les Menudes, la Salvetat). Cette configuration justifie également la disparité des résultats obtenus lors des colorations de la perte des Menudes et de celle de la Combe.

#### **b - Les formations superficielles**

Deux types de formations superficielles renforcent le rôle de la dolomie dans ce mode de fonctionnement : ce sont le grésou dolomitique et les argiles à chailles (Bruxelles, 1995). Le grésou correspond aux dépôts sablonneux provenant de la corrosion karstique et météorique des dolomies. Les argiles à chailles sont des altérites développées dans les calcaires à chailles du Bajocien sur lesquelles nous reviendrons plus loin. Largement développées sur le revers sud du causse, elles favorisent le ruissellement, la concentration et le maintien des eaux en surface. Une partie entraînée en profondeur contribue au colmatage des rares fissures ouvertes pouvant malgré tout exister dans la dolomie. Elle réduit ainsi les possibilités d'infiltration rapide vers le niveau de base.

## **II.6 - LES CARACTÉRISTIQUES DE L'ENDOKARST**

L'inventaire des cavités (annexe II) fait apparaître qu'une grande majorité est de taille modeste. Leur répartition géographique n'est pas aléatoire et s'accorde assez bien avec certains traits morphologiques. Nous traiterons ici des cavités présentes sur le causse ou en bordure, excluant celles développées dans le Lias qui calcaire affleure au fond des reculées ou sur les Avant-Causses.

### **II.6.1 - Répartition géographique**

Une grande majorité des cavités s'ouvre sur le plateau et constitue plusieurs ensembles relativement denses que l'on peut corrélérer avec les secteurs déprimés (annexe I.1 et fig. 5). Elles sont plutôt rares, voire absentes dans les secteurs en relief.

Ainsi, dans la partie centrale du Causse de l'Hospitalet on trouve une grande densité de cavités. Il en est de même à l'ouest, dans les environs du Louradou et du Devez de la Fage, entre la bordure méridionale du causse et les reliefs du Puech des Trois Pierres. Un autre ensemble plus modeste se situe au nord de la Blaquererie, entre la Portalerie et Comberedonde. Au sud, de l'autre côté des reliefs calcaires, les environs de la Pezade, ainsi que le secteur compris entre le Cros et le Caylar concentrent également un certain nombre de cavités. Enfin, un autre ensemble se distingue au nord-est de Sorbs.

Les bordures du causse et les versants des gorges sont également très riches en cavités. On en trouve un grand nombre au pied de la corniche depuis Tournemire jusqu'à Cornus.

## **II.6.2 - Typologie des cavités endokarstiques**

Les cavités peuvent être regroupées en plusieurs ensembles. Ils répondent à la position topographique et morphologique, à la nature de la roche encaissante et à certains épisodes de l'histoire morphologique et géologique du causse.

### ***II.6.2.1 - Les cavités de la bordure occidentale***

Elles se situent pour la plupart à la base du Dogger, juste au-dessus des marnes. Elles ont une dominante horizontale très marquée et correspondent à d'anciens drains hypogés. Ces cavités contiennent toutes des formes de creusement montrant un drainage général vers l'ouest, certainement au-delà des limites actuelles du plateau (grotte de Matharel). Au gré du recul des corniches et du développement des reculées elles ont été tronquées et fossilisées par l'abaissement du niveau de base karstique du causse. D'autres cavités, plus basses, ont assuré le drainage depuis les bordures du plateau ou le fond des grandes reculées (Cernon, Sorgues).

### ***II.6.2.2 - Les cavités des gorges***

Au fond du canyon de la Virenque et de la Vis, de nombreuses pertes absorbent, en dehors des périodes de crues, l'intégralité du débit de ces cours d'eau. Celles qui sont pénétrables donnent accès à des conduits relativement étroits et parfois semi-noyés (perte de la Virenque ; fig.17, n° 378).

Sur les versants, de nombreux avens sont des diaclases ouvertes dues à la détente des parois par appel au vide. Quelques grottes au développement très modeste constituent d'anciens drains karstiques tributaires d'une paléo-Virenque ou recoupés par celle-ci.

### ***II.6.2.3 - Les cavités du plateau***

La quasi-totalité est constituée d'avens souvent peu profonds. Les fortes concentrations de cavités répondent à trois conditions :

- elles se trouvent dans les secteurs dépressionnaires partiellement déblayés de leur couverture d'altérites ou sur des lambeaux de replats ;
- on note une forte corrélation entre les affleurements dolomitiques et la présence de cavités. Par endroits, la carte de répartition des cavités se calque parfaitement avec celle des affleurements de dolomie (l'Oustalou, l'Hospitalet, le Cros,...) ;
- enfin, leur nombre augmente à proximité des principaux exutoires, c'est-à-dire dans les secteurs qui ont subi un soutirage intense. On y trouve d'ailleurs la plupart des avens atteignant le niveau de base karstique.

Ces cavités sont représentées quasi-exclusivement par des avens. Certains d'entre eux atteignent le niveau de base (photo 13) où les rivières souterraines circulent dans des galeries calées sur des diaclases en relais (aven de Lutèce, aven de la Bise, aven des Dolines). Dans aucune de ces cavités on ne recoupe de galeries intermédiaires matérialisant un niveau de creusement antérieur (fig. 19).

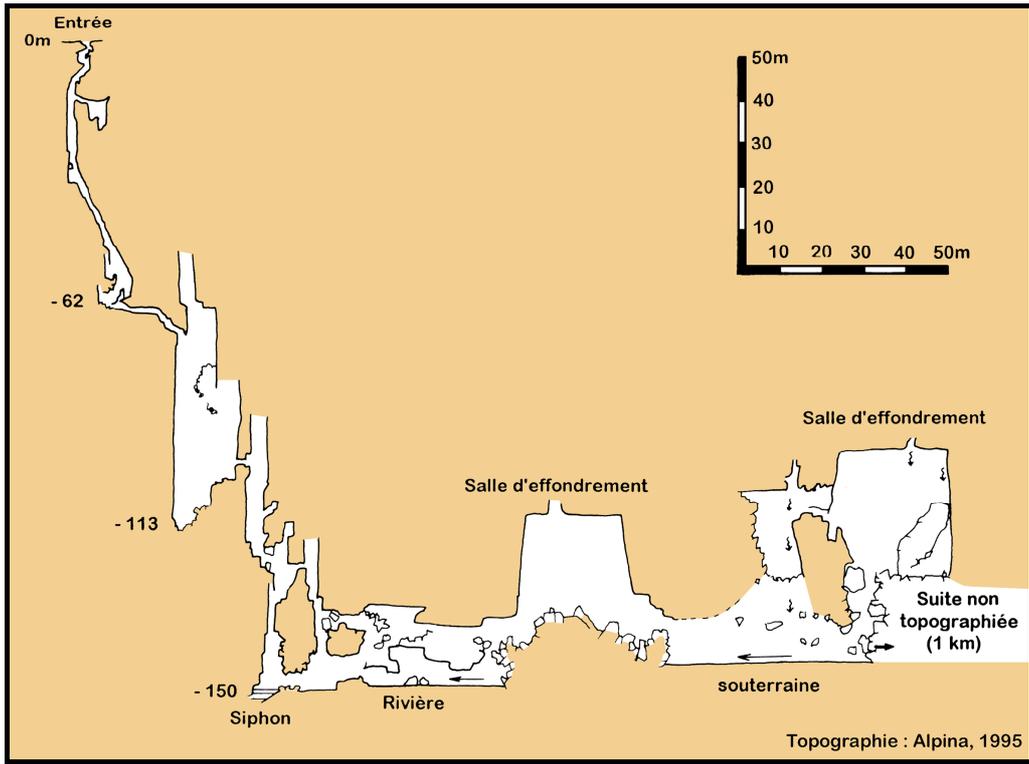


Fig. 19 - Coupe développée de l'aven de la Bise (l'Hospitalet-du-Larzac).



Photo 13 - Rivière souterraine de l'aven de la Bise vue vers l'aval. Ces hautes galeries correspondent à des diaclases élargies par les circulations hypogées tributaires du Durzon.

Seul l'aven de la Portalerie présente un niveau de galeries sub-horizontales à faible profondeur sous la surface. La cavité s'ouvre au point bas d'une vaste doline en contre-haut du poljé de l'Hospitalet.

#### ***II.6.2.4 - L'aven de la Portalerie***

Cet aven permet, à l'inverse des autres cavités de cette partie du causse à forte dominante verticale, nombre d'observations sur les remplissages détritiques et chimiques. Il consiste en une série de galeries temporairement actives qui aboutissent au siphon terminal à - 149 m (579 m NGF). Les colorations montrent la relation avec la source du Durzon (533 m NGF) par le biais d'une importante zone noyée.

##### **a - Description générale (fig. 16)**

À la base du puits d'entrée, le réseau principal (galerie Louis Balsan) débute par une galerie d'une dizaine de mètres de section aux parois refaçonnées par la gélifraction. Elle ne tarde pas à se rétrécir, laissant apparaître des formes de creusement noyé, et se développe en suivant plusieurs diaclases d'orientations différentes (N30° N45°, et N160°). En pente régulière vers l'aval, elle conserve une largeur moyenne de 5 mètres jusqu'à -30 (250 m de l'entrée). À ce niveau et jusqu'à -57, la galerie prend une morphologie de large méandre à forte pente : elle consiste en une succession de ressauts calés sur des diaclases et des petites failles normales perpendiculaires à la galerie. On accède ensuite à une vaste salle d'effondrement dont les murs et la voûte montrent une intense fracturation. Chaque paroi de la salle se prolonge au plafond par une diaclase ou une faille. Le sol est constitué d'un immense chaos de blocs au travers duquel on peut descendre de plusieurs dizaines de mètres. On atteint alors un réseau de galeries souvent étroites dont un siphon à -149 m constitue le terminus actuellement connu. Morphologiquement très différente des galeries supérieures, cette partie également développée dans la dolomie correspond à un réseau de hautes diaclases élargies par la dissolution.

Quelques mètres après le puits d'entrée démarre un autre réseau affluent de la galerie principale. De dimension plus réduite (3 à 5 m de large), cette galerie affluente atteint localement 10 m de hauteur. Au passage d'une série de fractures, une salle d'effondrement constitue le seul élargissement notable. Lors de pluies importantes, cette galerie s'ennoie partiellement et l'eau rejoint la galerie principale par sous-écoulement.

##### **b - Evolution de la cavité**

La morphologie de la galerie supérieure ainsi que son altitude, perchée plus de 150 m au-dessus des circulations karstiques, en font une cavité fossile malgré son fonctionnement temporaire.

L'entrée, certainement un des anciens ponors, a évolué par effondrement. Le réseau supérieur, par son développement sub-horizontale se rattache à un ancien niveau de base, plus haut que l'actuel. Ceci permet de repousser le début de la formation de cette partie supérieure peut-être au Néogène, lorsque les canyons étaient moins profonds (Ambert, 1994). Cette partie est actuellement réutilisée en fonction de sa position morphologique, ce qui apporte de nombreuses retouches et évacue les premiers remplissages, témoins de la formation de ce niveau. Enfin, les galeries plus profondes, proches du niveau de base actuel, sont de facture plus récente. Ce sont le plus souvent des diaclases élargies dont l'organisation est cohérente avec le drainage par la source du Durzon.

**c - La coupe de la galerie affluente (fig. 20)**

Un important remplissage détritique et chimique colmate partiellement cette galerie. Une série de soutirages permet d'observer une coupe représentative de l'évolution récente de la cavité (Bruxelles, 1995):

- un premier ensemble de coulées stalagmitiques fortement corrodées recouvre les parois (1),
- plaqués dans les renforcements de la coulée, 10 cm de sable dolomitique (2) témoignent d'un remblaiement détritique qui recouvrait l'ensemble des coulées stalagmitiques de parois,
- un plancher stalagmitique de 1 à 2 cm d'épaisseur (3) apparaît par endroits, au sommet de la formation précédente,
- viennent ensuite en position ravinante, 10 cm de sédiments assez grossiers (4). Ils sont constitués essentiellement de fragments plus ou moins roulés de dolomie, de calcaire et de calcite, ainsi que de quelques éléments de basalte, des petits gravillons ferrugineux et des galets de quartz,
- la série détritique se termine par 30 à 50 cm de sédiments plus grossiers (5), de même composition que le niveau précédent. De nombreux fragments de concrétions de calcite remaniées apparaissent dans cette formation,
- un ultime plancher stalagmitique de 2 à 4 cm d'épaisseur et contenant de nombreux charbons de bois surmonte le tout (6). Les plus gros éléments du niveau inférieur émergent du plancher,
- au sol, une forte épaisseur de sédiments meubles provient du remaniement des différents niveaux (7).

Les coulées stalagmitiques de parois témoignent d'un arrêt temporaire du fonctionnement de la galerie. Une reprise d'activité, peu turbulente, est responsable d'un colmatage sablonneux important. Après une brève phase de concrétionnement (3), une nouvelle reprise d'activité ravine en partie les deux niveaux sous-jacents et dépose les éléments grossiers dont les concrétions remaniées. La datation U/Th (tableau 4) de l'une d'elles indique 36 800 ans BP (+/-2 100). Le remplissage détritique auquel elles appartiennent renferme plusieurs fragments de poteries et ossements divers d'âge chalcolithique. Ceci est confirmé par la datation des nombreux charbons de bois contenus dans le plancher stalagmitique supérieur <sup>14</sup>C (4500 ans BP +/- 100). L'interprétation de cette coupe indique donc un remplissage relativement récent qui ne concerne certainement qu'une partie de l'histoire de cette cavité singulière.

Echantillons	(U)ppm	234U/238U	230Th/234U	230Th/232Th	(234U/238U) <sub>t=0</sub>	Age (en m.a.)
Concrétion remaniée (remplissage)	0,247+/- 0,006	1,064+/- 0,030	0,288+/-0,014	17,4+/-3	1,071	36,8 (2,1/- 2,1)
Coulée fracturée recimentée	0,084+/- 0,002	1,079+/- 0,027	0,870+/-0,027	10,7+/-0,8	1,142	209,4 (25,3/- 19,9)

**Tabl. 4 – Datations isotopiques U/Th de deux concrétions de l'aven de la Portalerie (Yves Quinif, CERAK, Belgique).**

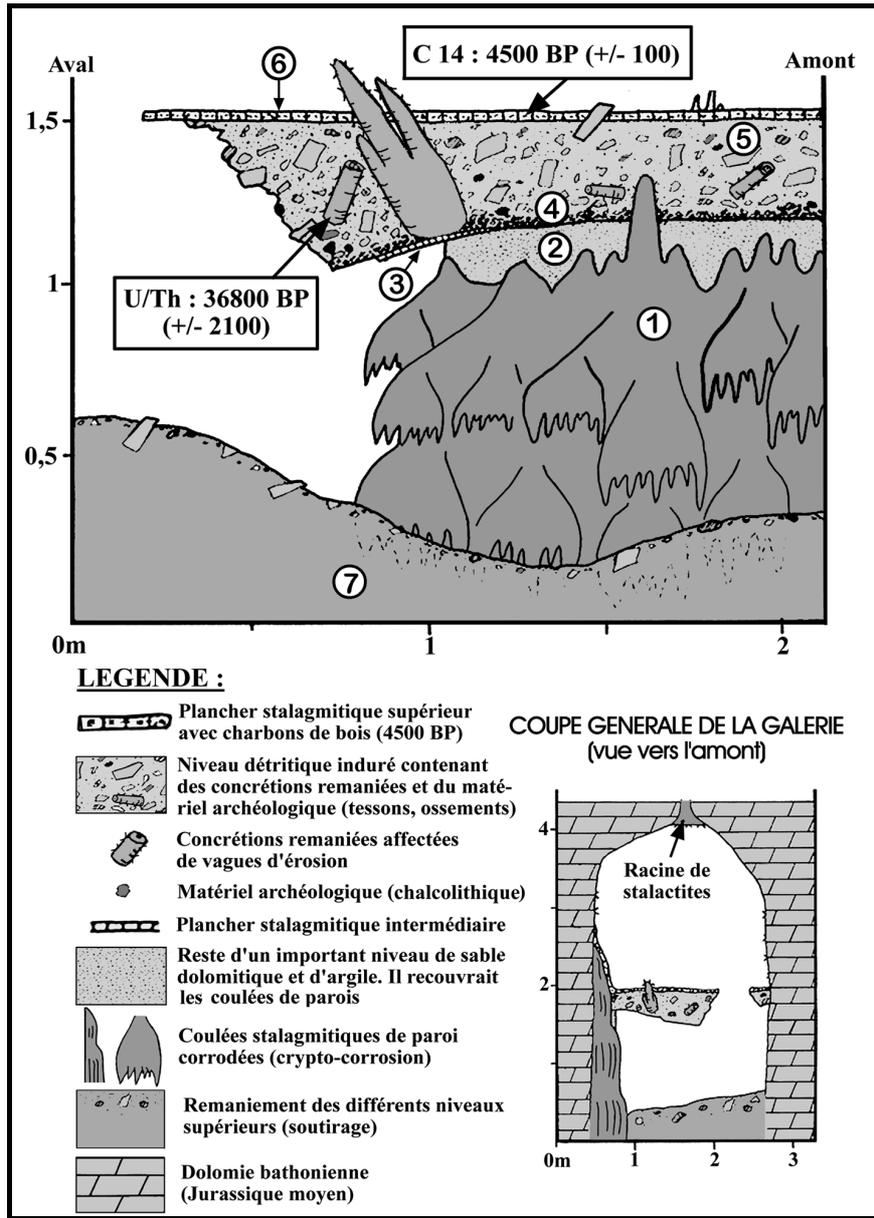


Fig. 20 - Coupe du remplissage de la galerie affluente de l'Aven de la Portalerie. Le soutirage d'une partie des dépôts permet d'observer ces témoins de l'évolution de la cavité. Unique sur le Causse de l'Hospitalet, cette coupe peut servir d'exemple de l'évolution souterraine récente.

### II.6.2.5 - Les « grands sotchs »

Dans les Grands Causses, le terme de sotch désigne une dépression fermée de grande taille, à parois subverticales de plusieurs dizaines de mètres. De part et d'autre de la Virenque, à cheval sur le Causse de Campestre et sur celui de Sorbs, on dénombre une dizaine de grands sotchs présentant des caractéristiques communes (photo 14). Ce sont des dépressions fermées dont le diamètre varie de 50 à plus de 200 m pour une profondeur atteignant 70 m au fond de l'abîme de Saint-Ferréol. Le fond est couvert d'éboulis en forte pente.

Ces grands sotchs s'inscrivent tous à partir d'une surface karstique dont l'altitude oscille autour de 700-710 m. Ils sont limités aux secteurs où de nombreux affleurements de Crétacé supérieur ont été trouvés en place.



**Photo 14 - Ensemble de grands sotchs situés au nord-est de Sorbs, en bordure de la Virenque.**

### **II.6.3 - Les remplissages endokarstiques exhumés**

Par simplification, nous les rassemblerons tous sous le vocable de paléokarst. Ils correspondent à d'anciens conduits karstiques décapités et exhumés par corrosion-érosion et abaissement progressif de la surface karstique (Ambert *et al.*, 1978 ; Guendon, 1984 ; Bruxelles *et al.*, 1997 ; Bruxelles, 1997). Nombre de ces dépôts pourraient être confondus avec des dépôts de surface ou des altérites si l'association avec des planchers stalagmitiques et des spéléothèmes ne traduisait pas une origine endokarstique évidente.

Parmi les nombreux affleurements de concrétions de calcite, nous avons pu isoler deux groupes :

- des planchers et des massifs stalagmitiques de faciès strictement comparables à ceux que l'on observe actuellement dans l'endokarst. Ils sont associés à des remplissages divers comme des galets de chailles ou de quartz, des dépôts sablonneux, des grès dolomitiques jaunâtres ou des formations argileuses. Nous verrons que ce type de paléokarst est assez fréquent sur le causse (annexe I.1).
- le second groupe présente deux particularités. Les dépôts chimiques, au faciès inaccoutumé, sont constitués par l'assemblage de scalénoèdres de calcite atteignant fréquemment 20 cm de long. En outre, des stylolites affectent parfois les sédiments détritiques (grès dolomitiques généralement). Plus rares, ces paléokarsts

n'ont été observés qu'en deux points sur le Causse de l'Hospitalet, près du Puech des Trois Pierres et 300 m à l'est de la Baraque des Infruts.

L'âge de ce type de paléokarst reste un problème difficile à résoudre. L'ancienneté de ce type de concrétions rend vaine toute tentative de datation par dosage U/Th.

On peut cependant proposer une chronologie relative entre les deux types de dépôts précités. Ainsi, le second groupe, qui présente des figures de pression-dissolution (stylolites), serait vraisemblablement très ancien et antérieur au premier groupe. Ce schéma semble se vérifier dans l'aven de la Leïcasse (Saint-Maurice Navacelles) où les grandes galeries fossiles, supposées miocènes, recoupent un paléokarst à mégascalénoèdres de calcite (visite avec H. Camus ; Camus, 1997).

#### **II.6.4 - Premières déductions concernant l'endokarst**

Il est de prime abord assez étonnant que l'endokarst ne soit pas plus développé. Les massifs voisins (Causse de Blandas, Causse Noir, Larzac sud et Montagne de la Séranne) possèdent de nombreuses cavités dont le développement est important et où l'on retrouve divers niveaux de galeries. Seule la partie occidentale du Causse de l'Hospitalet possède ces caractéristiques et les cavités semblent y avoir joué le rôle d'exutoire des eaux infiltrées depuis le plateau.

Dans l'ensemble du secteur étudié, la majorité des cavités est associée à des morphologies déprimées et à des replats. Ces formes, le plus souvent séniles, impliquent l'existence d'une ancienne couverture de matériaux meubles, perméable et capable d'entretenir une intense crypto-corrosion. Cette couverture permet également la concentration des eaux en surface et leur drainage par des pertes majeures (ponors). Par opposition, dans les secteurs en relief exempts de couverture, l'infiltration est diffuse et ne permet pas directement la formation d'une cavité.

De plus, dans les secteurs dolomitiques, les avens (en dehors de l'aven de la Portalerie) sont constitués d'une zone de transfert vertical aboutissant directement à un étage unique de galeries actives proches du niveau de base karstique. Pour la plupart, elles sont le résultat de l'évidement des diaclases emplies de grésou dolomitique et succèdent à une longue période d'altération. La dolomie semble sur ce point prédisposée à ce processus d'altération différentielle que l'on retrouve aussi bien en surface (canaules) que dans l'endokarst. La fréquence des cavités dépend entre autres de l'intensité de l'altération. Elle implique ici aussi l'action de la crypto-corrosion, et donc l'existence d'une couverture meuble en surface.

L'aven de la Portalerie n'apporte malheureusement que peu d'informations quant à sa mise en place. La galerie supérieure, orientée W-E, traverse différents accidents sub-méridiens. À ce niveau, elle se raccorde au réseau inférieur, orienté N-S et calé sur le Durzon. Les remplissages, plutôt récents, n'apportent aucune information sur sa genèse et son fonctionnement passé.

Enfin, les grands sotchs sont une forme originale, que l'on ne retrouve pas sur le reste du causse. Nous verrons, grâce à l'étude des formations superficielles et des dépôts du Crétacé supérieur, que la genèse de ces formes débute avec le karst de la bauxite.

### **III – LES FORMATIONS SUPERFICIELLES. ACQUIS RÉCENTS ET CONSÉQUENCES CONCERNANT LES FORMATIONS CLASSIQUES**

Notre travail d'inventaire, d'analyse et de cartographie des formations superficielles du causse révèle l'existence d'une grande variété de dépôts. Quelques nouveautés, mais également d'autres formations, largement étudiées depuis un siècle, méritent d'être décrites plus en détail. Il en est ainsi du sidérolithique, terme dont on ne peut plus se contenter ici tant il regroupe d'éléments d'âge et de nature variés. Ainsi, nous isolons plusieurs types de formations qui font appel à des dynamiques de mise en place distinctes et dont nous percevons nettement la contribution dans la genèse du paysage.

#### **III.1 - LES FORMATIONS CRÉTACÉES ET APPARENTÉES**

La découverte de très nombreux affleurements de Crétacé supérieur et leur association avec d'autres formations lèvent le voile sur une longue période méconnue du Larzac et des Grands Causses. La présence de blocs de bauxite matérialise le premier jalon de l'évolution continentale post-Jurassique (fig. 21 et annexe I.2).

##### **III.1.1 - Les fragments de bauxite**

Ils étaient, jusqu'ici, inconnus sur l'ensemble des Grands Causses et seules quelques poches à pisolithes ferrugineux avaient été signalées sur le Larzac (Cadillon, 1970 ; Ambert *et al.*, 1978) et sur le Causse Noir (Gèze *et al.*, 1985).

Les affleurements de bauxite découverts sont constitués de blocs de taille variable. Dans l'endokarst, on ne retrouve plus que les pisolithes qui composent parfois la quasi-totalité du remplissage.

##### ***III.1.1.1 - Les blocs de bauxite en place ou sub-en place***

Ils ont été trouvés uniquement sur le Causse de Campestre (le Luc) et dans la partie orientale du Causse de l'Hospitalet (nord de la Salvetat) avec des faciès bien conservés (fig. 21). Les analyses aux rayons X confirment bien la présence de boehmite mêlée à de la kaolinite, de la goethite et de l'hématite.

Autour du Luc, une vingtaine d'affleurements a été identifiée. Visibles essentiellement à l'occasion de labours, certains blocs émergent en bordure des champs qui occupent le fond des dépressions ou la base du versant, quelques mètres en contre-haut.

- À l'est du Luc Bas, une profonde dépression contient plusieurs affleurements de bauxite (fig. 22, n° 1). Ils sont localisés entre la paroi calcaire et le remplissage de la doline et se retrouvent, de manière discontinue, sur l'ensemble de son pourtour. La bauxite est ici avec une très forte probabilité *in situ*.

Dans l'angle nord-ouest, un sondage à la pelle mécanique a permis d'observer la présence de gros blocs de bauxite blanche à pisolithes foncés emballés dans une matrice argilo-sableuse (fig. 23). Dans l'angle nord-est, elle a plutôt une teinte d'ensemble rouge foncé.

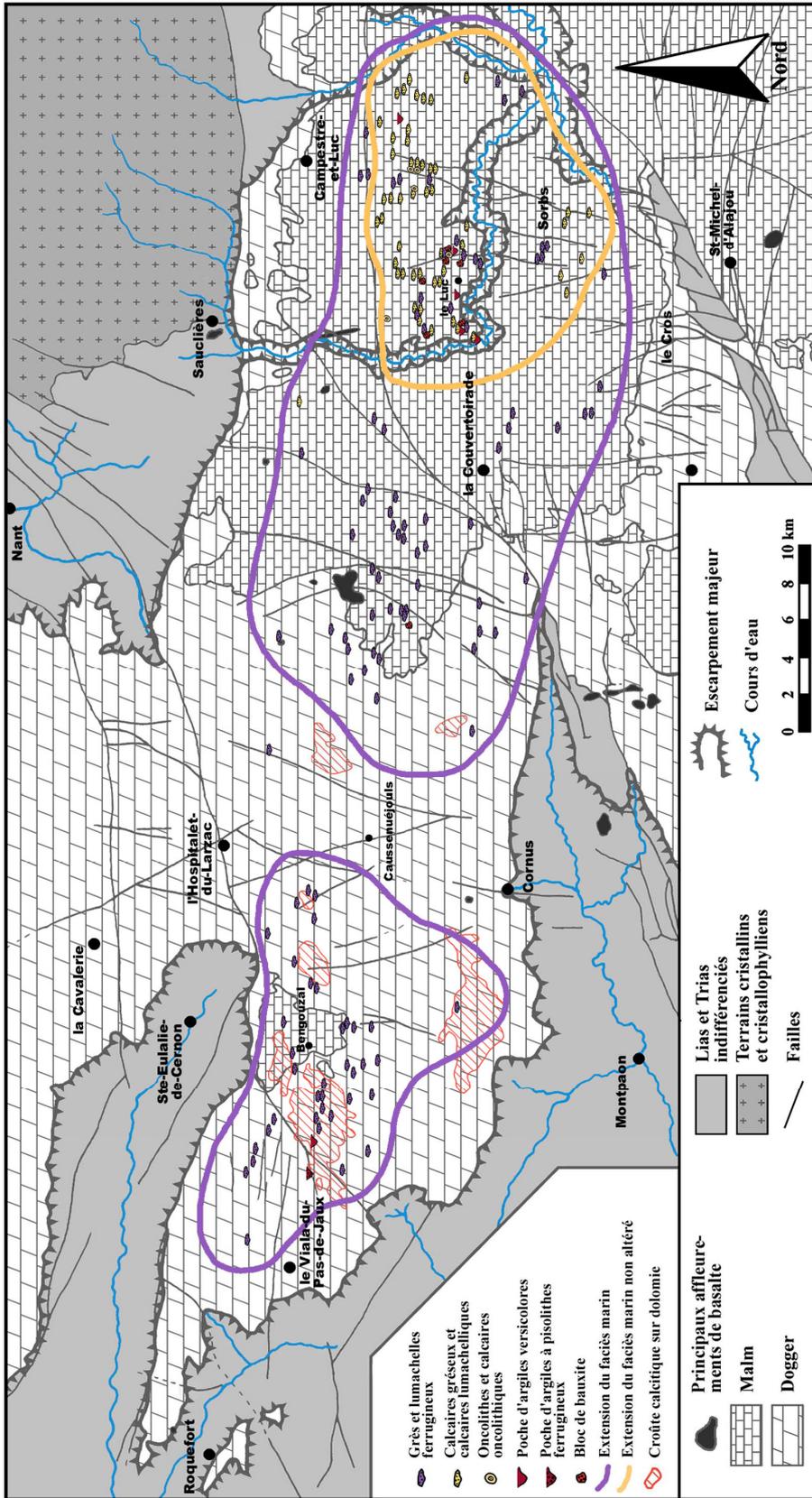


Fig. 21 - Carte synthétique des diverses formations crétacées et des croûtes calcitiques sur dolomie.

- Entre cette dépression et la ferme du Luc Bas (fig. 22, n° 2), la bordure des champs est jalonnée de blocs de bauxite et de pisolites isolés. L'ensemble de ce replat présente des blocs épars et des poches argileuses à blocs de bauxite.
- Au nord du Luc, dans le secteur de Costebelle (fig. 22, n° 3), quelques blocs apparaissent en limite de champ.
- Entre le Luc et Puéludas (fig. 22, n° 4), les labours ont fait apparaître plusieurs blocs de bauxite blanche à pisolithes rouges.
- À l'ouest du Luc (fig. 22, n° 5), une mare est aménagée dans une formation argileuse à blocs de bauxite rouge-foncé.

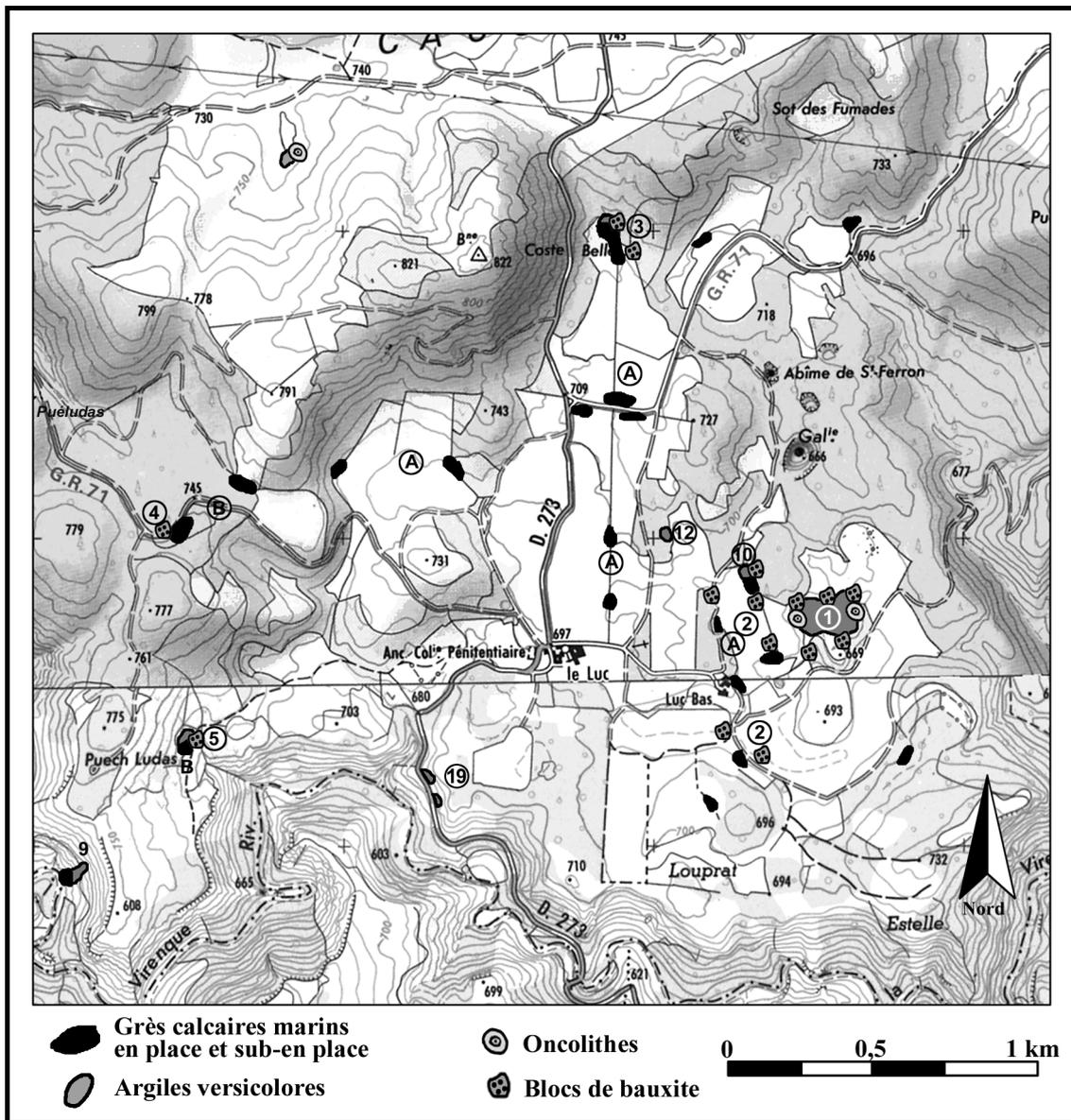


Fig. 22 - Carte de localisation des principaux affleurements de formations crétacées. Les numéros font référence à des sites décrits dans le texte (1 : doline du Luc Bas).

Sur le Causse de l'Hospitalet, au nord de la Salvetat (fig. 21, n° 1 et annexe I.2), les travaux agricoles font apparaître sur une faible surface des blocs de bauxite rouge foncé et des écailles d'argilites fine et striée. Elle est composée de boehmite, d'hématite, de kaolinite et de gibbsite.

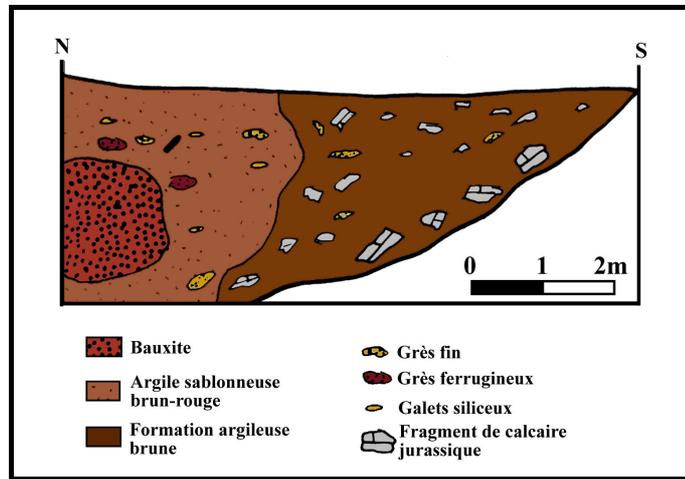


Fig. 23 - Tranchée NW réalisée en bordure de la doline du Luc Bas (localisation fig. 26).

### III.1.1.2 - Les pisolithes piégés dans le karst (faciès aramonitique)

Une multitude de poches karstiques réparties sur l'ensemble du secteur étudié contient des pisolithes ferrugineux remaniés. Nous insisterons sur les formations originales rencontrées à l'ouest et au nord du Causse de l'Hospitalet. Le terme de pisolithe ferrugineux concerne uniquement des éléments à cortex concentrique. Lorsque leur constitution est homogène, nous les appellerons des gravillons ferrugineux.

- Au sud de la forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux, à quelques mètres d'entonnoirs emplis d'argiles indurées, une diaclase aux parois fortement corrodées contient un remplissage argileux à pisolithes ferrugineux et à grains de quartz (fig. 24). Le caractère sédimentaire de ce dépôt est souligné par des alternances de lits d'argile et des niveaux plus grossiers à pisolithes. L'ensemble est bouleversé par le soutirage ultérieur. Ces argiles bauxitiques sont comparables à de l'aramonite (Marcelin et Brun, 1923 ; Caillère *et al.*, 1973). La fraction argileuse est constituée essentiellement de kaolinite (90 %) et d'un peu d'illite. Les pisolithes sont composés de goethite et de kaolinite.
- L'élargissement de la D999 entre la Cavalerie et Saint-Rome-de-Cernon a recoupé de nombreux paléokarsts contenant des remplissages divers. Dans la plupart d'entre eux, on retrouve une forte proportion de pisolithes ferrugineux (goethite, quartz, hématite et kaolinite) et de grains de quartz. La coupe de ces remplissages montre un tri hydrodynamique net et correspond à un ancien remplissage endokarstique. Certains niveaux pisolithiques sont séparés par des lits de galets de chailles provenant des calcaires encaissants.
- L'aven de Bel Air (Larzac nord, Creissels) est constitué d'une haute galerie orientée nord sud (fig. 25), où l'on observe des formes de creusement hydrodynamique

indiscutables. L'ensemble des parois de la cavité contient, dans ses moindres anfractuosités, les reste d'un colmatage quasi-complet de la cavité (Bruxelles, 1999 b). Ce sont des argiles à pisolithes ferrugineux (goethite, kaolinite, hématite) et à galets de quartz ovoïdes de l'ordre du centimètre (albarons). Au contact avec cette formation, la paroi dolomitique est extrêmement altérée et se désagrège en sable dolomitique. Par endroits, une croûte calcitique s'est développée entre le remplissage et la dolomie. Ailleurs, elle est recouverte d'une pellicule ferromanganique, signe d'un lessivage partiel du remplissage argileux. Le tout est recouvert par des coulées stalagmitiques.

- La grotte de la Faisselle, au fond de la reculée d'Isis (Creissels) contient un remplissage détritique à galets de quartz ovoïdes et à pisolithes ferrugineux.

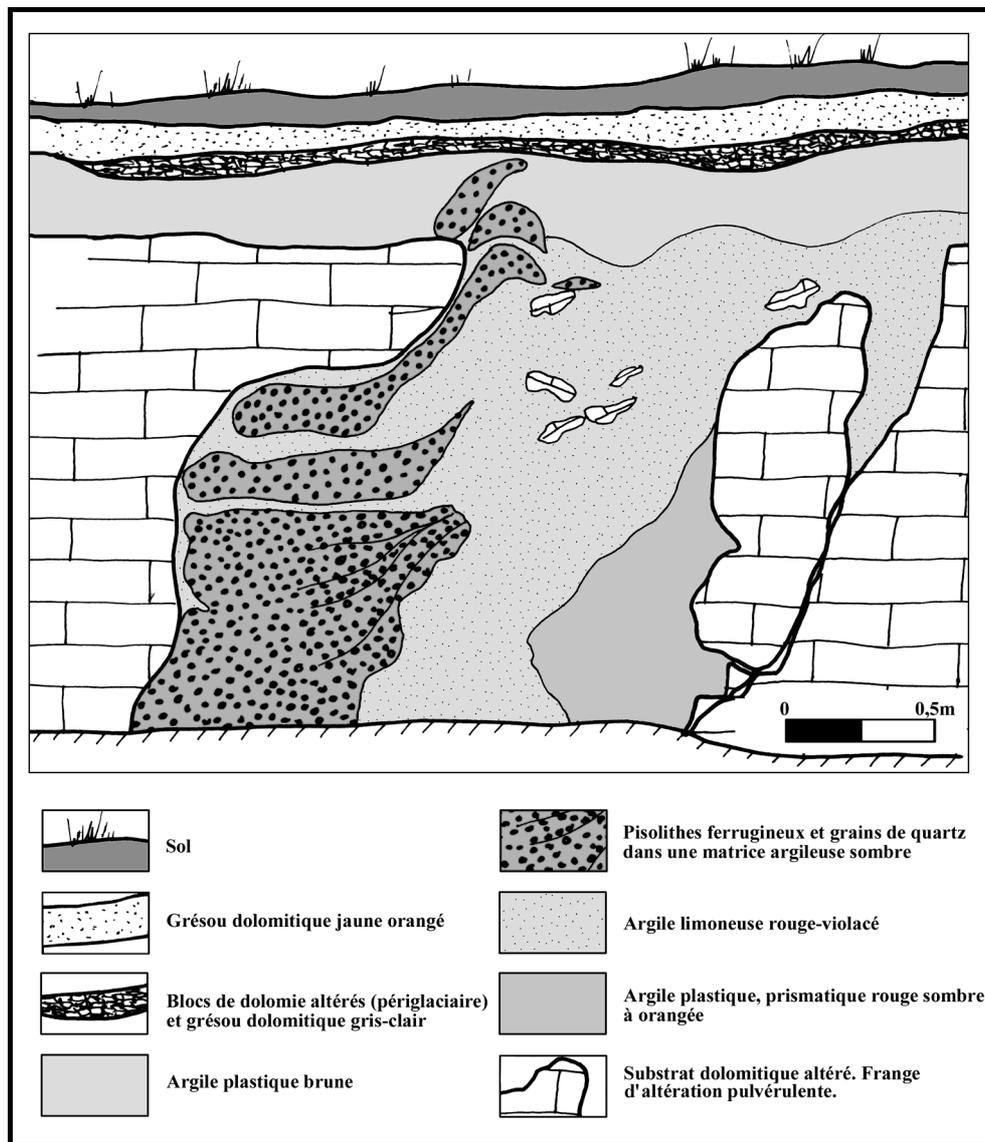


Fig. 24 - Poche à pisolithes de la Forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux.

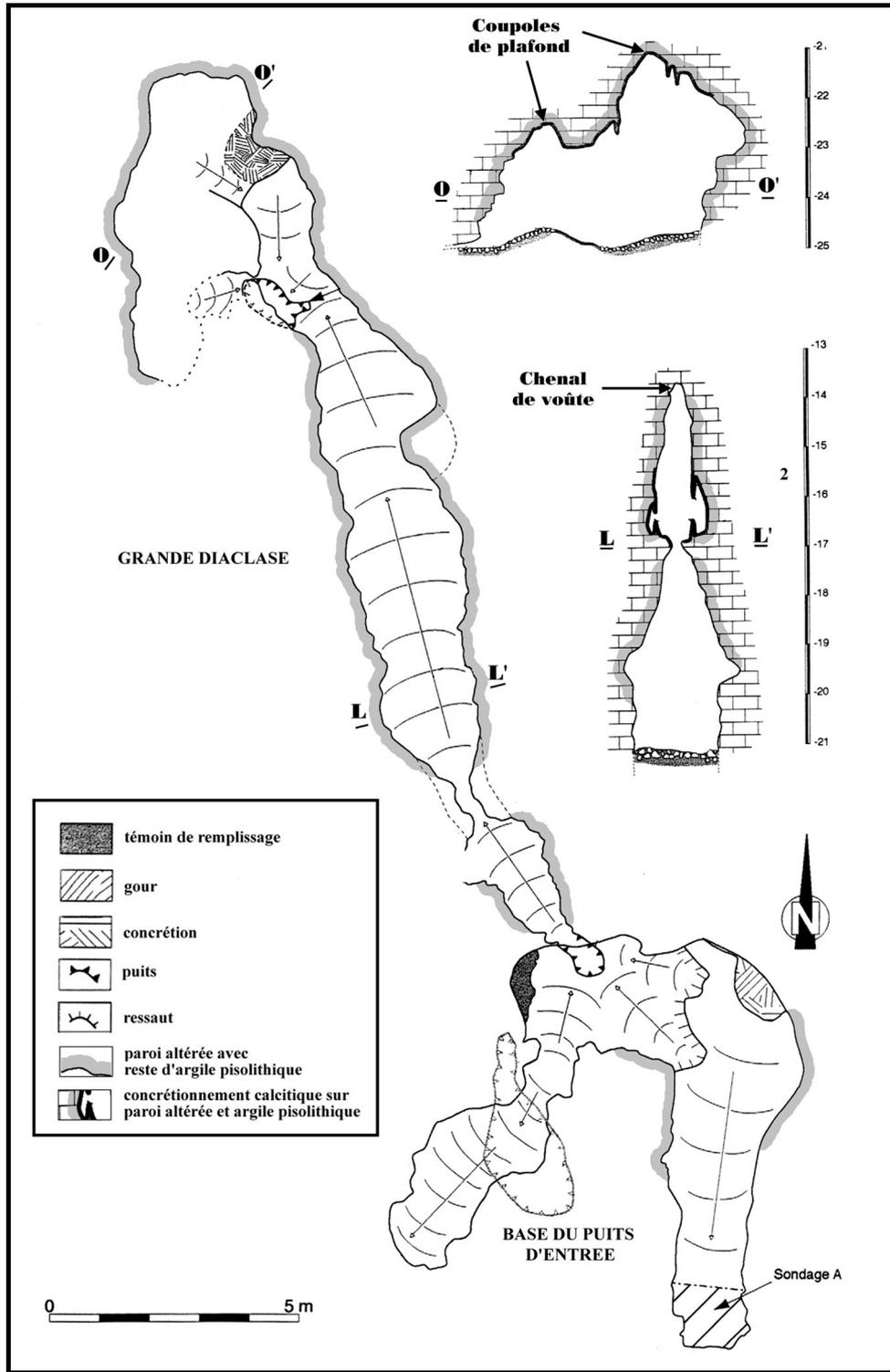


Fig. 25 - Plan et section des galeries de l'aven de Bel Air. Toute la partie inférieure de cette cavité a été colmatée par une formation à pisolithes ferrugineux.

### III.1.2 - Les formations argileuses

#### III.1.2.1 - La poche de la Virenque (fig. 22, n° 9)

Elle est située en rive gauche de la Virenque, une centaine de mètres sous la surface du Causse. Elle comprend des formations argileuses et marneuses ainsi que des blocs de grès marins. L'étude préliminaire du contenu de cette poche karstique éventrée par le canyon de la Virenque (Alabouvette *et al.*, 1984 et 1988) donne un âge Turonien supérieur – Coniacien aux argiles et aux marnes versicolores, et Santonien supérieur – Coniacien à des marnes grises continentales datées grâce à leur flore pollinique. Ces dépôts à caractère continental sont associés à des blocs de grès marins attribués avec doute au Cénomaniens (Bernier, 1967), dont nous verrons plus loin qu'ils sont coniaciens. Ces derniers, sont recouverts d'un encroûtement ferrugineux. La position de ce gisement est comparable en plusieurs points à celui de la doline du Luc Bas. Ici, elle est recoupée par le canyon de la Virenque et les formations qu'elle contient sont remaniées sur le versant.

#### III.1.2.2 - La doline du Luc Bas (fig. 22, n° 1)

Elle associe, dans un faible périmètre, des formations variées en partie masquées par d'autres formations superficielles (terra rossa, formation alluviale à quartz). Des blocs de lumachelle, de calcaires oncolithiques, de grès ferrugineux sont mêlés aux argiles et aux marnes. Des tranchées à la pelle mécanique ont été nécessaires pour essayer d'interpréter leur relation stratigraphique (fig. 26).

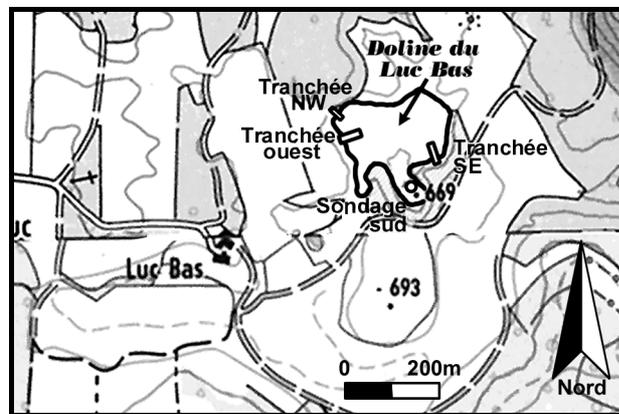


Fig. 26 - Localisation des tranchées à la pelle mécanique réalisées dans les formations crétacées de la doline du Luc Bas.

**a - La tranchée sud-est** (fig. 27) recoupe une quinzaine de mètres d'alternances d'argiles plastiques beige rosé et de niveaux limoneux à sablonneux plus ou moins grossiers. Ces couches ont un pendage homogène de 50° vers le centre de la dépression (photo 15). Au voisinage de la paroi calcaire, le pendage s'accroît du fait du soutirage du remplissage et de son frottement contre la paroi calcaire. Un phénomène de fauchage est visible vers le sommet de la coupe. Une brèche de blocs calcaires anguleux parfois ferruginisés, pris dans une matrice brune, annonce la proximité de la paroi calcaire. Elle est due à la corrosion du

substrat sous cette couverture argileuse (bréchification *in situ* par altération). Ces argiles sablonneuses, perturbées par le soutirage karstique, sont sub-en place.



Photo 15 - Tranchée sud-est à proximité de la bordure calcaire. Une brèche de blocs calcaires matérialise le contact entre l'encaissant jurassique et la formation argilo-sableuse crétacée.

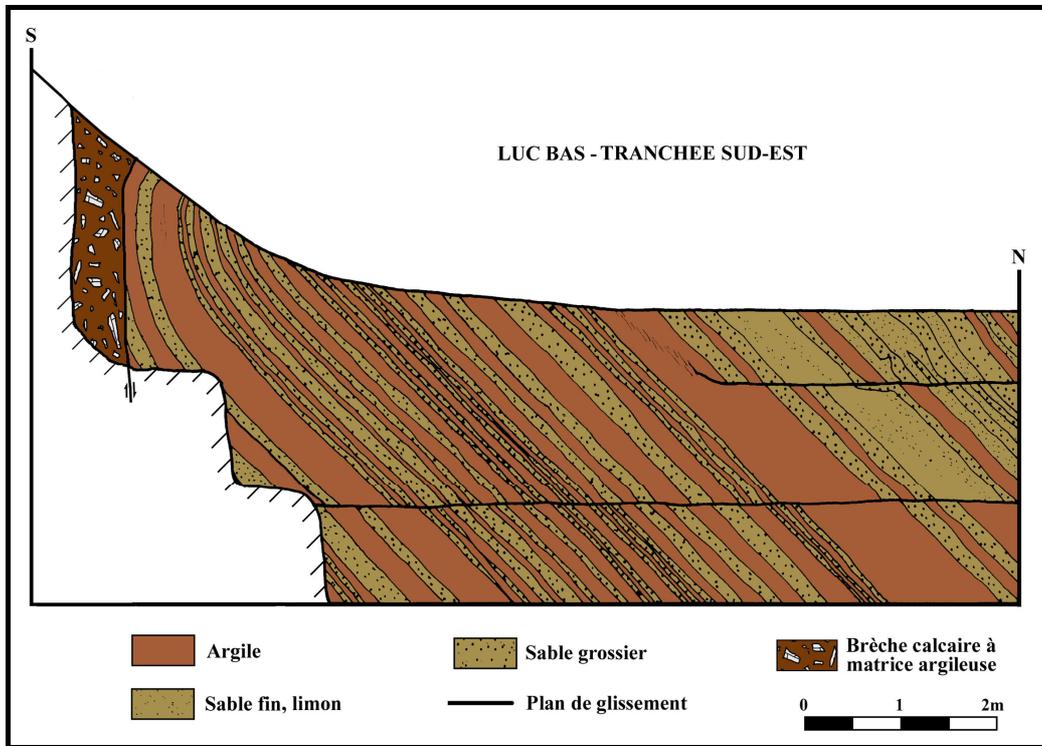


Fig. 27 - Tranchée sud-est de la doline du Luc Bas.

Après lavage des divers niveaux, on note une nette prédominance des quartz (90 %), émoussés à sub-arrondis, d'aspect mat ou piqueté. Le reste est composé de fragments de moules ferrugineux de fossiles, de fragments de charbons, de spicules siliceux, ainsi que de minéraux tels que tourmaline, muscovite, biotite et disthène.

La fraction argileuse analysée à plusieurs niveaux montre une composition dominée par de la kaolinite (70 %), des interstratifiées illite-smectite (15 à 25 %) et en plus faible proportion, de l'illite et des smectites (fig. 29 et tableau 5).

**b - La tranchée ouest** est plus complexe (fig. 28). Contre la paroi, la brèche à blocs calcaires épaisse au minimum d'un mètre passe sans transition à une formation argileuse à blocs de calcaires oncolithiques, de lumachelle calcaire et plus rarement, des grès ferrugineux mal cimentés.

On distingue :

- La formation argileuse beige-foncé, localement sablonneuse, renferme des passées de marnes grisâtres et des blocs d'argile noire, riche en fragments de bois. Elle contient en outre des galets de quartz blanc, sub-arrondi, de taille pluricentimétrique et des fragments de bois non carbonisés en cours de détermination (J. Galtier). Après lavage, le résidu > 800 µm est composé en grande partie de grains de quartz émoussés et mats.
- Les blocs de calcaires oncolithiques peuvent atteindre plusieurs centaines de kilos. Certains oncolithes dépassent 20 cm de diamètre, mais la taille moyenne se situe entre 3 et 4 cm. Le nucléus est constitué le plus souvent par un fragment de coquille d'Unio, mais peut être remplacé par des tests de gastéropodes ou, plus rarement, des charbons de bois. Après passage à l'acide chlorhydrique, le résidu du sédiment qui cimente les oncolithes est constitué de petits quartz émoussés à arrondis dominants dans la fraction inférieure à 200 µm, et de plaquettes ferrugineuses moulant quelques fossiles. On trouve également quelques charbons et des plaquettes de muscovite, de biotite et de fréquents petits cubes de pyrite.
- La lumachelle est essentiellement constituée de coquilles de lamellibranches. Elle a une texture argilo-limoneuse et contient de très nombreux charbons de bois correspondant à des niveaux d'incendies (comm. orale J. Galtier). On y distingue quelques fragments d'ambre (d'ordre centimétrique au maximum). Après passage à l'acide chlorhydrique, des quartz émoussés représentent plus de 60 % du résidu (fraction > 800 µm). Ils sont pour la plupart mats, voire piquetés. Le reste est composé de fragments ferrugineux (moules d'entroques et de gastéropodes) et de quelques charbons de bois.
- Les grès sont altérés et partiellement ferruginisés. Ils semblent correspondre, à l'origine, aux calcaires gréseux jaunâtres décrits sur le reste du causse (cf. *infra*).

La fraction argileuse montre, pour certains éléments, une composition minéralogique originale au regard des formations recoupées par la tranchée sud-est. Les marnes grises ou les argiles noires contiennent notamment une plus forte proportion de smectites. Elles proviennent de niveaux supérieurs mélangés par le soutirage.

Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central

Echantillon	SMECTITE	Interstratifiées illite-smectite	Illite	KAOLINITE	Eléments remarquables
<b>LUC 1</b> : Doline du Luc Bas, tranchée ouest, bloc de marnes grises	47			53	Gypse
<b>LUC 2</b> : Doline du Luc Bas, tranchée ouest, bloc d'argile noire	26	34	9	31	
<b>LUC 3</b> : Doline du Luc Bas, tranchée SE, niveau d'argile saumon	11	17	6	66	
<b>LUC 4</b> : Doline du Luc Bas, tranchée SE, niveau argilo-limoneux	Tr.	15	8	77	
<b>LUC 5</b> : Doline du Luc Bas, tranchée SE, niveau d'argile brun-rose	Tr.	25	6	69	
<b>FER 1</b> : Abîme de Saint-Ferréol, poche d'argile dans galerie de mine	Tr.		5	95	Gypse + calcite
<b>FER 2</b> : Abîme de Saint-Ferréol, poche argilo-sableuse jaunâtre	Tr.		29	71	
<b>VIR 1</b> : Coupe de la D 273, argiles versicolores plastiques	Tr.	5		95	
<b>VIR 2</b> : Coupe de la D 273, argiles brun-rose	Tr.	10		90	
<b>CUN 1</b> : Poche de terra rossa, bord piste des Cuns (la Couvertorade)	Tr.	11	Tr.	89	
<b>VIA 1</b> : Poche à feuilles à l'est du Viala-du-Pas-de-Jaux		15	Tr.	85	
<b>VIA 2</b> : Argile indurée de la forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux		9	9	82	
<b>VIA 3</b> : Argile à pisolithes de la forêt du Viala-du-Pas-de-Jaux			10	90	

**Tabl. 5 - Résultats des analyses d'argiles aux rayons X réalisées sur diverses formations crétacées et apparentées.**

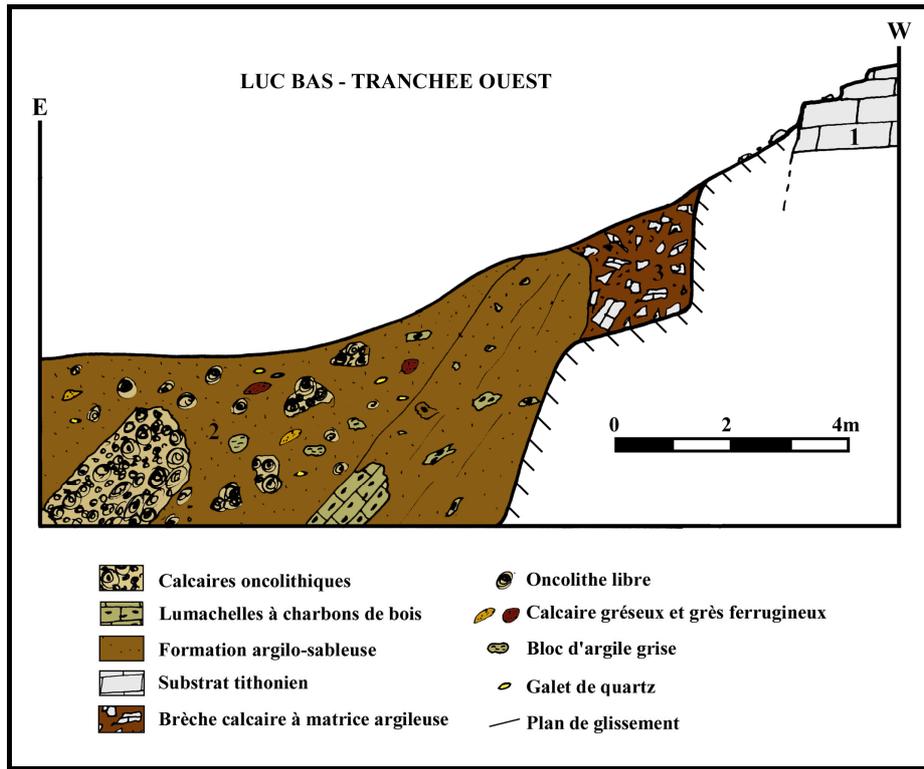


Fig. 28 - Tranchée ouest de la doline du Luc Bas.

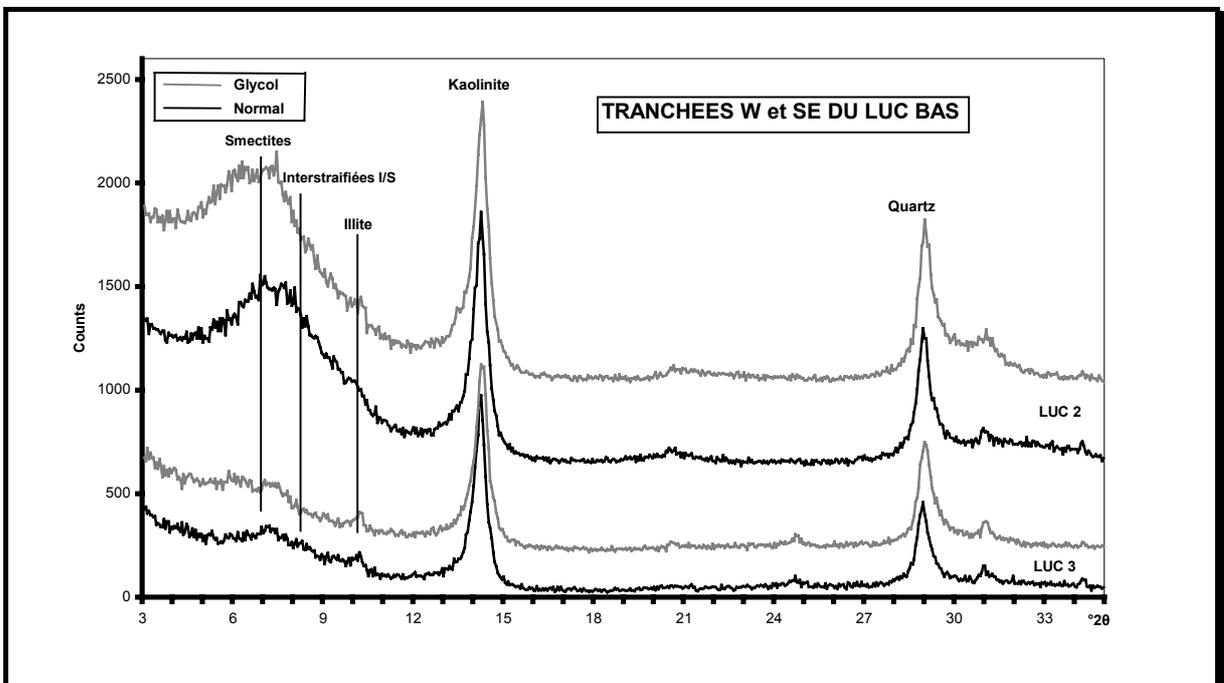


Fig. 29 - Diagrammes des rayons X des argiles noires de la tranchée ouest (échantillon Luc 2) et des argiles saumon de la tranchée sud-est (échantillon Luc 3) du Luc Bas.

En fait, les formations argileuses concernent un secteur plus large compris entre la Virenque à l'ouest et Régagnas à l'est. Très souvent, des mares ont été aménagées dans ces formations [(Puech Ludas (fig. 22, n° 5), nord du Luc Bas (fig. 22, n° 10), versant est du Serre d'Aubanel (fig. 22, n° 11) et la « mare aux chevaux » (fig. 22, n° 12)]. Elles contiennent toutes des concrétions ferrugineuses. Des blocs de bauxite sont mêlés aux argiles versicolores dans certaines d'entre-elles [(Coste Belle (fig. 22, n° 3), Puech Ludas (fig. 22, n° 5), nord Luc Bas (fig. 22, n° 10)].

### III.1.2.3 - Les autres poches des environs du Luc

On constate un certain lien de parenté entre ces poches et les formations argileuses et bauxitiques de la doline du Luc bas. Ces poches témoignent de l'ancienne extension de ces formations, largement démantelées et soutirées par le karst (fig. 30).

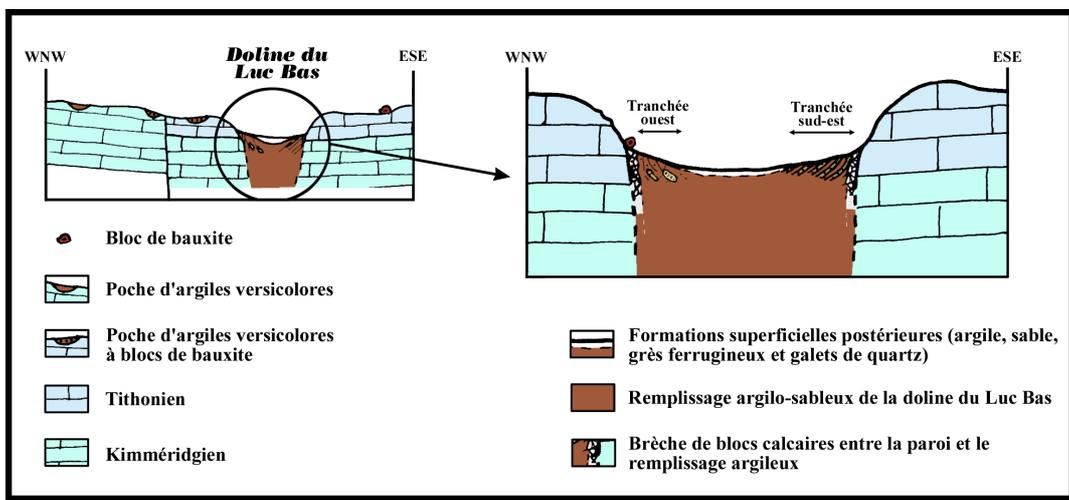


Fig. 30 - Coupe synthétique de la doline du Luc Bas et des replats alentour.

### III.1.2.4 - La doline du Salze

Une demi-douzaine d'affleurements de marnes grises à oncolithes émergent de la couverture de Terra Rossa de part et d'autres de la doline (fig. 31, n° 13 et 14). Au nord-est du Salze, un puits et une mare ont même été aménagés dans ces marnes. Elles sont recouvertes par endroits de dalles de grès et de calcaires lumachelliques remaniés depuis le versant. En surface, subsistent des fossiles de Rhynchonelles et d'Inocérames, sans qu'on puisse préciser pour l'instant si elles proviennent des marnes ou de la base des lumachelles calcaires. Ces formations argileuses sont comparables en première analyse à celles de la doline du Luc Bas, à l'exception de la bauxite que l'on n'a pas observée à l'affleurement.

Dans la fraction fine, à côté de 80 % de quartz en majorité émoussés et mats, on trouve de nombreux fragments ferrugineux qui correspondent à des moules de fossiles. Les spicules siliceux blancs y abondent. Enfin, on distingue quelques minéraux plus rares tels que la tourmaline, le disthène, la muscovite, la biotite ainsi que de fines plaquettes de schistes.

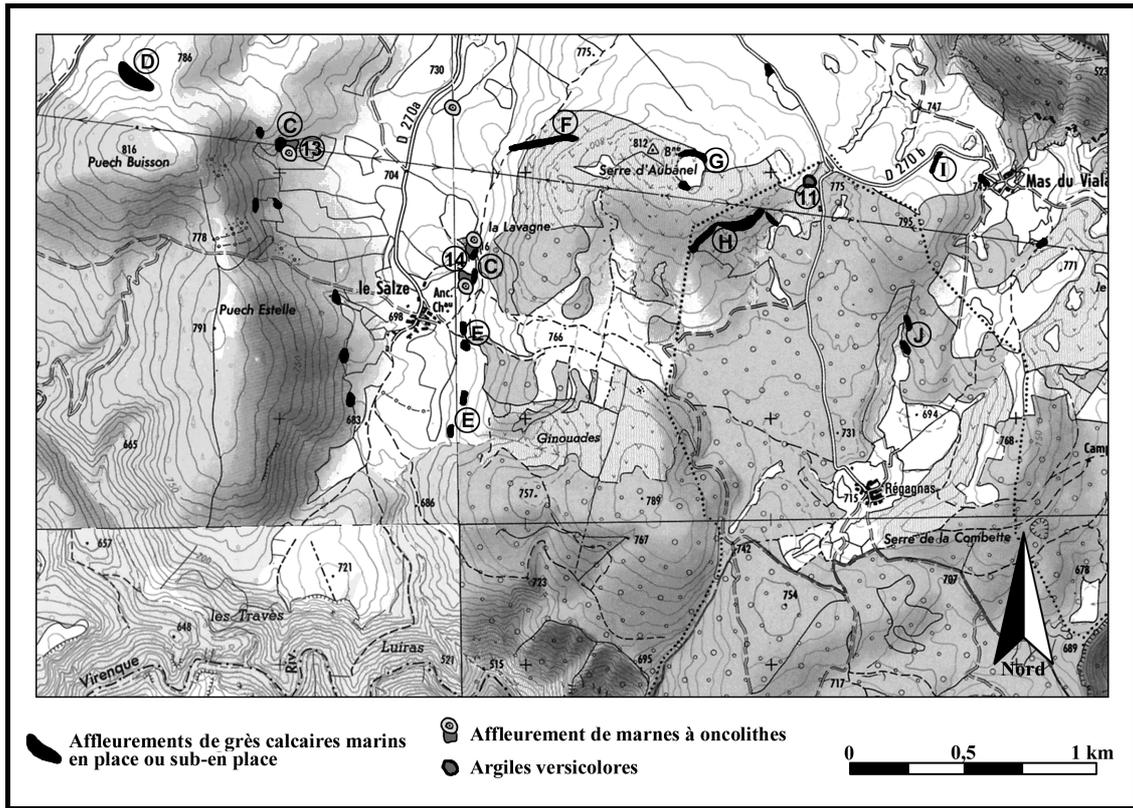


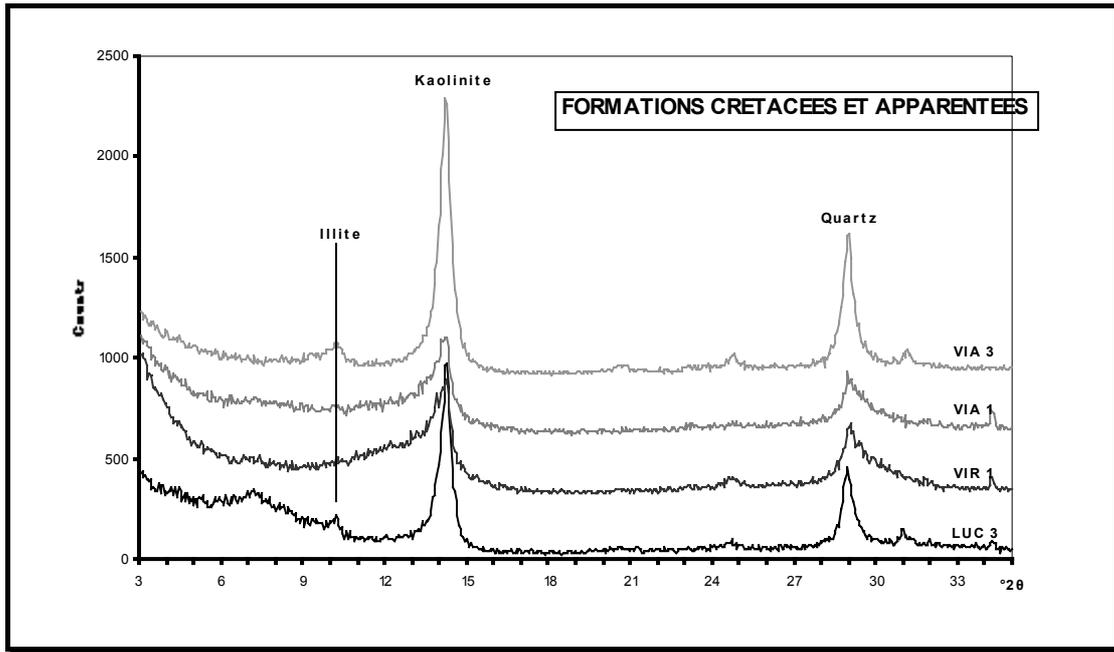
Fig. 31 - Carte de localisation des principaux affleurements de calcaires gréseux marins crétacés. Les lettres font référence aux sites décrits dans le texte

### III.1.2.5 - La poche à empreintes de feuilles du Viala (fig. 21, n° 4)

Sur le Larzac occidental, non loin du Viala-du-Pas-de-Jaux, cette poche est développée dans les dolomies bathoniennes. Elle est constituée d'argiles rouge-foncé, très fines, au faciès analogue aux argiles versicolores du Causse de Campestre. Sa constitution minéralogique en est d'ailleurs assez proche (kaolinite dominante et interstratifiées illite-smectite ; fig. 32). Elle est parcourue par des petits niveaux de plaquettes ferrugineuses à empreintes de feuilles. Malheureusement, ces dernières ne sont constituées que de minuscules débris de végétaux et n'ont permis aucune identification pour l'instant. Au contact du remplissage, le substrat est constitué d'une croûte calcitique sur dolomie (cf. III.2.5.2) comprenant de gros cristaux de calcite.

### III.1.2.6 - Les poches d'argile indurée de la Forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux

Au sud de la Forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux (fig. 21, n° 2), une petite carrière de sable dolomitique a recoupé une série d'entonnoirs emplis d'argilite rouge à liserés jaunes (fig. 33). Le contact avec la dolomie bathonienne est marqué par une pellicule pulvérulente, de couleur blanche, qui matérialise la corrosion de l'encaissant sous cette formation argileuse (Bonte, 1969 ; Guendon, 1981). À la base de la formation, les argiles sont affectées par de nombreux plans de glissement dus à l'action combinée de la dissolution du mur dolomitique, du tassement et du soutirage (Guendon et Parron, 1982 ; Guendon, 1986). La fraction argileuse est composée de kaolinite (82 %), d'illite et d'interstratifiées illite-smectite.



LUC 3 : Argile saumon dans la tranchée sud-est du Luc Bas  
 VIR 1 : Remplissage argileux au bord de la D 273 entre la Virenque et le Luc  
 VIA 1 : Poche argileuse à empreintes de feuilles (est du Viala-du-Pas-de-Jaux)  
 VIA 3 : Poche argileuse à pisolithes de la forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux

Fig. 32 - Diagrammes des rayons X obtenus à partir de formations argileuses crétacées ou apparentées.

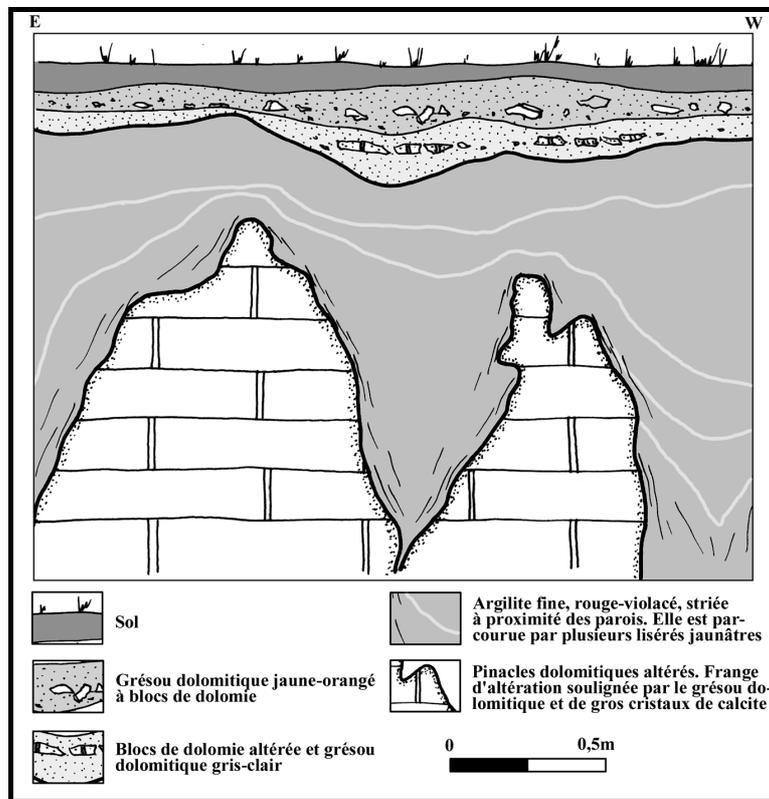


Fig. 33 - Poches d'argile indurée de la Forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux.

### **III.1.2.7 - Les formations argileuses crétacées remaniées**

Le talus de la D 273 (fig. 22, n° 19) entre le Luc et la Virenque montre clairement, sous les secteurs anciennement couverts par le Crétacé, un colmatage de toutes les fissures de la roche. Ces formations peuvent intervenir pour une large part dans la constitution de la Terra Rossa. La poche située au bord de la piste des Cuns (la Couvertorade) peut illustrer ce lien de parenté, constituée à près de 90 % de kaolinite et d'interstratifiées illite-smectite.

De même, lors de l'érosion des dépôts crétacés par les cours d'eau descendant de l'Aigoual (cf. *infra*), ces argiles ont enrichi le cortège des alluvions siliceuses. On retrouve d'ailleurs dans ces dernières plusieurs éléments provenant du Crétacé des Causses (pisolithes ferrugineux, grès ferrugineux).

### **III.1.2.8 - Remarques concernant les oncolithes**

Appelés aussi boulets algaires (Freytet, 1971 ; Parron, 1975), ce sont des faciès continentaux francs (photo 16). Régionalement, ils sont datés du Crétacé terminal (Maastrichtien) comme dans la série détritique qui surmonte les bauxites de la Boissière (Demangeon, 1959), dans la région de Saint-Chinian, (Freytet, 1971) et dans le Gard, dans la région d'Uzès (Parron, 1975). Dans ce dernier affleurement, ils sont conservés au sein d'une formation marneuse. Latéralement, on trouve également des oncolithes remaniés dans les bancs de Coniacien marins où ils côtoient quelques rudistes. Ces boulets proviennent donc d'autres formations oncolithiques, démantelées par la transgression coniacienne.

Sur le Causse de Campestre, il est tentant de rattacher ces niveaux d'oncolithes au Crétacé terminal, conformément aux exemples régionaux. Mais plusieurs éléments concordants semblent plutôt les situer à la base de la transgression coniacienne. Ainsi, dans la doline du Salze, plusieurs affleurements de marnes à oncolithes en place occupent le fond de la dépression. Elles apparaissent comme sous-jacentes aux calcaires gréseux et constituent, peut être, un épisode sédimentaire continental en prélude à la transgression coniacienne.

Dans la doline du Luc Bas, la présence d'oncolithes est plus délicate à interpréter, compte-tenu du soutirage relativement important. Cependant, divers éléments plaident pour les placer plutôt à la base de la transgression coniacienne. Ainsi, le ciment des calcaires oncolithiques est un grès fin jaunâtre qui contient des restes de fossiles, des charbons de bois et un cortège minéralogique analogue à celui des calcaires gréseux coniaciens. Les oncolithes, dont la plupart montre des traces d'érosion manifestes, sont remaniés, peut-être sur place, et ont sédimenté dans un milieu margino-littoral.

Il serait tout de même étonnant de retrouver dans le remplissage de cette doline des niveaux du Crétacé terminal côtoyant la bauxite alors que les niveaux intermédiaires (calcaires gréseux coniaciens), épais au moins de 100 m, n'y ont laissé que quelques rares blocs.

Enfin, il est difficile d'attribuer ces calcaires oncolithiques au Crétacé terminal, c'est-à-dire aux dépôts continentaux qui clôturent la série marine, d'où ils auraient été piégés par le soutirage karstique. En effet, nous verrons plus loin que la réactivation du soutirage dans ces dépressions succède au décapage de l'essentiel de la couverture crétacée et donc de toute sa partie supérieure.

Dans l'attente d'analyses plus poussées, nous ne pouvons cependant pas fixer précisément l'attribution stratigraphique des blocs d'oncolithes. Leur formation dépend essentiellement de conditions locales qui ont pu être réunies à plusieurs reprises.



Photo 16 - Bloc d'oncolithes trouvé en bordure de la doline du Luc Bas.

### III.1.3 - Les calcaires gréseux et les calcaires lumachelliques

Très rares sur le Causse de l'Hospitalet, ils abondent, parfois en position primaire, sur la moitié sud du Causse de Campestre (photo 17). Quelques blocs ont aussi été découverts aux alentours de Sorbs. Ils sont généralement de teinte gris jaunâtre et les blocs peuvent atteindre un mètre-cube. Ils ont tous une origine marine et contiennent de nombreux macro-fossiles.

La partie détritique est composée en quasi-totalité de quartz mats, émoussés à arrondis. Leur taille varie selon les échantillons de quelques dixièmes de millimètres à plus d'un centimètre. Ils sont accompagnés de fragments de charbons et de spicules siliceux blancs. Dans la fraction fine, on retrouve des minéraux originaires du Massif central tels que des disthènes et des staurotides. Il y a également des tourmalines, des plaquettes de biotite et de muscovite. Par souci de simplification, nous rassemblerons sous le terme « calcaires gréseux » toutes les formations calcaires, gréseuses ou lumachelliques attribuables au Crétacé.

Des blocs de calcaires fins, légèrement jaunâtres, sont présents sur les versants du Serre d'Aubanel. Ces faciès se distinguent des formations du Jurassique supérieur mais en l'absence d'analyse paléontologique, il est difficile de confirmer leur attribution stratigraphique.



**Photo 17 - Niveau de calcaire gréseux en place (entre les deux lignes) situé sur le versant sud du Serre d'Aubanel. Il fossilise un interstrate préalablement élargi dans les calcaires tithoniens.**

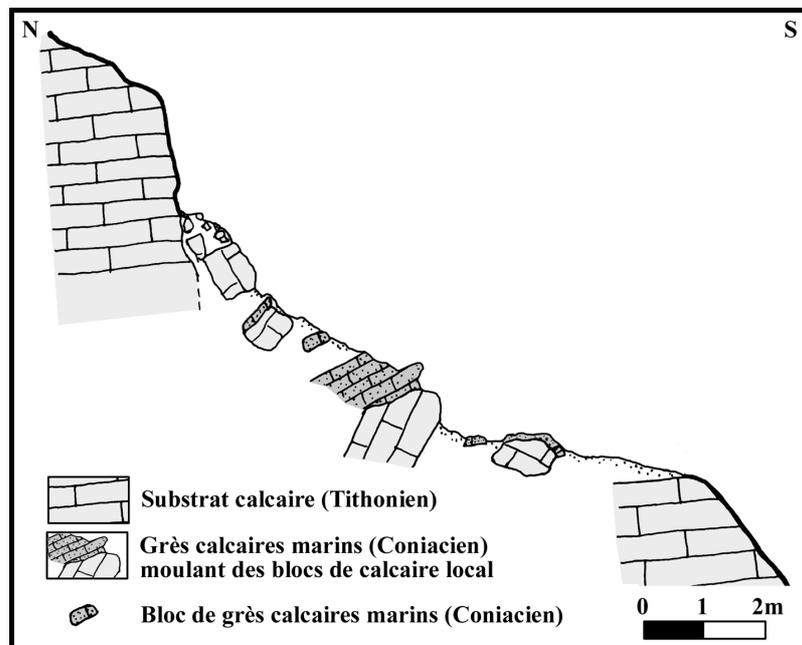
Plusieurs secteurs ont des concentrations remarquables de calcaires gréseux. Outre l'aspect ponctuel de ces informations, elles permettent de reconstituer les conditions de dépôts et leur extension :

- Dans le secteur du Luc (fig. 22, A), les replats environnants sont partiellement couverts de dalles de calcaires gréseux et de calcaires lumachelliques (photo 18). Ils dominent d'une trentaine de mètres les formations argileuses à oncolithes et à lumachelles de la doline du Luc Bas. Les blocs affleurants immédiatement en bordure de la dépression ou pris dans les formations argileuses sont ferruginisés.



**Photo 18 - Bloc de calcaires gréseux sur un replat légèrement en contre-haut de la doline du Luc Bas.**

- À l'ouest du Luc (fig. 22, B), de nombreux affleurements ponctuels de calcaires gréseux côtoient les poches d'argiles versicolores et les blocs de bauxite.
- En bordure de la doline du Salze (fig. 31, C), de très nombreux blocs dont certains dépassent le mètre-cube gisent à la base des versants. Ils surmontent les marnes à oncolithes décrites plus haut.
- Le Puech Buisson, immédiatement à l'ouest du Salze, possède plusieurs affleurements. Au nord, probablement pincés dans une fracture à rejet modeste, des calcaires gréseux et des calcaires lumachelliques orangés remplissent une petite alvéole (fig. 31, D). Ils contiennent des restes micropaléontologiques de bonne qualité. Sur le versant oriental, on retrouve en de nombreux points des concentrations de blocs de calcaires gréseux.
- Le Serre d'Aubanel, à l'est du Salze, rassemble une grande variété de calcaires gréseux et lumachelliques. De très gros blocs, dépassant le mètre-cube, dont il est difficile de dire s'ils sont en place ou non, longent la base du versant occidental (fig. 31, E). Sur ce même versant, en continuité de la base jusqu'au sommet, des calcaires gréseux jaunes sont pincés dans une petite fracture (fig. 31, F). Certains blocs sont parcourus de multiples fentes de calcite. Sur la croupe sommitale, une doline est bordée de calcaires gréseux en place (fig. 31, G). Ces blocs ont fourni de très beaux restes micropaléontologiques. Enfin, l'un des affleurements les plus originaux concerne le versant sud du Serre d'Aubanel (fig. 31, H). Il est matérialisé par un léger replat morphologique et se suit sur plus d'une centaine de mètres. Ce sont des calcaires gréseux passant à des brèches à fragments de calcaire local (Tithonien) pris dans une matrice jaune, gréseuse, à nombreux restes de fossiles. Ces brèches englobent des blocs de tailles diverses et moulent le substrat calcaire (fig. 34). Elles sont manifestement en place et pourraient être comparées à une brèche littorale corrélative d'une transgression marine (Freytet, 1971 pour le Crétacé supérieur du Languedoc ; Demarcq, 1970 et Andreieff et l'Homer, 1972 pour le Miocène des Bouches-du-Rhône).



**Fig. 34 - Brèche de blocs calcaires tithoniens et de calcaires gréseux jaunes sur le versant sud du Serre d'Aubanel (Causse de Campestre).**



**Photo 19 - Brèches à blocs de calcaire tithonien (encaissant) non loin du Mas du Viala. La matrice gréseuse jaune contient de nombreux fossiles marins crétacés.**

- Au nord du Mas du Viala (fig. 31, I), des brèches semblables recouvrent le substrat jurassique (photo 19). De nombreux blocs calcaires, préalablement karstifiés, sont injectés de grès jaunes.
- Le versant nord de la doline de Régagnas (fig. 31, J) présente en plusieurs points des blocs de grès et de calcaires lumachelliques orangés.
- Enfin, au sud de la Virenque, dans le hameau de Sorbs (fig. 21, n° 5), plusieurs blocs de calcaires gréseux jaunâtres affleurent au pied du versant. La conservation de ce témoin, unique dans ce secteur, semble liée au passage d'une faille normale à regard ouest. Il est possible que ces blocs surmontent une formation argileuse ou marneuse puisqu'un puits y a été aménagé.

### **III.1.4 - Les formations ferruginisées**

Elles correspondent aux argiles, aux calcaires gréseux et aux calcaires lumachelliques ayant subi une ferruginisation (cuirasse ferrugineuse à faciès gréseux simple ; Nahon, 1971). La goethite a remplacé la calcite et a conservé les empreintes de fossiles ou la texture des argiles. Dans le détail, après dissolution des carbonates, le fer se fixe dans les vides alors formés (structures d'accueil). Cette ferruginisation correspond à une accumulation absolue et l'origine de ce fer est peut-être à chercher dans la pyrite présente dans les formations crétacées.

Considérés comme un alios de nappe développé dans des alluvions siliceuses (Cadillon, 1970), les grès ferrugineux du Larzac correspondent plutôt à des ferruginisations *in situ*, par des circulations incrustantes, au sein des dépôts crétacés initialement plus ou moins carbonatés. Ces formations peuvent être comparées aux séries crétacées altérées des bassins du Gard et étudiées par C. Parron (1975). Lors

du démantèlement des dépôts crétacés, il ne reste que les niveaux antérieurement ferruginisés, les plus résistants à l'érosion.

La taille et la composition de ces blocs varient d'un site à l'autre. On les retrouve sur l'ensemble du secteur étudié, en plus ou moins grande concentration (fig. 21 et annexe I.2).

- Sur le Larzac occidental (fig. 21, n° 6), au nord du Puech des Trois Pierres (ouest de Bengouzal), gisent des blocs de lumachelle et de grès ferrugineux dont les plus gros atteignent plusieurs dizaines de kilos. Les grès contiennent des passées de quartz émoussés à arrondis de plus d'un centimètre de diamètre et à stratification entrecroisée. Ces blocs, nombreux dans ce secteur, sont conservés sur les replats intermédiaires ou au pied des versants. Ils sont les vestiges d'une ancienne couverture de dépôts crétacés dont les résidus insolubles sont restés sur place au gré de l'abaissement de la surface karstique. La taille de ces blocs et leur concentration vont dans ce sens. Leur niveau d'origine doit correspondre à la surface qui tangente le sommet du Puech des Trois Pierres.
- Dans le même contexte, le Plo de San Miquiol (fig. 21, n° 7), au sud de Bengouzal, contient des blocs de grès ferruginisés qui dépassent le quintal. Ici aussi, les niveaux détritiques à quartz soulignent la stratification entrecroisée. Quelques blocs ferrugineux ont une texture fine, très homogène. Leur aspect argilomorphe évoque d'anciens niveaux argileux cimentés par le goethite.
- Sur la partie orientale du Causse de l'Hospitalet, au nord de la Salvetat (fig. 21, n° 8) et à proximité d'un des affleurements de bauxite, les fragments de lumachelle et de grès ferrugineux composent plus de la moitié des formations superficielles. Les fossiles, nombreux, nous ont fourni les premières datations crétacées de ces niveaux marins.
- Sur l'ensemble de l'extrémité orientale du Causse de l'Hospitalet, ainsi que sur une large bande comprise entre le Mas Gauzin et Sorbs, jusqu'à la vallée de la Vis, les grès et les lumachelles ferrugineuses côtoient les formations crétacées décrites plus haut (formations argileuses, grès calcaires, calcaires lumachelliques). Ils matérialisent l'extension de cette couverture sédimentaire dans ce secteur.

Le plus souvent remaniés vers les points bas, les blocs ferruginisés font ensuite partie du cortège insoluble que l'on retrouve associé dans toutes les étapes morphogénétiques postérieures.

- La plaine de Laissac, au nord-ouest de la Couvertoirade (fig. 21, n° 9), est une dépression fermée allongée dans le sens est-ouest. Terminaison aval d'un vallon fluvio-karstique, elle est le réceptacle d'un ancien cours d'eau, aujourd'hui démantelé, dont l'amont se prolongeait au nord sur les massifs cristallins. Sur ses bordures, les grès ferrugineux, mêlés aux formations alluviales, constituent par endroits plus de 50% des sédiments. Moins roulés que les quartz ou les granits, ils ont une morphologie d'ensemble sub-arrondie et contiennent de nombreux fossiles marins, notamment des lamellibranches.
- Le Plo de Vernet (Causse de Sorbs ; fig. 21, 10) est une large dépression recoupée par le canyon de la Virenque. Une importante accumulation résiduelle d'alluvion est conservée sur un replat exigu, légèrement au-dessus du fond de la dépression. On note une très grande abondance de grès et de lumachelle ferruginisés dans la moitié septentrionale de cette dépression.

- Les coupes de la route du Vallon d'Ayrolles (Alzon) révèlent des poches d'albarons pris dans une matrice argileuse. Certains niveaux contiennent une forte proportion de grès ferrugineux roulés dont certains renferment des fossiles (moules externes de lamellibranches).
- Enfin, au niveau de Saint-Maurice-Navacelles (Larzac sud), très en aval des apports de l'Aigoual, les fragments de grès ferruginisés sont intégrés aux formations alluviales accumulées à ce niveau.

### III.1.5 - Extension de la couverture crétacée sur le Larzac

La majeure partie des dépôts les mieux conservés est répartie sur une bande est-ouest d'une vingtaine de kilomètres de longueur pour 4 à 5 de large. Cette bande correspond à une vaste structure synclinale contrôlée par la faille de l'Hospitalet au nord et par celle de Saint-Michel au sud. Elle est formée de deux ensembles de taille inégale, séparés par le secteur très karstifié du centre du Causse de l'Hospitalet (Ambert, 1994 ; Bruxelles, 1995 ; Ambert et al., 1996). À l'est, le Larzac oriental et le Campestre forment le plus vaste, le mieux illustré en dépôts et en faune. À l'ouest, les affleurements périphériques du Puech des Trois Pierres sont exigus, remaniés, ferruginisés, malgré un cortège de faciès variés. Au nord de la faille de l'Hospitalet, les indices se limitent à des pisolithes et à des blocs ferrugineux épars, qui atteignent néanmoins les corniches du Larzac nord. Enfin, au sud de la faille de Saint-Michel, le Crétacé n'a pas été trouvé dans sa position initiale, mais uniquement sous la forme de blocs de grès ferrugineux mêlés aux autres formations alluviales.

### III.1.6 - Analyse paléontologique et implications paléogéographiques

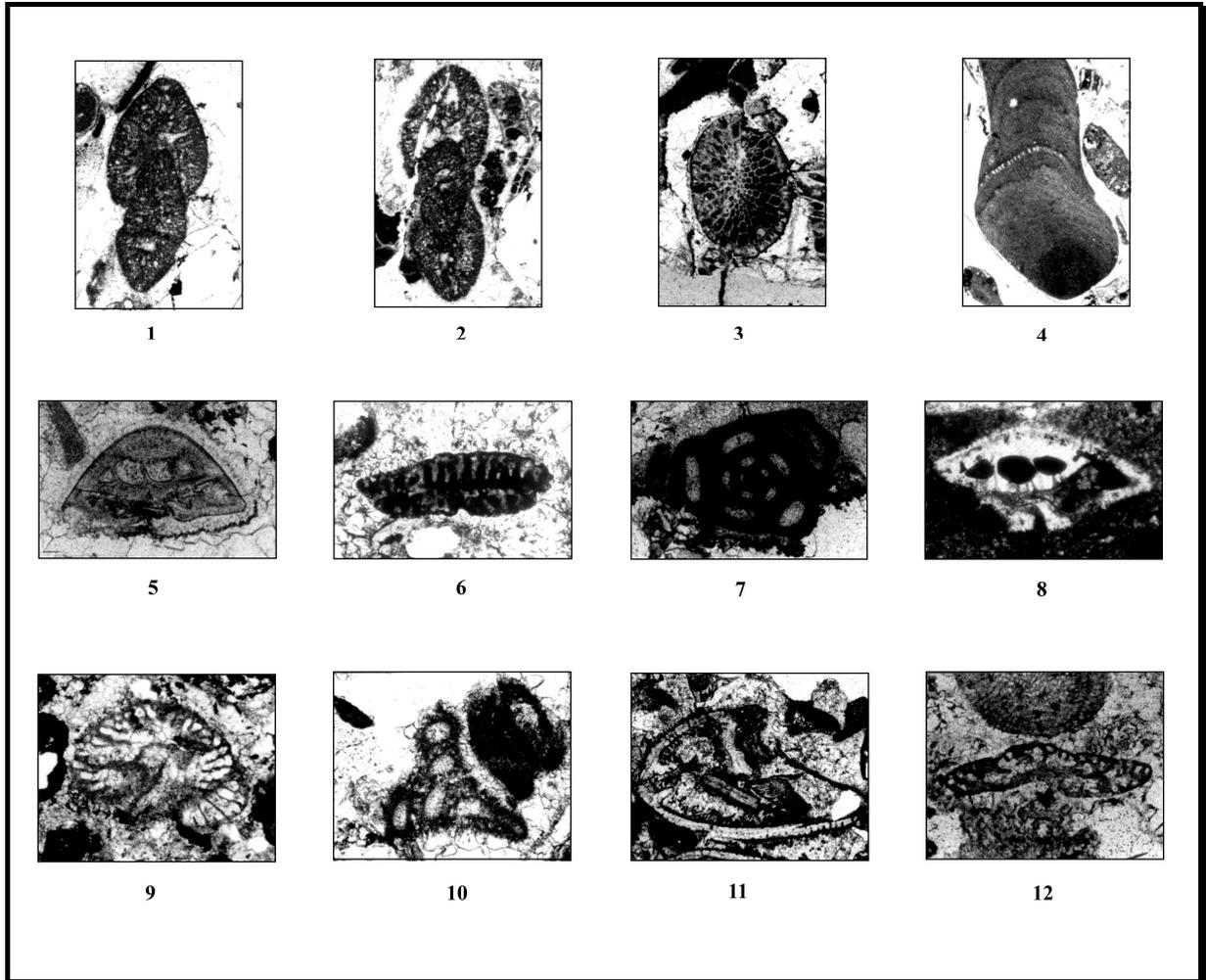
L'étude des échantillons provenant de différents affleurements a permis de mettre en évidence des assemblages biologiques parfois très diversifiés (détermination : Guy Tronchetti). Le cortège macropaléontologique est dominé par des restes d'échinides, bryozoaires rameux et mélobésiés associés à des fragments de brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes, tubes d'annélides et débris d'algues. Au niveau micropaléontologique, à côté des restes d'ostracodes, on observe de nombreux foraminifères benthiques (photo 20) : *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Cuneolina* sp., *Textularia* sp., *Dictyopsella* cf. *kiliani* Schlumberger, cf. *Hensonia tricarinata* Marie, *Sornayina foissacensis* Marie, *Miliolidae*, *Nummofallotia cretacea* (Schlumberger), *Rotalia* sp. aff. *trochidiformis* (Lamarck) sensu Tronchetti, 1981, *Rotalia* sp., sp. Cet assemblage s'observe fréquemment dans les calcaires bioclastiques ou lumachelliques en place ou sub-en place et des éléments de ce cortège paléontologique sont également reconnaissables dans les faciès de remaniement, gréseux ou ferruginisés. *Sornayina foissacensis* permet de dater ces dépôts du Coniacien.

### III.1.7 - Succession stratigraphique des dépôts crétacés

Les divers éléments recueillis permettent d'établir une première succession synthétique des dépôts du Crétacé. La bauxite en constitue le terme le plus ancien.

L'âge de la bauxite est toujours délicat à établir. Sa situation stratigraphique fournit une première fourchette. Sur le Larzac, le mur est constitué par les calcaires allant de l'Oxfordien (la Salvetat) voire du Bathonien (Viala-du-Pas-de-Jaux) jusqu'au Tithonien (Luc Bas). Le toit est constitué par les dépôts du Crétacé supérieur connus sur le

Causse de Campestre (Turonien à Campanien). Les bauxites du Larzac ont donc un âge compris entre le Tithonien et le Turonien – Coniacien. Cette fourchette inclut la période de bauxitogenèse communément admise dans les régions avoisinantes (Barrémien à Cénomaniens inférieur ; Combes, 1990 ; Bardossy et Dercourt, 1990).



- |   |  |
|---|--|
| 1 - <i>Sornayina foissacensis</i> Marie (x 80) - Le Luc | 7 - Miliolidae (x 160) - Puech Buisson                                   |
| 2 - <i>Sornayina foissacensis</i> Marie (x 40) - Le Luc | 8 - <i>Rotalia</i> sp. (x 160) - Puech Buisson                           |
| 3 - Bryozoaires (x 40) - Puech Buisson                  | 9 - <i>Dictyopsella</i> cf. <i>kiliani</i> Scumberger (x 160) - Le Salze |
| 4 - Mélobésiées (x 40) - Le Viala                       | 10 - cf. <i>Hensonia tricarinata</i> Marie (x 80) – Le Luc               |
| 5 - <i>Rotalia</i> sp. (x 160) - Le Luc                 | 11 - Brachiopodes (x 40) - Serre d'Aubanel                               |
| 6 - <i>Cuneolina</i> sp. (x 160) - Serre d'Aubanel      | 12 - <i>Dictyopsella</i> cf. <i>kiliani</i> Scumberger (x 80) - Le Salze |

**Photo 20 - Planche photographique de fossiles présents dans les affleurements crétacés du Causse de Campestre (G. Tronchetti).**

Les dépôts de la doline du Luc Bas ont une organisation concentrique du fait du soutirage. En plusieurs points, la bauxite affleure au contact du mur jurassique. En direction du centre, on passe ensuite à des formations argileuses sub-en place correspondant à des dépôts de plaines d'inondation (comm. orale R. Ciszak). Ces dernières, seulement affectées par le soutirage, semblent donc surmonter les bauxites.

L'âge de ces formations, en cours d'analyse, n'est pas encore connu. Mais cette sédimentation se réalise en prélude à la transgression coniacienne. Les blocs d'oncolithes dénotent un milieu continental franc (Parron, 1975 ; Freydet, 1984). Leur remaniement et leur sédimentation au sein de grès marins peuvent être le signe de cette transgression. Les blocs de lumachelle de la doline du Luc Bas révèlent un caractère margino-littoral déjà plus marqué.

Les calcaires lumachelliques et les grès calcaires jaunes sont contemporains de la transgression coniacienne. En de très nombreux points, ils surmontent les formations argilo-sableuses. La doline du Salze est assez évocatrice et montre une quasi-superposition des deux formations (fig. 35). Au-dessus des argiles et des marnes à oncolithes, les dépôts de grès calcaires en place se suivent jusqu'au sommet des reliefs bordiers (Serre d'Aubanel), soit une centaine de mètres de hauteur (photo 21).

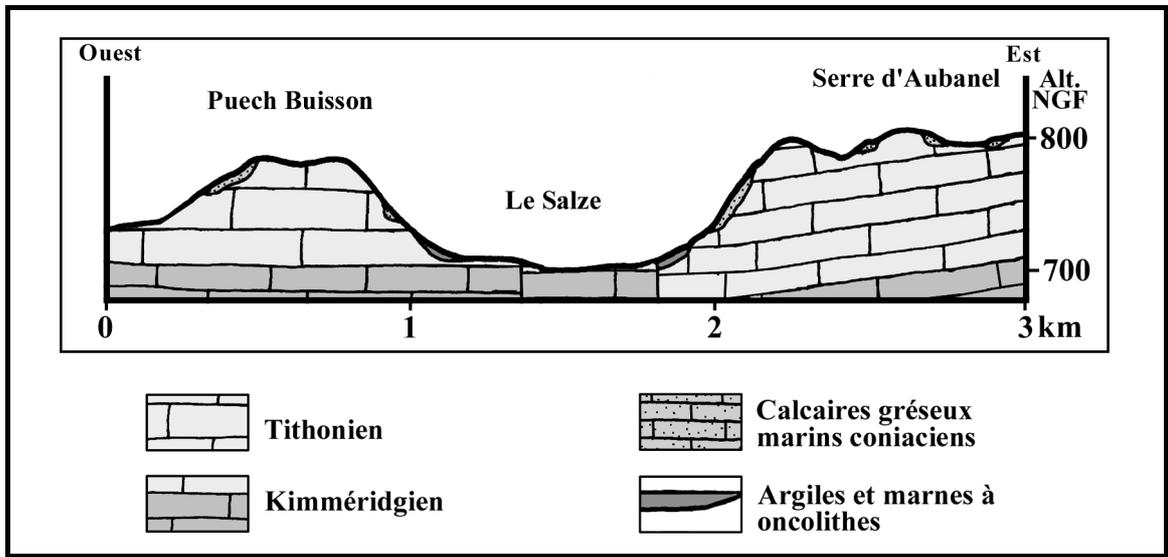


Fig. 35 - Coupe schématique de la doline du Salze montrant la position des affleurements de marnes et de calcaires gréseux crétacés en place.

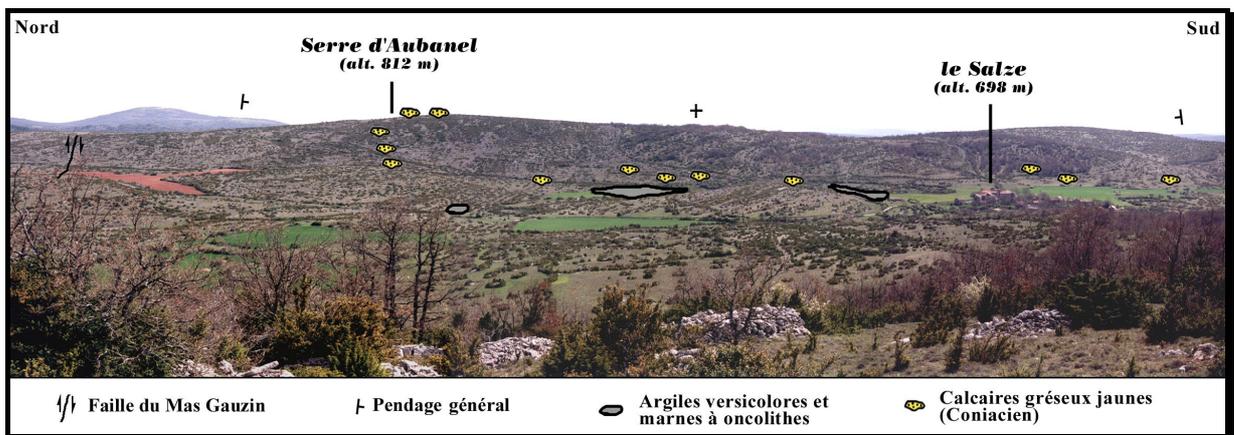


Photo 21 - Principaux affleurements de Crétacé supérieur relevés sur le versant ouest du Serre d'Aubanel et dans la partie orientale de la dépression du Salze.

### **III.1.8 - Les dépôts continentaux postérieurs**

Bien que difficile à préciser, l'existence d'une série continentale postérieure à la transgression est plus que vraisemblable. Les marnes à pollens du Santonien supérieur-Campanien de la poche de la Virenque (Alabouvette et *al.*, 1984) en apportent un premier indice.

La répartition des dragées siliceuses à cortex rubéfié se calque, en partie, sur les affleurements crétacés. L'hypothèse d'un épandage détritique sur la couverture crétacée éclaircirait la présence de ce type de dépôt sur l'ensemble des sommets de la partie orientale du causse. Ils peuvent être comparés avec les formations détritiques à quartz du Languedoc (Demangeon, 1959 ; Lajoinie et Laville, 1979 ; Bogdanoff et *al.*, 1984) datées du Crétacé terminal (Campanien-Maastrichtien).

La localisation de ces affleurements crétacés, et leur rapport géométrique avec le substrat carbonaté jurassique peut paraître assez troublante. Cette discordance met en exergue l'existence d'une paléotopographie, fossilisée sous les dépôts de Crétacé supérieur. Ainsi, les dépôts crétacés les plus anciens sont limités au fond des dépressions, alors que les formations sus-jacentes se retrouvent sur les versants et jusqu'au sommet des reliefs calcaires (fig. 35). Nous reviendrons plus en détail sur ce sujet dans la quatrième partie de ce travail.

## **III.2 - APPORTS ALLOCHTONES ET FORMATIONS AUTOCHTONES REMANIÉES**

La plate-forme carbonatée des Causses a servi de piémont aux massifs cristallins, au moins pour les secteurs géographiques les plus proches du contact. Au gré de la structuration tectonique et de la hiérarchisation des écoulements, plusieurs formations résiduelles détritiques à quartz marquent des étapes de cette évolution. Les plus anciennes, très altérées, sont successivement reprises et incorporées dans les apports plus récents.

D'autres dépôts sont issus de la série stratigraphique caussenarde ou se sont formés secondairement sur le causse. Plusieurs de ces formations ont d'ailleurs été piégées dans l'endokarst et sont redistribuées en surface lors du recoupement de ces cavités par la surface topographique.

### **III.2.1 - Les formations détritiques siliceuses**

Elles se distinguent par leur pétrographie, leur morphologie et leur position topographique.

#### ***III.2.1.1 - Les dragées de quartz rubéfiées (dépôt de type 1)***

Plus communément appelées albarons, ces dépôts de type 1 sont des galets de quartz très arrondis à légère rubéfaction superficielle d'altération. Ils ont une couleur saumon et une taille allant de quelques millimètres à une dizaine de centimètres au maximum. Ces dragées de quartz, parfois fragmentées, sont associées à des plaquettes ferrugineuses dont la proportion augmente vers la base des versants. Certaines de ces dragées sont même partiellement recouvertes d'enduit ferrugineux. Elles sont associées à des fragments de grès ferrugineux crétacés où les empreintes de lamellibranches sont aisément reconnaissables.

Ces albarons sont fréquents sur l'ensemble du Causse de Campestre et sur la partie orientale du Causse de l'Hospitalet (fig. 36 et annexe I.3). C'est la formation que l'on observe à la plus haute altitude et qui parsème l'ensemble du secteur entre le massif du Lingas et la Séranne, et même au-delà. Ainsi, on retrouve ces dépôts sur plusieurs sommets : Mont Redon (911 m), le Bassel (916 m), Serre de la Lavande (925 m), Serre Megio (874 m), Pic de l'Aramount (879 m), Puech Tudès (865 m), ... Sur le Causse de Blandas, ces formations sont visibles au sommet du Serre Goutèze (955 m) par exemple.

Les dragées de quartz sont réutilisées dans toutes les étapes morphologiques ultérieures, notamment par colluvionnement depuis les sommets et les lambeaux de replats. Ainsi, on en retrouve souvent une grande concentration au pied des versants. De même, en divers points et à des altitudes variées, on remarque ponctuellement une grande abondance de ces formations. Assez souvent, elles sont liées à la présence d'un paléokarst, accessoirement matérialisé par des fragments plus ou moins volumineux de massif stalagmitique exhumé.

### ***III.2.1.2 - Les galets de quartz et leur cortège de roches siliceuses du Paléozoïque et du Mésozoïque (dépôt de type 2)***

En contrebas des sommets couverts de dragées, un autre type de formation à quartz se distingue aisément, tant du point de vue morphologique que pétrographique. Ils forment les dépôts de type 2. On trouve de gros galets (anguleux à émoussés) de quartz blanc, de schiste, de micaschiste, de quartzite, de granite et des blocs de grès arkosiques du Trias ou de chailles originaires du Lias et du Bajocien. Certains galets de quartz peuvent aussi être remaniés depuis les grès arkosiques du Trias.

Une grande quantité d'albarons, reconnaissables par leur couleur saumon et leur morphologie ovoïde, est mêlée à cette formation mais contraste avec la relative fraîcheur des autres éléments. On y trouve aussi quelques blocs de grès ferrugineux crétacés arrondis (photo 22).

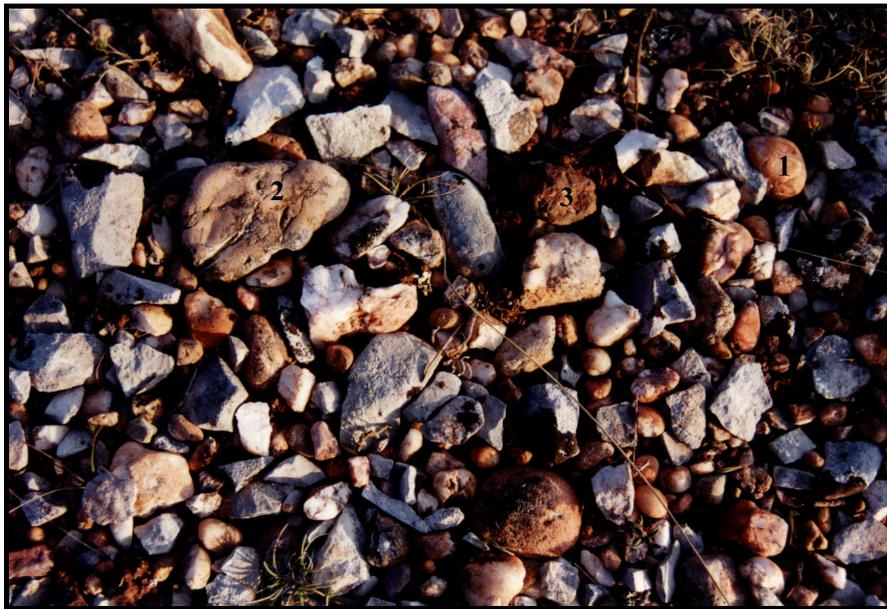


Photo 22 - Dépôts de type 2 au nord de Campestre-et-Luc. On y observe des albarons (1), des galets de quartz et de schiste (2), ainsi que des blocs arrondis de grès ferrugineux crétacés (3).

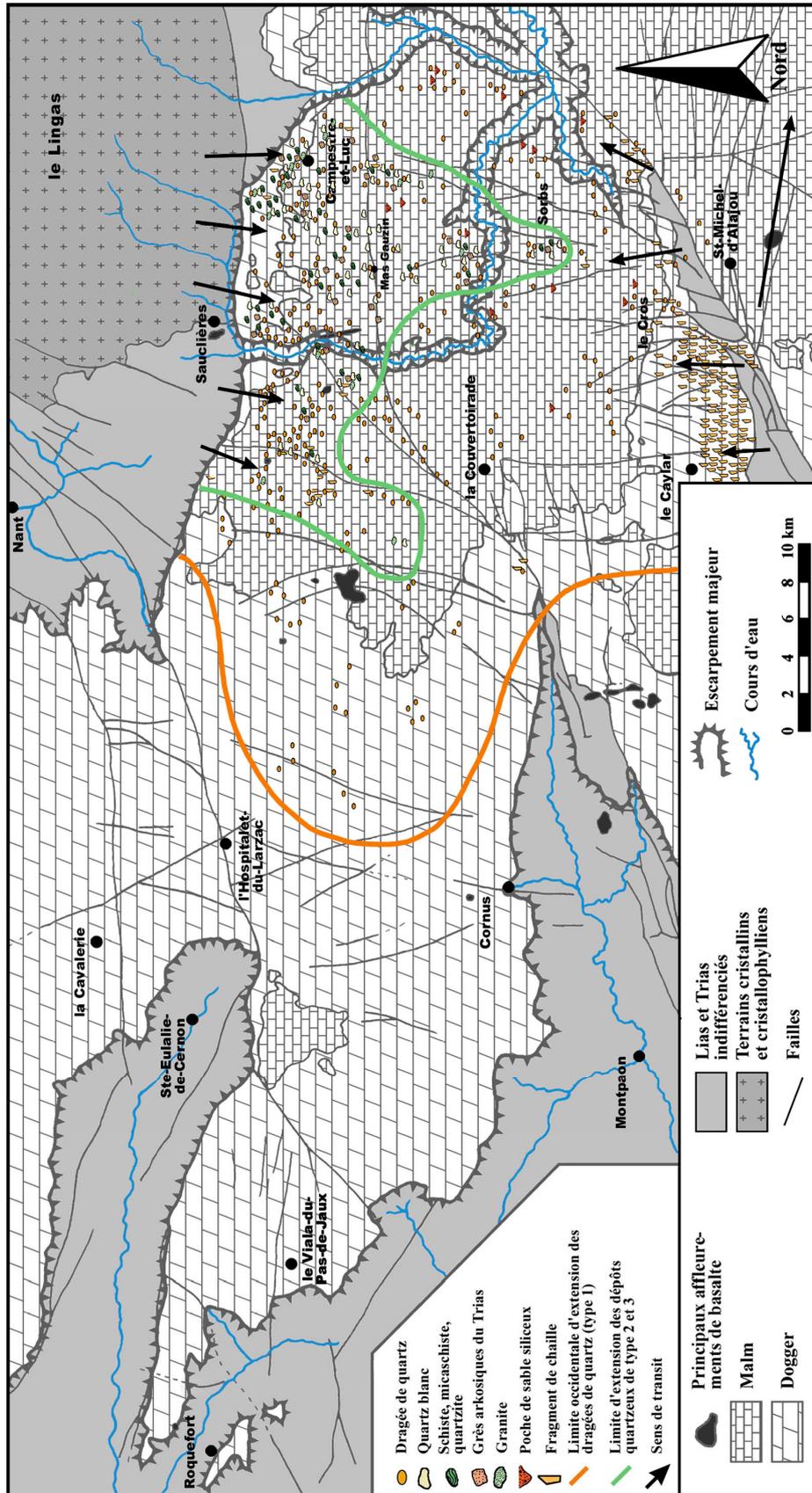


Fig. 36 - Carte synthétique des formations à quartz conservées sur le Causse, et des formations résiduelles à chailles originaires du relief de Saint-Michel.

La cartographie de ces dépôts révèle divers niveaux de transit dont certains ont encore une expression morphologique (lambeaux de replats ou de pédiments). C'est au pied du massif cristallin du Lingas (NE du Causse de l'Hospitalet et dans la partie septentrionale du Causse de Campestre) que l'on observe ce type de galets aux plus hautes altitudes et en grande quantité (fig. 27). Dans ce secteur, on retrouve ces dépôts au-dessus de 900 m (le Bassel) mais aussi sur de nombreux points hauts comme les Rouquettes (862 m), le Puéchal (849 m) et Gaillac (840 m).

Au pied de ces reliefs, un vaste secteur déprimé (Campestre-et-Luc, Mas Gauzin, Grailhes) matérialise un autre stade de ce transit. Il est incisé par le réseau hydrographique et défoncé par le soutirage karstique, mais conserve sur toute sa surface de nombreux galets de ce type. Il oscille autour de 780 m d'altitude et se termine au sud au niveau de la faille du Mas Gauzin où il domine les alvéoles du Salze et du Luc. Plus au sud, ce niveau se raccorde vraisemblablement aux replats 740, bien exprimés notamment en bordure de la Virenque. S'il apparaît une relative continuité morphologique, il en va différemment pour les formations superficielles. En effet, au sud de la faille du Mas Gauzin, on ne retrouve plus les galets de type 2 que dans le fond des vallons fluvio-karstiques, où ils sont remaniés et incorporés aux dépôts de type 3.

### ***III.2.1.3 - Les poches de sable siliceux***

À défaut de gros galets de quartz, on trouve sur le causse de Campestre, au sud et dans le prolongement aval des dépôts de type 2, un grand nombre de poches d'argile et de sable siliceux à dragées de quartz rubéfiées. Nous les avons associés aux dépôts de type 2. Pris dans une matrice argileuse jaune à rouge, on note une très forte proportion de petits quartz anguleux à sub-arrondis, piquetés mats. Les observations à la loupe binoculaire réalisées sur une vingtaine d'échantillons montrent la présence dans la fraction < 800µm de feldspaths, de quelques tourmalines, de rares micas (muscovite et biotite) et de quelques plaquettes de schistes, côtoyant une très forte proportion de quartz (> 85%) dont certains possèdent des traces d'éolisation. À noter également la présence de spicules siliceux blancs. Dans la fraction grossière, en dehors des albarons, on observe une proportion variable de gravillons ferrugineux (oxydes de fer et magnétite), des grès ferrugineux et des pisolithes ferrugineux.

L'absence de coupe empêche toute interprétation très poussée mais la comparaison avec le paléokarst de Coste Plane semble évidente.

### ***III.2.1.4 - Le paléokarst de Coste Plane (Causse de Blandas)***

La carrière de Coste Plane (fig. 37) offre une coupe présentant des massifs stalagmitiques recouverts par une formation d'argiles jaunes, limoneuses, à lentilles de sable, surmontée par une formation argileuse brun-rouge à graviers de quartz (Ambert *et al.*, 1978). Ce remplissage, non remanié depuis son dépôt, a pratiquement conservé son aspect originel. L'analyse des minéraux lourds (tableau 6) démontre un apport cévenol, très comparable aux cortèges définis par P. Demangeon (1967) et par M. Cadillon (1970).

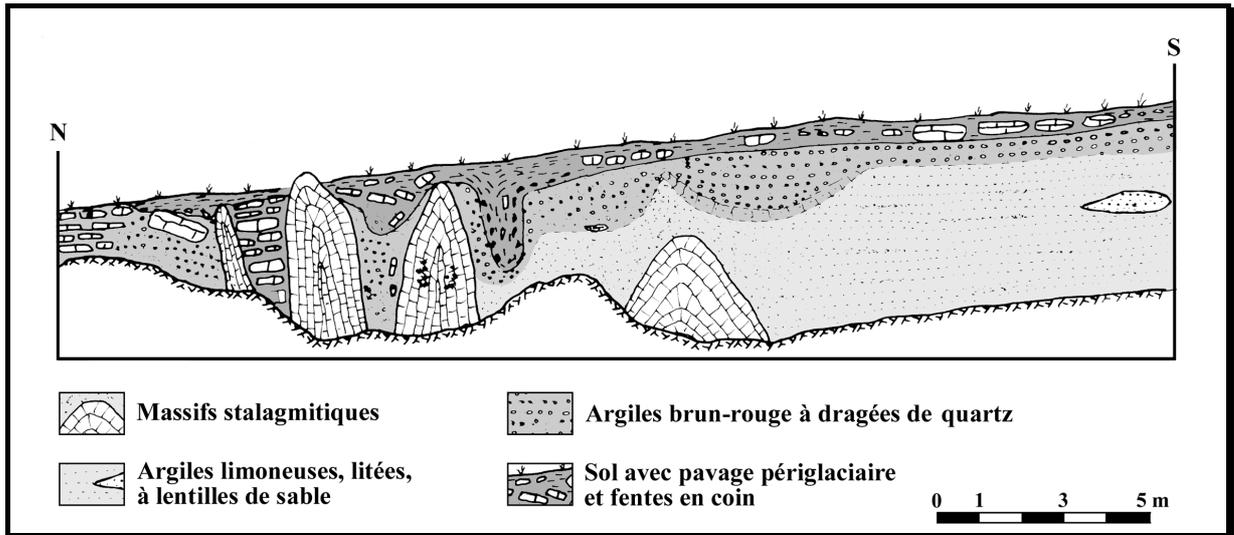


Fig. 37 - Coupe du paléokarst de Coste Plane (Blandas) d'après P. Ambert et J.L. Guendon (Ambert et al., 1978).

	Opaques	Tourmaline	Zircon	Rutile	Brookite et anatase	Sphene	Grenat	Andalousite	Disthène	Staurotide	Epidote et zoisite	Hornblende	Autres amphiboles	Augite	Micas	Corindon	Chloritoïde	Non déterminé	Nature des opaques
Coste Plane Argiles Jaunes	80	12	35	16	6	1	6	tr		4		tr			12	2		5	Oxydes de fer
Coste Plane Lentille de sable	78	19	40	11	7		5	2		4					5	2		5	Magné-tites
Coste Plane Argiles rouges	78	8	12	10	15	5	2	1	1	2	1	5	tr	tr	29	1	2	5	
Saint-Maurice-Navacelles Fond de dépression	82	25	21	17	21	tr				tr		tr			13	tr		2	

Tabl. 6 - Minéraux lourds du paléokarst de Coste Plane (Blandas ; Ambert et al., 1978)

Les minéraux légers (fraction étudiée : 250 µm à 1 250 µm) sont constitués à 85-95 % de quartz, de 5 à 10 % de feldspaths altérés, de plaquettes de schistes et d'oxydes de fer divers (gravillons, grès et pisolithes ferrugineux). Les quartz sont majoritairement anguleux, non usés à émoussés. Seulement 5 % sont sub-arrondis à arrondis. L'examen de ces derniers au microscope révèle de nombreuses traces de "coups d'ongles" caractéristiques de traces éoliennes, ainsi que des craquelures certainement dues à la dissolution. Même les grains sub-arrondis luisants montrent sous cette patine d'anciennes traces de coups d'ongles. Ils mettent en évidence le remaniement des quartz éoliens. Ainsi, la coexistence de quartz

fortement usés et éolisés avec une forte proportion d'éléments anguleux démontre le mélange de plusieurs formations d'origine ou d'âge différent.

Les rayons X indiquent une dominante kaolinite, illite, smectite avec l'apparition d'interstratifiés illite-smectite dans les argiles brun-rouge. En fait, ces dernières découlent directement des argiles jaunes comme le montrent la minéralogie et la morphoscopie du squelette. La variation de couleur ainsi que l'apparition d'interstratifiés sont imputables à une évolution pédologique à partir des argiles jaunes.

### ***III.2.1.5 - Les alluvions de fond de vallon (dépôt de type 3)***

Les dépôts de type 3 occupent le fond de vallons fluvio-karstiques inscrits dans les pédiments et les différentes surfaces. Le profil en long de ces talwegs est en marche d'escalier et rejoint par une forte pente le lit de la Virenque. Au Col de la Barrière, dernier point où le contact entre le socle et le causse se fait encore sur un même plan, un talweg peut-être pris comme exemple pour ce type de dépôts.

La taille des galets est très variable : entre quelques centimètres et plusieurs décimètres de diamètre. Ainsi, dans la partie septentrionale du Causse de Campestre, au pied du massif du Lingas, les blocs de schiste, de quartz et de grès arkosiques dépassent 10 à 15 kilogrammes. Ils sont associés à une abondante formation hétérométrique dominée par des quartz blancs anguleux, de nombreux galets de schistes et des blocs de granite. À ce cortège original s'ajoutent les éléments remaniés des deux types précédents. Dans la fraction fine (< 800 µm), les quartz sub-arrondis sont exceptionnels au regard de l'abondance d'éléments anguleux. En revanche, tout comme dans la fraction grossière, on note une plus grande fréquence des schistes et des granites par rapport à la formation de type 2.

Très abondants au pied du massif cristallin, ces dépôts diminuent rapidement vers le sud et sont assez rares dans la moitié sud du Causse de Campestre.

### ***III.2.1.6 - Analyse de la répartition des formations détritiques siliceuses (type 1, type 2 et type 3)***

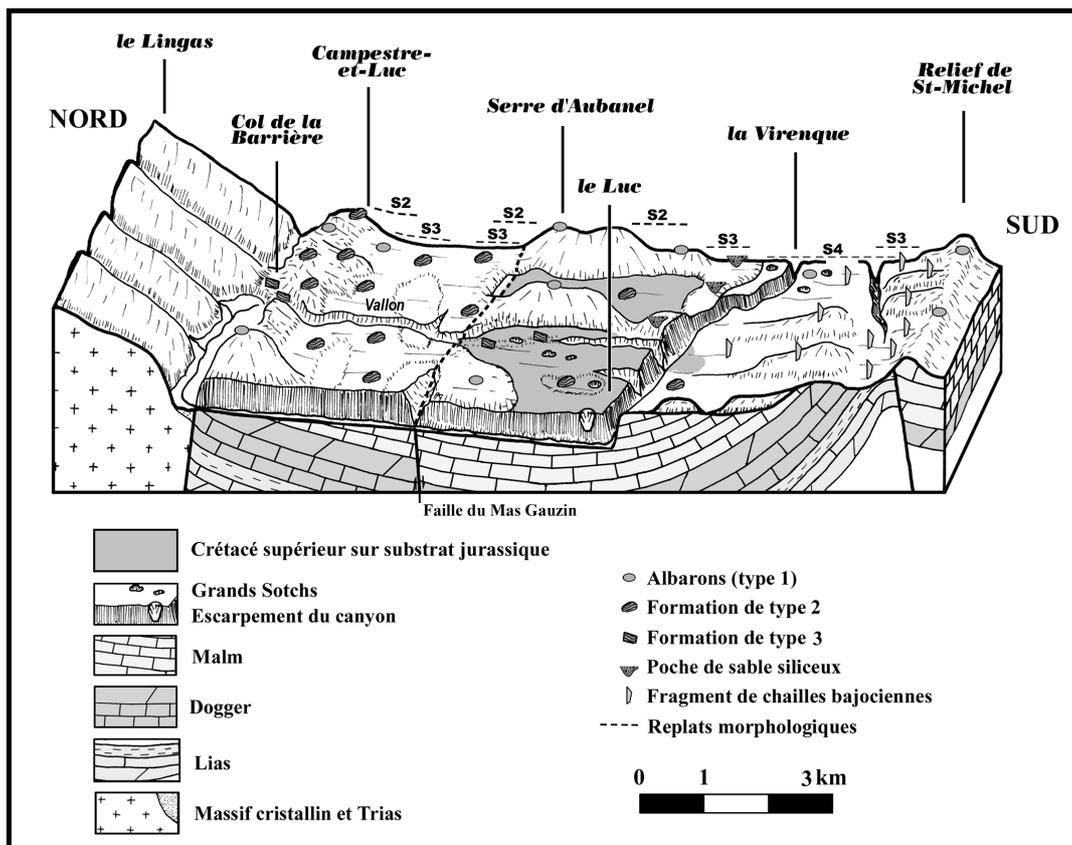
L'assimilation entre la Surface Fondamentale des Causses et la formation à albarons (type 1) retrouvée sur les plus hauts sommets a déjà été invoquée par Paul Ambert. Effectivement, cet épandage détritique s'affranchit des principaux accidents et se retrouve de loin en loin à des altitudes proches de celle de la SFC. Une partie de ces albarons doit provenir des formations détritiques du Crétacé terminal mais aussi d'autres dépôts probablement accumulés pendant le Paléogène. Il reste cependant très difficile de reconstituer le cortège initial associé à ces dragées du fait de leur importante altération, responsable de la conservation quasi-exclusive des dragées de quartz, des nombreux remaniements et de l'incorporation, dans des proportions inconnues, d'autres types d'éléments (grès ferrugineux crétacés, plaquettes d'enduit ferrugineux...). Cette formation peut être qualifiée de résiduelle, constituée de vestiges d'anciens transits alluviaux et de dépôts crétacés plusieurs fois remaniés.

Sur le Causse de l'Hospitalet, cette formation se raréfie en direction de l'ouest et disparaît au-delà de Caussenuéjous. La taille des galets diminue également vers l'ouest où l'on ne retrouve plus que des dragées n'excédant pas 1 centimètre de diamètre. L'extension des dépôts ne concerne donc que la partie orientale du Larzac, et leur présence reste contrôlée par la proximité du massif cristallin au nord. Du fait des nombreux remaniements au cours du

temps, une certaine diffusion autour du dépôt initial a pu s'opérer, élargissant ainsi la zone d'affleurement.

La formation à gros galets de quartz (type 2) est abondante sur certains aplanissements à caractère pédimentaire auxquels elle peut être corrélée. Ainsi, ces apports détritiques grossiers scandent l'abaissement de la surface karstique du causse. Au moins deux niveaux de replats peuvent être dégagés :

- Des aplanissements « supérieurs » (840 à 860 m d'altitude) à caractère pédimentaire, situés dans la partie septentrionale du Causse de Campestre, se raccordent progressivement à un plan qui tangente de nombreux sommets entre 800 et 820 m. Ce plan semble correspondre à la S2 déjà évoquée plus haut (II.2.1), et que l'on retrouve en plusieurs points du causse. Elle correspond à la permanence du niveau de base à ce palier pendant une longue période.
- Un autre niveau de transit, inscrit en contrebas du précédent, se raccorde à un paléo-poljé aligné est-ouest, limité au sud par la faille du Mas Gauzin (fig. 38). Il est tronqué à l'est par la Vis et se raccorde à l'ouest au replat du Bousquet, de l'autre côté du canyon de la Virenque. De fait, cette forme est antérieure au creusement du canyon de la Virenque dans ce secteur. Vers le sud, de nombreux replats morphologiques répartis sur l'ensemble du sud Campestre et du Causse de Sorbs s'accordent autour de 740 m d'altitude.



**Fig. 38 - Bloc-diagramme schématique de la partie occidentale du Causse de Campestre. Il associe les principaux éléments morphologiques et les formations détritiques siliceuses.**

Il reste étonnant à plusieurs titres de ne pas retrouver la formation de type 2 sur les replats situés au sud du Mas Gauzin alors qu'on relève une certaine continuité morphologique. Cette limite sud correspond au passage de la faille du Mas Gauzin qui met en contact les calcaires et les dolomies du Kimméridgien avec les dépôts crétacés marins. Les décharges détritiques siliceuses se contingentent donc au pied du massif cristallin, là où ces cours d'eau allochtones abordent les calcaires et les dolomies jurassiques. Dans ce type de contexte, éminemment favorable à la formation de pertes karstiques, une grande partie des écoulements de surface a été rapidement absorbée. Au sud de Gaillac, une poche karstique remplie de dépôts de ce type peut illustrer ce mode de fonctionnement. Quelques écoulements allochtones ont pu atteindre les formations crétacées et rejoindre le cours de la Virenque au sud de la faille du Mas Gauzin. Mais, les dépôts corrélatifs de ces écoulements n'ont certainement pas subsisté au déblaiement des formations crétacées sur lesquelles ils reposaient.

Au sud, les longs versants qui descendent du relief Saint-Michel sont les reliques de pédiments corrélatifs de circulations orientées sud-nord. Ils sont matérialisés par d'anciens transits d'argiles à chailles (Ségalas) comparables à ceux étudiés sur la partie occidentale du Causse de l'Hospitalet (cf. *infra*). Quelques fragments résiduels de chailles bajociennes sont encore présents sur ces reliefs et sur les replats (740 – 750 m) auxquels ils se raccordent.

Enfin, les alluvions de fond de vallon (type 3) répondent à des conditions morphologiques plus évoluées (fig. 38). Elles succèdent à l'ensemble des morphogenèses caussenardes et *pro parte* au creusement des canyons. Ces vallons fluvio-karstiques, du type de celui descendant du Col de la Barrière, démarrent au pied du massif cristallin. À ce niveau, de petits poijés de bordure (les Rouquets – la Barrière), drainés par des pertes, se prolongent à l'aval par ce type de vallon temporairement actif. Dépendantes d'un drainage plus local, les alluvions sont constituées d'éléments peu roulés, prélevés immédiatement en amont. Les galets des types 1 et 2 sont également incorporés dans ce dépôt. Ce vallon (fig. 38) s'inscrit en contrebas des autres surfaces et se raccorde, en aval, aux derniers aplanissements karstiques (710 m) préalables à la phase majeure d'encaissement du canyon de la Virenque. Ainsi, il dépose, notamment dans le secteur du Luc Bas, quelques alluvions siliceuses avant de s'inscrire définitivement en contrebas de ce replat.

### III.2.2 - Les fragments ferrugineux à matrice fine

De nombreux auteurs ont étudié ce type de formations sur les Causses (Cals, 1978 ; Prever-Loiri, 1979 ; Cadillon, 1970, Rousset, 1967, 1968, 1970...). La découverte des dépôts crétacés lève le voile sur l'origine d'une partie de ces fragments ferrugineux, notamment les grès déjà étudiés plus haut. Nous insisterons plutôt dans ce chapitre sur les fragments ferrugineux à matrice fine.

De couleur brun-sombre et de forme variable, ces fragments ferrugineux sont très répandus à la surface des Grands Causses. Leur structure interne homogène, parfois finement poreuse, est dépourvue de cortex ou de structure concentrique, ce qui les distingue nettement des vrais pisolithes ferrugineux, comme ceux de la bauxite. Leur forme est très variable, allant de blocs de plusieurs dizaines de kilogrammes jusqu'aux gravillons émoussés à arrondis, parfois ovoïdes et à surface lisse et luisante, en passant par des plaquettes ferrugineuses ou des fragments d'aspect scoriacé. Le travail de terrain nous a permis d'établir une caractérisation de ces formations et d'en isoler plusieurs types.

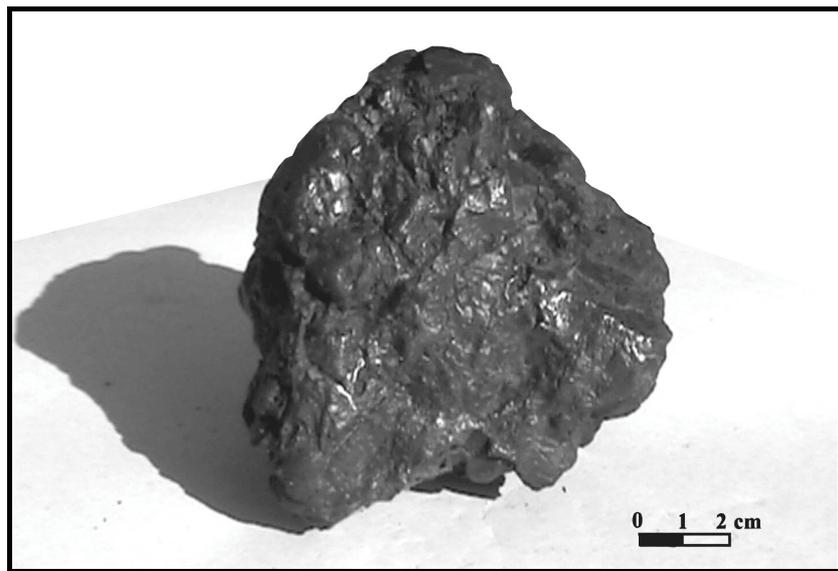
### ***III.2.2.1 - Les niveaux ferrugineux inclus dans la série jurassique***

Plusieurs discontinuités ont été relevées dans la série jurassique des Grands Causses, notamment dans le Dogger (Charcosset *et al.*, 1995 ; Charcosset, 1998). Elles se traduisent souvent par des surfaces oxydées avec une croûte ferrugineuse ainsi que de nombreux galets et nodules ferrugineux. La comparaison entre ces formations ferrugineuses et celles que l'on trouve en surface fait apparaître quelques dissemblances. Elles ont un aspect hétérogène, laminé, souvent vacuolaire, et incluent des petits niveaux d'argile rouge. Relativement fragiles, ces croûtes ne supportent certainement pas un long remaniement. En tout cas, on n'y reconnaît pas l'aspect homogène et dense des fragments ferrugineux qui transitent à la surface du causse.

### ***III.2.2.2 - Les blocs ferrugineux associés aux grès ferrugineux***

Le secteur de San Miquiol, au sud du Puech des Trois Pierres est assez représentatif des sites où ces blocs ferrugineux abondent (Puech des Trois Pierres, Bengouzal, la Salvetat, le Luc Bas). Ce sont des blocs anguleux, assez massifs, pouvant atteindre plusieurs décimètres de section. Leur couleur est variable, de beige foncé à brun-noir. Ils sont souvent recouverts d'une pellicule foncée et luisante. Leur cassure rappelle fortement celle d'un bloc d'argile à débit polyédrique (photo 23). Cet aspect argilomorphe s'atténue dans les blocs plus foncés, très denses, certainement plus marqués par la ferruginisation.

L'association systématique de ces blocs avec une grande quantité de grès ferrugineux plaide pour une origine commune. D'ailleurs, la composition minéralogique est comparable avec une forte proportion de quartz, et une matrice comprenant de la goethite, de l'hématite et de la kaolinite. La ferruginisation affecte certains dépôts du Crétacé supérieur, ce qui est démontré par la conservation de fossiles de lamellibranches dans les grès ferrugineux (cuirasse ferrugineuse à faciès gréseux simple ; Nahon, 1971). Les blocs, à matrice fine, et à cassure argilomorphe, proviendraient de niveaux plus argileux. Certains grès ferrugineux contiennent d'ailleurs des passées argilo-limoneuses de un à plusieurs centimètres d'épaisseur dont la texture est comparable à celle de ces blocs.



**Photo 23 - Bloc ferrugineux à cassure argilomorphe. Originaire du Plo de San Miquiol (Sainte-Eulalie-de-Cernon), il gisait parmi de nombreux blocs de grès ferrugineux.**

### III.2.2.3 - Les plaquettes ferrugineuses et les fragments scoriacés

Ils sont omniprésents à la surface du causse et dans l'endokarst. Leur formation relèverait pour la plupart d'un même processus réalisé à partir de différentes formations argileuses. Les dépôts crétacés sont ceux qui paraissent les plus prédisposés puisque l'on retrouve à plusieurs niveaux des amas de pyrite (argiles, lumachelles, calcaires gréseux). Dans les formations non altérées de la doline du Luc Bas, les cubes de pyrite que nous avons pu observer se retrouvent en agglomérats dans la fraction inférieure à 250  $\mu\text{m}$ . Ils ne semblent pas ou peu altérés mais ceci ne concerne peut-être que les niveaux les mieux préservés.

Au contact de ces formations et du substrat calcaire, on remarque un enduit ferrugineux, épais parfois de plusieurs centimètres. Il recouvre même les blocs calcaires mêlés à la formation argileuse (photo 24). Ainsi, de très nombreuses poches contenant des formations résiduelles de Crétacé, sur le Causse de Campestre ou sur l'ensemble du Causse de l'Hospitalet, sont caractérisées par la présence d'un enduit ferrugineux.

La formation de cet enduit résulterait de l'altération de la pyrite contenue dans les formations surmontant le calcaire, comme on peut l'observer dans certains paléokarsts (Guendon, 1979 et 1981). Cette altération provoque une très forte acidité permettant la mobilisation du fer ainsi libéré (Jacob *et al.*, 1977). Au contact des épontes calcaires, l'acidité est neutralisée par la dissolution des carbonates rendant alors possible la précipitation du fer. Il se dépose généralement sous forme de goethite dans les vides de dissolution du calcaire ou de la dolomie (photo 24). Les analyses par diffraction aux rayons X montrent d'ailleurs une composition quasi-exclusive de goethite avec un peu d'hématite. On ne retrouve pas de kaolinite pourtant présente dans les formations argileuses de ces poches, ce qui montre bien que le concrétionnement de goethite s'est développé au dépend du calcaire encaissant. Dans les secteurs calcaires, ces fragments se présentent sous forme de plaquettes alors qu'ils ont un aspect irrégulier, scoriacé dans les poches développées dans la dolomie. Leur forme semble directement lié au milieu d'accueil et à son hétérogénéité.

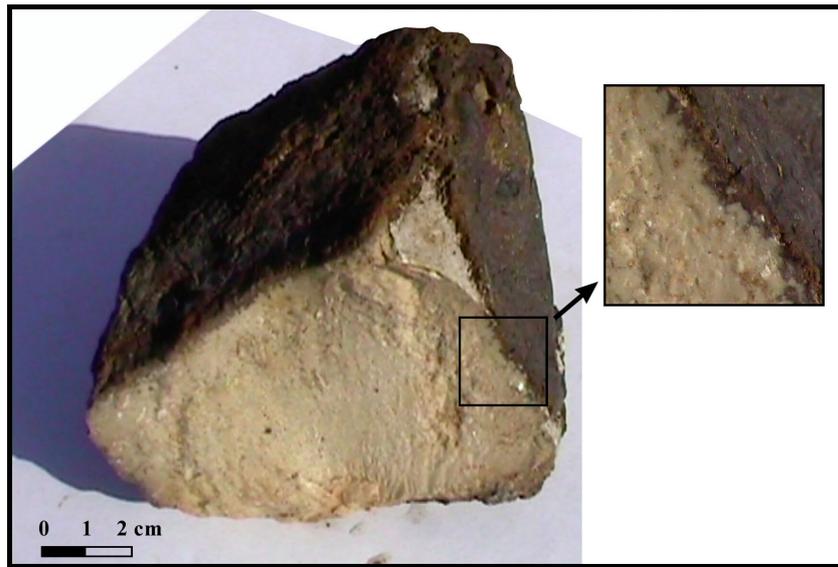


Photo 24 - Bloc de calcaire tithonien recouvert d'un encroûtement ferrugineux. Dans le détail, on perçoit nettement la pénétration du fer dans les vides de dissolution du calcaire.

Cette altération, à l'inverse de celle donnant naissance aux vrais pisolithes, n'a aucune connotation climatique. Elle peut se réaliser en dehors d'un contexte tropical, par exemple actuellement, à la faveur de la mise à jour de niveaux à pyrite.

Certaines poches d'argiles à chailles (cf. *infra*), composées de matériel bréchiq ue fortement soutiré, contiennent également une grande quantité de plaquettes ferrugineuses. Dans les altérites *in situ*, où la structure de la roche originelle est conservée, il n'y a jamais d'enduit ou de plaquette ferrugineuse. En revanche, les fragments ferrugineux abondent dans les poches où le soutirage est plus marqué. Ces fragments semblent donc provenir de la partie haute du profil, entraînés par soutirage. Ils correspondent à d'anciens enduits pariétaux incorporés aux formations soutirées.

Sans pouvoir trancher de manière formelle, deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer leur genèse :

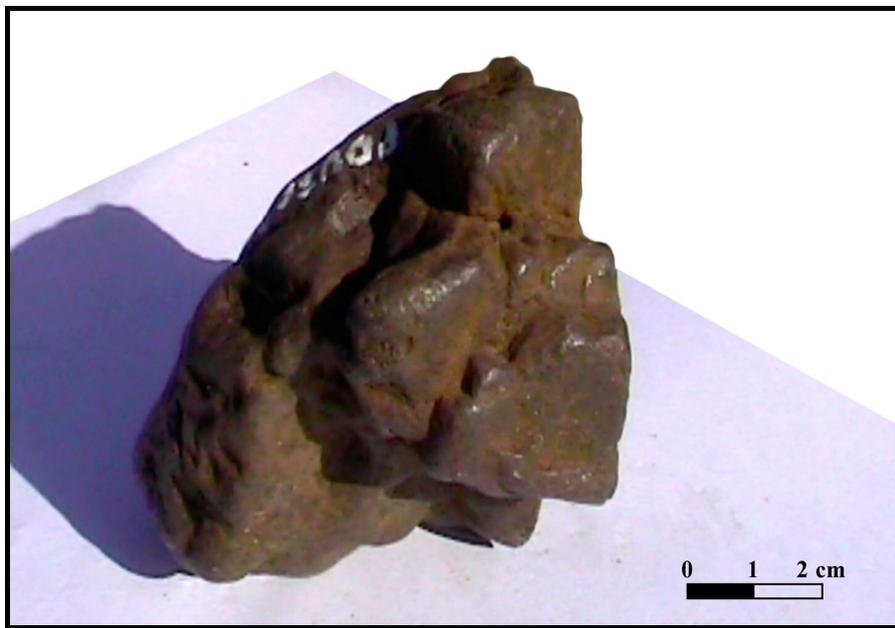
- L'existence de la couverture crétacée jusqu'à la limite occidentale du Causse de l'Hospitalet fournit une explication semblable à celle invoquée pour les secteurs où elle existe encore. D'ailleurs, les remplissages de plusieurs paléokarsts de cette partie du causse témoignent de son extension et des divers processus de ferruginisation qui l'accompagnent (argiles rouges à pisolithes et argiles versicolores à débris végétaux et à niveaux ferrugineux de la forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux).
- Les structures anticlinales associées aux grands accidents E-W ont permis aux marnes liasiques d'affleurer au niveau du causse et de dominer, par endroits, les niveaux du Bajocien. Ainsi, ces enduits ferrugineux peuvent avoir pour origine le lessivage de la pyrite sur les marnes du Lias. Le fer est véhiculé jusqu'aux formations du Dogger, où il est déposé sous forme de concrétions de goethite. Après le dépôt de la goethite, les écoulements conservent une certaine agressivité. Il faut peut-être chercher ici l'origine des importants phénomènes d'altération qui affectent les calcaires à chailles. Le fer est donc déposé dans la partie haute du profil alors que la décarbonatation pénètre plus en profondeur, responsable des profils d'altération *in situ*. Le soutirage postérieur assure le mélange des différents horizons.

#### **III.2.2.4 - Les éléments cubiques**

À l'opposé des fragments présentés plus haut, les éléments ferrugineux cubiques sont bien localisés dans l'espace. Nous en avons rencontré uniquement au pied de la faille de l'Hospitalet (nord du Pouscayral) et un peu plus au nord, le long de la faille de la Cavalerie (les Vaysses et de Combebelle). La présence d'une fonderie romaine entre ces deux sites, dans la grotte de la Reynelle, n'est certainement pas un hasard et révèle un secteur particulièrement riche en fer.

Ces éléments présentent des faces cristallines qui traduisent une pseudomorphose de cristaux de pyrite. Les cubes atteignent deux à trois centimètres de côté (photo 25). La diffraction aux rayons X révèle une constitution originale par rapport aux autres formations ferrugineuses du causse, composée de goethite, de kaolinite, de quartz et d'un peu de gibbsite. Les blocs d'une dizaine de centimètres de diamètre en moyenne, atteignent 30 à 40 cm dans le secteur des Vaysses. Ils sont composés exclusivement d'anciens cubes de pyrite, mais sont associés à d'autres blocs ferrugineux. Ces derniers présentent des structures cristallines différentes, en forme de faisceaux.

Il reste difficile d'attribuer une origine précise à ces formations. Compte tenu du volume de certains blocs, on peut difficilement invoquer un long transport, par exemple depuis les affleurements de marnes liasiques. Un tel transit est d'ailleurs incompatible avec la forme cubique bien conservée. Il est tout aussi délicat de les rattacher à la couverture crétacée dont ces éléments seraient les seuls témoins conservés dans ce secteur. Enfin, on peut évoquer l'hypothèse d'un chapeau de fer, développé à partir de gisements de sulfure mis en place par hydrothermalisme dans les failles de l'Hospitalet et de la Cavalerie qui sont, du reste, l'expression en surface d'un même accident du socle. Lors de campagnes de prospection gravimétrique sur les causses, certaines anomalies localisées sur des accidents majeurs avaient été attribuées à des chapeaux de fer (comm. orale C. Granier, BRGM). L'abaissement de la surface karstique du plateau et l'érosion de l'escarpement de faille de l'Hospitalet démantèle ces chapeaux de fer et redistribue les éléments cubiques en surface. Ils sont alors mélangés en surface aux autres formations ferrugineuses ou entraînés dans l'endokarst, comme nous avons pu l'observer à l'aven du Pouscayral.



**Photo 25 - Bloc ferrugineux à éléments cubiques trouvé au pied de l'escarpement de faille de l'Hospitalet.**

### ***III.2.2.5 - Les remplissages endokarstiques ferrugineux***

Certaines circulations souterraines déposent un enduit ferrugineux au contact de l'encaissant carbonaté. C'est notamment le cas de l'aven de la Bise (Hospitalet-du-Larzac). Le ruisseau souterrain démantèle actuellement une croûte ferrugineuse de plusieurs centimètres d'épaisseur. Celle-ci est hétérogène, comprenant des lamines plus détritiques (grésou dolomitique, argile). Elle offre une faible résistance mécanique et se désagrège rapidement dans une solution d'acide chlorhydrique diluée à 10 %. Cette croûte ferrugineuse ne ressemble pas aux autres fragments trouvés en surface en comparaison desquels elle semble très fragile.

Dans le lit de certains ruisseaux souterrains (la Cabane de Saint-Paul-des-Fonts) une fine pellicule ferro-manganique recouvre l'ensemble des sédiments (galets calcaires, chailles roulées). Si ce type d'enduit, d'une épaisseur inférieure au millimètre, ne fait pas partie des fragments ferrugineux trouvés en surface, il permet en revanche d'identifier dans les paléokarsts, d'anciennes alluvions de rivière souterraine.

### ***III.2.2.6 - Analyse de la répartition sur le causse***

Les fragments ferrugineux se retrouvent sur l'ensemble du secteur étudié. L'érosion de ces croûtes ou leur libération par dissolution de leur substrat carbonaté, redistribue les fragments en surface et dans l'endokarst. Beaucoup d'entre eux acquièrent une forme ovoïde, avec une surface lisse et luisante. De fait, ils ont souvent été confondus avec de vrais pisolithes. L'abaissement de la surface karstique et l'exhumation des paléokarsts remet finalement à jour ces éléments, les incorporant, au sein des formations superficielles du causse, avec des fragments moins évolués ou d'une autre génération.

Ces gravillons font donc partie du cortège d'insolubles qui sont remaniés successivement et réutilisés dans chaque étape morphogénétique (grès ferrugineux, pisolithes ferrugineux, chailles et albarons). Leur cartographie n'apporte donc pas d'information précise du fait de l'omniprésence de ces fragments et de leur ressemblance. Seuls les éléments cubiques ont pu être isolés et gisent dans le voisinage de l'accident inverse de l'Hospitalet. De même, certains fragments ferrugineux à cassure argilomorphe semblent liés à la présence de la couverture résiduelle de Crétacé supérieur.

Ces formations sont considérées depuis longtemps comme issues du démantèlement de vieilles altérites sur le massif cristallin. À ce niveau, la cartographie permet tout de même de montrer que l'extension des fragments ferrugineux dépasse largement celle des alluvions allochtones. Ils sont présents sur l'ensemble du secteur étudié alors que les apports allogènes sont contingentés dans la partie orientale. Du reste, la présence d'éléments ferrugineux dans les formations à quartz résulte souvent de leur remaniement sur le causse. En fait, contrairement à ce qui était admis, rien n'indique qu'il y a eu des apports de fragments ferrugineux depuis les massifs anciens. Il y a sur le causse assez de possibilités de produire ce type de formation, que ce soit à partir des dépôts crétacés ou depuis les marnes liasiques, pour ne pas chercher pour l'instant à en invoquer une autre.

### **III.2.3 - Les formations argileuses à Chailles**

Elles proviennent de l'altération des calcaires à chailles du Bajocien inférieur (Dogger). Ces altérites, lorsqu'elles sont épaisses et bien développées, donnent des paysages vallonnés, largement cultivés, appelés « ségalas » (terme local employé ici par analogie avec les ségalas des plateaux cristallins). Ils sont caractérisés par une végétation silicicole (bruyères, châtaigniers), preuve d'une totale décarbonatation du milieu.

Trois types d'argiles à chailles peuvent être distingués :

- les formations autochtones (altérites en place, à structures conservées des calcaires à chailles),

- les formations parautochtones (déformation et entraînement gravitaire par soutirage karstique des altérites *in situ*),
- les formations allochtones (argiles à chailles ou chailles résiduelles, intégrées dans des formations de pente, des colluvions ou des couvertures de glaciés). Du fait de la structure géologique du causse, elles peuvent transiter et s'accumuler sur des niveaux du Dogger, voire du Malm, situés stratigraphiquement plus haut.

### **III.2.3.1 - Les altérites in situ et les formations parautochtones**

Nous regrouperons dans ce paragraphe les deux premiers types d'argiles à chailles car ils coexistent souvent dans une même coupe.

Plusieurs exemples sont répartis sur le Larzac occidental (fig. 39).

- Les premiers se situent au nord de Sainte-Eulalie-de-Cernon, légèrement en contrebas du rebord du plateau au lieu-dit « Malcagat » (fig. 39, 1). L'intérêt de ces coupes réside dans le passage latéral des calcaires à chailles sains aux argiles à chailles, avec conservation des structures lithologiques originelles (altération isovolumétrique ou fantômisiation ; Vergari, 1998 ; Quinif *et al.*, 1997 ; Quinif, 1999). En effet, les lits de chailles se suivent parfaitement dans les poches d'altération où ils ne montrent qu'un faible infléchissement vers le bas, probablement consécutif à la perte de matière due à la décarbonatation (fig. 40).

Ce tassement de structure peu marqué, malgré une totale décarbonatation du milieu au niveau des poches, témoigne de l'existence dans le calcaire initial, en dehors des rognons de chailles, d'un important squelette insoluble (silice, argile). Des expériences de dissolution dans une préparation d'acide chlorhydrique à 10% confirment l'existence d'une grande proportion d'insolubles. Mais une substitution de matière par illuviation ou néoformation venant compenser le départ des carbonates lors de l'altération (argilification, silicification) est également envisageable.

La fraction argileuse (tableau 7 et fig. 41) est constituée pour une grande partie d'interstratifiées illite-smectite (50 à 70 %), de kaolinite (15 à 35 %) et d'illite (10 à 18 %).

D'autres poches de ce type sont présentes sur le causse :

Au lieu-dit Pelousas, au SW des Liquisses (5 km au NE de l'Hospitalet), une petite carrière permet d'observer en coupe le sous-sol d'un ségala (fig. 39, 2). D'une teinte globalement jaunâtre, les argiles à chailles ont une épaisseur d'au moins 5 mètres (fig. 42 et 43). Sur la partie est de la coupe, l'altérite conserve nettement, entre les bandes d'aspect argilo-sableux, les lits de chailles du calcaire originel, preuve que le manteau d'altération est ici en place. Sur la partie ouest, argiles et chailles se mélangent pour donner une roche bréchique à éléments anguleux de chailles, présentant des figures d'entraînement gravitaire des matériaux (formation soutirée, parautochtone). Cette seconde partie de la coupe montre donc, plus qu'un simple tassement de structure lié à l'altération des calcaires à chailles, un véritable soutirage secondaire de la couverture d'altération (formation parautochtone) en liaison avec une karstification sous couverture des calcaires sous-jacents (calcaires à Zoophycos). Bien que peu épais, ce niveau est assez favorable à la karstification et peut contenir des réseaux karstiques (grotte du Général, Grotte de Matharel, Grotte de la Cabane de Saint-Paul-des-Fonts).

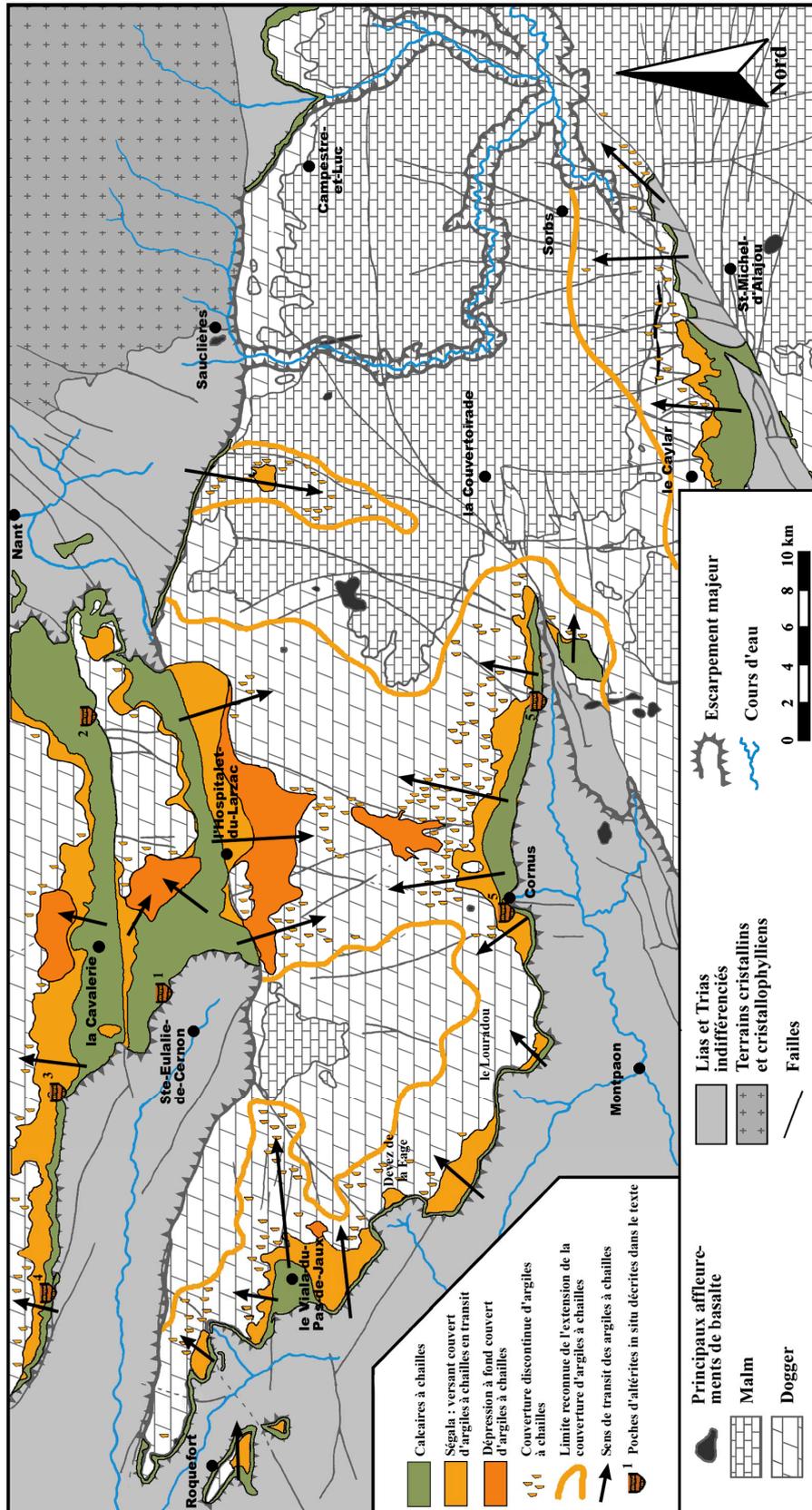


Fig. 39 - Carte synthétique de la répartition des formations à chailles.

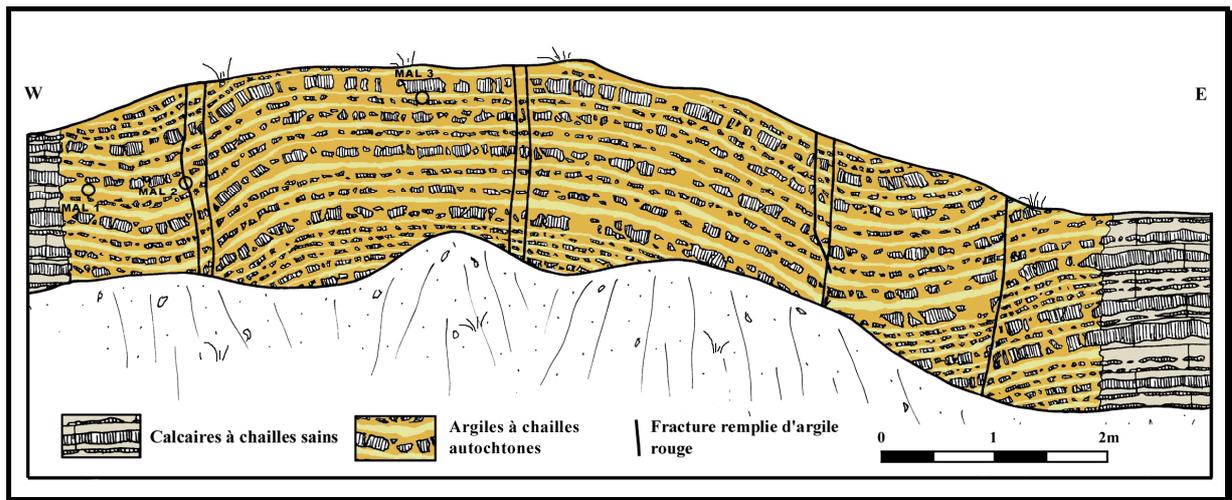


Fig. 40 - Coupe de Malcatat. Les bancs de chailles, en continuité entre deux îlots de calcaire sain, montrent que ces argiles à chailles sont autochtones.

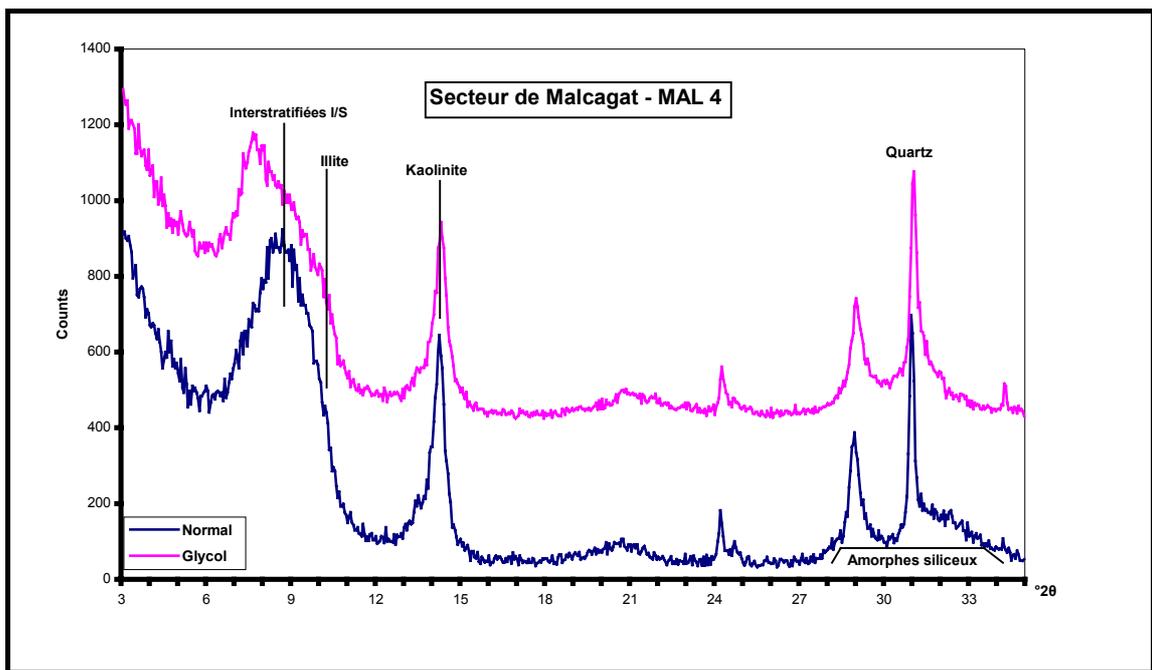


Fig. 41 - Diagramme de diffraction aux rayons X obtenu à partir de l'échantillon MAL 4 prélevé au bord de la piste de Malcatat. Il correspond à un niveau altéré compris entre deux bancs de chailles massifs.

Quelques « filons » rectilignes (déterminés par des diaclases de la roche ou induits par les phénomènes de soutirage) de 3 à 10 cm d'épaisseur traversent cette coupe, particulièrement dans la partie soutirée. Des argiles fines, rougeâtres, les remplissent. Elles correspondraient à des éléments descendus d'un horizon rubéfié sus-jacent aujourd'hui disparu.

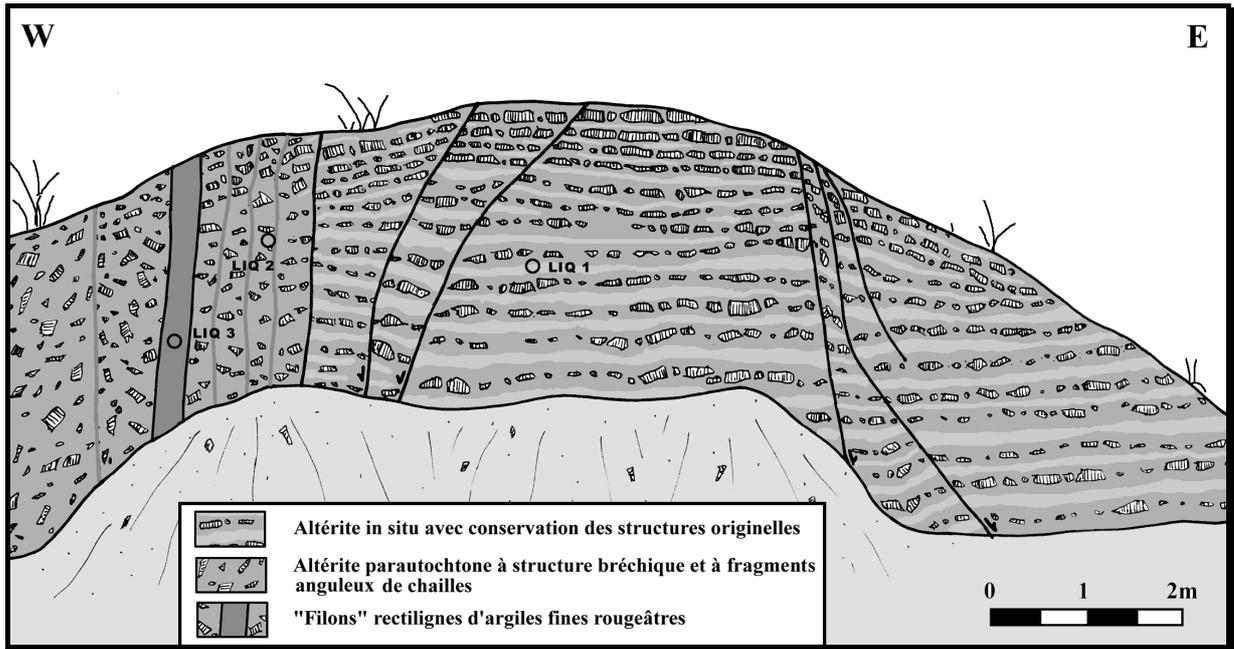


Fig. 42 - Coupe des Liqisses. Argiles à chailles autochtones et parautochtones.

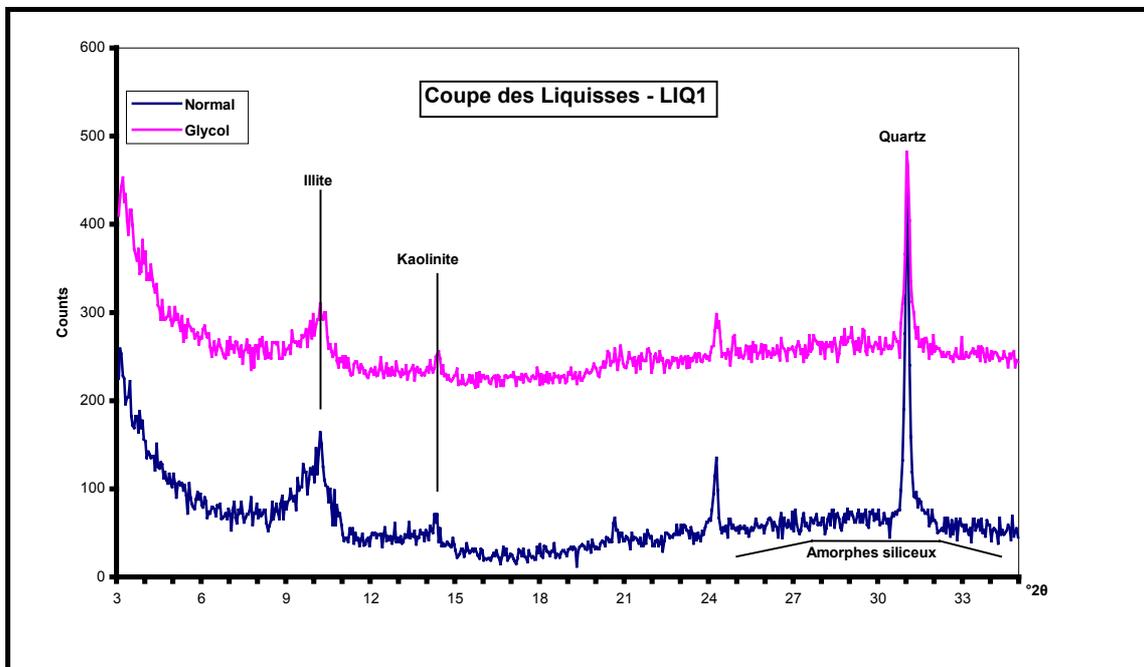


Fig. 43 - Diagramme de diffraction aux rayons X obtenu à partir de l'échantillon LIQ 1. Il se situe à proximité de la paroi saine, dans le prolongement d'un banc calcaire compris entre deux lits de chailles.

- Vers le haut de la D262 E qui conduit de Lapanouse-de-Cernon à la Cavalerie (fig. 39, 3), la route recoupe un profil d'altération argilo-siliceux jaunâtre de 4 à 5 mètres d'épaisseur. Il est développé aux dépens des calcaires à chailles dont le litage originel est conservé. Cette coupe est localisée en bordure du causse, juste en contrebas de la couverture calcaire (calcaires oolithiques et calcaires à stipites du Bajocien supérieur). On est amené à envisager que ces phénomènes d'altération ont pu se réaliser, au moins en partie, sous la chape calcaire, avant le recul du versant et l'érosion de celle-ci. Cependant, ceci ne permet en rien de présumer de l'extension latérale de ces altérations sous l'ensemble du plateau.
- La rectification de la D 999 entre la Cavalerie et Saint-Rome-de-Cernon (fig. 39, 4) a permis d'observer une coupe de 5 à 30 m de hauteur (fig. 44) sur près de 2 km de longueur (photo 26 et 27).

Nous retrouvons ici les formations autochtones et parautochtones décrites plus haut. D'épais niveaux de chailles se suivent aisément sur des dizaines de mètres entre deux îlots de calcaire sain (fig. 45 et 46). Localement, un brusque infléchissement des bancs de chailles laisse la place à un matériel bréchré comparable à celui décrit dans la coupe des Liquisses et imputable au soutirage.

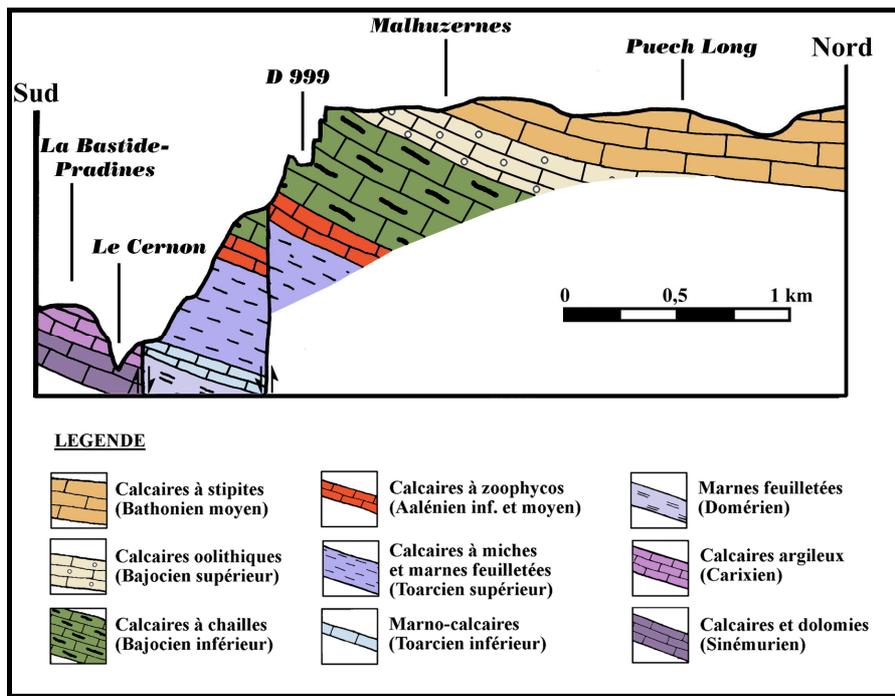


Fig. 44 - Contexte stratigraphique de la coupe de la D 999 (la Cavalerie – Saint-Rome-de-Cernon).



Photo 26 - Coupe de la D999. Argiles à chailles *in situ* entre deux îlots de calcaires sains (Bajocien).

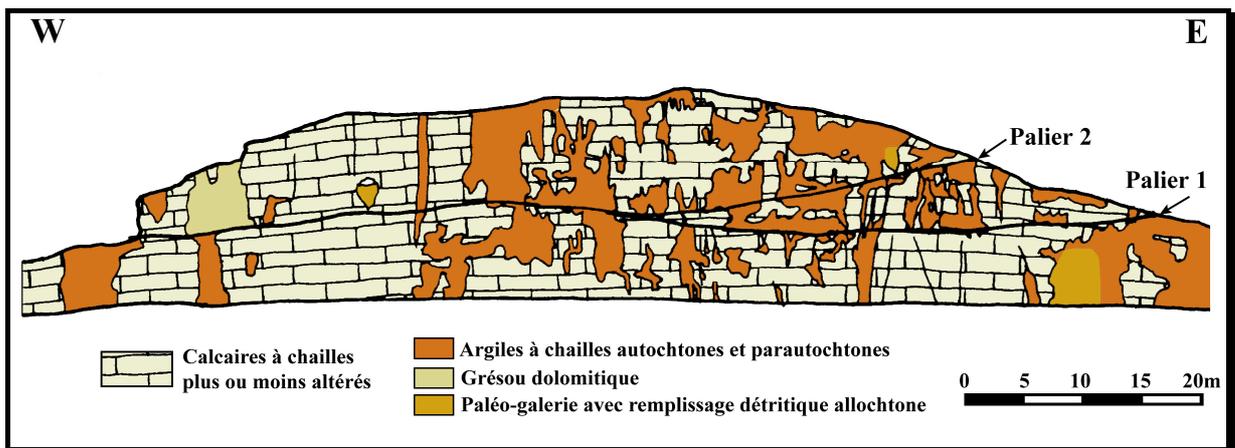


Fig. 45 - Coupe ouest de la D 999 montrant l'intensité de l'altération des calcaires à chailles.

De nombreux fragments ferrugineux à matrice fine sont mêlés aux argiles à chailles soutirées. On y observe également quelques pisolithes ferrugineux, dont on retrouve une forte concentration dans plusieurs paléokarsts.

On reconnaît également dans cette coupe plusieurs drains karstiques colmatés de matériaux divers. Les structures sédimentaires des remplissages, ainsi que les formes de creusement noyé visibles à la voûte indiquent sans conteste une action hydrodynamique. L'un d'eux concerne une galerie de 4 à 5 m de section, entièrement colmatée de sédiments (fig. 47).



Photo 27 - Vue aérienne d'une partie de la coupe de la D999 (fig. 45). À l'arrière-plan, les champs matérialisent le transit et l'accumulation d'argiles à chailles depuis ces affleurements de calcaires altérés.

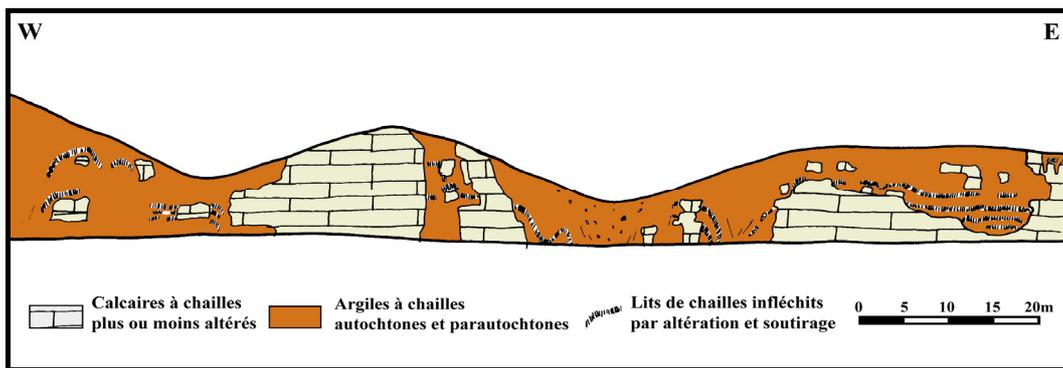


Fig. 46 - Coupe est de la D 999. Les bancs de chailles infléchis soulignent le soutirage plus ou moins marqué des altérites.

Entre les niveaux argilo-sableux s'intercalent plusieurs lentilles de sédiments plus grossiers composés de sable, de gravier et de galets dépassant 5 cm de diamètre. Ces derniers, constitués de chailles des calcaires à chailles du Bajocien, sont recouverts d'une pellicule ferro-manganique analogue à celle qui recouvre les alluvions de certaines rivières souterraines. Ces sédiments reposent contre la paroi ouest de la paléo-galerie. En revanche, vers l'est, le remplissage s'infléchit brutalement et passe sans transition à un matériel bréchique à chailles anguleuses.

De même, la voûte de cette galerie n'est pas constituée de calcaire, mais d'argiles à chailles autochtones dans lesquelles on suit les bancs de chailles jusqu'à la roche saine. Il s'agit en fait d'une ancienne cavité karstique colmatée, partiellement affectée par un front d'altération et recoupée par des phénomènes de soutirage. On retrouve donc ici côte à côte les argiles à chailles autochtones, les formations parautochtones et les éléments allochtones ayant transité dans l'endokarst.

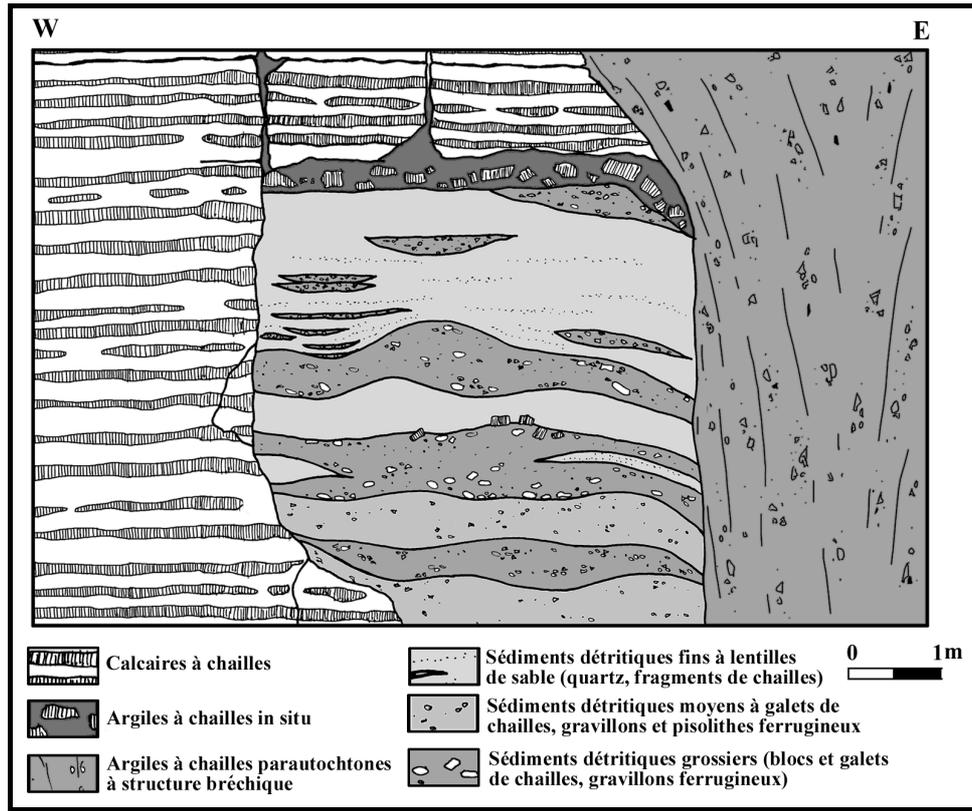


Fig. 47 - Coupe de la D 999. Ancien conduit karstique recoupé par le front d'altération puis le soutirage.

- D'autres poches comparables sont situées sur le rebord méridional du Causse de l'Hospitalet, au-dessus de Cornus (fig. 39, 5). Les conditions d'observation sont moins aisées, mais on reconnaît les poches d'argiles à chailles avec les altérites *in situ*, ou à structure bréchique, contenant une grande quantité de fragments ferrugineux.

L'analyse de plusieurs échantillons (tableau 7) montre assez bien l'évolution de la fraction argileuse au sein d'un même coupe, à partir des niveaux que l'on peut considérer comme les moins altérées (autochtones, entre deux bancs massifs de chailles, proches des épontes) vers les faciès plus évolués (parautochtones). Globalement, on observe une diminution de la proportion d'illite. Elle se corrèle à une augmentation des interstratifiées illites-smectites qui deviennent de plus en plus irrégulières et à l'apparition de smectites (traces). Cette évolution se traduirait par une augmentation de la proportion de smectite probablement par néoformation argileuse, très favorisée par le milieu hyper-siliceux de ces poches (beaucoup d'amorphes siliceux et de quartz).

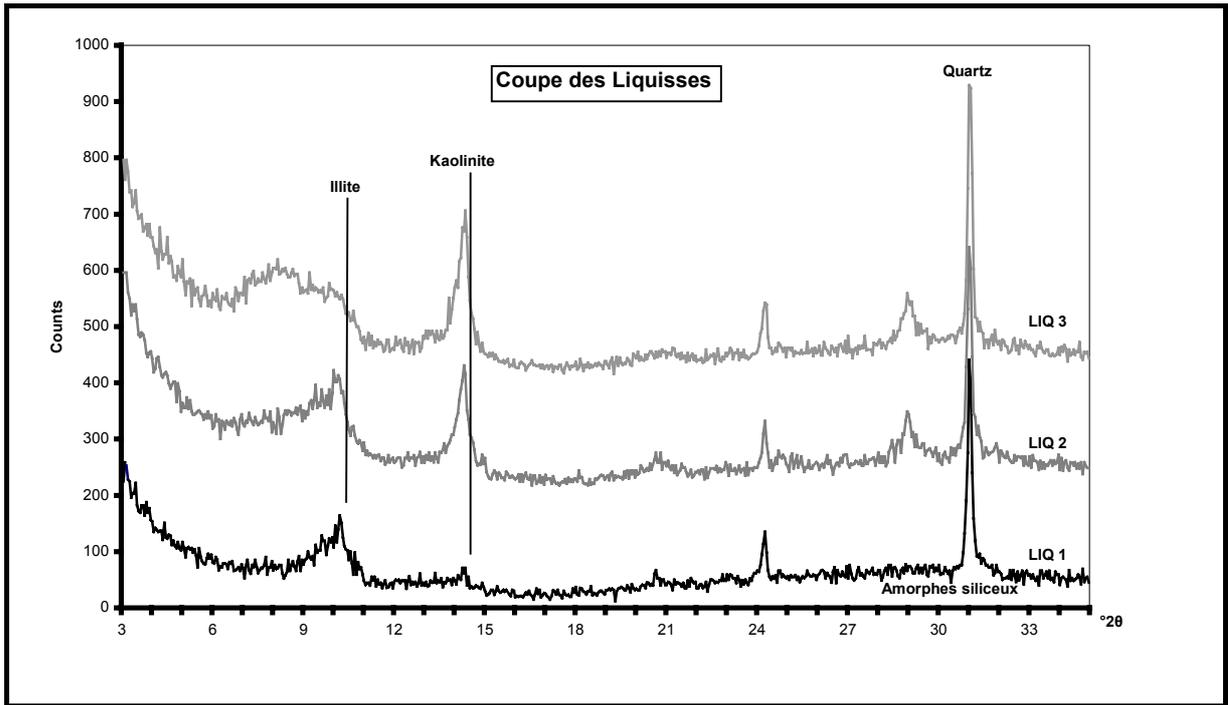
La proportion de kaolinite augmente également dans les zones les plus transformées. Cette évolution est très nette dans la poche des Liquisses (fig. 48). Cependant, la néoformation de kaolinite semble ici peu probable car peu compatible avec le contexte hyper-siliceux et le développement des smectites. Les kaolinites proviendraient certainement d'horizons supérieurs par illuviation et soutirage.

Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central

Echantillons	Smectites	Interstratifiées illite-smectite	Illite	Kaolinite
<b>LIQ 1</b> : Poche des Liquisses, niveau altéré en place		26	61	13
<b>LIQ 2</b> : Formation bréchique parautochtone	Tr.	38	29	33
<b>LIQ 3</b> : « Filon » rouge-sombre.		50	18	32
<b>MAL 1</b> : Poche de Malcagat, niveau altéré en place.		71	13	15
<b>MAL 2</b> : « Filon » rouge-sombre.	Tr.	50	15	35
<b>MAL 3</b> : Niveau altéré en place (grésou)	Tr.	55	10	35
<b>MAL 4</b> : Niveau altéré entre deux gros bancs de chailles en place		59	18	23
<b>ROM 1</b> : Paléokarst à pisolithes, coupe de la D 999	Tr.	19	10	71
<b>VAY 1</b> : Remplissage argileux du paléokarst de la Vayssière	Tr.	27	Tr.	73

**Tabl. 7 - Résultats des diffractions par rayons X réalisés sur plusieurs formations d'argiles à chailles.**

Enfin, la fraction argileuse initiale des calcaires encaissants peut expliquer certaines différences dans les résultats obtenus entre la coupe de Malcagat et celle des Liquisses : la première se développe à la base des calcaires à chailles alors que la seconde est située plutôt dans la partie supérieure.



LIQ 1 : Argiles à chailles autochtone  
 LIQ 2 : Argiles à chailles parautochtone  
 LIQ 3 : « Filon » rouge sombre recoupant les différents niveaux

**Fig. 48 - Evolution de la fraction argileuse en fonction de l'altération dans la poche des Liquisses.**

### ***III.2.3.2 - Les altérites en transit***

Depuis les affleurements de Bajocien inférieur, topographiquement en contre-haut du fait du pendage, les argiles à chailles sont érodées et remaniées vers les points bas, par l'intermédiaire de longs versants non structuraux, couverts d'altérites (ségalas, photo 28). Elles s'accumulent dans des dépressions développées dans les calcaires et les dolomies du Bajo-Bathonien. Elles proviennent donc des calcaires à chailles du Bajocien inférieur et circulent sur les séries situées plus haut dans la colonne stratigraphique. Ceci s'explique par la structure très redressée au contact des grands accidents E-W (fig. 49).

Sur les replats dominant les dépressions, ainsi que sur les buttes résiduelles, subsistent des fragments isolés de chailles. De couleur jaune pâle, ils ont un aspect poreux et une morphologie plus ou moins anguleuse, parfois subarrondie, et sont très peu denses (altérés). Ils proviennent d'anciennes couvertures argilo-siliceuses qui s'étendaient sur ces surfaces et dont ces chailles résiduelles sont les derniers témoins. Parfois, alors que l'on ne retrouve plus aucune trace apparente de ces couvertures, des paléokarsts exclusivement remplis de galets de chailles, rappellent l'existence de ce type de fonctionnement.

Ces formations résiduelles de surface ainsi que les remplissages endokarstiques exhumés sont parfois situés altitudinalement bien au-dessus des affleurements actuels de calcaires à chailles. Ils proviennent dans ce cas des voissures anticlinales formées au contact des principaux accidents E-W, en lieu et place des reculées. Cette

structuration permettait aux terrains nourriciers d'affleurer altitudinalement plus haut que les termes sus-jacents bajociens de la série stratigraphique. En règle générale, du fait de la dissymétrie des anticlinaux, le transport des chailles s'est fait du sud vers le nord (fig. 39 et 49).

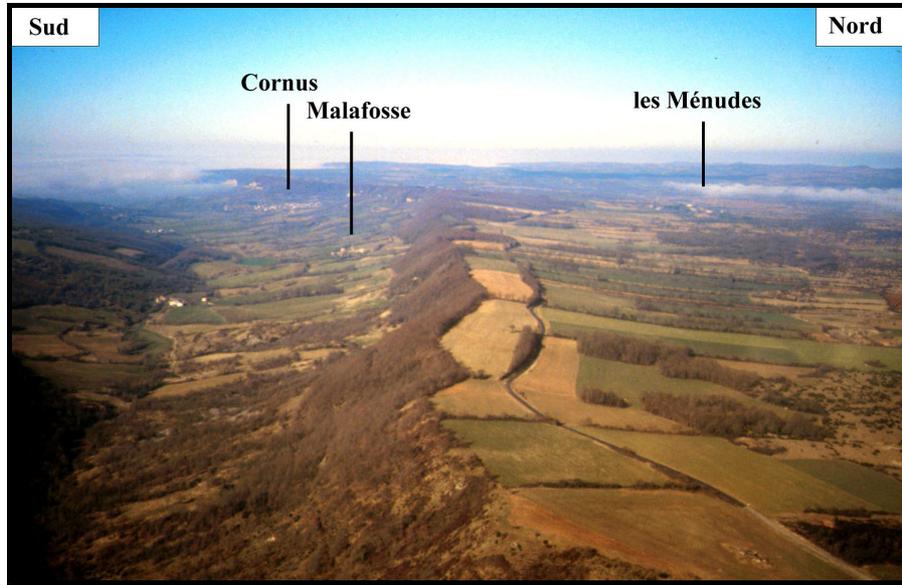


Photo 28 - Le ségala des Menudes, en contre-haut de la reculée de la Sorgues. Ce paysage bocager, original sur les Grands Causses, est caractéristique des ségalas où transitent les argiles à chailles.

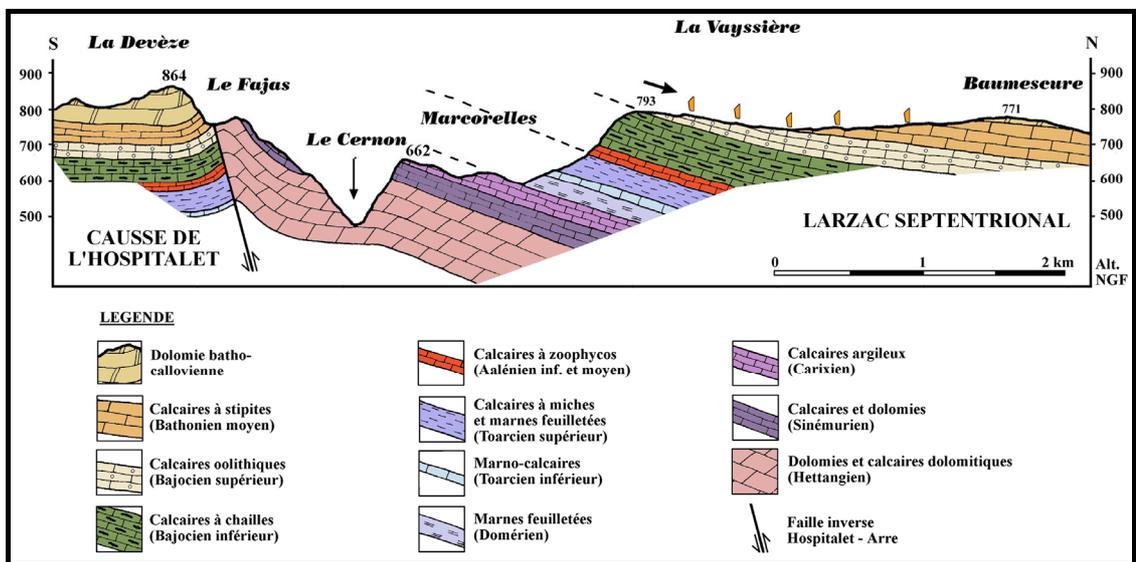


Fig. 49 - Coupe de la reculée du Cernon. Les calcaires à chailles, relevés à proximité de la faille de l'Hospitalet, ont alimenté le transit d'argiles à chailles sur des niveaux situés stratigraphiquement plus haut.

### ***III.2.3.3 - Les morphologies liées à leur accumulation***

On remarque au pied des ségalas, avec une certaine constance, la localisation de vastes dépressions allongées au fond partiellement couvert d'argiles à chailles. Ce sont la plupart des secteurs en creux présentés dans la seconde partie (II.2.1), dont nous reprendrons ici les plus caractéristiques (cf. annexe I.3 pour les noms de lieu).

- Sur le Larzac septentrional, un secteur déprimé est longé par la D 999 entre la Cavalerie et l'extrémité occidentale du causse. Il est systématiquement situé en contrebas des versants couverts d'argiles à chailles (ségalas) et contient lui-même une couverture plus ou moins continue d'altérites. Des buttes résiduelles et quelques lambeaux de replats avoisinent 810 à 820 m d'altitude. Ils conservent, pour certains, des fragments de chailles bajociennes, vestiges d'une ancienne couverture d'argiles à chailles. Ils dominent d'une quarantaine de mètres le fond des dépressions, où s'accumulent actuellement les altérites. Aujourd'hui, ces transits ont une extension moindre, limités à peu de choses près à la base des ségalas.
- Au sud-est de la Cavalerie, la dépression de l'aérodrome (790 m) est développée dans les calcaires oolithiques, entre deux affleurements de calcaires à chailles. Son fond est recouvert par plusieurs mètres d'argiles à chailles. Vers l'est, les reliefs bajo-bathoniens présentent en surface quelques fragments isolés de chailles bajociennes.
- La faille du Viala-du-Pas-de-Jaux permet l'affleurement des calcaires à chailles. Ce secteur (820 m d'altitude), couvert d'argiles à chailles, domine au nord, à l'est et au sud-est des dépressions dont le fond oscille autour de 780 m. La couverture, bien développée au pied des affleurements de Bajocien inférieur, se réduit, lorsqu'on s'en éloigne, à quelques chailles altérées. Ainsi, au nord du Viala, autour de la butte dolomitique de Loublacas (811 m), quelques chailles isolées matérialisent encore l'existence de cette couverture. Un petit ségala, développé depuis la bordure nord de la reculée du Brias alimente en argiles à chailles l'extrémité occidentale du causse. À l'est du Viala, la présence de chailles bajociennes jusqu'à Fontubières (croisement D 23 et D 561) démontre l'existence d'un ancien transit orienté ouest-est. Enfin, au sud-est, les altérites issues du Viala se mêlent à celles originaires du ségala de Nissoulières. À cet endroit, la couverture s'est étendue en direction de l'est jusqu'au pied des premiers reliefs (ouest du Puech des Trois Pierres).
- Au sud-est, les secteurs du Devez de la Fage et du Lauradou constituent un long secteur déprimé, compris entre les ségalas au sud et le Puech des Trois Pierres au nord. La couverture d'argiles à chailles est actuellement peu développée. En effet, les calcaires à chailles affleurent souvent en contrebas de la corniche, ce qui rend impossible leur transit sur le causse. Il demeure cependant des fragments isolés de chailles, souvent altérés, qui montrent qu'il n'en a pas toujours été ainsi.
- Sur la partie sud-orientale du Causse de l'Hospitalet, on retrouve un transit d'argiles à chailles en direction du nord depuis l'anticlinal associé à la faille de Saint-Michel. Les altérites s'accumulent actuellement juste en aval sur le Bathonien dolomitique (le Cros) au pied d'une bordure de corrosion bien marquée. En revanche, on retrouve des fragments isolés bien au-delà, jusqu'au sud de Sorbs. Ils gisent sur les formations du Malm et peuvent être localement assez abondants, comme dans la dépression à l'est de Latude.
- Plus au nord, dans le secteur de Comberedonde, un petit ségala témoigne d'un ancien apport d'argiles à chailles depuis le nord. L'amont devait donc se prolonger

en lieu et place de l'alvéole de Nant, nécessairement moins développée à cette époque.

- Enfin, au centre du Causse de l'Hospitalet, le secteur déprimé entre l'Hospitalet-du-Larzac et Cornus est le plus vaste de tous. Ce poljé, sous-tendu par une structure synclinale (fig. 50), se situe à la conjonction de deux sources d'argiles à chailles. L'une provient de l'escarpement de faille de l'Hospitalet, l'autre est originaire des ségalas qui composent la bordure méridionale du causse (photo 28). La couverture d'altérites se localise au pied des ségalas. Elle occupe également le fond des vallons fluvio-karstiques et de larges dépressions (Caussenuéjous, l'Hospitalet). Plusieurs replats morphologiques emboîtés conservent des fragments plus ou moins abondants de chailles bajociennes. Ils dominent le fond des dépressions calées vers 700 m d'altitude. Globalement, on peut isoler le niveau 710-720 qui isole l'alvéole de Caussenuéjous et celle de l'Hospitalet, le niveau 740-750 qui concerne l'ensemble des replats intermédiaires et le niveau 800-820 qui se corréle au sommet des ségalas et à quelques lambeaux de replats (les Infruts, Prévinières, Puech Bridoux).

Les argiles à chailles que l'on retrouve systématiquement associées à ce type de formes ont en fait un rôle morphologique majeur. Accumulées parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur, elles colmatent les rares fissures et constituent, en surface, une épaisse couverture argileuse souvent gorgée d'eau. Cette formation joue le rôle d'une compresse humide sur les calcaires et les dolomies, favorisant leur altération. Elle privilégie la corrosion latérale et donc le développement d'aplanissements par le biais de bordures de corrosion. Parallèlement, cette couverture réduit fortement l'infiltration diffuse et concentre les eaux vers des pertes karstiques majeures.

Ces morphologies correspondent, pour la plupart, à des paléo-poljés (Hospitalet, Lombudel, la Cavalerie, le Cros) développés à partir de la base des ségalas. L'épaisse couverture d'altérites permet leur extension latérale, aux dépens des calcaires du Dogger. Les argiles à chailles y ont parfois transité sur plusieurs kilomètres depuis leur source.

#### ***III.2.3.4 - Extension des couvertures d'argiles à chailles (fig. 39)***

L'essentiel des couvertures d'argiles à chailles concerne donc la moitié ouest du Causse de l'Hospitalet et le sud du Larzac septentrional, là où se trouvent les principaux affleurements de calcaires à chailles du Bajocien (série dilatée). Ces formations sont également présentes sur le Causse du Guilhaumard et le Causse de Sorbs, où elles transitent en direction du nord depuis l'anticlinal associé à la faille de Saint-Michel. Enfin, les altérites du ségala de Comberedonde, tout comme les quelques chailles mêlées aux apports quartzeux de l'Aigoual, sont issues de formations qui existaient en lieu et place de l'alvéole de Nant et de Sauclières.

Sur le Larzac occidental, on ne retrouve aucune trace de ce transit au-dessus de 800-820 m d'altitude (fig. 51). Les indices ont pu disparaître sur les topographies plus élevées mais il est étonnant, dans ce cas, que des fragments de la couverture crétacée y soient encore conservés. Il faut donc admettre que le transit d'argiles à chailles s'est opéré en contrebas des topographies résiduelles les plus élevées (Puech des Trois Pierres, Bengouzal, Pic de Cougouille, Ségalasse).

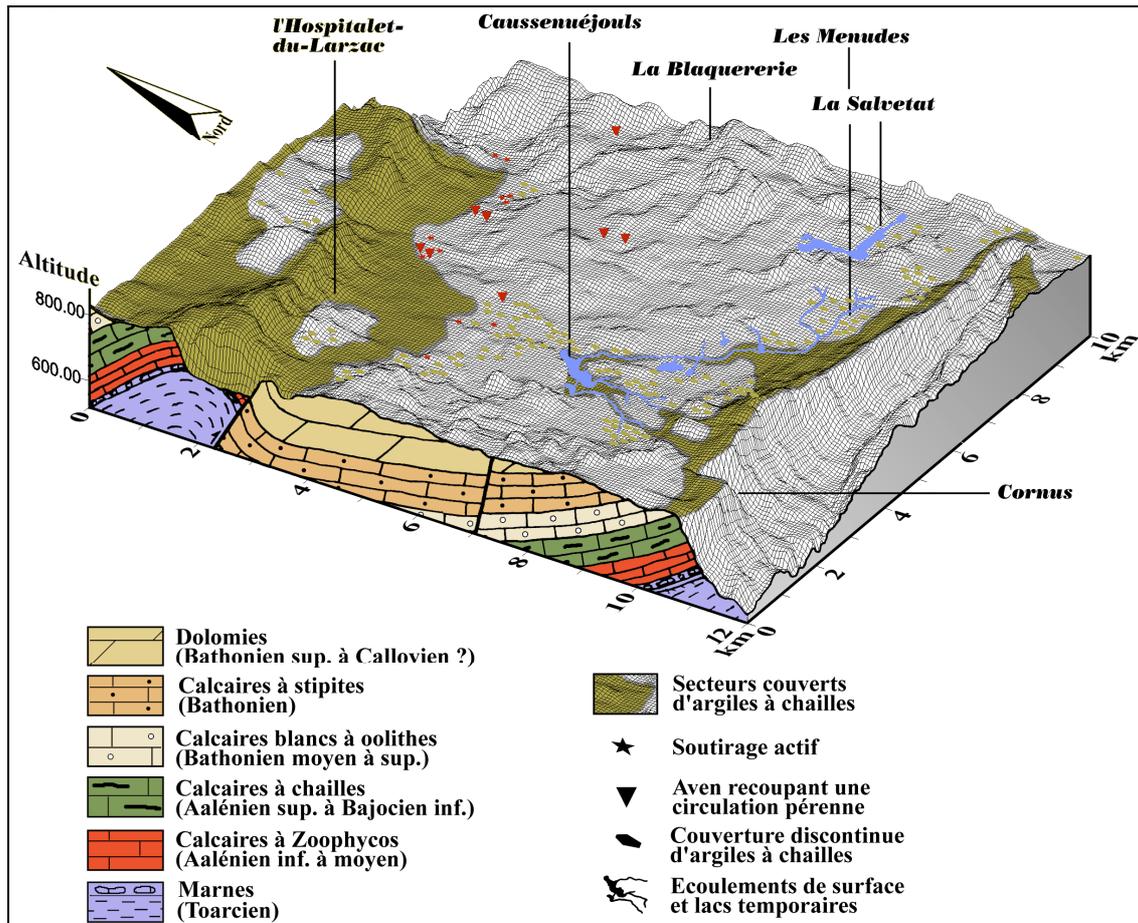


Fig. 50 - Bloc-diagramme du poljé de l'Hospitalet.

Les premiers témoins gisent donc au sommet de buttes résiduelles et de lambeaux de replats d'altitude voisine, coïncidant avec le sommet des ségalas (820 m). Ce sont le plus souvent, des fragments isolés et très altérés de chailles bajociennes. Cette première couverture a une très grande extension sur le Causse de l'Hospitalet. Elle couvre la quasi-totalité de la partie occidentale, à l'exception des secteurs en reliefs autour de Bengouzal et du Puech des trois Pierres et des reliefs longeant la reculée du Cernon.

En contrebas, une seconde phase de transit se corrèle avec de vastes dépressions. Celles-ci défoncent la surface précédente et isolent quelques lambeaux de replats. Leur fond oscille autour de 780 m d'altitude d'un côté comme de l'autre de la faille de l'Hospitalet. Dans ces secteurs, on n'isole pas d'autre étape majeure de transit d'argiles à chailles. Dans ces dépressions, la couverture d'altérite est actuellement contingentée à la base des ségalas ou au fond d'alvéoles inscrites de quelques mètres dans les précédentes. Sur les surfaces abandonnées, l'essentiel de la couverture a souvent été soutiré et se résume à quelques fragments de chailles épars.

Alors que l'évolution des parties septentrionale et occidentale du secteur étudié semble avoir été suspendue, la partie orientale a enregistré deux autres niveaux de replats emboîtés sur lesquels on retrouve une couverture discontinue d'argiles à chailles (fig. 51).

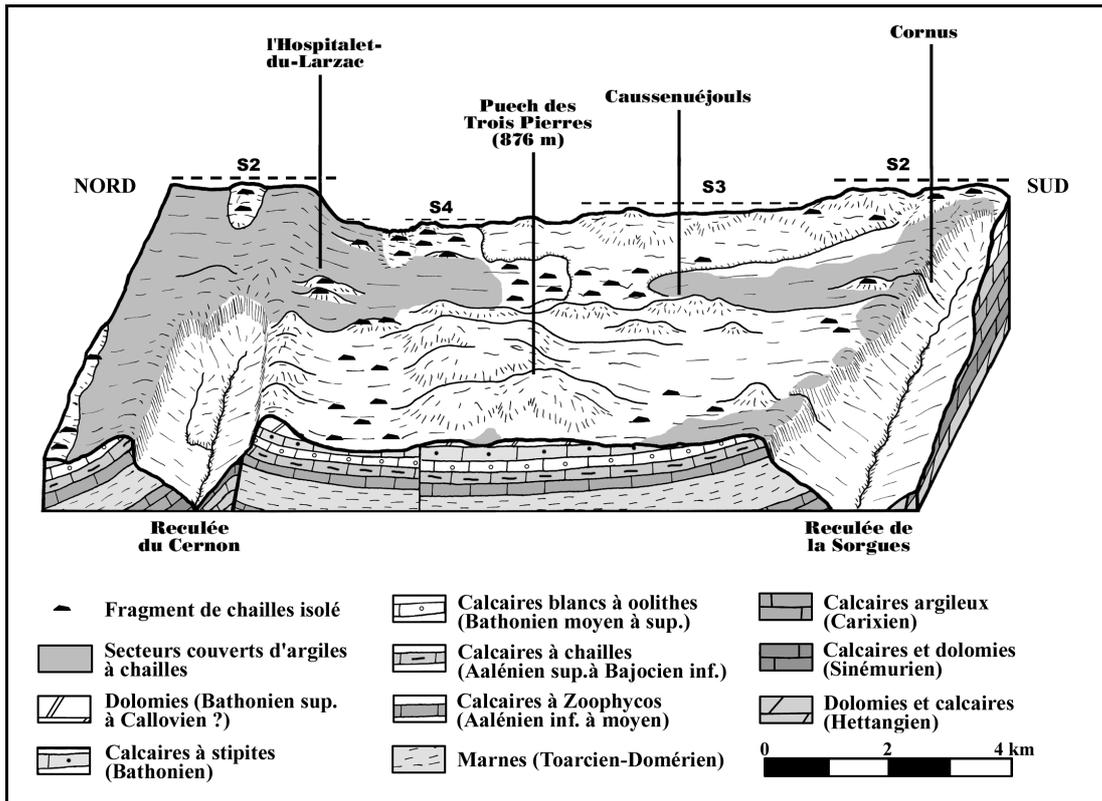


Fig. 51 - Bloc-diagramme schématique et synthétique de la partie centrale du Causse de l'Hospitalet.

Le premier se situe autour de 740-750 m d'altitude. Ce niveau, assez bien exprimé dans le poljé de l'Hospitalet (fig. 5) regrade la surface précédente. Il se retrouve également sur la partie orientale du Causse de l'Hospitalet, au niveau du Caylar, du Cros et de Sorbs (fig. 39).

Le dernier niveau d'aplanissement correspond à l'altitude 700-710 m. Il concerne tout le fond du poljé de l'Hospitalet. Ce replat morphologique est lui-même entaillé par un système de vallons fluviokarstiques épisodiquement fonctionnels, aboutissant à une série de larges dépressions fermées (Caussenuéjous). Dans le secteur de l'Hospitalet ouvert sur la reculée du Durzon, le soutirage karstique et l'évacuation aérienne des altérites contribuent au démantèlement de ce replat. À l'est du Cros, on trouve également cette surface (710 m), couverte d'argiles à chailles. Elle se prolonge vers Sorbs, et nivèle, au sud, la faille de Saint-Michel. Quelques chailles, localement abondantes, matérialisent l'extension de cette couverture. Cette surface, emboîtée dans la précédente (740 m), est à son tour entaillée par le développement du Ravin des Mourgues. Ainsi, ce dernier isole définitivement les chailles relictuelles de leur amont pourvoyeur.

Il y a donc dans ces secteurs une longue tradition de transit d'argiles à chailles vers les secteurs déprimés. Au fur et à mesure de l'enfoncement de la surface karstique, cette couverture contribue à la réalisation de plusieurs générations d'aplanissements karstiques, calés sur le niveau de base de l'époque. Ainsi, on distingue plusieurs replats emboîtés sur lesquels subsiste une couverture discontinue d'argiles à chailles, représentée le plus souvent par des fragments isolés et altérés de chailles bajociennes. Au gré de l'enfoncement de la surface karstique, leur extension est de plus en plus réduite et ils admettent la conservation d'anciens lambeaux de replats,

témoins des morphogenèses antérieures. On constate donc une diminution de l'impact de la crypto-corrosion au fur et à mesure de l'enfoncement de la surface karstique du causse. Nous verrons que le creusement des canyons, la formation des reculées et le développement de l'endokarst sont responsables de cette évolution (cf. chapitre IV).

### **III.2.4 - Les formations basaltiques**

Un certain nombre d'observations inédites ont pu être réalisées au sujet du volcanisme plio-quadernaire du Causse de l'Hospitalet. Elles concernent notamment la découverte d'un nouveau volcan au nord de Cornus et la cartographie de fragments de basalte remaniés. Leur association avec les données morphologiques fournit des informations complémentaires et concordantes avec les travaux précédents sur le Causse de l'Hospitalet (Ambert, 1989 ; Ambert, 1994), sur le Causse du Guilhaumard (Ambert, 1982 b) et concernant le creusement des canyons (Ambert M. et P., 1995, Ambert *et al.*, 1997).

Le volcanisme du Larzac est constitué par des pointements intrusifs au sein des séries jurassiques. Les appareils du Causse de l'Hospitalet se situent au nord de la terminaison septentrionale de la chaîne de l'Escandorgue (fig. 52).

Globalement, on peut isoler d'ouest en est quatre ensembles : Roquefort, la Fageole, la Blaquererie et Gaillac (fig. 53).

#### ***III.2.4.1 - Le volcan de Roquefort***

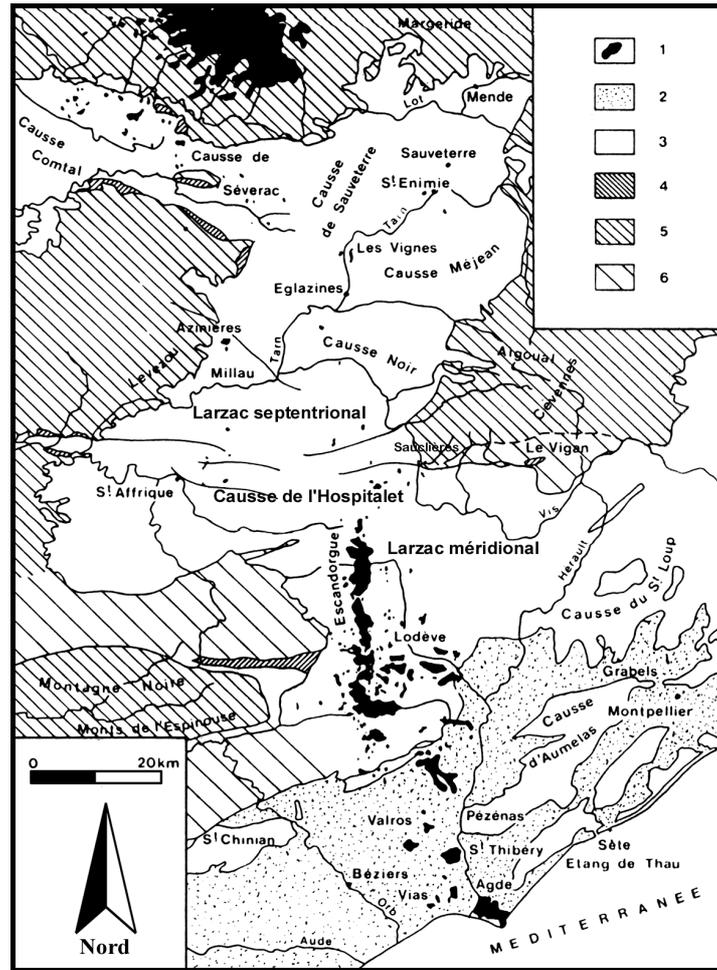
Non loin du volcan d'Alcapiès (7 Ma), il s'agit d'un appareil avorté, dont l'épanchement basaltique ne serait pas arrivé au jour. Il est recoupé sur toute la hauteur de la corniche qui constitue l'extrémité occidentale du Causse de l'Hospitalet. Son observation est spectaculaire depuis le village de Roquefort, où l'on voit bien le caractère intrusif de cet appareil. L'élargissement du dyke et le foisonnement des structures basaltiques vers le sommet montrent une dynamique d'expansion qui tend à accréditer sa venue à l'air libre.

D'ailleurs, à la surface du plateau, dans le secteur de Loublacas (Nord du Viala-du-Pas-de-Jaux), la découverte de plusieurs fragments de basalte, pourrait indiquer que l'intrusion est arrivée au moins jusqu'au niveau du causse. Ces fragments matérialiseraient un transit orienté ouest-est, en accord avec le sens du transit d'argiles à chailles. Toutefois, nous ne sommes pas assurés de l'absence, dans cette partie du causse, d'autres venues volcaniques pouvant libérer des fragments de basalte.

#### ***III.2.4.2 - Le secteur de la Fageole***

Situé au sud du Figayrol, au point coté 815, cet affleurement volcanique, nouvellement découvert, est de toute évidence un cône strombolien en place, infiltré de dykes. Il peut être regroupé avec les appareils plus méridionaux des Bourets (reculée de la Sorgues), de Canals, et du Mas Raynal (Causse de Guilhaumard).

Les roches sont très altérées, mais, en dépit de sa position culminante, le litage originel reste assez net. Ici, sa conservation a été favorisée par l'existence d'un rempart dolomitique sur les pourtours est et nord du cône. Selon toute vraisemblance l'appareil, lors de sa mise en place, était dominé sur ses bordures par un relief dolomitique aujourd'hui disparu. Cela reste conforme aux observations faites sur les relations volcanisme et dolomie concernant le volcan de la Blaquererie (cf. *infra*) ou celui de Tapiès sur le Guilhaumard (Ambert, 1994).

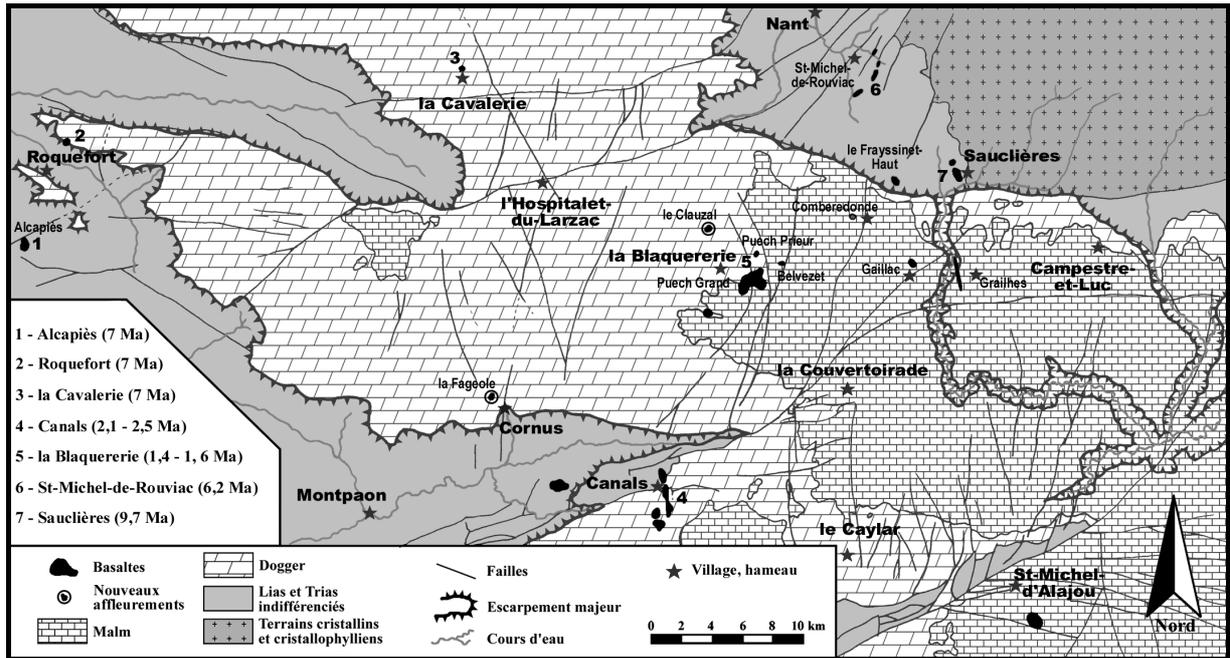


- 1 – Volcanisme avec, du nord au sud : Aubrac, Causses, Escandorgue, Lodévois, Bas-Languedoc.
- 2 – Terrains tertiaires et quaternaires.
- 3 – Terrains permien et secondaires.
- 4 – Stéphanien.
- 5 – Terrains anté-Stéphanien non métamorphiques.
- 6 – Terrains anté-Stéphanien métamorphiques.

**Fig. 52 - Cadre géologique du volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc. D'après Ghristi et al. 1985, modifié.**

### **III.2.4.3 - Le secteur de la Blaquerie**

La mesa basaltique du Puech Grand et son point d'émission, le Puech Prieur, sont datés de 1,63 Ma +/- 0,05 Ma et 1,51 Ma +/- 0,07 Ma (Gillot, 1974). Large de 400 m pour plus d'un kilomètre de longueur, l'épanchement de basalte, constitué d'un système de coulées, se serait donc produit à partir du Puech Prieur en direction du sud. Actuellement en inversion de relief, le point d'émission domine d'une cinquantaine de mètres le fond de la dépression de la Portalerie. Il est isolé de la coulée basaltique par un vallon d'une quinzaine de mètres de profondeur. Ce dernier permet d'évaluer, au moins à ce niveau, l'ampleur de l'incision post-volcanique (Ambert, 1989). Le long de la D7 vers le Belvezet, un petit lambeau de basalte témoigne d'une plus grande extension de la coulée. Il semble occuper le fond d'une ancienne dépression qui l'a préservé de l'érosion.



**Fig. 53 - Carte de synthèse des principales formations basaltiques du Causse de l'Hospitalet et de ses environs.**

De très nombreux blocs de basalte, dont certains assez volumineux (0,1 à 0,5 m<sup>3</sup>), sont concentrés au nord de la Blaquerie, à proximité de la bergerie du Clauzal. Ils chapeautent le sommet d'une petite butte dolomitique où ils sont associés à une grande quantité d'albarons et de fragments ferrugineux.

Sans pouvoir être catégorique, ce cortège peut être interprété comme le reste d'un épanchement de basalte accumulé dans un ancien point bas, peut-être une doline. D'ailleurs, le cortège d'albarons et de fragments ferrugineux caractérise généralement des formations résiduelles accumulées dans les points bas de la topographie. Aujourd'hui en position culminante, les blocs de basalte altéré, les albarons et les fragments ferrugineux sont redistribués vers la base du versant.

Le point d'émission n'a pas été localisé, et il reste délicat de rattacher ces blocs à celui du Puech Prieur. Ici, la proximité avec des remplissages endokarstiques exhumés (planchers stalagmitiques) pourrait suggérer l'éventualité d'un point d'émission lavique fixé sur un paléokarst (nombreux cas connus ; Ambert, 1994). Un autre cas d'utilisation d'un conduit karstique par la lave, aujourd'hui inaccessible, est décrit par P.Y. Gillot non loin de la Cavalerie.

En l'absence de datation, cet exemple n'apporte pas d'information chronologique précise. Toutefois, la situation de ces blocs de basalte donne une indication de l'ampleur de la karstification du causse à cette époque. Il permet aussi d'évaluer l'abaissement du fond de la doline postérieurement à cet épisode volcanique, de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

#### **III.2.4.4 - Le secteur de Gaillac**

Un point d'émission est connu au nord-est de la ferme de Gaillac (Serre de la Lavande). Il s'agit d'un neck à prismation divergente (Gillot, 1974). Il est prolongé au nord, sur une centaine de mètres, par un dyke. Plus au nord, sur le versant entre Comberedonde et le Bassel, plusieurs petits dykes inédits sont très affectés par l'altération. Une autre intrusion de basalte orientée nord-sud et allongée sur une vingtaine de mètres se trouve à l'est de l'ancienne gare de Comberedonde, de part et d'autre de la voie ferrée. Plus au nord, de l'autre côté de la faille de l'Hospitalet, au sud-est du Frayssinet-Haut, une intrusion basaltique traverse les dolomies de l'Hettangien (Gèze, 1981). Elle constitue certainement l'origine des nombreux blocs de basalte trouvés plus au sud, dans les dépressions à proximité de Comberedonde.

De l'autre côté de la Virenque, un petit neck affleure, non loin du hameau de Grailhes, près du point coté 822. Enfin, dans la vallée de la Virenque, à l'ouest de Saucières, un pipe, intrusif dans les schistes, et les grès et marnes du Trias, correspond à un appareil complexe.

#### **III.2.4.5 - Les informations paléogéographiques et morphogénétiques déduites de ces formations**

Tous ces édifices volcaniques sont positionnés sur des accidents sub-méridiens (N 10° lorsque les mesures sont possibles). Ils se localisent également à proximité de grandes dépressions linéaires d'orientation N-S (secteur de la Fageole) ou NNE-SSW (Gaillac). Leur mise en place correspond à la réactivation de ce type d'accidents dont le rejeu est toutefois très modeste, comme l'attestent les données morphologiques et l'observation d'anciens conduits karstiques traversant ces failles (cf. II : Aven de la Portalerie ; Bruxelles *et al.*, 1997 ; Bruxelles *et al.*, à paraître).

L'apport de certaines formations basaltiques est relativement ténu, si l'on considère uniquement les necks et les dykes recoupés par l'abaissement de la surface karstique du causse ou par la regradation d'anciennes morphologies. En revanche, le développement des coulées de basalte est plus évocateur, nous renseignant directement sur la topographie contemporaine de leur mise en place. Sur le Causse de Guilhaumard, P. Ambert (1982 b, 1994) a montré que les canaux dolomitiques ont guidé les écoulements laviques vers les points bas existants (Tapiès, Mas Raynal). La coulée de Puech Grand (la Blaquererie), large de 400 m et longue de plus d'un kilomètre, fossilise une surface proche de la S2 (800-840 m). En effet, au Belvezet, vers 810 m d'altitude, le sol est enrichi en petits fragments de « porcelanite » rouge marquant la base de la coulée (Gillot, 1974). Elle s'épanche dans une topographie déjà différenciée, en contrebas de reliefs résiduels (les Serres, le Puech de Braune). La base de la coulée s'inscrit donc au minimum d'une vingtaine de mètres sous le sommet actuel de ces buttes. Quelques pinacles dolomitiques visibles jadis (Ambert, 1994) semblent vouloir percer sous la terminaison septentrionale de cette coulée. Leur présence montre le démantèlement avancé de cette surface par le soutirage, et donc sa sénilité lors de l'épisode volcanique.

Les blocs de basalte du Clauzal confirment l'existence d'une topographie déjà largement différenciée. Au moins contemporains du volcanisme plio-quatenaire de la Blaquererie, ils fossilisent un plan (745-750 m ; S3) situé une cinquantaine de mètres en contrebas de la base de la coulée du Puech Grand. Ces deux observations ne sont pas contradictoires et l'épanchement de basalte depuis le Puech Prieur en direction du sud, n'implique pas nécessairement que la dépression de la Portalerie n'existait pas précédemment. Elle était

certainement moins développée et c'est par érosion régressive qu'elle a atteint la Blaquerie puis isolé le point d'émission de la coulée du Puech Grand.

Donc, les grandes lignes de la morphologie caussenarde semblent déjà acquises lors de cet épisode volcanique. La base des coulées est largement diachrone et recouvre des morphologies d'âges divers. La fossilisation de pinacles dolomitiques par la coulée du Puech Grand indique, comme sur le causse de Guilhaumard, l'efficacité du soutirage karstique, sûrement en rapport avec l'abaissement marqué du niveau de base, et donc le creusement des canyons. Les informations fournies par les blocs de basalte du Clauzal vont également dans ce sens. Le replat morphologique qu'ils fossilisent (750 m ; S3) correspond à un autre stade de l'enfoncement de la surface karstique, calée sur le niveau de base local. À cette cote, le cours de la Virenque ou l'alvéole de Nant étaient déjà encaissés au minimum d'une centaine de mètres par rapport au rebord des gorges et ce, au plus tard à l'orée du Quaternaire.

Même si l'essentiel de la morphologie caussenarde est acquis, la position des coulées de basalte (Puech Grand, le Clauzal) montre manifestement une inversion de relief depuis leur mise en place. Elles dominent d'une vingtaine de mètres en moyenne le fond des dépressions développées à leur pied. Cette valeur de l'érosion post-volcanique rejoint celle déjà formulée sur le Causse de Guilhaumard (Ambert, 1982 b et 1994). La dissolution des dolomies dans ce secteur, favorisée par la présence d'un impluvium basaltique (et donc acide ; Demangeot, 1987), atteint 20 m pour tout le Quaternaire. Calculée à partir du volcan de Romiguières (1,9 Ma), elle est donc de 1 mètre par 0,1 Ma, soit 10 mm/millénaire. Les observations concernant la coulée du Puech Grand et les blocs du Clauzal rejoignent cette estimation.

En général, les basaltes caussenards ont un fort déficit en silice. Ils s'altèrent facilement par taches (sonnenbrenner), ce qui leur enlève rapidement le statut de roches dures. De ce fait, les coulées présentes sur le causse se résument souvent en un amoncellement de blocs de basalte (Puech Grand, le Clauzal). Le travail de l'érosion est donc largement facilité, et elle dispose alors d'un stock important de blocaille. Ainsi, on remarque autour de chaque formation basaltique, une diffusion de blocs de basalte plus ou moins étendue. Intégrés aux formations superficielles, ils permettent, lorsque les pointements de basalte ne sont pas trop nombreux, de caractériser un sens de transit. Cette formation confirme ce qui avait déjà été mis en évidence avec d'autres formations superficielles, notamment les argiles à chailles (Roquefort, Comberedonde). Mais le plus souvent, les blocs de basalte traduisent un remaniement modéré en direction des points bas alentour et sont ensuite absorbés par l'endokarst (aven de la Portalerie). Ils montrent des transits adaptés à la morphologie actuelle et ne mettent pas en évidence de profonds bouleversements de la topographie caussenarde après leur dépôt. La conservation partielle du cône strombolien de la Fageole confirme la faiblesse relative des érosions postérieures à sa mise en place.

### **III.2.5 - Les formations résiduelles carbonatées**

Elles comprennent le grésou dolomitique et les croûtes calcitiques sur dolomie. Le Bathonien dolomitique n'a pas l'exclusivité de ces formations qui concernent aussi d'autres niveaux dolomitiques comme le Bajocien (calcaires et dolomies à chailles) ou certains niveaux du Jurassique supérieur (Kimméridgien et Tithonien).

### **III.2.5.1 - Le grésou dolomitique**

Le « grésou » ou « sabel » sont des termes caussenards qui désignent les dépôts sablonneux provenant de la corrosion karstique (largement crypto-karstique), mais aussi météorique des dolomies. Il s'agit d'une crypto-corrosion sélective en fonction, plus particulièrement, de la pétrographie de la roche dolomitique et de sa fracturation (photo 29).

Sa répartition géographique, calquée exactement sur les affleurements de dolomies, n'apporte aucune information précise. Ce dépôt est trop fragile pour caractériser un transit de surface. En revanche, il est fréquent sous terre, où il constitue l'essentiel de certains remplissages (aven de la Portalerie, aven de la Bise). Le grésou peut matérialiser, pour des cavités creusées dans d'autres formations, la relation avec des secteurs dolomitiques. Ainsi, l'exportation de grésou par la source du Durzon en période de crue, prouve, s'il en était besoin, la présence de dolomies dans son bassin-versant.

### **III.2.5.2 - Les croûtes calcitiques sur dolomies (annexe I.2)**

Ces formations constituent une entité originale. Elles sont mentionnées pour la première fois sur le Larzac, dans nos travaux concernant le Causse de l'Hospitalet (Bruxelles, 1995 ; Ambert *et al.*, 1996). Déjà signalées en plusieurs points du Causse de Blandas (Ambert *et al.*, 1978) et du Guilhaumard (Ambert, 1982 b), nous en avons également reconnu en bordure du poljé de Saint-Maurice-Navacelles (Larzac méridional). Cette formation est totalement absente sur les calcaires.



**Photo 29 - Déblaiement du grésou dolomitique dans une future canaule. Celle-ci se développe à partir de la tranchée d'une ancienne voie ferrée au nord de la Portalerie.**

Dans la partie occidentale du Causse de l'Hospitalet, elles sont particulièrement bien développées le long de la piste conduisant de la D 23 au Puech des Trois Pierres (photo 30). Ces croûtes constituent une carapace d'épaisseur pluri-décimétrique essentiellement composée de cristaux de calcite (sparites centimétriques à structure en mosaïque). Dans le détail, on constate que la calcite n'est pas le constituant exclusif de cet encroûtement. Il subsiste localement des enclaves dolomitiques. Parfois, la structure d'ensemble prend un aspect grossièrement feuilleté, résultant de l'alternance de bandes irrégulières de dolomie et de calcite. Les analyses minéralogiques (rayons X) réalisées sur des échantillons provenant du Causse de Blandas, révèlent de bas en haut, une augmentation graduelle de la calcite au détriment de la dolomite. Ainsi, vers la surface, une roche calcitique se substitue progressivement à la dolomite saine, visible seulement à plusieurs décimètres de profondeur.

En plus de ce premier type de croûtes calcitiques, de couleur d'ensemble claire, et aux cristaux de calcite limpide, nous en avons rencontré un second type, de structure sensiblement différente et de couleur rougeâtre. Ces deux types peuvent coexister dans un même secteur, à peu de distance l'un de l'autre. C'est le cas au bord de la piste du Puech des Trois Pierres ou au sud-ouest de Bengouzal. Un encroûtement rougeâtre existe aussi dans la poche d'argiles à empreintes de feuilles, au contact entre la formation argileuse et le substrat dolomitique. On le retrouve également, avec les mêmes caractéristiques, à proximité de Caussenuéjols, associé à un remplissage d'albarons et de chailles.

Le faciès de type 2 correspondrait à la partie supérieure de cette croûte, au contact de la couverture meuble. Les cristaux de calcite limpide (type 1) apparaissent après le déblaiement de la couverture et l'érosion de la partie superficielle de la croûte. Ces deux types peuvent fort bien se côtoyer, puisqu'il s'agirait d'une même formation, plus ou moins dénudée et érodée.



**Photo 30 - Croûte calcitique sur dolomie à l'ouest de la ferme de Bengouzal (Sainte-Eulalie-de-Cernon). Le sol est jonché de gros cristaux de calcite.**

Les croûtes ne se retrouvent pas sur les plus hautes topographies, mais plutôt sur les replats, légèrement en contrebas. Sur le Puech des Trois Pierres et autour de Bengouzal, elles sont bien développées entre 850 et 880 m d'altitude. À l'est, le Puech Bridoux (801 m) est chapeauté par la croûte sur laquelle on trouve de nombreux blocs de grès ferrugineux crétacés et quelques chailles bajociennes. Plus au sud, elles couvrent une grande surface au nord de la reculée de Saint-Beaulize. Elles se localisent ici aussi sur des replats, largement démantelés par la karstification, situés entre 780 et 810 m d'altitude.

Dans le poljé de l'Hospitalet, au moins deux affleurements de croûte doivent être signalés. Le premier se situe entre la RN 9 et le hameau de la Gruelle, et le second, plus au nord, se trouve à l'est du carrefour entre la RN 9 et le D 7 (Serre du Pendu). Ces deux points correspondent à des replats, fortement dégradés, avoisinant 750 m d'altitude.

Enfin, sur le Causse de Campestre, un seul point, juste au nord de Grailhes, présente un petit secteur couvert de croûte (780 m).

### ***III.2.5.3 - Déductions morphologiques***

Les formations résiduelles carbonatées se corrélient à plusieurs surfaces, matérialisant différents stades d'aplanissement karstique et d'enfoncement du paysage. Les morphologies où abonde le grésou dolomitique, ainsi que celles qui sont couvertes d'une croûte calcitique, correspondent donc à des secteurs marqués par l'altération, sur lesquels subsistent parfois quelques témoins de leur couverture meuble (Crétacé supérieur, argiles à chailles, galets quartzeux).

Les encroûtements, même s'ils sont plus importants sur les hauts niveaux, peuvent accompagner chaque phase de corrosion karstique à composante plutôt horizontale. Ce processus de dissolution de la dolomie et de sa recristallisation sous forme de calcite implique un lessivage imparfait et une recristallisation *in situ* de la calcite. Ce processus peut s'appliquer dans des secteurs mal drainés, où le karst est peu actif, tels que les fonds de poljés. L'existence d'une couverture argileuse est également vraisemblable comme le montre la poche à empreinte de feuilles près de la forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux. En d'autres points, la présence d'une couverture vestigiale est symbolisée par quelques fragments de chailles (Puech Bridoux, NE la Gruelle). Une formation comparable a été décrite par D. Burger (1992) dans un gisement de bauxite, au contact entre les pinacles dolomitiques et la bauxite.

La comparaison de ces croûtes calcitiques sur dolomie avec les cargneules est assez intéressante. Pour ces dernières, c'est la présence d'eaux chargées en sulfates qui permet la transformation de la dolomite en calcite. Les couvertures argileuses crétacées contiennent, comme nous l'avons vu au Luc Bas, des niveaux pyriteux. Leur altération peut être à l'origine des sulfates responsables de cette transformation. La poche à feuilles du Viala, très comparable aux dépôts crétacés du Luc Bas, peut donc constituer un témoin de cette couverture et illustrer l'origine d'une partie de ces croûtes dont les plus hautes supportent encore de nombreux témoins de la couverture crétacée.

Le grésou a un rôle important sur la poursuite de la karstification car il conserve longtemps l'humidité. Il accroît l'effet de compresse humide et donc active la dissolution. Ensuite, lors du démantèlement d'un ancien replat, il est très facilement

évacué. L'érosion linéaire et le soutirage se conjuguent pour exhumer les chicots dolomitiques de leur manteau d'altération.

En revanche, les croûtes calcitiques arment les replats résiduels (anciens fonds de poljés). Leur importante cristallisation freine la dissolution, et son hétérogénéité, comprenant des enclaves dolomitiques, minimise l'action du gel.

Ainsi, ces formations résiduelles carbonatées ont un rôle morphologique contraire. Alors que le grésou prépare le démantèlement des replats, les croûtes les protègent et recouvrent encore de vieilles morphologies (Bengouzal, Puech des Trois Pierres, Puech Bridoux).

### **III.2.6 - Les dépôts périglaciaires**

Avec plus de 90 jours de gel par an en moyenne, les empreintes de phases gel-dégel sont encore très actuelles sur le Larzac. Elles se traduisent par l'existence de sols gelés (pipkrakes, mollisols, sols striés, sols polygonaux) et par une abondance de gélifracts, là où la lithologie s'y prête. Il suffit pour s'en convaincre d'observer certains clapas et anciens murets dont les éléments, réduits à un empilement de plaquettes calcaires désolidarisées, miment encore la forme des blocs.

La plupart des morphologies développées dans les calcaires présentent des versants régularisés, preuve évidente de l'action du gel pendant les périodes froides du Quaternaire. Pourtant, les dépôts périglaciaires hérités sont extrêmement modestes et mal représentés à la surface du causse.

#### ***III.2.6.1 - Les grèzes calcaires***

Sur le causse, les dépôts de grèzes calcaires sont conservés dans les fissures karstiques ou colmatent le fond de certaines dépressions.

Au-dessus de la reculée de Saint-Paul-des-Fonts, 1 km au sud-est de la ferme de la Vialette, une canaule dolomitique partiellement carriérisée, montre une accumulation de plusieurs mètres de gélifracts. Ils comprennent des éléments de nature diverse, dont des calcaires qui affleurent à plusieurs centaines de mètres de là. Ils mettent donc en évidence un transport hydrodynamique puissant à la surface du plateau et l'existence d'un important colmatage du karst par ces formations.

Dans la partie orientale du causse, entre le Belvezet et Cazejourdes, au nord du Puech du Radal, une petite carrière permet d'observer une importante accumulation de gélifracts (photo 31). À peine consolidés, ils atteignent au minimum 4 m d'épaisseur (profondeur de l'excavation). Le litage est net, souligné par des passées sablo-limoneuses. Il s'agit en fait d'une ancienne dépression située au débouché d'un petit talweg alimenté par plusieurs reliefs calcaires (Puech de la Matte). Cette coupe permet d'évaluer l'abondance de matériel accumulé dans ces points bas, et par extension, l'impact marqué du périglaciaire sur les versants calcaires.



**Photo 31 - Accumulation de gelifracts aux environs du Belvezet. Cette coupe de 3 m de hauteur ne permet pas d'atteindre la base de la séquence.**

Dans les canyons ou les reculées, les grèzes sont bien développées, surtout au pied des corniches calcaires. Les plus spectaculaires se trouvent dans le canyon de la Virenque. Elles atteignent en certains points plusieurs mètres d'épaisseur et sont partiellement consolidées (D 273 entre le Cros et le Luc). Ici, elles sont alimentées par les calcaires du Jurassique supérieur, probablement les plus propices à la constitution de ce type de dépôts.

Dans les reculées, les calcaires à stipites et les calcaires oolithiques sont aussi très sensibles au gel. Localement, les grèzes consolidées arment les versants marneux, comme sur la bordure méridionale de la reculée du Brias.

Dans l'endokarst, le long de la rivière souterraine de l'aven des Dolines (l'Hospitalet-du-Larzac), les dépôts de gelifracts sont accumulés sur plus d'un mètre d'épaisseur. Ils sont recouverts d'un concrétionnement massif, puis entaillés par la rivière souterraine. Ils sont composés quasi-exclusivement de plaquettes de calcaire alors que cette cavité se développe dans la dolomie bathonienne massive. Les gelifracts ont certainement transité en surface ou dans l'endokarst, depuis les affleurements de calcaires présents plus au sud, dans le bassin d'alimentation de cette circulation.

Dans l'abîme de Saint-Ferréol, l'importante accumulation d'éboulis est due à l'acquisition du profil d'équilibre des voûtes, mais aussi à l'action du gel sur les parois. Inévitables depuis l'orifice jusqu'à la base du puits, les traces de gelifraction sont flagrantes dans la salle qui lui fait suite. Elles affectent même les concrétions de calcite, dont les lamines desquamées s'accumulent au pied des parois.

Moins marquées, les traces de gelifractions sont cependant assez nettes dans l'aven de la Portalerie. Elles affectent les parois de la galerie principale sur une centaine de mètres, jusqu'au premier rétrécissement.

### **III.2.6.2 - Faiblesse des dépôts dans les secteurs dolomitiques**

La fouille de sites archéologiques révèle la faiblesse des dépôts postérieurs à l'occupation humaine dans les secteurs dolomitiques (Ambert, 1982 b, 1989, 1994). Ces observations rejoignent celles de J. Tricart (1955) qui a montré l'inaptitude des dolomies des Grands Causses à la gélifraction.

- L'habitat moustérien des Canalettes (Würm ancien) montre la faiblesse des dépôts durant les 50 derniers millénaires (Ambert, 89). Ainsi, la sédimentation moustérienne est insignifiante au fond de l'abri, pourtant assez proche de l'entrée (par comparaison avec l'abîme de Saint-Ferréol). Vers l'extérieur, elle dépasse deux mètres d'épaisseur, profitant des apports longitudinaux depuis les extrémités de la canaule. Mais l'action du gel semble pour le moins inopérante et ces dépôts sont issus de l'action combinée de la colonisation des parois par la végétation, de la dissolution aérienne et du ruissellement. Seuls les blocs, préalablement déchaussés, et gisant dans le grésou humide, ont subi un débitage par le gel.
- L'abri du Roc Troué (commune de Sainte-Eulalie-de-Cernon) se situe à la base d'un monolithe des dolomies ruiniformes. La fouille révèle, au-dessus d'un mètre de grésou, un niveau décimétrique contenant du matériel paléolithique. Formé d'un sédiment jaunâtre, hétérogène, il inclut de nombreux cristaux de calcite, et des petits fragments de dolomies, éclatés par le gel. Ce niveau constitue une véritable grèze périglaciaire qui dénote d'incontestables actions cryonivales (Tricart, 1955).
- L'abri sépulcral du Camp des Armes est un site chalcolithique situé à l'ouest de la Cavalerie (Pons *et al.*, 1998), sur le versant sud d'une colline qui assure la transition vers un secteur de reliefs plus au nord. Il domine un secteur déprimé, constitué de replats développés dans les calcaires oolithiques, et de dépressions colmatées par une formation résiduelle d'argiles à chailles.

Ouvert face au sud, cet abri est constitué d'une excavation peu profonde, surmontée par une dalle de 80 cm d'épaisseur, affectée d'un pendage de 15° vers le nord (fig. 54). Elle fait partie d'un banc dolomitique que l'on peut suivre sur une grande partie du versant. En plusieurs points, elle forme une proéminence par rapports aux formations calcaires.

Dans le détail, au niveau de l'abri, on distingue plusieurs faciès calcaires appartenant à la formation des calcaires à stipites (Dogger) :

- la base de l'abri est constituée de calcaires blancs, bioclastiques, finement lités (bancs de 1 à 10 cm d'épaisseur). Ce niveau est très fracturé.
- 50 cm de calcaires finement lités constituent le fond de l'abri. Ils montrent une dolomitisation assez nette dans les derniers termes.
- enfin, la dalle sommitale est composée d'un niveau dolomitique massif. Elle montre de nombreuses traces de dissolution aérienne (cannelures de lapiès, kaminetzas).

L'observation de ce site illustre bien l'action différentielle de la gélifraction, selon divers faciès rocheux (Bruxelles, 1998 a). Les calcaires, finement lités et fracturés constituent le rentrant de l'abri. Les multiples discontinuités sont autant de prises pour la gélifraction. En revanche, la dalle dolomitique ne montre pas de traces de l'action du gel. Aux formes anguleuses des calcaires se substituent ici, des formes arrondies,

dues à la corrosion. Cet exemple confirme l'indigence des dolomies face au gel déjà mise en évidence dans l'abri des Canalettes (Ambert, 1989).

Postérieurement à l'utilisation de cet abri, un éboulis d'une trentaine de centimètres d'épaisseur s'est développé. Il est composé pour l'essentiel de cailloutis calcaires, de grésou dolomitique et de rares blocs de dolomie. Ils témoignent de la permanence, même pendant l'Holocène, de conditions propices à la gélifraction.

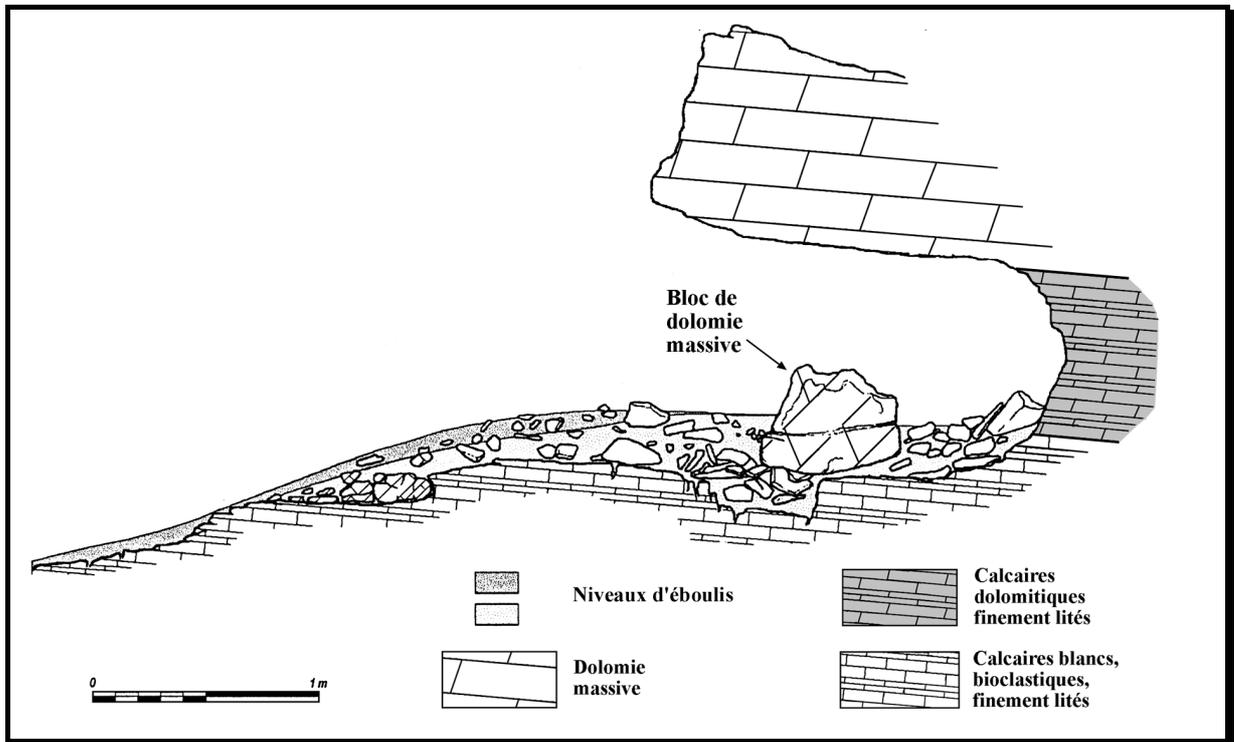


Fig. 54 - Coupe de l'abri sépulcral du Camp des Armes (Lapanouse-de-Cernon).

### III.2.6.3 - Les argiles à chailles

Sur les calcaires et les dolomies à chailles, l'impact du gel est équivoque. Sur les parois nues, en bordure des reculées, la gélifraction a pu s'effectuer sans entrave. Les chailles, préalablement parcourues de très nombreuses micro-fractures, y sont particulièrement sensibles.

Sur les ségalas, la couverture d'argiles à chailles a eu un effet protecteur pour le substratum. Ces secteurs n'ont ainsi que peu souffert du gel, et l'abondance de fragments anguleux dans les argiles à chailles, ressemblant à s'y méprendre à des grèzes remaniées, ne sont en fait que des argiles à chailles en transit depuis les poches de décarbonatation (cf. *supra*).

En revanche, ces dépôts siliceux, peuvent, du fait de leur richesse en argile, être très largement remodelés par la solifluxion. Ils sont à leur tour repris par des actions hydrodynamiques superficielles et nourrissent la couverture d'altérites au fond des poljés. Plusieurs cônes d'accumulation existent encore au pied de l'escarpement de l'Hospitalet, au débouché de plusieurs talwegs.

#### **III.2.6.4 - Les dépôts du Col de la Barrière**

Ils sont localisés au pied d'un versant développé dans les schistes, au dernier point de contact entre le plateau calcaire et le massif cristallin (photo 32). Le fond d'une dépression, développée dans les dolomies bathoniennes, est occupé par une forte accumulation de gélifraacts et de colluvions diverses. Cette formation est actuellement entaillée par deux petites ravines rarement fonctionnelles.



**Photo 32 - Les dépôts du Col de la Barrière (surface cultivée) sont accumulés sur le causse, au dernier point de contact avec le massif cristallin.**

#### **III.2.6.5 - Évaluation de l'impact morphologique**

La rareté des dépôts périglaciaires würmiens sur le causse traduit avant tout l'importance de la dissolution post-würmienne et holocène. Les fragments calcaires, débités en petites plaquettes, ont été particulièrement sensibles à la dissolution. Le soutirage et l'évacuation par l'endokarst ont certainement contribué à leur disparition en surface. Ailleurs, la forte proportion de dolomies à l'affleurement et la présence de diverses couvertures argileuses (argiles à chailles, Crétacé, terra rossa) ont diminué son impact.

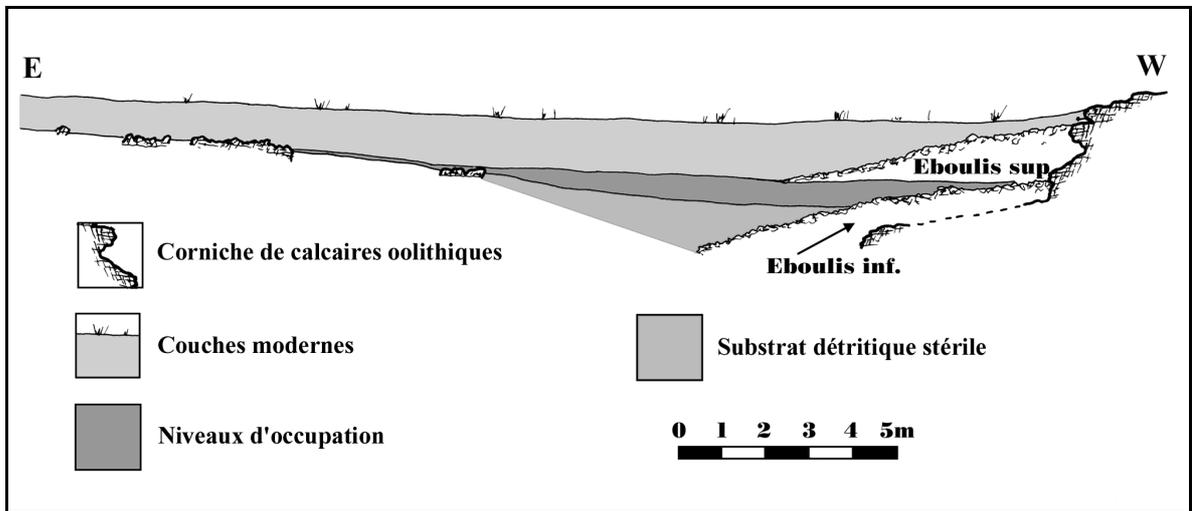
Cela explique la contradiction apparente, plutôt que réelle, avec les travaux de J. Corbel (1954) et de J. Tricart (1955) pour qui les effets du périglaciaire entraînent pour une large part dans la genèse des paysages caussenards. L'impact du gel est effectif dans les paysages caussenards, mais il est nécessaire de le nuancer en comparaison d'autres processus morphogénétiques.

Néanmoins, quelques rares coupes témoignent de l'abondance de matériel issu de la gelifraction et de leur transit à la surface du causse. C'est souvent le cas au pied des collines calcaires aux versants régularisés. Les dépressions karstiques et les entrées de cavités sont engorgées de matériel clastique, et les conditions climatiques ont permis, au moins temporairement, la constitution d'un pergélisol. De ce fait, quelques circulations

temporaires ont pu se maintenir à la surface du Causse, notamment vers le fond des dépressions et dans les vallons fluvio-karstiques. Ces conditions particulières ont restauré un transit superficiel comparable à celui qui a précédé le creusement des canyons et l'avènement du soutirage.

Par contre, l'étude de plusieurs sites archéologiques montre que l'essentiel des dépôts würmiens ont disparu à la fin de l'Holocène (cf. *infra* la doline de la Pomière). En revanche, ces sites mettent en évidence une activité cryoclastique encore efficace pendant cette période.

Le site archéologique de la Pomière (la Cavalerie) est assez démonstratif (Bruxelles, 1997 b ; Bruxelles, 1998 c). Il s'agit d'une doline dissymétrique développée dans les calcaires oolithiques (Dogger), dont la bordure ouest est constituée par une corniche de 2 à 3 m de hauteur (fig. 55). Pour les besoins de la fouille, le remplissage a été évacué, et a permis d'observer l'état initial de la doline. Elle se présente donc, au début de l'Holocène, comme une doline rocheuse, comprenant un petit tablier d'éboulis (50 cm d'épaisseur en moyenne) à la base de la corniche. Les cannelures sur les blocs de l'éboulis et sur les parois de la doline sont le signe incontestable d'une assez longue évolution sub-aérienne. Le tablier d'éboulis, plutôt modeste en regard de la sensibilité au gel des calcaires, constituerait la fraction résiduelle des dépôts périglaciaires. Alors que les périodes d'occupation du site et des alentours se traduisent par une forte sédimentation argileuse (déstabilisation des versants), une période d'abandon est caractérisée par la formation d'un second tablier d'éboulis (Pons *et al.*, 1999). Celui-ci recouvre les couches archéologiques dont les plus récentes sont attribuées au Chalcolithique, voire à l'Age du Bronze. Il est fossilisé par des colluvions « modernes ». Cet éboulis, composé de blocs de calcaire hétérométriques, traduit la dégradation de la corniche par les agents météoriques. Le gel y contribue pour une large part comme en témoignent les nombreuses plaquettes de calcaires.



**Fig. 55 - Coupe synthétique de la doline de la Pomière (la Cavalerie). Le tablier d'éboulis supérieur est compris entre les niveaux d'occupation (Chalcolithique – Age de Bronze) et les couches modernes.**

Donc, même en dehors des périodes propices du périglaciaire, l'impact du gel reste non négligeable. Actuellement, les fréquentes gelées poursuivent, à un rythme moindre, ce travail de cryoclastie. L'absence de pergélisol ne permet plus qu'un transit modeste des gélifractions, qui se limite souvent au pied des versants ou au fond des dépressions.

## **IV – LES MODALITÉS DE LA MORPHOGENÈSE CAUSSENARDE**

### **IV.1 - LES ENSEIGNEMENTS DÉDUITS DES DÉPÔTS CRÉTACÉS**

La plate-forme carbonatée est soumise à l'érosion dès son émergence, c'est-à-dire depuis la fin du Jurassique supérieur, voire peut-être la fin du Crétacé inférieur. La présence de bauxite signe une évolution continentale relativement longue et succède à un épisode marin quasi-ininterrompu depuis le Trias. Elle peut être corrélée au début d'une période d'instabilité tectonique dans le cas d'une genèse allochtone des bauxites, pendant laquelle l'ablation de la couverture bauxitique sur les sites primaires précède l'érosion de la roche mère (Combes, 1984).

#### **IV.1.1 - Les formations bauxitiques caussenardes**

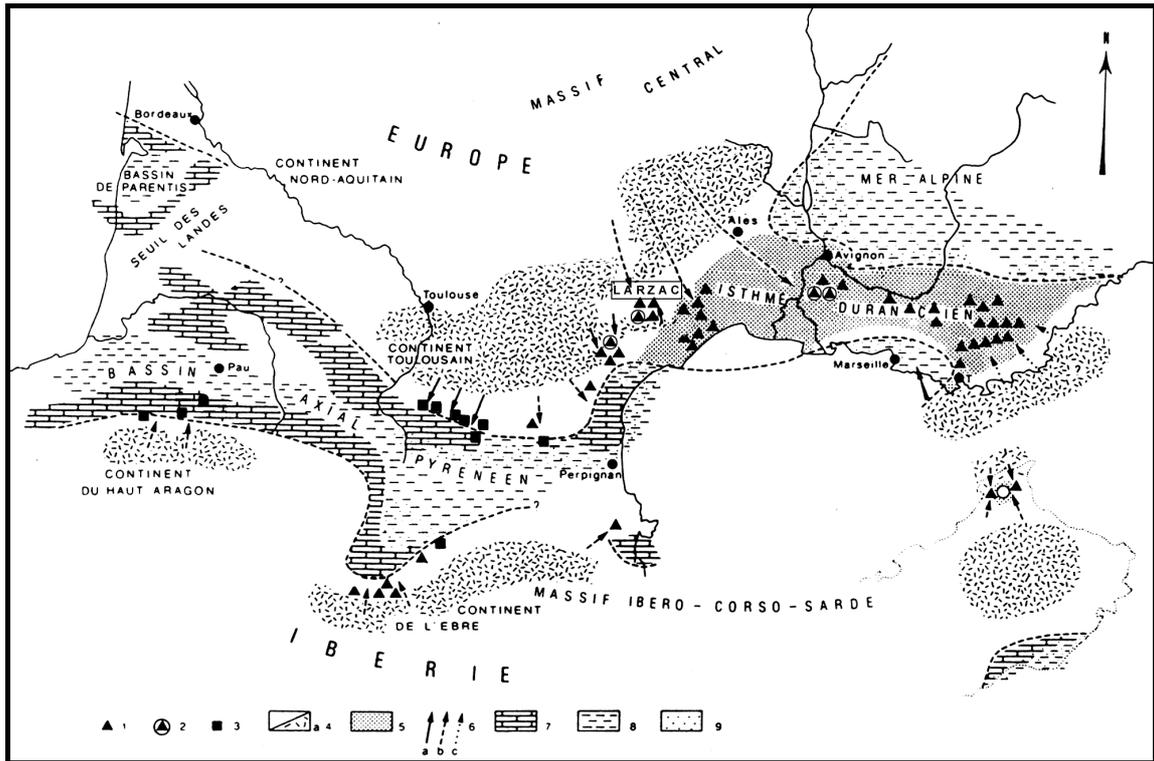
##### ***IV.1.1.1 - Les conditions de dépôt***

Dans les gisements de la région languedocienne, P. Demangeon (1965, 1969 et 1975) a montré que les bauxites de la partie occidentale de l'Isthme Durancien contenaient des minéraux lourds (disthène, staurotide) caractéristiques du sud du Massif Central. Ainsi, il montre que ces bauxites proviennent de matériaux libérés lors d'une altération du socle. En outre, il exclut la formation de la bauxite uniquement à partir des dépôts marneux jurassico-crétacés qui sont dépourvus de ce type de minéraux détritiques.

La genèse de cette bauxite se produit en deux temps et correspond au concept d'autochtonie relative ou parautochtonie (Bonte, 1958 ; Combes, 1972 ; Combes, 1984). Elle débute sur le socle ancien par une altération de type latéritique (ferrallitisation). Dès la fin de la régression jurassique, un système de circulations nord-sud se met en place depuis les contreforts du Massif central (Demangeon, 1975 ; Combes, 1990). Les formations bauxitiques sont érodées sur le site primaire et sédimentent sur la plate-forme carbonatée (fig. 56). L'altération postérieure à ce transport est fonction du degré de bauxitisation atteint avant érosion. La ferrallitisation peut se poursuivre après le dépôt (fig. 57). Dans ce cas, on observe sur le site secondaire, une évolution verticale des faciès montrant une altération sur place (Combes, 1972 et 1990, Guendon et Parron, 1982 et 1985) et une karstification poussée du mur jurassique (Combes, 1973 ; Guendon, 1986). L'absence de pisolithes cassés dans les blocs trouvés sur le causse va dans le sens d'une évolution *in situ*. Par comparaison avec d'autres gisements languedociens et provençaux, l'âge de cette bauxite doit être compris entre l'Aptien et le Cénomaniens.

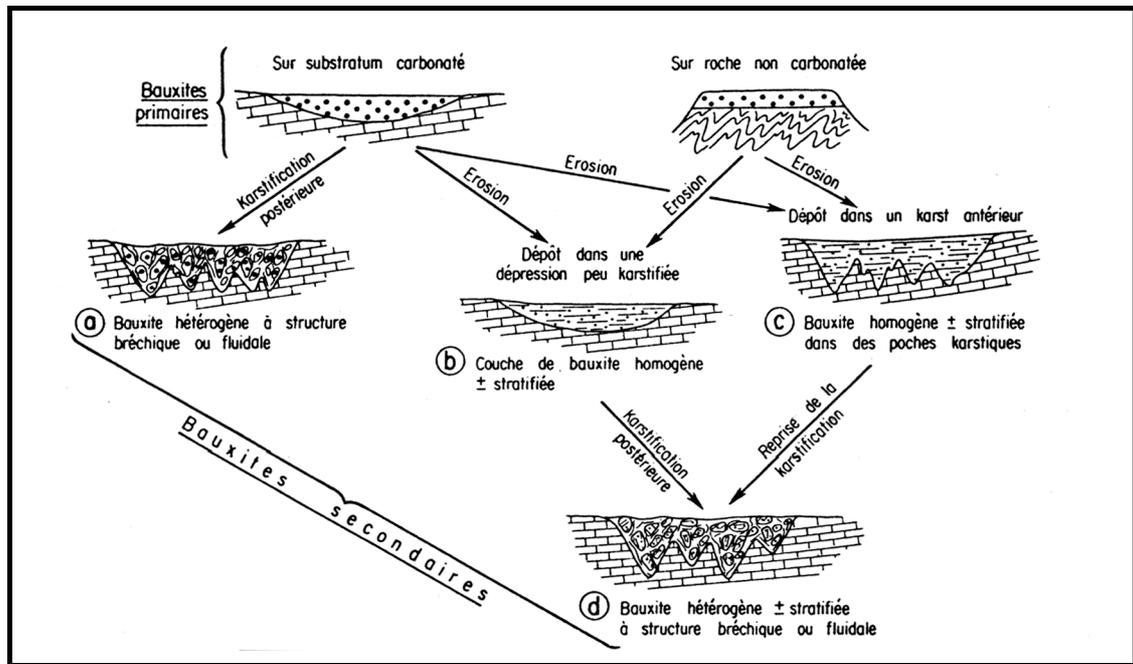
##### ***IV.1.1.2 - Topographie infra-bauxitique***

Sur le Larzac, il reste malaisé, compte tenu de la mauvaise qualité des affleurements, d'évaluer la part de la bauxitisation avant et après transport. De fait, il est difficile de connaître les morphologies ayant pu servir de piège aux formations latéritiques remaniées ou qui se sont développées ultérieurement à leur mur.



1 – Bauxite de type Languedoc – Provence, allochtone ou parallochtone. 2 – Même type avec altération sur place importante (parautochtonie). 3 – Autre type de bauxite. 4 – Domaine continental, a : socle paléozoïque susceptible d'affleurer. 5 – Domaine continentalisé où les marnes ont pu constituer la roche mère. 6 – Apports de l'arrière-pays (démonstrés, probables, possibles). 7 – Plate-forme carbonatée (Urgonien à Aptien-Albien). 8 – Marnes et marnes gréseuses de bassin (Aptien-Albien). 9 – Glauconie.

**Fig. 56 - Répartition des différents types de gisements et direction des apports depuis l'arrière-pays. D'après Combes, 1990 et Arnaud-Vanneau *et al.*, 1979, modifié.**



**Fig. 57 - Principaux types de gisements secondaires sur substrat carbonaté formés à partir de bauxites primaires, et karstification du mur. D'après Combes 1972 et 1984.**

La concentration des formations bauxitiques, sous-jacentes ou situées à proximité des formations du Crétacé supérieur, plaide pour un faible remaniement postérieur à leur mise en place sur le causse. D'ailleurs, il suffit d'observer l'état des blocs de bauxite mis par l'homme sur les clapas pour s'apercevoir que ce sont des formations très fragiles. On peut donc considérer que les blocs de bauxite sont en place, seulement affectés par le soutirage karstique. Ainsi, la localisation des affleurements de bauxite, en contrebas des croupes calcaires hautes de plus d'une centaine de mètres suggère déjà l'existence d'une paléo-topographie préexistante à la mise en place des bauxites. Elles ont évolué et se sont conservées dans les points bas de cette topographie.

Dans les gisements de bauxite, le mur carbonaté de la bauxite est affecté par une karstification d'intensité variable. Il se présente souvent comme une succession de dépressions fermées, pouvant atteindre ou dépasser 30 m de profondeur (fig. 57), séparées par des dômes résiduels (Guendon et Parron, 1982). La taille de ces dépressions dépend de la corrosion sous la couverture bauxitique, de la nature du mur, de sa fracturation et de la distance entre la surface karstique et le niveau de base de l'époque.

#### ***IV.1.1.3 - Les « grands sotchs »***

Dans les Grands Causses, le terme de sotch désigne une dépression fermée. De part et d'autre de la Virenque, à cheval sur le causse de Campestre et celui de Sorbs (Larzac sud-oriental), on dénombre une dizaine de grands sotchs (fig. 58), ayant une forme très caractéristique. Leur diamètre varie de 50 à plus de 200 m pour une profondeur atteignant 70 m au fond de l'abîme de Saint-Ferréol. Le fond, encadré de parois subverticales, est couvert d'éboulis en forte pente (photo 33).

Ces dépressions, sont toutes comprises dans les secteurs où l'on a répertorié les formations de bauxite et de Crétacé supérieur en place (fig. 59). De même, toutes ces dépressions s'inscrivent à partir d'une surface dont l'altitude oscille autour de 700 - 710 m (S4). En fait, il apparaît que cette surface (S4) exhume et regrade légèrement, à cet endroit, un lambeau de surface infra-bauxitique, que l'on peut noter S0 pour respecter leur succession chronologique.

Un examen minutieux de chacun de ces sotchs n'a pas permis de retrouver d'autres indices quant aux modalités de leur formation. Les effondrements liés à la détente des parois et au gel ont effacé toute trace de leur morphologie initiale. Enfin, l'importante accumulation d'éboulis colmate la base de ces formes, et oblitère ainsi un éventuel remplissage. Heureusement, l'examen des formations de la doline du Luc Bas et la réalisation de tranchées à la pelle mécanique ont mis en exergue plusieurs similitudes avec les grands sotchs.

La doline du Luc Bas fait partie d'un ouvala qui défonce la surface 700 – 710 m (S4) dans lequel nous avons répertorié une dizaine d'affleurements de bauxite et de formations diverses du Crétacé supérieur (photo 34). Elle a une longueur de 250 m pour une centaine de largeur. Les lèvres de la doline sont situées une vingtaine de mètres en contrebas de cette surface. À leur tour, elles dominent le fond de la dépression de 10 à 15 m. Ce dernier est en pente douce vers le sud. Le point bas, localisé dans un renforcement de la bordure, est marqué par un soutirage actif.

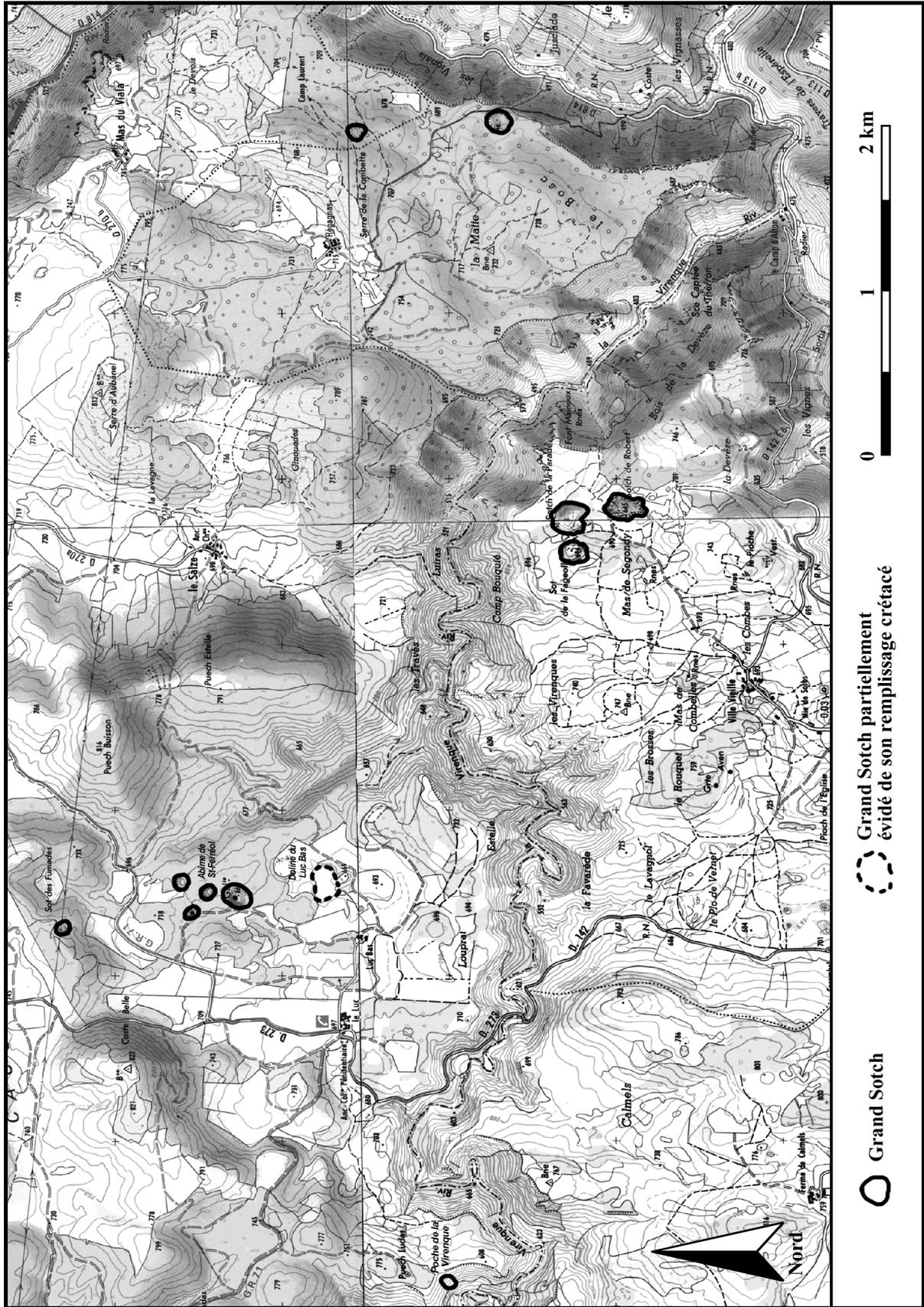


Fig. 58 - Carte de répartition des grands sotchs de part et d'autre du canyon de la Virenaque.



Photo 33 - Intérieur d'un grand sotch (Sotch de Robert, Sorbs). Le personnage en bas et à droite donne l'échelle.

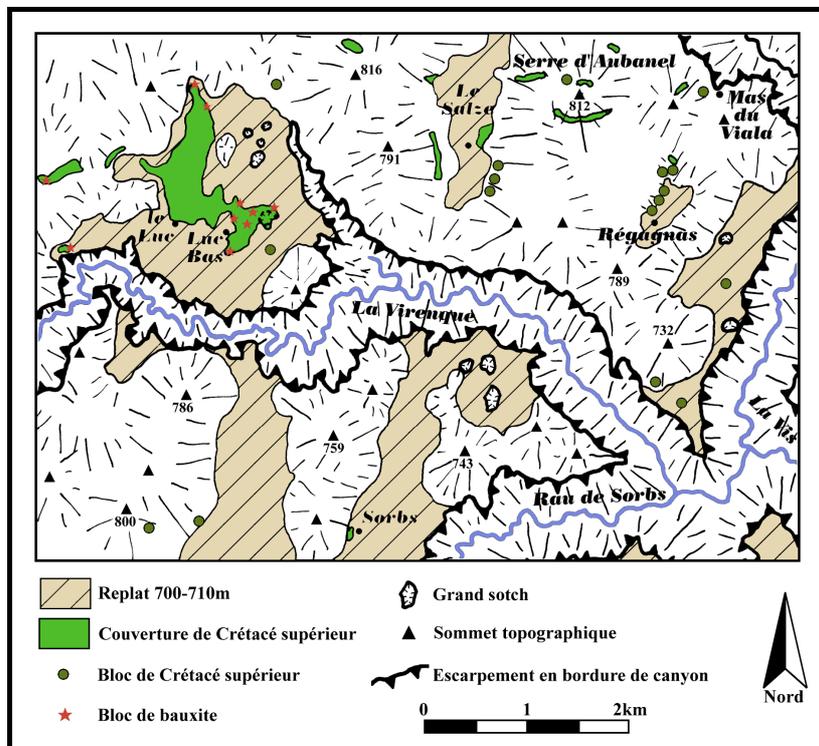
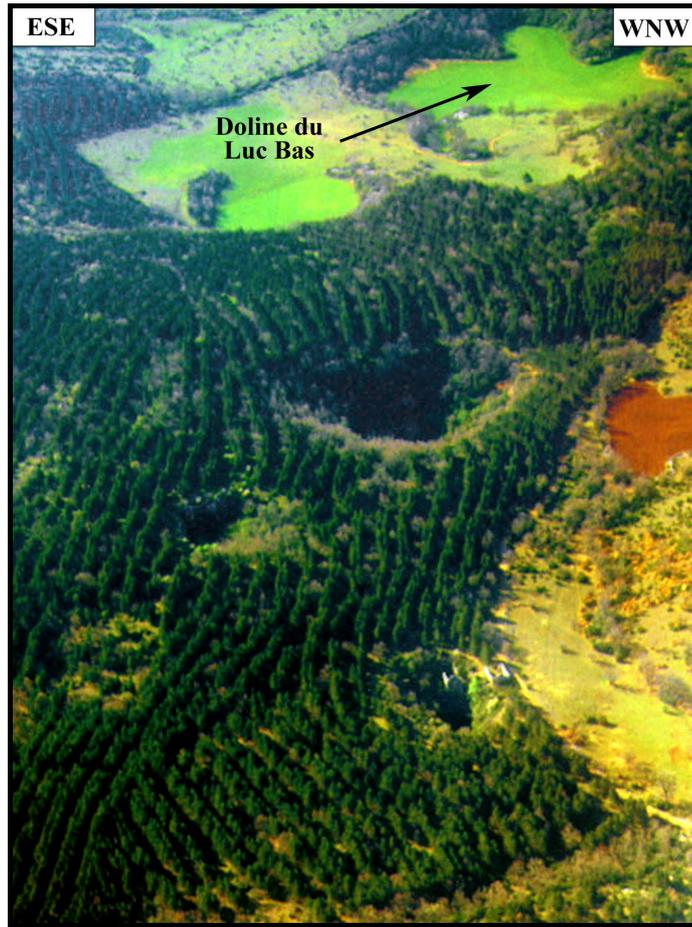


Fig. 59 - Les Grands Sotchs et les principaux affleurements crétacés dans leur contexte géomorphologique.

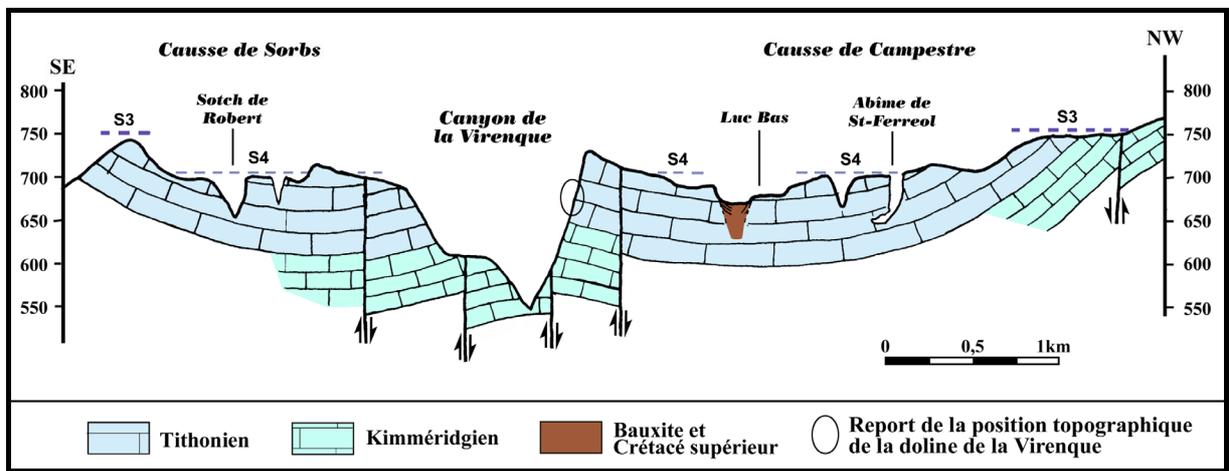


**Photo 34 - Vue aérienne d'un ensemble de grands sotchs sur la partie sud du Causse de Campestre. A proximité, la doline du Luc Bas avec son épais remplissage de Crétacé peut leur être comparée.**

Les tranchées réalisées dans le Crétacé, en bordure de la doline (fig. 23, 26, 27, 28 et 30) n'ont jamais permis d'atteindre le fond du remplissage, ni de rencontrer la paroi pourtant très proche en surface. La géométrie du remplissage et l'importance du soutirage laisse penser que le substrat se trouve plus en profondeur, probablement plusieurs dizaines de mètres plus bas. Ainsi, si l'on vide la doline du Luc Bas de son remplissage, on devrait retrouver une profonde dépression, aux parois relativement raides. Elle s'apparenterait alors dans sa morphologie d'ensemble aux sotchs précédemment décrits et refaçonnés ensuite à l'air libre (Bruxelles *et al.*, 1999 a et b ; Bruxelles, 1999 a).

La comparaison avec la doline du Luc Bas montre donc que ces dépressions pouvaient avoir un remplissage constitué, à la base, par de la bauxite. Elles peuvent donc dériver du karst de la bauxite. Leur préexistence à la transgression coniacienne est très probable, mais il est illusoire, compte tenu du mauvais état des dépôts, d'essayer d'évaluer leur ampleur à cette époque. La corrosion sous les autres dépôts crétacés a certainement amplifié la forme initiale.

Au terme d'une longue évolution morphologique et tectonique, l'abaissement puis la stabilisation du niveau de base régional à un niveau correspondant à l'altitude actuelle de 710 m (S4 ; cf. page 34) détermine la formation d'une surface karstique d'extension relativement limitée mais que l'on retrouve en plusieurs points du causse (poljé de l'Hospitalet, replat du Luc, Causse de Sorbs). Cette surface tangente par endroits la surface de la bauxite (Luc Bas) et tronque les reliefs calcaires autour des dépressions remplies de crétacé (fig. 60). La crypto-corrosion a pu être réactivée à partir de ce moment là, d'autant que le début du creusement du canyon de la Virenque introduit un gradient hydraulique de plus en plus marqué. Au cours du développement du canyon et de la mise en place du drainage karstique, le remplissage des sotchs est plus ou moins soutiré suivant les secteurs. Il aboutit à la vidange partielle du crypto-karst. La poche de la Virenque (Alabouvette *et al.*, 1984), recoupée par le canyon de la Virenque, a toutefois conservé une partie de son remplissage (photo 34). D'autres secteurs comme celui du Luc Bas ont été relativement épargnés par le soutirage. Enfin, d'autres sotchs non décelables en surface existent peut-être encore. Ils sont alors masqués par leur couverture crétacée et par les formations superficielles plus récentes (dépression du Salze, dépression de Régagnas).



**Fig. 60 - Coupe géologique transverse aux principaux sotchs mettant en évidence l'analogie de forme et de situation entre la doline du Luc Bas et les autres dépressions. Pour compléter cette comparaison, nous avons positionné la poche de la Virenque.**

## IV.1.2 - L'ingression marine du Crétacé supérieur

### IV.1.2.1 - Le cadre paléogéographique

*Sornayina foissacensis* date ces dépôts marins du Coniacien (Bruxelles *et al.*, 1999 ; Tronchetti, 1981). La présence de cette forme endémique de la région gardoise permet de préciser les affinités paléobiogéographiques et de relier les niveaux marins analysés aux dépôts coniaciens de la basse vallée du Rhône (fig. 61).

Les informations fournies par le cortège biologique et lithologique (calcaires gréseux) permettent de situer les dépôts coniaciens sur une plate-forme marine mixte et peu profonde. Elle correspond à une mer épicontinentale, comprise entre les Cévennes et l'Isthme Durancien, qui se développe au moins jusqu'aux limites occidentales du Larzac. Il n'est pas exclu qu'à cette époque, la mer coniacienne concerne également la zone cévenole, avant sa mise en relief (fig. 61).

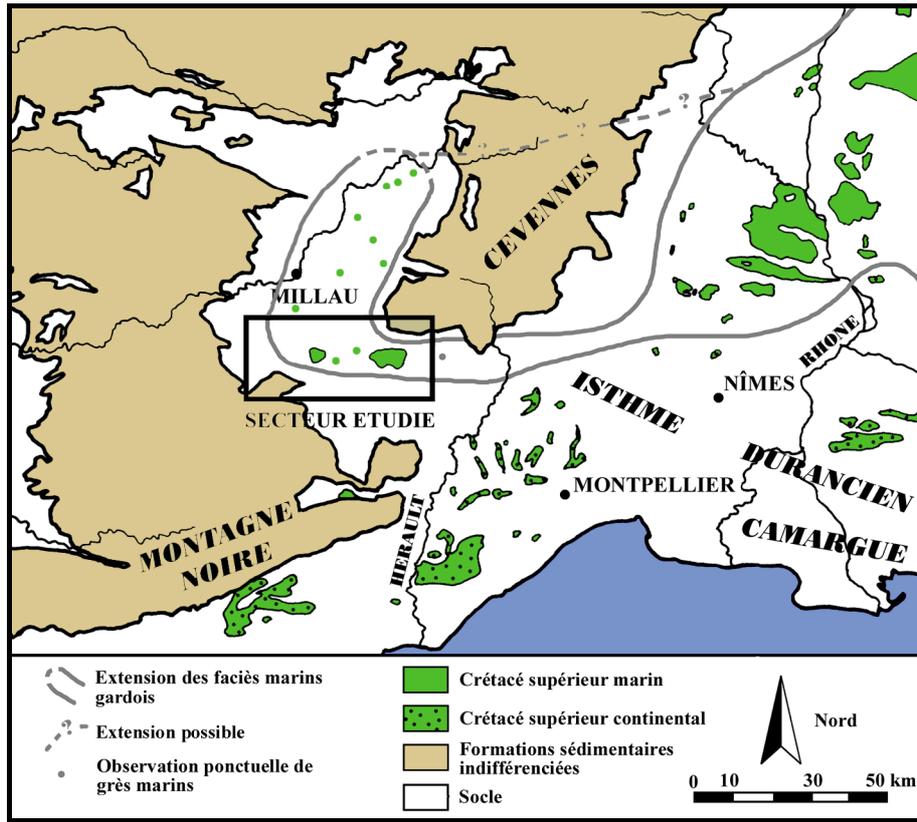


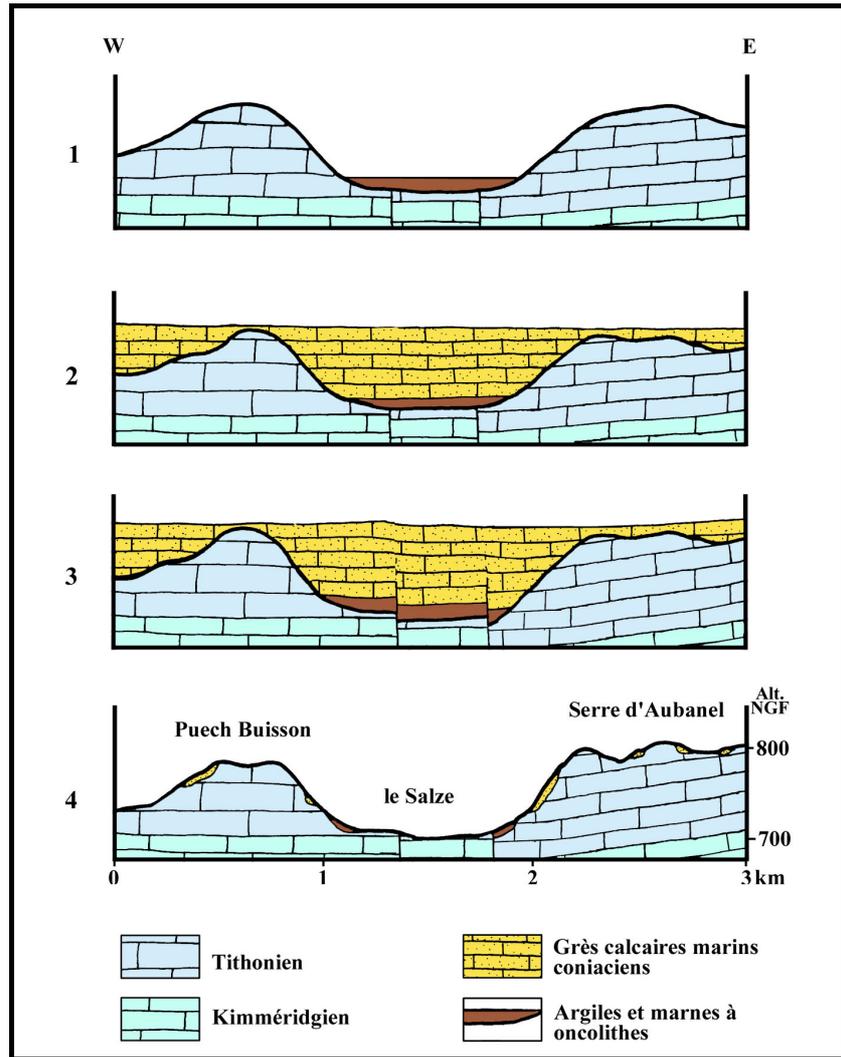
Fig. 61 - Carte synthétique de la répartition des affleurements du Crétacé supérieur en Languedoc oriental.

Dans les lumachelles de la doline du Luc Bas, la présence de charbons de bois et, en première analyse, d'ostracodes saumâtres du Crétacé Supérieur (comm. orale J.F. Babinot), traduirait un contexte margino-littoral local, peut-être en prélude à la transgression.

#### IV.1.2.2 - Ampleur de la transgression coniacienne

Sur le Causse de Campestre, plusieurs affleurements majeurs confirment l'existence d'une paléogéographie ennoyée par ces dépôts. Le pendage du substrat jurassique étant localement très faible, ces indices permettent d'apprécier, en l'absence de rejeu tectoniques différentiels, l'épaisseur de ces dépôts marins. À ce titre, le secteur du Salze est le plus démonstratif (fig. 62).

La doline du Salze est une dépression allongée, creusée dans les calcaires tithoniens et calée sur deux petites failles normales orientées nord-sud. Les dolomies du Kimméridgien supérieur affleurent au centre de la dépression, à l'altitude 698 m, et permettent d'évaluer le rejet des failles à une quinzaine de mètres au maximum. La dépression est encadrée à l'est et à l'ouest par deux reliefs calcaires, respectivement le Serre d'Aubanel et le Puech Buisson, qui dépassent 800 m d'altitude (fig. 31). Le pendage, d'à peine quelques degrés vers le sud, se redresse au nord de la dépression, à l'approche de la faille du Mas Gauzin.



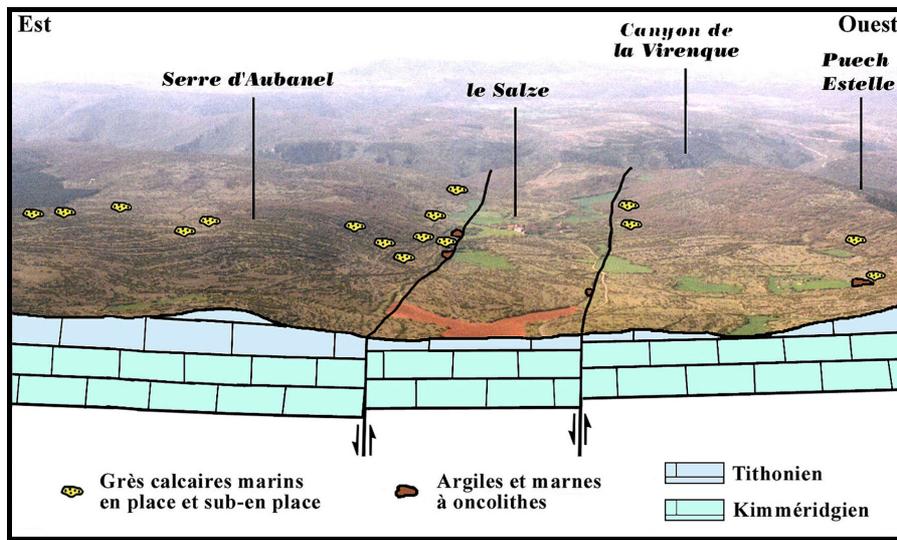
1 – Base de la transgression qui envahit les points bas (marnes à oncolithes). La dépression est calée sur des petites failles préexistantes qui ont guidé la formation de la dépression. 2 – transgression marine fossilisant les paléotopographies (grès calcaires). 3 – Rejeu des accidents (phase pyrénéenne). 4 – Etat actuel.

**Fig. 62 - Schéma synthétique montrant les principales étapes de la transgression coniacienne.**

Les marnes à oncolithes conservées au fond de la dépression peuvent être rattachées, par leur faciès ainsi que leur position stratigraphique, aux argiles et aux marnes de la doline du Luc Bas. Elles pourraient aussi, à titre d'hypothèse, correspondre aux argiles plastiques versicolores de la poche de la Virenque, situées par les pollens dans l'intervalle Turonien supérieur – Coniacien (Alabouvette *et al.*, 1984 et 1988).

Les faciès transgressifs du Coniacien semblent, de toute évidence, venir au-dessus des argiles. Les affleurements de calcaires gréseux et de calcaires lumachelliques concernent l'ensemble des versants, jusqu'au sommet du Serre d'Aubanel (photo 35). Le plus souvent en position primaire ils révèlent, par leur position topographique, l'exhumation partielle d'un paléo-relief calcaire. Ainsi la disposition des dépôts étagés du Serre d'Aubanel souligne l'existence d'une paléogéographie marquée au mur de la transgression crétacée. Elle envoie d'une centaine de mètres un paléo-paysage, en

accord avec la courbe de Vail (Haq *et al.*, 1987) qui enregistre au Coniacien un haut niveau marin de même ampleur.



**Photo 35 - Vue aérienne des environs du Salze. Ce secteur réunit les meilleures preuves d'un paléo-paysage fossilisé par la transgression du Crétacé supérieur.**

#### ***IV.1.2.3 - La discordance Jurassique - Crétacé supérieur***

Quelques éléments permettent d'évaluer l'ampleur de la discordance des formations crétacées sur le substrat jurassique. Sur le Causse de Campestre, ils sont localisés, à peu de chose près, au sommet du Malm. Au nord de la Salvetat, la bauxite et les grès ferrugineux gisent sur les calcaires du Callovien-Oxfordien, comme sur le Larzac occidental, au niveau de Bengouzal. Un peu plus à l'ouest, au Puech des Trois Pierres, les très nombreux blocs de grès ferrugineux reposent sur la croûte calcitique développée à partir des dolomies bathoniennes. Enfin, non loin du Viala-du-Pas-de-Jaux, les entonnoirs d'argile indurée, et la formation à pisolithes ferrugineux sont conservés au contact entre les calcaires à stipites (Bathonien inférieur) et les dolomies bathoniennes.

Les formations crétacées reposent donc sur des termes du Jurassique 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 feuilles du secteur du Viala-du-Pas-de-Jaux.

Cette discordance entre le Jurassique et le Crétacé, même si elle doit être nuancée, illustre un basculement précoce de la structure en direction de l'est. Elle montre également, en accord avec les observations réalisées sur le Causse de Campestre, le travail de l'érosion préalablement à la transgression coniacienne.

Dans l'état actuel des observations, nous ne pouvons préciser si cette discordance correspond à une érosion anté-bauxitique (avant la formation de la bauxite), sous-bauxitique (postérieure à son dépôt, par crypto-corrosion ; Parron et Guendon, 1985) ou post-bauxitique et anté-coniacienne (précède la transgression coniacienne). Il faut aussi envisager l'éventualité d'une combinaison plus complexe, faisant intervenir

plusieurs phases d'érosion voire de tectonique. En l'absence d'éléments distinctifs, nous nommons S0 la ou les surfaces anté-Crétacé supérieur (fig. 60).

#### **IV.1.2.4 - Étendue de la transgression du Crétacé supérieur sur les Grands Causses**

Sur le Larzac méridional, au sud de la faille de Saint-Michel, nous n'avons pas retrouvé de témoin de la transgression coniacienne. Il semblerait donc que le Larzac méridional n'ait pas connu de sédimentation marine contemporaine de cette époque. Dans le cas contraire, il resterait inévitablement des indices, au moins sous forme de grès ferrugineux.

À l'est du secteur étudié, sur le Causse de Blandas, l'existence d'une ancienne couverture crétacée ne fait aucun doute. En effet, les blocs ferrugineux à matrice fine et les grès ferrugineux à fossiles de lamellibranches abondent.

Au nord du Causse de l'Hospitalet, la présence de quelques blocs de grès ferrugineux jusqu'à la bordure septentrionale du Larzac montre l'extension d'une couverture crétacée dans cette direction. Les témoins sont ténus, et n'ont en aucun cas la qualité de ceux que nous avons décrits sur le Larzac central. Nous y avons tout de même reconnu des moules de lamellibranches.

Quelques observations ponctuelles ont été réalisées sur les autres causses. Nous avons retrouvé des blocs de grès ferrugineux et des pisolithes ferrugineux remaniés sur le Causse Noir (Espinassous) et sur le Causse Méjean (Toulousette, la Citerne...). Sur ce dernier, la taille et l'abondance des blocs, dont certains atteignent plusieurs mètres cubes, permettent d'y étendre, sans ambiguïté, la couverture crétacée (photo 36).



**Photo 36 - Blocs de grès siliceux et ferrugineux sur le Causse Méjean, aux environs de la ferme de la Toulousette.**

Enfin, nous ne pouvons pas nous avancer quant à l'extension de cette couverture sur les massifs anciens (Lingas, Aigoual). En tout cas, la présence de grès ferrugineux crétacés dans les dépôts à albarons (de type 1) ne peut pas être alléguée. Les grès ferrugineux ont pu être intégrés aux albarons accumulés sur le causse, lors du démantèlement de la SFC, et au cours des remaniements successifs.

En conséquence, on peut considérer que la transgression du coniacien concerne une grande partie du Larzac et l'ensemble des causses septentrionaux. Elle s'accorde avec certains traits structuraux qui ont régi toute la sédimentation depuis le Trias. Effectivement, la surface transgressée correspond au « graben des Grands Causses » (Peybernès et Pélissié, 1985), où s'est accumulée une série sédimentaire dilatée. En revanche, le Larzac méridional coïncide avec le Seuil Cévenol (Baudrimont et Dubois, 1977), où la série sédimentaire est réduite (nombreuses lacunes) du fait de fréquentes émergences. Les informations obtenues à partir des dépôts coniaciens montrent la pérennité de cette structure, et peut-être de son fonctionnement, au moins jusqu'au Crétacé supérieur.

#### ***IV.1.2.5 - Évaluation des rejeux tectoniques postérieurs au Crétacé***

L'essentiel de la structuration est produit au cours de la phase pyrénéenne, entre le Crétacé supérieur et l'Eocène. Ainsi, l'ingression puis le retrait de la mer coniacienne au Crétacé terminal sont souvent attribués aux prémices de la tectogenèse pyrénéenne. Ils concordent plutôt, pendant cette période, avec une fluctuation importante du niveau marin (Haq *et al.*, 1997). Avec une variation positive de l'ordre d'une centaine de mètres, la mer coniacienne a envahi l'essentiel du bassin des Grands Causses. Elle constitue un précieux jalon qui met en exergue l'absence de dénivellation importante dans l'ensemble de la surface transgressée.

Les rejeux postérieurs sont évidents, ne serait-ce qu'au niveau du Causse du Larzac. L'ampleur de la tectonique contemporaine de la phase pyrénéenne est ici mise en évidence par la structure de la série stratigraphique et par l'état de conservation de la couverture crétacée. La présence de nombreux stylolites dans les blocs de grès marins va dans ce sens.

Les affleurements en place sont contingentés au cœur des structures synclinales. Elles ont conservé, en position d'abri, les derniers témoins de crétacé. Sur les bordures, là où le pendage se relève, on retrouve certains dépôts portés en altitude. C'est le cas d'une poche à oncolithes située dans le secteur de Salbout (Causse de Campestre), à proximité du contact avec la faille du Mas Gauzin. Il en est de même pour les grands socles dont les plus septentrionaux dominent ceux de Saint-Ferréol et du Luc Bas, conformément au pendage (fig. 60).

De l'autre côté des grands accidents (faille de l'Hospitalet, faille du Mas Gauzin), sur la partie surélevée, on ne retrouve plus que des blocs épars de grès ferrugineux. Ils rappellent l'extension de la couverture sur ces secteurs, qui a subi, du fait de sa position dominante, un démantèlement plus poussé.

La présence des dépôts marins sur l'ensemble des Grands Causses donne une première appréciation globale des déformations tectoniques postérieures au Crétacé supérieur. Sur le Causse de Campestre, les dépôts sont compris entre 700 et 800 m d'altitude. Sur la partie occidentale du Causse de l'Hospitalet, ils atteignent 850-900 m. Sur le Causse Noir et sur le Causse Méjean, ils dépassent 1 000 m.

Dans le fossé de Montoulieu, une formation à gros quartz détritiques est datée par l'ichtyofaune du Campanien-Maastrichtien (Alabouvette et coll., 1988, b). Ce sont des calcaires gréseux roux, épais de deux à trois mètres, compris entre l'Hauterivien et le remplissage continental oligocène. Au-delà de leur ressemblance avec le Crétacé des Causses, un examen des foraminifères contenus dans ces dépôts marins permettrait certainement de les corrélés avec la transgression coniacienne. Situés à environ 200 m d'altitude, ils montrent l'importante dénivellation du bloc caussenard depuis cette période.

#### **IV.1.3 - Le Crétacé terminal**

Au Puech des Trois Pierres, en position culminante sur ce relief résiduel du causse, les blocs de grès ferrugineux contiennent des passées de quartz émoussés de plus d'un centimètre de diamètre à stratification entrecroisée. Ils attestent l'existence dans cette série crétacée de stocks quartzeux grossiers couvrant le causse, qui peuvent sembler plus abondants dans les niveaux qui clôturent la transgression coniacienne.

La répartition des dragées siliceuses est limitée aux causses orientaux (Blandas, Campestre et Larzac oriental). Elle se superpose, pour une large part, aux affleurements de Crétacé décrits ci-dessus. Ces dragées, pour lesquelles aucun argument paléontologique n'a jamais permis de préciser l'âge, pourraient être attribuées au Crétacé terminal, réduit, après altération, à des accumulations de galets de quartz sur certains sommets du causse. Leur position suppose en effet un transit au toit d'une couverture sédimentaire, très largement évacuée depuis, qui tangentait les plus hauts sommets des causses. Même s'il en reste peu de témoignages, l'existence de la couverture crétacée peut valider cette hypothèse.

Aussi, c'est au Campanien-Maastrichtien que nous suggérons d'attribuer ce Crétacé continental terminal des Causses, en référence aux formations continentales qui clôturent la série crétacée en bas Languedoc (Demangeon, 1959) ou forment le toit de la bauxite (Campanien) du bassin de Bédarieux (Bogdanoff *et al.*, 1984), de la Boissière et de Saint-Paul-et-Valmalle (Maastrichtien ; Lajoinie et Laville, 1979).

Cet épisode marque le retrait définitif de la mer et le début d'une série d'apports détritiques originaires des Cévennes. Il peut se corrélés à une phase précoce de la compression pyrénéenne (Souquet *et al.*, 1992 ; Guiraud, 1998 ; Guiraud et Bosworth, 1997). Le socle ancien, désormais en relief par rapport à la plate-forme caussenarde est soumis à l'érosion et alimente en formations détritiques siliceuses le piémont caussenard. La localisation des albarons uniquement à la proximité du massif cristallin et dans son prolongement méridional dénote une première hiérarchisation des paysages et éventuellement la mise en relief conjointe de la partie occidentale du causse.

#### **IV.1.4 - Rôle morphologique de la couverture crétacée**

Il reste difficile d'évaluer l'intensité de la corrosion à l'interface entre le substrat carbonaté et la couverture argileuse. Dans tous les cas, l'épaisseur et la relative étanchéité de ces dépôts l'ont certainement entravée. De plus, en l'absence de gradient hydraulique, peu d'infiltrations ont dû atteindre le toit des calcaires.

Au cours de son démantèlement, elle joue un rôle fondamental dans la mise en place du canyon de la Virenque (cf. IV.2). Cette rivière allogène a ainsi pu s'affranchir du

soutirage karstique de plus en plus marqué par l'abaissement du niveau de base et maintenir un cours sub-aérien.

Cette couverture conduit, à l'opposé d'un karst nu, à la concentration des eaux en surface. Lorsqu'elle est discontinue et que le niveau de base est légèrement déprimé, elle accentue ponctuellement les effets de la karstification. Le développement des grands sotchs par la réactivation du karst sous-bauxitique en est l'exemple le plus évident. Une partie de la couverture encore présente en surface y a été piégée (le Luc Bas).

Les dépôts crétacés représentent une importante réserve potentielle de matériaux argilo-sableux. Après remaniement, ils sont mêlés à d'autres formations superficielles (notamment les alluvions quartzieuses) et peuvent constituer localement une couverture assez épaisse. Cette « compresse humide », capable d'entretenir une crypto-corrosion active, favorise le développement de dépressions de toute taille. Les grands poljés, situés sur le Larzac sud (poljé de Saint-Maurice, poljé de Rogues), leur en sont redevables, au moins en partie. D'ailleurs l'origine d'une partie de leur couverture est clairement exprimée par la présence de grès ferrugineux crétacés.

Ces dépôts représentent également 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). En revanche, elles ne peuvent découler des niveaux marneux du Lias ou des argiles à chailles dont la composition minéralogique est différente (illite et smectites).

Parallèlement, l'abondance de ce matériel engorge le karst et donc limite le soutirage. La coupe de la D 273 entre le Luc et la Virenque montre bien le colmatage des moindres fissures par les argiles soutirées depuis la couverture crétacée. Sur le Causse Méjean, plusieurs cavités sont obstruées sur plusieurs dizaines de mètres par le sable remanié depuis les dépôts crétacés (Aven de Hielzas, Avens des Toulousettes).

#### **IV.1.5 - Conclusion**

La découverte de nombreux témoins de dépôts crétacés lève le voile sur une période aussi fondamentale que méconnue (Bruxelles *et al.*, 1999 a et b). La présence de formations bauxitiques retrouvées sur l'ensemble des Grands Causses atteste une longue période d'émersion pendant laquelle s'opèrent les premières karstifications. La transgression coniacienne sur l'ensemble du bassin des Grands Causses constitue un fait paléogéographique majeur. Elle montre l'absence d'importante dénivellation tectonique dans l'ensemble du secteur transgressé, tout en révélant l'existence d'un paysage différencié. Elle permet en outre d'apprécier l'ampleur de la tectonique postérieure et celle des morphogenèses qui lui ont succédé. Elle couvre donc une période charnière, entre la fin de l'histoire marine des Grands Causses, et le début de son évolution continentale, à partir de laquelle le causse fait office de piémont du massif cristallin.

La couverture crétacée participe ensuite directement et indirectement à l'évolution morphologique du causse. La terra rossa, omniprésente sur le causse, peut désormais être perçue comme relevant largement, mais non exclusivement de l'héritage des dépôts crétacés. Cela montre l'ancienneté et la complexité de cette formation, remaniée et enrichie d'autres composantes à chaque nouvelle étape morphologique.

## **IV.2 - LES COURS D'EAU ALLOCHTONES (PARTIE ORIENTALE DU CAUSSE DE L'HOSPITALET ET CAUSSE DE CAMPESTRE)**

Les apports détritiques siliceux transitent sur le causse probablement depuis le Crétacé terminal. Avec leur cortège de formations fines et surtout les argiles, ils contribuent, en dépit d'épisodes tectoniques majeurs, au façonnement de la Surface Fondamentale des Causses (S1). À partir de cette surface, qui n'a plus aucune expression morphologique aujourd'hui, plusieurs types de dépôts allochtones permettent de scander quelques étapes de l'évolution des paysages. Nous ne nous étendrons donc pas sur les formations à albarons (dépôts de type 1) dont les multiples remaniements interdisent toute interprétation morphologique, pour considérer plutôt les dernières étapes de la morphogénèse caussenarde.

### **IV.2.1 - Évolution des circulations à la surface du causse**

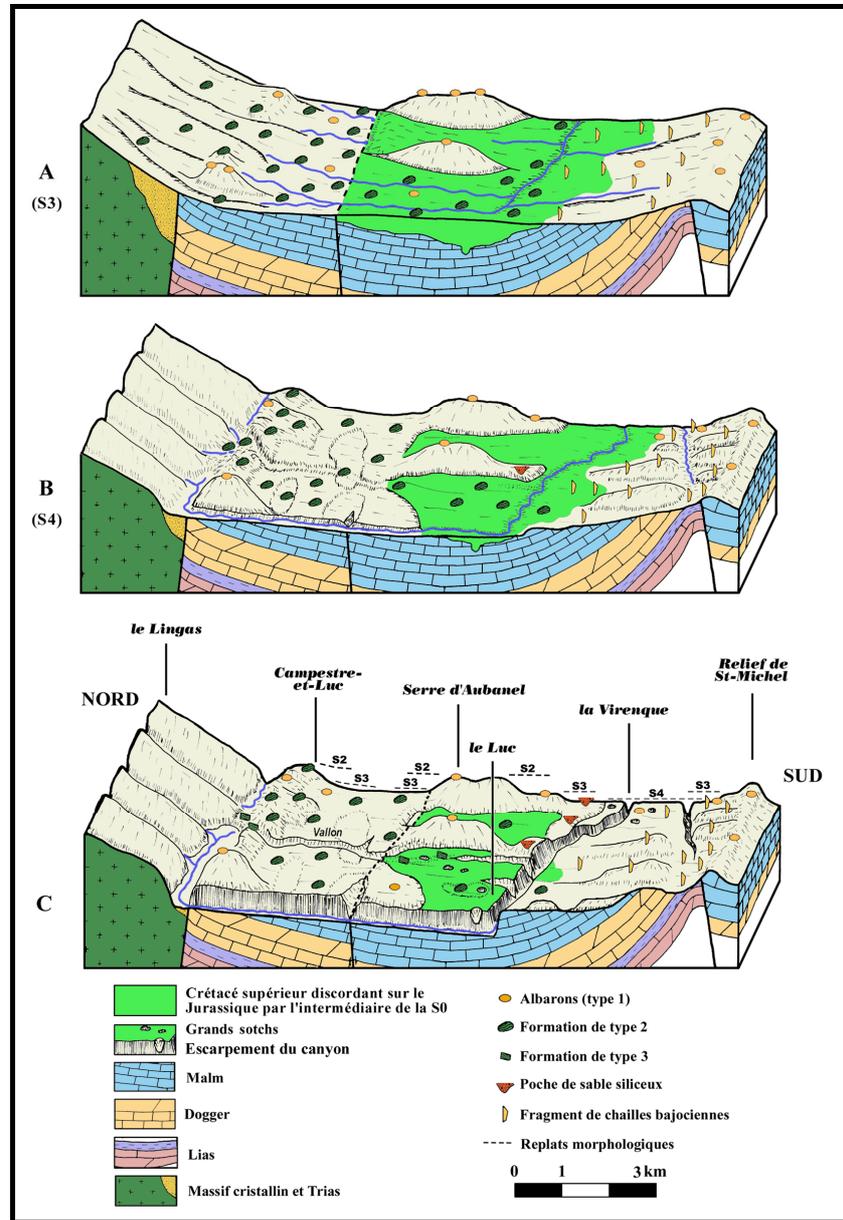
Les formations alluviales à gros quartz (dépôts de type 2) caractérisent plusieurs niveaux de transits corrélatifs de l'abaissement progressif du niveau de base (S2 et S3). Le massif ancien, les formations jurassiques et très certainement les dépôts crétacés sont globalement nivelés et font partie d'un vaste pédiment qui se raccorde à la Virenque (fig. 63, A). Symétriquement, un autre pédiment assure, depuis le sud, le transit des chailles bajociennes entre le relief de Saint-Michel et la Virenque. Ces surfaces passent vers 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 crétacés constituent une épaisse couverture susceptible de favoriser la crypto-corrosion et le développement d'aplanissements karstiques.

Quelques buttes, souvent constituées par des lambeaux de replats, émergent cependant de ces pédiments. Entre la faille du Mas Gauzin et le cours de la Virenque, elles correspondent, pour certains d'entre elles, aux anciens reliefs fossilisés par la transgression coniacienne (Serre d'Aubanel, Puech Buisson) partiellement exhumés de leur couverture. Au niveau du Luc et du Salze, les circulations allochtones sont positionnées sur les dépôts crétacés, entre ces reliefs résiduels (fig. 63, A).

L'abaissement du niveau de base, certainement peu marqué, provoque une nouvelle structuration des paysages et la première incision du réseau hydrographique. Ainsi, les pédiments sont démantelés par l'entaille des cours d'eau allochtones. Ceux-ci, à leur arrivée sur le causse subissent une réduction de leur charge, causée en partie par la présence de pertes, et abandonnent une importante quantité d'alluvions dont on retrouve les restes sur toute la moitié nord du Campestre, du Blandas, et de la partie orientale du Causse de l'Hospitalet. Dans ces alluvions, le maintien d'une nappe de corrosion favorise le développement de poljés. Sur la moitié nord du Causse de l'Hospitalet, ce dispositif est bien marqué dans les environs de Cazejourdes dont la plaine de Laissac constitue la partie aval. Sur le Causse de Campestre, le paléo-poljé du Mas Gauzin est orienté est-ouest. Il est développé juste en arrière de la faille du même nom qui assure le contact avec les formations du Crétacé supérieur (photo 37). L'extension de ces poljés, par l'intermédiaire de bordures de corrosion, démantèle en grande partie les anciens pédiments dont il ne reste que quelques témoins (le Puéchal, les Rouquettes).

Au fur et à mesure de l'abaissement de la surface de corrosion karstique du poljé, les cours d'eau tributaires entaillent les paléo-pédiments. En amont, sur le Lingas, les circulations connaissent un début de hiérarchisation. Elle est attestée à la bordure du

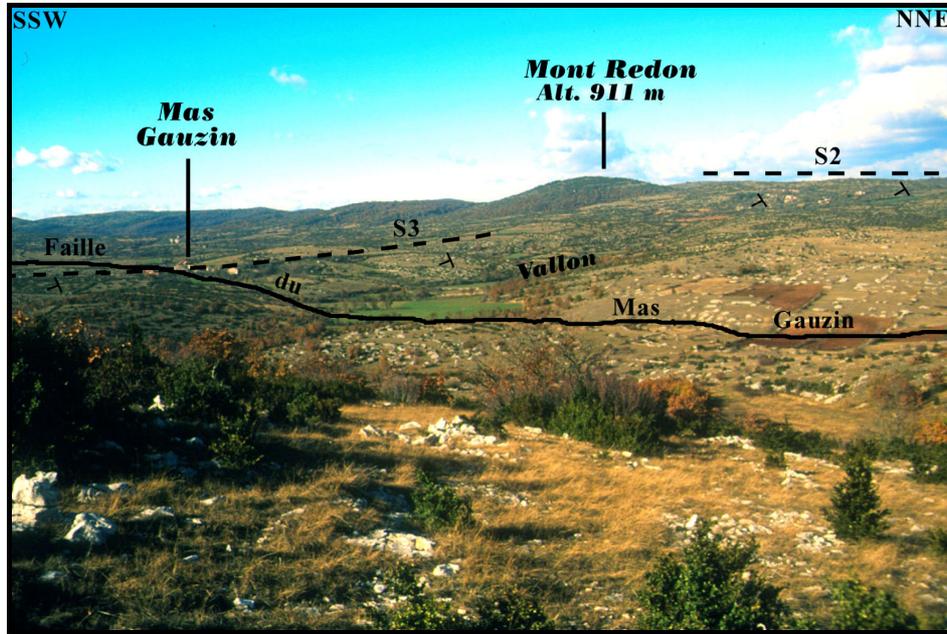
cause par l'accumulation, au niveau des cols de capture, d'éléments de plus en plus grossiers. En aval, les cours d'eau sont en grande partie absorbés par le karst (fig. 63, A). Par corrosion différentielle, les formations crétacées situées plus au sud ont pu, localement, dominer le fond du poljé.



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 m (S3). B – Début d'encastement du réseau hydrographique. Réduction de la surface de corrosion (710 m, S4). Séparation du causse et du socle cristallin par la Virenque. Le poljé devient sénile. C – Etat 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.

**Fig. 63 - Blocs-diagrammes schématiques et synthétiques illustrant quelques étapes morphologiques de la partie occidentale du Causse de Campestre.**

Seules certaines circulations ont réussi à s'affranchir, au moins temporairement, du soutirage (la Virenque). Un peu plus au sud, après avoir passé la faille du Mas Gauzin, les circulations s'établissent alors sur la couverture crétacée. L'abondance de ces dépôts permet le maintien de ces circulations en surface. D'une direction dominante nord-sud, elles bifurquent vers l'est, conformément à la structure synclinale et à la disposition des affleurements de crétacé (fig. 63, A).



**Photo 37 - Sur la moitié nord du Causse de Campestre, ce paléo-poljé (S3) nivèle la faille du Mas Gauzin. Il est entaillé par plusieurs vallons fluvio-karstiques postérieurs.**

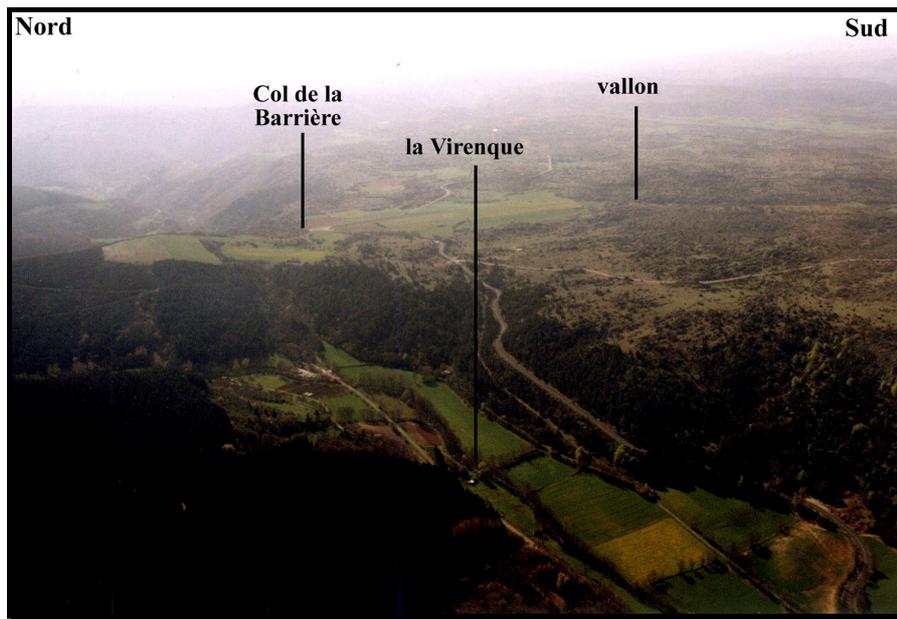
Le début du creusement des canyons démantèle ces formes et réduit fortement la surface de corrosion aux secteurs situés au fond du synclinal, à proximité du cours de la Virenque (fig. 64, S4). La stabilisation momentanée du niveau de base permet dans ces secteurs le développement d'aplanissements de faible extension. Les alvéoles du Luc et du Salze sont évidées de leurs dépôts crétacés.

Le poljé du Mas Gauzin, situé sur la moitié septentrionale du Causse de Campestre, est recoupé à l'est par le canyon de la Vis et à l'ouest par celui de la Virenque. Le replat du Bousquet, en rive droite de celle-ci est assez évocateur. La crypto-corrosion y est pratiquement figée par l'abaissement du niveau de base et par le soutirage de la couverture. L'arrêt de certaines circulations issues du socle cristallin traduit l'isolement progressif du causse de son amont cristallin conjointement à l'encaissement de la Virenque (fig. 63, B). Seul un secteur (correspondant à l'actuel Col de la Barrière) constitue dès lors le dernier point de contact avec le massif ancien et reçoit un écoulement allogène (photo 38). Il s'y développe un poljé de bordure, bénéficiant de l'abondance des apports détritiques. La capture de ses amonts par la Virenque et la Vis a fortement ralenti l'évolution morphologique de cette ancienne vallée devenue aujourd'hui un col topographique.

Durant les phases froides du Pléistocène, les faibles possibilités d'infiltrations dues au sol gelé permettent aux écoulements allogènes du Col de la Barrière de déborder de l'enceinte du poljé de bordure et de circuler en aval sur le causse. Ce vallon entaille les

différentes morphologies sur lesquelles il circule et rejoint le canyon de la Virenque. Son tracé, en marche d'escalier, montre l'aspect juvénile de cette forme et sa postériorité par rapport aux principales morphogenèses du causse (fig. 64). Il remanie les éléments de la couverture du poljé (dépôts de type 3).

Actuellement, la faible extension du bassin-versant et le soutirage karstique concourent à la sénilité de ce vallon. Cependant, lors de précipitations exceptionnelles (01-96), il arrive encore que l'on observe un écoulement éphémère. Les dépôts corrélatifs de ce fonctionnement sont cependant quasi-inexistants du fait de l'incompétence de ce cours d'eau. Tout au plus réussit-il à entailler les dépôts périglaciaires du Col de la Barrière et à les remanier sur une faible distance.



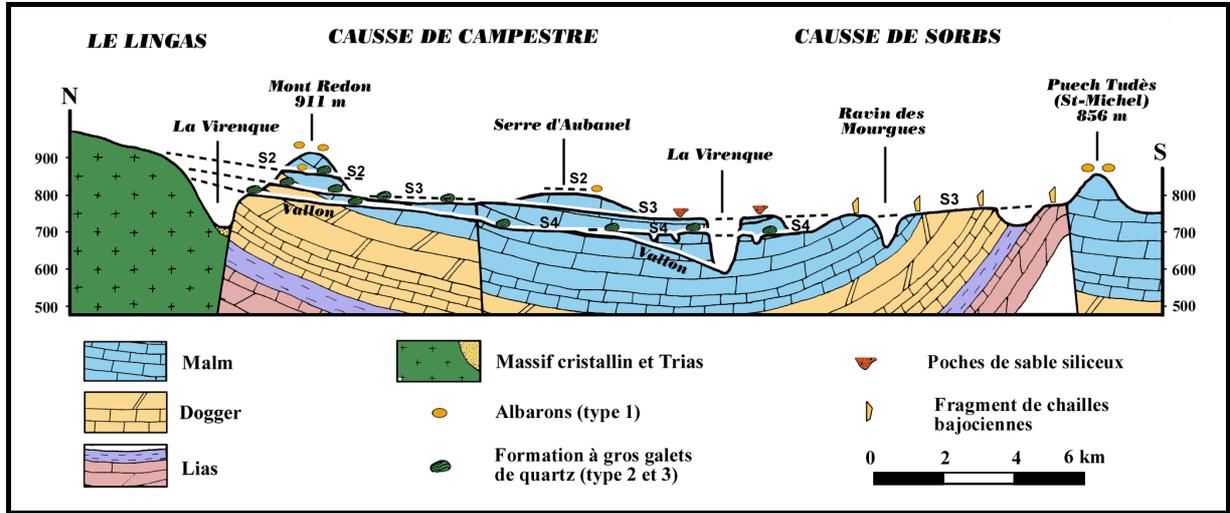
**Photo 38 - Le Col de la Barrière est le dernier point de contact entre le massif cristallin et le Causse de Campestre.**

#### **IV.2.2 - Mise en place et évolution du canyon de la Virenque**

À partir de la SFC (S1), les circulations allochtones montrent une inadaptation marquée par rapport à la structure au bénéfice d'un système de pente régional. La présence d'albarons, notamment sur le sommet du relief de Saint-Michel, est assez démonstrative. Ensuite, l'emboîtement des aplanissements karstiques (S2 – S3) révèle une certaine structuration des paysages, à une échelle plus réduite. C'est peut-être lors de cette première hiérarchisation que la partie aval du cours de la Virenque a pris une direction W-E. Elle a été capturée par érosion régressive depuis la Vis, le long des dépôts crétacés. L'organisation des apports à galets de quartz depuis le nord, et le transit de chailles bajociennes depuis le sud, sont révélateurs de la position de la Virenque à cette époque (fig. 64).

L'enfoncement du niveau de base provoque l'enfouissement des circulations allogènes. Alors que la plupart se perdent au fond des poljés, la Virenque a réussi à s'affranchir, au moins partiellement, de ce soutirage, et à conserver un cours aérien. 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 écoulements subméridiens plus à l'est. En aval, elle circule donc sur les formations crétacées beaucoup moins karstifiables, et plus sensibles à l'érosion. Elles préservent la Virenque de l'attraction hypogée de la Vis et facilitent le travail de l'érosion régressive.



**Fig. 64 - Coupe synthétique à travers le Causse de Campestre. Elle met en rapport les différentes formations superficielles et les grands traits de la morphologie.**

Ainsi, la Virenque est calée sur le niveau de base de la Vis. Elle enregistre les principales phases d'incision et conserve un cours aérien. Dans la partie amont, le contexte structural, éminemment favorable, permet à la Virenque d'étendre aisément son bassin versant. À l'est de Sauclières, la présence des marnes et des grès du Trias, entre le massif ancien et le causse, prédispose au développement d'une dépression orthoclinale par érosion régressive (photo 38). Son déblaiement, entre le socle cristallin et la bordure du causse de Campestre, permet à la Virenque de capturer les autres cours d'eau tributaires du causse, restés en position perchée (Burle de Gressentis, Burle de Jaoul). De son côté, la Vis étend aussi son bassin versant, et déconnecte la partie orientale du causse.

Cette hiérarchisation des circulations au profit de la Virenque lui confère une compétence accrue, nécessaire pour accompagner l'incision du canyon de la Vis (fig. 63, C). De ce fait, même après avoir atteint le substrat jurassique sous les formations crétacées, elle réussit à aligner son profil sur le niveau de base. Elle échappe ainsi, au moins en partie, au soutirage exercé par le cours de la Vis.

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 souterrain de la Vis mais aussi, en amont, des dynamiques érosives en jeu au niveau de Sauclières, à la limite entre le bassin-versant méditerranéen et le bassin-versant atlantique. Les affluents de la Dourbie, qui bénéficient d'un gradient altitudinal beaucoup plus important, capturent progressivement le bassin-versant de la Virenque.

### IV.2.3 - Les éléments de datation des principales étapes morphogénétiques

Comme nous l'avons vu, 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. Ils sont classiquement rapportés à l'élaboration complexe de la Surface Fondamentale des Causses (S1), 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 crétacés. Sa réalisation a donc pu débuter à partir du Crétacé terminal et se prolonger jusqu'à la fin de l'Eocène.

La disposition des alluvions à gros galets de quartz (dépôts de type 2) montre une adaptation plus marquée à la structure du causse et une première hiérarchisation des écoulements sur le causse. L'apport de grès arkosiques depuis le nord, comme le transit d'argiles à chailles depuis le relief de Saint-Michel, illustrent bien que l'essentiel des structures pyrénéennes (Crétacé supérieur à Eocène supérieur) sont acquises. 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. Le cours de la Virenque contemporain de ces apports est adapté à cette disposition et circule sur les dépôts du Crétacé supérieur conservés au cœur du synclinal (fig. 63, A).

La formation de pédiments entre le socle cristallin et le causse (S2 à S3) s'inscrit dans le long terme. Ces formes découlent de processus d'érosion aréolaires, qui aboutissent à un relief peu différencié. Des buttes karstiques témoignent d'anciennes morphologies en cours de démantèlement. Les écoulements sont à peine inscrits dans la surface du causse. Ils peuvent être rattachés en aval aux circulations de poljé à poljé décrites sur le Larzac sud (Camus, 1991 et 1997) précédant le creusement des canyons.

Dans le fossé de l'Hérault, des premiers apports allochtones concentrés (galets de quartz, lydiennes, chailles, calcaires jurassiques) sont enregistrés dès l'Oligocène terminal (Aguilar, 1981 ; Alabouvette et coll., 1982 ; Ambert, 1990). Ils matérialisent dès lors l'existence de transits au travers des Causses, entre l'Aigoual et le piémont languedocien. Cette tendance fluviale s'accroît au sein des dépôts néogènes, à la base des premières molasses marines. Ces dernières sont datées du Burdigalien (Aguilar, 1981) par la présence de rongeurs et d'un crâne de mastodonte (Welcome, 1993).

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 (Ambert M. et P., 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 aréolaires.

Sur le Causse de Campestre, 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. Sur le reste du causse, le soutirage karstique réduit les possibilités de corrosion et tend vers l'immunité des paysages. L'érosion linéaire, devenue dominante, aboutit au développement des canyons.

#### **IV.2.4 - Conclusion**

La distinction de plusieurs formations à quartz, et leur association avec certaines formes du paysage permettent de retracer globalement l'évolution de cette partie du causse pendant le Tertiaire. Sur le causse, les transits mis en évidence sont adaptés à la structure actuelle et ne montrent, à aucun moment, de signe tangible d'un rejeu tectonique. Une étude récente confirme la faiblesse, voire l'absence, de rejeux postérieurs à l'Eocène (Combes, 1999). Les failles sont d'ailleurs toutes nivelées en plusieurs points par divers niveaux de replats (faille du Mas Gauzin, faille de Saint-Michel...). Sur ce constat, il est donc possible, d'après la cartographie des formations superficielles et l'analyse de la morphologie, de retracer les anciennes circulations qui ont parcouru cette partie du causse.

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 dominant. 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. Les quelques arguments chronologiques nous incitent à considérer ce type de fonctionnement jusqu'au Miocène moyen à supérieur.

La seconde dynamique montre la prépondérance de l'érosion linéaire. Les morphologies du causse sont figées par l'immunité karstique, tandis que les canyons dissèquent l'entablement des causses. Leur incision est largement entamée à la fin du Miocène, comme le montre l'exemple du volcan d'Azinières (cf. supra), et se cantonne à une centaine de mètres pendant tout le Quaternaire (Ambert M. et P., 1995 ; Ambert, 1994, Camus, 1997).

En certains points du Causse de l'Hospitalet, en dépit du creusement des canyons et du soutirage karstique, des processus d'aplanissement ont réussi à se maintenir. L'appoint de formations superficielles telles que les argiles à chailles est alors indispensable.

### **IV.3 - ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE ET ARGILES À CHAILLES**

Nous avons vu, dans la troisième partie, la coïncidence de proximité quasi-systématique entre les principaux affleurements de calcaires à chailles, qui donnent par altération les argiles à chailles, les grandes dépressions (Causse de l'Hospitalet) et les bordures de corrosion active avec de nombreux et profonds entonnoirs de soutirage. Ces altérites remaniées ont un rôle important dans la morphogenèse (crypto-corrosion, aplanissements) et dans le fonctionnement de l'hydrosystème (concentration des drainages et ralentissement des infiltrations diffuses). Associées à des lambeaux de replats ou à des secteurs déprimés, les argiles à chailles ont participé, en grande partie, à leur morphogenèse.

#### **IV.3.1 - Les conditions d'affleurement des sources d'argiles à chailles**

Les modalités de l'altération des calcaires à chailles sont assez délicates à établir. Cette « fantômisation » implique que les calcaires à chailles soient localement dégagés de l'essentiel des séries surincombantes, mais surtout, une absence de gradient

hydraulique. Elle peut tout de même atteindre une centaine de mètres de profondeur (Quinif, 1999).

À titre d'hypothèse, cette altération a pu commencer dès le Crétacé, pendant l'élaboration de la bauxite, ou avant la transgression coniacienne. Quelques paléokarsts, développés dans les calcaires à chailles (D 999 entre la Cavalerie et Saint-Rome-de-Cernon), et recoupés par le front d'altération, contiennent des remplissages très riches en pisolithes pouvant provenir de formations bauxitiques sus-jacentes démantelées.

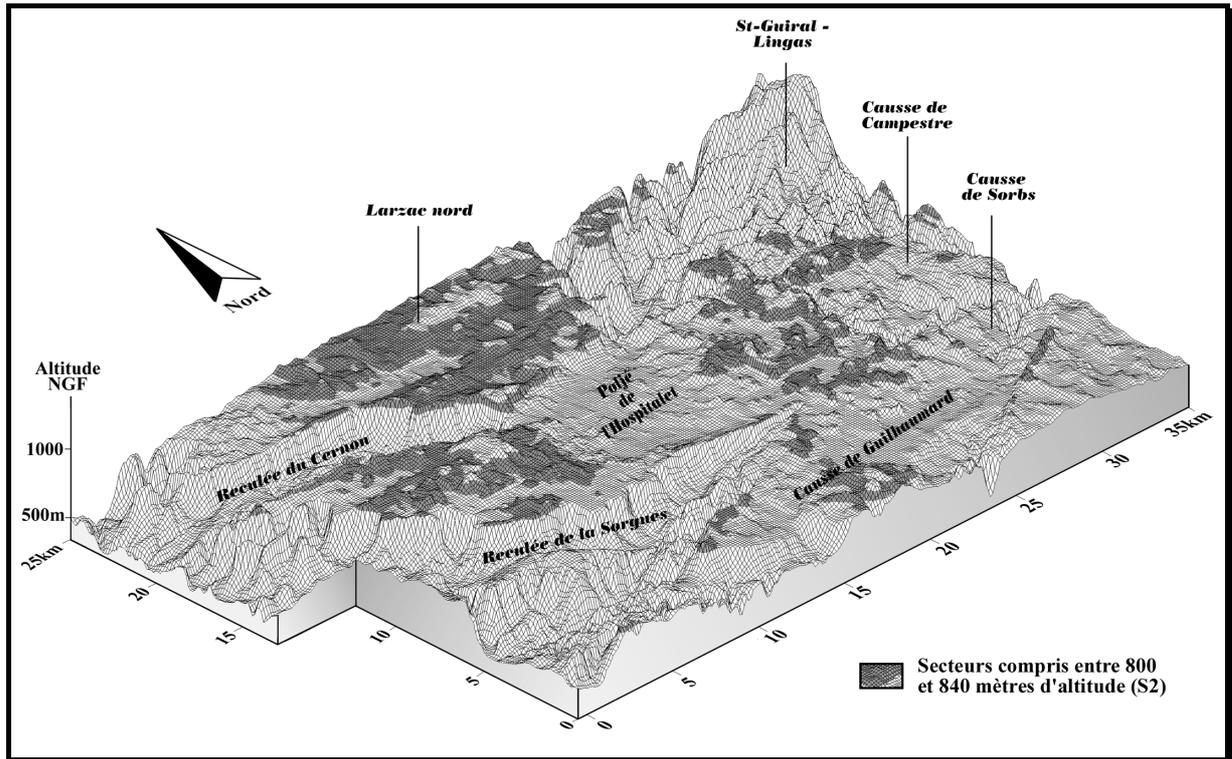
De plus, nous avons remarqué dans les argiles à chailles du secteur de Malcagat et dans les poches de la D 999, entre la Cavalerie et Saint-Rome-de-Cernon, la présence de spicules de spongiaires blancs et d'éléments organiques évoquant un moule interne de foraminifère totalement cristallisé et assez usé. Or, nous avons retrouvé ces deux éléments dans de nombreux dépôts crétacés du Causse de Campestre. Si leur origine commune ne peut être démontrée pour l'instant, ils peuvent évoquer la présence, à l'affleurement, des calcaires à chailles bajociens. Leur érosion, voire même leur altération, a donc pu débiter au Crétacé. Il reste cependant étonnant de ne pas trouver dans les dépôts crétacés d'autres éléments tels que des oolithes siliceuses, des débris de crinoïdes ou de bryozoaires relativement abondants dans les calcaires à chailles (comm. orale R. Ciszak).

Plus sûrement, l'altération se réalise (ou se poursuit) lors du recoupement des plis anticlinaux par la SFC, et donc de l'affleurement des calcaires à chailles. Cette altération, qui n'a pas de connotation climatique rigoureuse, a pu se prolonger sur une très longue période, à peu près jusqu'à l'incision marquée des canyons. L'effondrement du niveau de base privilégie alors le soutirage des altérites et leur évacuation par la mise en place de drains karstiques dans les formations sous-jacentes du Dogger.

Bien que partiellement altérés, 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 des plateaux. Le sommet des ségalas de l'ensemble du secteur s'aligne autour de l'altitude 810 – 820 m, atteignant localement 840 m (fig. 65). Cette cote (S2) concerne également de nombreux replats de part et d'autres du poljé de l'Hospitalet, le secteur du Viala-du-Pas-de-Jaux, le sommet de l'escarpement de l'Hospitalet et une grande partie du Larzac septentrional (fig. 65). La présence de nombreux lambeaux de la S2 à des altitudes voisines révèle une absence de rejeu tectonique postérieur important. Ainsi, lors de son élaboration, l'essentiel de la structure est acquis. Cette dernière se résume à une gouttière synclinale (Causse de l'Hospitalet) encadrée par deux anticlinaux faillés orientés E-W (le Cernon et la Sorgues). Ainsi, les différentes formations du Dogger sont nivelées, indépendamment de la lithologie. Sur les anticlinaux, les formations du Dogger et les marnes du Lias, très redressées à l'approche des grandes failles, sont également tronquées.

#### **IV.3.2 - Modalités et organisations des transits d'argiles à chailles**

On peut distinguer deux ensemble morphologiques. Le premier concerne les secteurs en reliefs qui encadrent le poljé de l'Hospitalet (fig. 65). Ce sont des hautes surfaces et des reliefs résiduels dont certains, découlant de la S2, conservent encore des fragments de chailles très altérés. Le second concerne le poljé de l'Hospitalet et les replats étagés qui rythment son enfoncement (S3 et S4).



**Fig. 65 -** Modèle numérique de terrain matérialisant les secteurs compris entre 800 et 840 m d'altitude. Ce type d'illustration montre l'extension de la S2 sur cette partie du Larzac et caractérise les morphologies du causse pouvant en découler. Les reliefs qui la dominent n'ont apparemment jamais connu de transit d'argiles à chailles.

#### ***IV.3.2.1 - Les hautes morphologies***

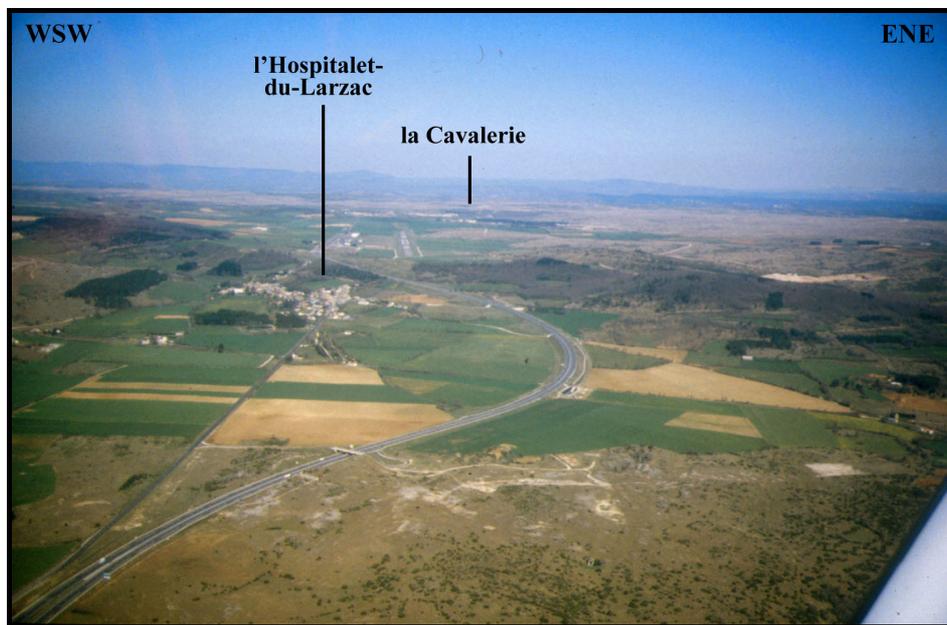
Comme nous l'avons vu plus haut (III.2.3), on ne retrouve aucun fragment de chailles bajociennes sur les reliefs résiduels qui dominent la S2. Elle constituera le point de départ de notre reconstitution, puisqu'elle évoque la plus haute morphologie sur laquelle nous pouvons mettre en évidence un transit d'argiles à chailles.

Les nombreux fragments de chailles permettent de reconstituer plusieurs niveaux de transits d'argiles à chailles depuis les affleurements de calcaires altérés. La position de certains, sur des lambeaux de replats dominant les affleurements actuels de Bajocien à chailles, implique l'existence, en lieu et place des reculées, d'un amont pourvoyeur en altérites (fig. 66). À cette époque, les reculées ne sont pas encore creusées et les calcaires à chailles y affleurent altitudinalement plus haut. Les marnes du Lias situées au sommet de l'anticlinal ont pu participer au transport des argiles à chailles en constituant un amont imperméable capable de collecter les écoulements de surface.

En aval, les couvertures d'argiles à chailles ont occupé une très grande surface, d'où seuls quelques reliefs résiduels émergeaient. Les transits pouvaient s'opérer sur plusieurs kilomètres, ce qui implique une hydrodynamique assez forte compatible avec le développement d'aplanissement de grande extension. Ainsi, l'impact morphogénique de cette couverture concernait l'essentiel de la partie occidentale du causse.

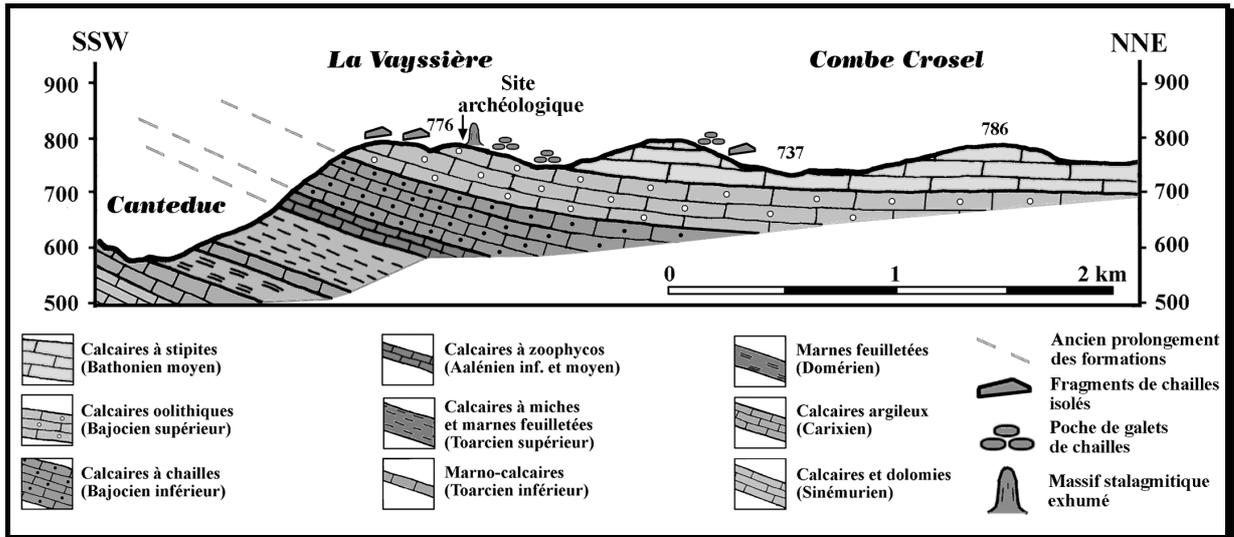
Les premiers transits d'argiles à chailles se mettent en place depuis les affleurements d'altérites *in situ* en direction des secteurs déprimés, les plus sensibles à la crypto-corrosion (fig. 67, A). En l'absence de gradient hydraulique marqué, les marnes ont pu rester légèrement en relief par rapport aux calcaires à chailles. Autour de la reculée du Cernon, il apparaît que l'essentiel des transits s'opérait en direction du nord, conformément à la structure (anticlinal dissymétrique). Vers le sud, l'existence d'un ensemble de reliefs résiduels (la Ségalasse, le Puech Caut, le Puech des Trois Pierres, Bengouzal, Pic de Cougouille), a dû limiter les transits dans ce sens. Nous n'avons d'ailleurs retrouvé aucun fragment de chailles sur ces reliefs.

À l'est de l'Hospitalet du Larzac, les calcaires à chailles sous-tendent l'ensemble de l'escarpement de faille (photo 39). L'extension de la couverture d'altérites s'est donc effectuée de part et d'autre du relief. De même, l'affleurement de calcaires à chailles du Viala-du-Pas-de-Jaux a diffusé ses altérites sur tout son pourtour oriental (fig. 39).



**Photo 39 - Les argiles à chailles sont redistribuées à partir de l'escarpement de l'Hospitalet, vers le poljé de l'Hospitalet au sud et en direction de la Cavalerie au nord.**

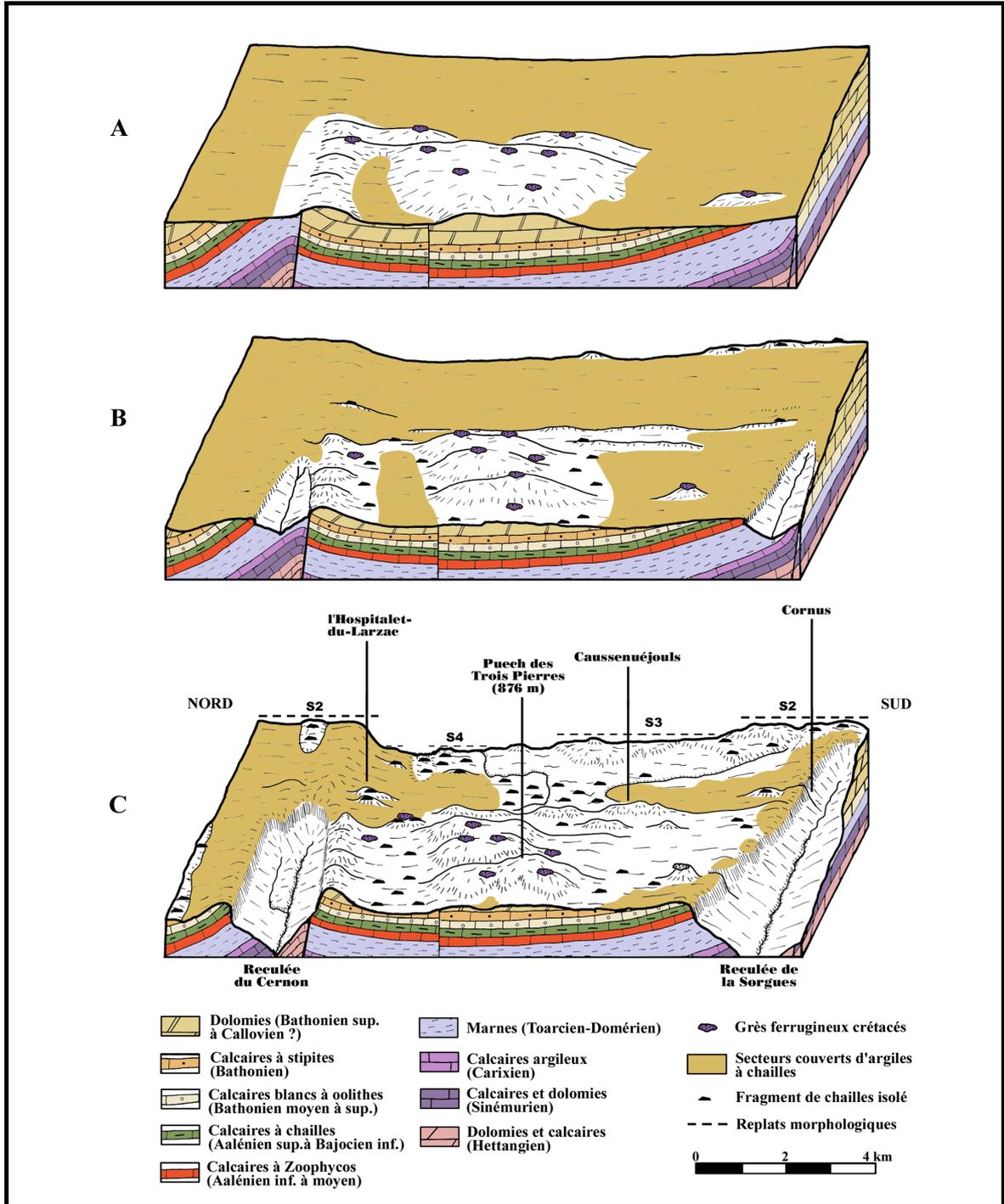
L'abaissement modéré du niveau de base, à relier avec les prémices du creusement des canyons, modifie notablement ce type de fonctionnement. L'apparition d'un gradient hydraulique provoque l'érosion des marnes sur les anticlinaux et leur incision. Sur le causse, l'alimentation en argiles à chailles se poursuit, mais avec un amont de plus en plus tronqué (fig. 67, B). Les flux descendant des ségalas sont en partie neutralisés par le soutirage karstique. Ils couvrent alors une distance moindre, les pertes se situant souvent au contact avec les calcaires oolithiques. Dans ce contexte hydrodynamique nouveau, les surfaces de corrosion sont de ce fait plus réduites et s'emboîtent dans les morphologies précédentes. Le transit des argiles à chailles peut être alors assuré par l'endokarst comme le montrent aux alentours de la Vayssière (cf. *infra*) les nombreux paléo-conduits plutôt horizontaux remplis exclusivement de galets de chailles (fig. 66). Il s'agit de percées hydrologiques au travers de reliefs résiduels situés entre la base des ségalas (exemple de la Vayssière, cf. *infra*) et les secteurs déprimés plus au nord.



**Fig. 66 - Coupe des environs du paléokarst de la Vayssière (la Bastide-Pradines) illustrant l'existence d'anciens transits d'argiles à chailles en surface (fragments de chailles isolés) et dans l'endokarst (galets de chailles)**

L'altération des calcaires à chailles peut se poursuivre tant que le niveau de base local n'est pas trop déprimé. Dans les parties hautes des profils, le soutirage est plus marqué. En fonction des conditions locales, des drains karstiques se sont développés dans les calcaires à chailles (coupe de la D 999). Ils ont ensuite été recoupés par le front d'altération qui a transformé les parois de la grotte en argile (fig. 47). À moins que cette altération soit en partie antérieure au creusement du conduit, qui s'est alors développé le long de ce contact. Nous avons observé un cas similaire au niveau de la rivière de la grotte de la Cabanne (Saint-Paul-des-Fonts). Dans tous les cas, cette coupe de la D 999 associe deux types d'évolution qui font appel à des dynamiques opposées (absence ou présence d'un gradient hydraulique). Elle illustre la complexité, dans le détail, des relations entre altération et karstification.

Avec le creusement des canyons, l'évidement des formations marneuses sur les anticlinaux devient de plus en plus effectif et provoque le recul des corniches par sapement. Sur le causse, le soutirage a une efficacité accrue et révèle la mise en place d'un drainage endokarstique. La crypto-corrosion se cantonne désormais au sud de l'Hospitalet (fig. 67, C). On enregistre dans ce secteur deux autres surfaces emboîtées (S3 et S4), matérialisées par des lambeaux de replats parsemés de fragments de chailles isolés. Ils illustrent à différents niveaux l'action des processus d'aplanissement liés à la présence d'une couverture d'argiles à chailles. Ces replats étagés témoignent des stades successifs d'enfoncement du poljé, mais aussi de ses extensions antérieures. Ces paliers ne sont pas seulement dépendants de conditions locales puisqu'on les retrouve aussi à l'est du Caylar (le Cros).



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. L'extrémité occidentale de la couverture d'argiles à chailles perd en extension. C – Etat 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.

**Fig. 67 - Blocs diagrammes schématiques et synthétiques illustrant quelques étapes de l'évolution morphologique de la partie occidentale du causse de l'Hospitalet.**

### ***IV.3.2.2 - Le poljé de l'Hospitalet***

En suivant l'autoroute A75 qui traverse le poljé en son centre, on distingue du sud vers le nord plusieurs types de paysages. À partir de la Pezade, on circule sur un plan incliné correspondant à un revers structural de faible pente et qui constitue la bordure méridionale du causse. De part et d'autre de l'autoroute on remarque des replats étagés (S3) et des reliefs dolomitiques ruiniformes. Le poljé de l'Hospitalet se développe quasi-intégralement dans les dolomies bathoniennes. Au point le plus bas, on circule sur une vaste étendue plane fortement cultivée que l'on peut diviser en deux parties : au sud-ouest la dépression fermée de Caussenuéjous et au nord-est, le secteur de l'Hospitalet ouvert sur la reculée du Durzon. Ces deux parties sont séparées par un replat (710 m, S4) défoncé par de nombreuses dolines de taille variable. Le secteur déprimé est limité au nord par un escarpement d'une centaine de mètres de hauteur correspondant à la faille de l'Hospitalet.

#### **a - Les composantes géomorphologiques**

L'ampleur du poljé de l'Hospitalet découle de plusieurs paramètres concordants (structure, lithologie, évolution morphologique). Leur conjonction a permis ici, plus que dans les autres secteurs déprimés situés à la base de ségalas, la formation d'un des plus vastes poljés des Grands Causses (Ambert, 1994).

La structure, en synclinal dissymétrique permet, au sud comme au nord, l'affleurement des calcaires à chailles du bajocien inférieur en position dominante par rapport aux calcaires du Bajocien supérieur et surtout aux dolomies du Batho-Callovien. Celles-ci, grâce à leur porosité, mais aussi à l'absence de plan de drainage cohérent en accord avec le gradient hydraulique (Mangin *et al.*, 1995 ; Ricard et Bakalowicz, 1996), réagit plutôt comme une formation fissurée poreuse. D'ailleurs, la permanence de nappes perchées, bien au-dessus du niveau de base et captées par des forages peu profonds illustre cet état de fait. Ainsi, le soutirage des formations superficielles est limité, permettant son accumulation et la constitution d'une véritable couverture d'altérites.

#### **b - Fonctionnement actuel du poljé de l'Hospitalet**

La dépression de l'Hospitalet a connu, elle aussi, une diminution des apports d'argiles à chailles, certainement plus marquée pour les ségalas au sud du poljé, du fait du développement de la reculée de la Sorgues. Les altérites sont contingentées à la base des ségalas et tapissent le fond de certains vallons fluvi-karstiques en direction de l'alvéole de Caussenuéjous, inscrite quelques mètres en contrebas de la S4 (fig. 67, C). Lors d'évènements pluvieux exceptionnels, le ruissellement, relayé par l'ennoiement et l'extravasement de l'épikarst, alimente des petits cours d'eau aériens et plusieurs lacs qui peuvent rester en eau pendant plusieurs mois (Salvayre, 1969 ; Bruxelles et Caubel, 1996).

Au pied de l'escarpement de l'Hospitalet, la couverture d'argiles à chailles est également importante. Elle est cependant affectée de quelques soutirages, de plus en plus nombreux vers l'est (photo 40). Progressivement, la dolomie, altérée en grésou, devient affleurante et passe, au-dessus de la reculée du Durzon, à un méga-lapiès dolomitique (Ambert, 1989 ; Ambert et Ambert, 1992). Ce secteur du poljé, actuellement ouvert sur la reculée du Durzon, montre à la fois un intense soutirage karstique et un déblaiement aérien des altérites, responsables de l'exhumation des pinacles dolomitiques. Leur sommet s'ordonne autour de 700 m d'altitude, ce qui correspond au plancher actuel du poljé au sud de l'Hospitalet (fig. 68). Cette permanence des altitudes, associée à l'existence latérale de

cônes rocheux suspendus autour de 717 m (Egalières), autorise la reconstitution, dans le secteur des Canalettes, d'un poljé initial, qui pouvait former l'extension orientale primitive du poljé de l'Hospitalet (Ambert, 1989).



Photo 40 - Soutirages de la couverture d'argiles à chailles dans la partie orientale du poljé, non loin de l'aven du Pouscayral (l'Hospitalet-du-Larzac).

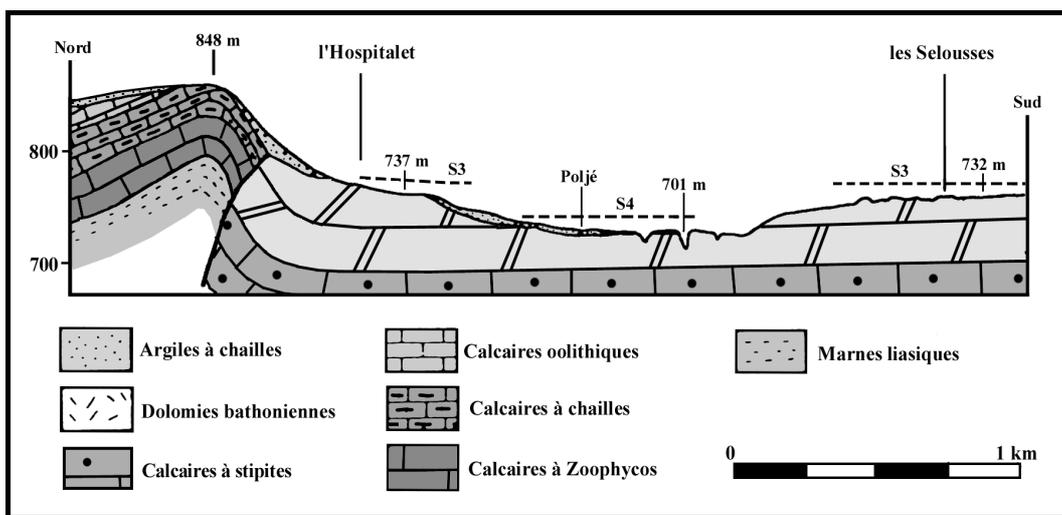


Fig. 68 - Coupe de l'alvéole de l'Hospitalet et de sa couverture résiduelle d'argiles à chailles (d'après P. Ambert, 1989).

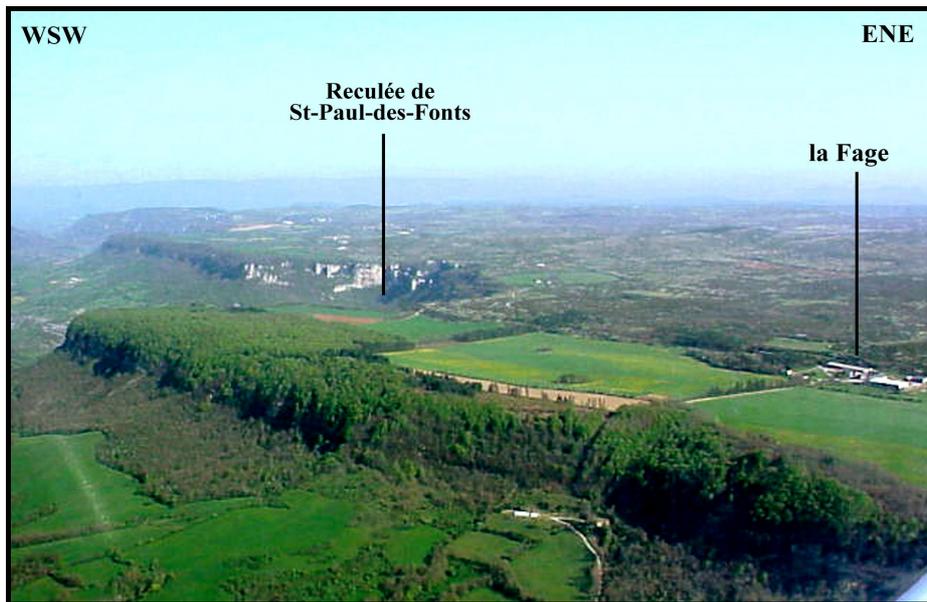
### IV.3.3 - Le développement des reculées karstiques

#### IV.3.3.1 - Les reculées de la partie occidentale

À partir de la S2, l'érosion des marnes liasiques au niveau des anticlinaux (Cernon et Sorgues) aboutit à une inversion de relief (fig. 67). Le creusement d'une combe anticlinale précède vraisemblablement le fonctionnement en reculée karstique. Ces deux formes 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.

L'exhumation du revers structural liasique permet la mise en place de sources qui drainent, au travers des grands accidents E-W, certaines portions du plateau (Source du Cernon, Source de la Mouline, Source de la Sorgues). Ensuite, le recul du versant nord des reculées est commandé par l'érosion des marnes (sapement), et aboutit au développement de corniches (photo 41).

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 se partagent le drainage hypogé du causse (le Brias, Saint-Paul-des-Fonts, Saint-Beaulize, Cornus). Leur extension vers l'intérieur du plateau est toutefois rapidement enrayée par l'épaisseur croissante, du fait du pendage, de la dalle de calcaires et de dolomies qui surmonte les marnes.



**Photo 41 - Corniche nord de la reculée de la Sorgues. L'érosion des marnes liasiques portées en altitude au niveau de l'anticlinal facilite le recul de la corniche calcaire.**

Le développement des reculées (et leur élargissement consécutif) tronque l'amont des ségalas. Il induit une diminution des apports en argiles à chailles due à la quantité de matériel disponible (les affleurements de calcaires à chailles altérés diminuent), mais surtout à la baisse de compétence du moteur de ces transits (amont tronqué). De plus, l'abaissement du niveau de base qui découle du développement des reculées provoque,

comme nous l'avons vu plus haut, une limitation latérale des transits du fait de la présence 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 par 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.

À contrario, le secteur de l'Hospitalet, en position centrale, a subi plus tard l'effet du soutirage, et certainement dans une moindre mesure. L'extension des reculées dans ce secteur, plus tardive, a permis le maintien des conditions propices à la crypto-corrosion (niveau de base moins déprimé et apports constants d'argiles à chailles). Il enregistre donc deux autres stades d'enfoncement de la surface karstique. Aujourd'hui encore, la reculée du Cernon n'a pas réussi à isoler le secteur de l'Hospitalet des sources d'argiles à chailles situées au nord, au niveau de l'escarpement. Au sud, entre Cornus et la Pezade, le transit est encore fonctionnel même si l'essentiel de l'amont pourvoyeur a déjà été déblayé. En certains points, le recul des corniches atteint des secteurs où le pendage est moins marqué. De fait, les calcaires à chailles perdent leur position topographique dominante éliminant en cela les possibilités de transit sur les niveaux stratigraphiquement sus-jacents. De plus, on observe dans ces secteurs une moindre altération des calcaires à chailles. Elle s'explique par le rôle protecteur joué par les autres niveaux stratigraphiques situés au-dessus (calcaires oolithiques, calcaires à stipites). Elle se corrèle également avec l'éloignement de l'anticlinal, où les couches étaient recoupées par la S2. L'altération des calcaires à chailles a dû se réaliser à ce niveau, mais n'a pas affecté les niveaux situés plus en profondeur, sous les autres formations.

La progression des reculées semble donc 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 paraît applicable à l'état des reculées adjacentes. Si l'on compare les quatre reculées de la bordure méridionale du Causse de l'Hospitalet (le Brias, Saint-Paul-des-Fonts, Saint-Beaulize et Cornus), la dernière, la plus orientale, semble à l'évidence la moins développée. Pourtant, les facteurs structuraux sont favorables et ne limitent en rien son développement potentiel. Encore plus en amont, le glissement de Malafosse (Bruxelles et Caubel, 1996) pourrait illustrer la mise en place d'un nouvel exutoire et les prémices du développement d'une reculée. Ce retard morphologique est en bonne corrélation avec l'existence d'ennoyages temporaires et d'aquifères perchés en arrière de Cornus (secteur des Menudes). Elle s'oppose au karst écumeiro du bassin-versant du Durzon.

#### ***IV.3.3.2 - La reculée du Durzon***

Elle n'est pas très instructive concernant les transits d'argiles à chailles, mais apporte quelques indications sur l'évolution du secteur de l'Hospitalet. La formation de l'alvéole de Nant répond, en grande partie, au déblaiement des marnes liasiques. Le revers structural des calcaires du Jurassique inférieur est à son tour entaillé par le réseau hydrographique. Le rôle de l'érosion régressive est prédominant dans la genèse de cette alvéole et le recul des corniches s'opère par sapement, isolant la butte témoin de Saint-Alban (SW de Nant). Au sud, l'escarpement de faille de l'Hospitalet est exhumé par le jeu de l'érosion différentielle. Cet accident met ici en contact le Dogger avec les marnes du Lias. Leur érosion, au moins partielle, précède le fonctionnement de la source du Durzon en position de karst barré.

#### **IV.3.4 - Mise en place du drainage karstique**

##### ***IV.3.4.1 - La partie occidentale du Causse de l'Hospitalet***

La moitié occidentale du plateau présente de nombreuses cavités fossiles (grotte de Matharel, grottes des Treilles, grotte de Landric...). Situées à la base du Dogger, elles correspondent à des conduits karstiques qui ont pu, à un moment ou à un autre, drainer les eaux du causse. Les remplissages que nous avons pu observer sont constitués de matériel autochtone, issu des diverses formations caussenardes. L'enfoncement du réseau hydrographique et le développement des reculées adjacentes a provoqué un certain étagement de ces cavités. On perçoit dans ce secteur, une longue tradition de drainage hypogé, qui va de pair avec la neutralisation, en surface, des processus de crypto-corrosion.

##### ***IV.3.4.2 - Le poljé de l'Hospitalet et la source du Durzon***

En revanche, dans la partie amont de la reculée de la Sorgues, à l'est de Cornus, on ne trouve pas de trace d'un drainage karstique ancien. Très peu de cavités y sont connues et les sources actives ont plutôt un aspect juvénile. Constituées de diaclases à peine élargies, elles ne fonctionnent que lors de crues importantes (Malafosse). Dans le fond du poljé, les cavités sont verticales. Elles se raccordent à une série de diaclases, calées sur le niveau de base (aven de la Bise, aven de Lutèce, réseau inférieur de l'aven de la Portalerie...).

L'ouverture de la partie orientale de la plaine de l'Hospitalet (les Canalettes) correspondrait à un phénomène relativement récent dans la mesure où le plan de corrosion qui tangente les pinacles dolomitiques (S4) correspond au niveau le plus bas, donc le plus récent du poljé. L'exhumation du relief ruiniforme des Canalettes serait donc postérieure à la plus basse des surfaces de corrosion, mais en tout cas antérieure à l'établissement des Moustériens dans l'abri des Canalettes, ce dernier s'ouvrant au fond du méga-lapiès (Ambert, 1989). Ce phénomène érosif bien marqué et relativement récent, affectant cette partie du causse, pourrait être la marque d'une certaine dynamique dans l'évolution morphologique de la reculée du Durzon.

Entre l'Hospitalet et le Durzon, on peut distinguer trois secteurs en fonction de l'état de la couverture d'argiles à chailles :

- au sud de l'Hospitalet, le plancher est couvert d'argiles à chailles. Elles sont affectées épisodiquement de soutirages karstiques.
- entre le Pouscayral et le cône rocheux d'Egalières, bien que pratiquement en continuité altitudinale, ce secteur montre des lambeaux de couverture argileuse, mais les dolines et les affleurements dolomitiques dominent.
- à l'est, notamment avec le secteur des Canalettes, les pinacles dolomitiques sont bien développés et la couverture est uniquement constituée de grésou.

L'ensemble exprime un gradient du soutirage karstique d'autant plus important que l'on se rapproche du Durzon. La cartographie des phénomènes karstiques fait apparaître une grande vigueur des soutirages actifs au sud et à l'est de l'Hospitalet (fig. 69). Ce symptôme superficiel de l'activité karstique pourrait confirmer cette dynamique et un caractère plutôt conquérant du bassin d'alimentation hypogé du Durzon (Ambert *et al.*,

1996 ; Bruxelles et Caubel, 1996). 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 et ont semble-t-il empêché pendant longtemps toute sortie d'eau par ce côté (karst barré). 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 localisé au centre de la gouttière synclinale. Il est en plus la seule source du causse de l'Hospitalet à être connectée directement à un grand canyon tout proche (la Dourbie). Il présente donc plusieurs facteurs éminemment favorables à une évolution rapide. Son développement par karstification régressive dans les dolomies massives (Dubois, 1985), prend le pas sur celui des autres sources, plus hautes qui bénéficient d'une structure moins favorable. La genèse de conduits karstiques hiérarchisés constitue dès lors un réseau de drainage efficace de la masse dolomitique. Un important travail de soutirage permet le débouillage et l'évidement des fissures de la dolomie jusqu'à la surface. Le transit dans la zone d'infiltration est désormais rapide, éliminant *ipso facto* toute possibilité de permanence d'aquifères perchés.

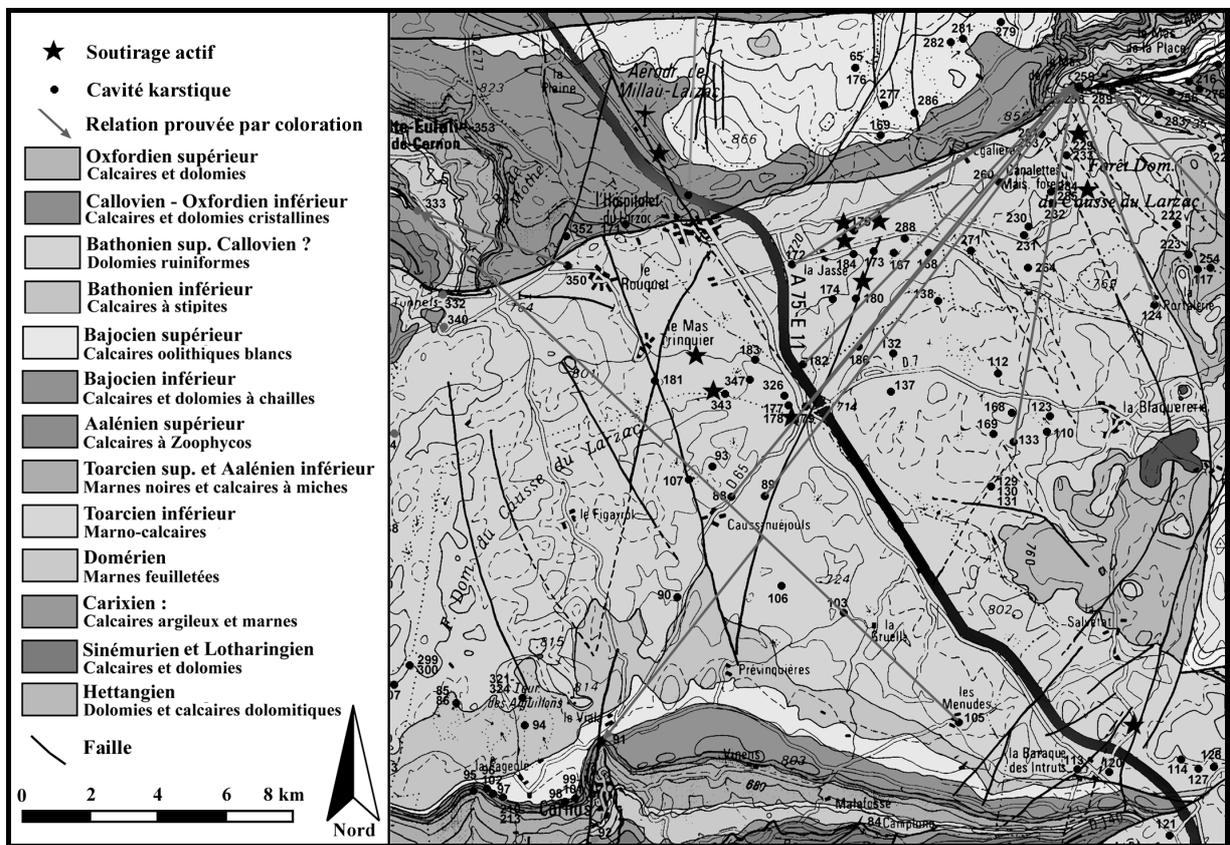


Fig. 69 - Carte des soutirages et des phénomènes karstiques du poljé de l'Hospitalet.

La partie située au sud de Causse-nuejols, au cœur du causse, n'est pas encore affectée par ce type de drainage. Grâce à sa structure et à sa position géographique, elle n'a jamais été en prise directe avec les canyons et les reculées du causse. Les soutirages actifs sont quasi-inexistants, et aucune cavité importante n'y est connue. De plus, plusieurs nappes épikarstiques permanentes sont captées pour l'alimentation de quelques hameaux. Ce secteur rassemble d'ailleurs l'essentiel des ennoyages temporaires. En fait, il semble qu'il ne soit pas encore atteint par la dynamique du

Durzon. Bien qu'il fasse partie de son bassin d'alimentation par le biais de la perte de la Combe, il n'a pas encore subi de verticalisation nette.

#### IV.3.5 - Le paléokarst de la Vayssière (la-Bastide-Pradines)

La découverte et la fouille de ce site, 9 km à l'ouest de la Cavalerie, ont permis d'observer la géométrie et les remplissages d'une ancienne grotte, aujourd'hui recoupée par la surface topographique. Elle montre, avec d'autres cavités du secteur, l'existence d'anciens réseaux karstiques dont le fonctionnement est corrélatif des transits d'argiles à chailles. Ils assuraient la liaison entre la base des ségalas et certains secteurs déprimés plus au nord, au travers de replats résiduels (fig. 70).

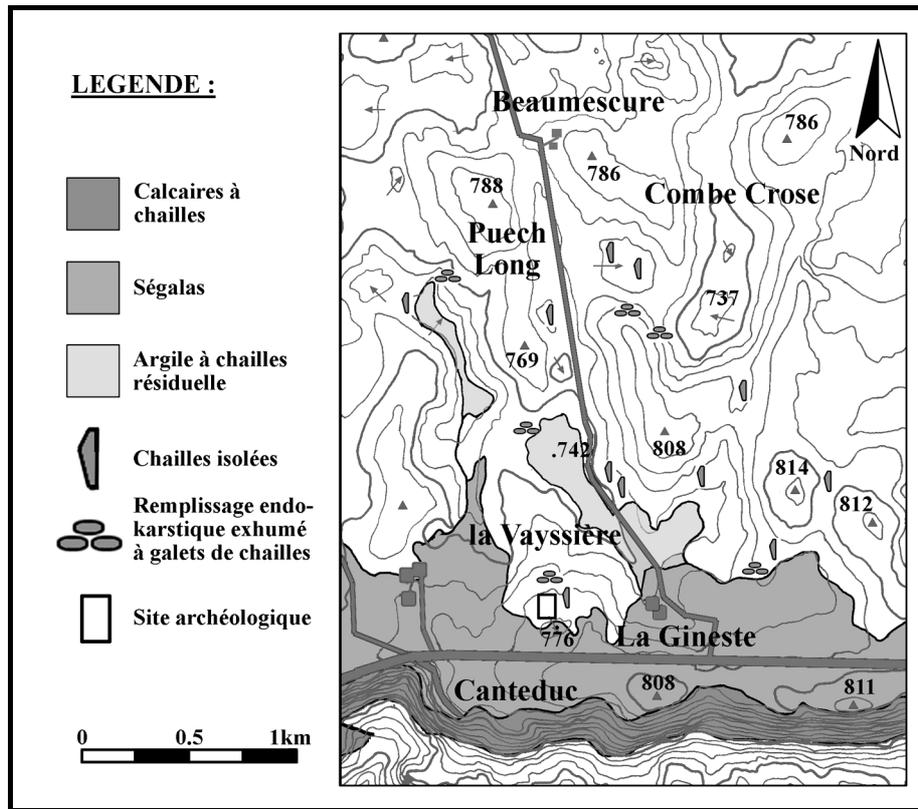


Fig. 70 - Contexte du site archéologique de la Vayssière

Le site archéologique de la Vayssière est situé au sommet d'un lambeau de replat, déconnecté des ségalas et déblayé de sa couverture d'argiles à chailles. Un petit vallon, peu marqué, entaille légèrement le versant sud. Sur le replat, quelques dolines de faible profondeur sont guidées par l'existence d'un paléokarst. Ce dernier est aussi révélé par l'affleurement de plusieurs massifs stalagmitiques et de niveaux argileux rouge-sombre (photo 42).

##### IV.3.5.1 - Colmatage et démantèlement de la cavité

Le remplissage de base est constitué d'une grande quantité de galets de chailles pris dans une matrice argilo-sableuse. Il est comparable à celui décrit dans la coupe de la D 999 entre la Cavalerie et Saint-Rome-de-Cernon (fig. 47).

Une lacune d'observation ne permet pas d'étudier le passage depuis la formation détritique grossière vers les dépôts plus fins, d'aspect argileux, apparemment sus-jacents. Au moins plusieurs mètres de ces matériaux, compacts, rouge-sombre à jaune-verdâtre ont été observés par sondage. Ils ne sont pas constitués que d'argiles au sens minéralogique, mais plutôt de très fins limons, formés presque exclusivement de minuscules fragments de chailles. Ce dépôt constitue peut-être le terme supérieur normal de la séquence sédimentaire alluviale qui colmate cette cavité en voie de fossilisation.

Le développement de massifs stalagmitiques répond à une nouvelle dynamique. Ils font suite à l'exondation du conduit et au soutirage partiel du remplissage argileux (fig. 71, 1 et 2). Certaines concrétions atteignent plusieurs mètres-cubes. Latéralement, pris entre deux planchers stalagmitiques, des niveaux argileux pluri-centimétriques, marquent des épisodes de ruissellement et de décantation (planchers alternés ; fig. 71, 3).

Le premier niveau d'éboulis est constitué de blocs de taille modeste (fig. 71, 4), emballés dans une matrice argileuse. On y trouve de nombreux restes osseux à la base et au sommet. Quelques planchers à stalagmites se sont développés entre les blocs. Au-dessus, un second niveau d'éboulis (fig. 71, 5) est constitué d'un amas de gros blocs sans concrétions apparemment stérile au point de vue archéologique.



**Photo 42 - Le décapage du replat de la Vayssière révèle l'existence d'une ancienne cavité recoupée par la surface topographique. Vers le nord, on retrouve plusieurs autres conduits karstiques décapités.**

#### ***IV.3.5.2 - Les arguments paléontologiques***

De nombreux restes osseux ont été découverts au contact entre le niveau des planchers alternés et la base de l'éboulis (Fouéré *et al.*, 1997). Il s'agit à la base d'ossements d'ours alors qu'au sommet de l'éboulis gisent des squelettes complets (lion, bovidés). Ils sont datés paléontologiquement du Pléistocène ancien, mais une attribution Plio-Pléistocène est possible.

#### ***IV.3.5.3 - Fossilisation et démantèlement de la cavité***

Les différents remplissages de cette ancienne grotte fournissent quelques indices précisant l'évolution en surface du replat calcaire, en rapport avec l'arrêt du transit d'argiles à chailles (Bruxelles, 1998 b et 1999 b). Bien qu'imprécis, le recoupement de cette cavité par la surface topographique donne un ordre d'idée de l'ampleur de l'érosion postérieure.

Le colmatage argileux pourrait correspondre à un abandon progressif de la cavité qui ne connaît plus qu'un fonctionnement épisodique et une sédimentation fine, essentiellement par décantation. Cela traduit en surface l'isolement progressif du replat de la Vayssière. Le transit d'argiles à chailles s'opère désormais en contrebas.

Le soutirage du remplissage argileux marque un début de verticalisation du karst (fig. 71, 1). D'imposants massifs stalagmitiques (photo 43) puis plusieurs niveaux de planchers se développent (fig. 71, 2 et 3). À l'extérieur, le replat est morphologiquement isolé de son amont et la couverture d'argiles à chailles est progressivement érodée.

Les restes osseux d'ours trouvés à la base de l'éboulis signalent l'existence d'une communication avec la surface. Les connexions anatomiques partielles montrent qu'ils sont certainement morts sur place (chute, hivernage).

Le premier niveau d'éboulis, comprenant divers fragments de concrétions (stalactites, draperies) et de blocs de calcaires encroûtés de calcite, marque le début de l'effondrement de la voûte (fig. 71, 4). Les restes osseux qu'il contient sont les premiers signes du recoupement de la cavité par la surface topographique. De nombreux fragments de concrétions témoignent du démantèlement des parois et de la voûte de la galerie. Quatre datations U/Th n'ont pu révéler l'âge des stalagmites développées sur ces blocs (rapports isotopiques égaux à 1).

Au sommet de ce niveau d'éboulis, les ossements deviennent plus importants. Le squelette d'un lion en connexion anatomique est à peine remanié par le tassement et le soutirage ultérieur de l'éboulis. Il en est de même pour les ossements de bovidés. Ainsi, la présence de squelettes complets au sommet d'un éboulis confirme l'ouverture d'une entrée. Certainement verticale (aven), elle a fonctionné en piège à faune. Sa hauteur devait atteindre au minimum plusieurs mètres puisque les animaux sont morts consécutivement à leur chute. Enfin, l'état des squelettes montre que ces animaux se sont décomposés sur place mais qu'ils n'ont subi aucune prédation postérieure (charognards). Le lieu devait donc être inaccessible depuis la surface, hormis par le puits d'entrée. La faune situe la formation de cet éboulis et l'ouverture de cette entrée durant le Pléistocène ancien.

Le second niveau d'éboulis marque l'effondrement de la voûte (fig. 71, 5). L'absence de chailles au sein des éboulis montre que toute la couverture d'argiles à chailles avait déjà disparu. La poursuite de l'érosion (corrosion, gélifraction) diminue notablement le volume de ce chaos de blocs dont il ne reste aujourd'hui que la base (fig. 71, 6).



Photo 43 - Stalagmite et coulée stalagmitique fossilisées sous le remplissage argileux. La partie haute de cette concrétion a été tronquée par l'abaissement de la surface topographique.

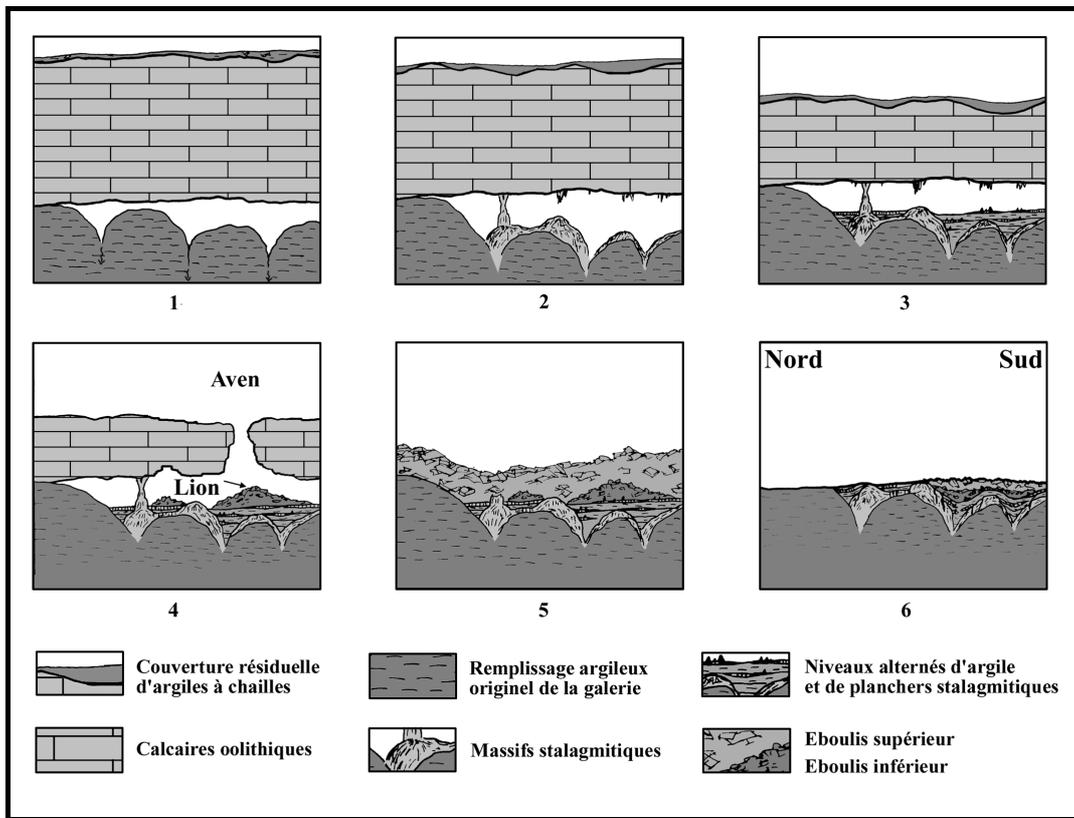


Fig. 71 - Evolution schématique du remplissage et du démantèlement du paléokarst de la Vayssière. Les remplissages illustrent l'évolution d'un lambeau de replat, anciennement recouvert d'argiles à chailles.

#### ***IV.3.5.4 - Les restes archéologiques***

L'occupation chalcolithique se traduit par la présence de foyers et d'aménagements de surface sur un replat qui n'a pas évolué postérieurement (Bruxelles, 1998 b). Ceci confirme que la grotte n'existait bien sûr déjà plus. Les hommes ont néanmoins profité d'une légère dépression topographique calquée sur le tracé de celle-ci.

#### **IV.3.6 - Âge des différents transits d'argiles à chailles sur le causse**

Comme nous l'avons vu plus haut, l'érosion des calcaires à chailles a pu débuter dès le Crétacé supérieur. Des formations argileuses à chailles ont donc pu transiter dès cette époque. Certains éléments remaniés depuis les niveaux de bajocien à chailles auraient donc été intégrés dans les sédiments crétacés.

Les témoins de la Surface Fondamentale des Causses sont extrêmement ténus. On peut considérer qu'elle tangente les plus hauts sommets, aux alentours de 900 m d'altitude (Pic de Cougouille, 912 m ; la Ségalasse, 880 m, Bengouzal, 899 m). Comme sur le Causse de Campestre, cette surface a pu niveler sur un même plan les dépôts du Crétacé supérieur et le substrat jurassique.

En contrebas de la SFC, les modalités de l'évolution morphologique, contrôlée par les transits d'argiles à chailles, impliquent une structure tectonique analogue à l'actuelle. La S2 est donc postérieure à l'Eocène terminal mais précède la mise en chantier des canyons. En conséquence, elle correspond à un aplanissement majeur qui peut être considéré comme oligo-miocène.

À partir du Miocène moyen, en accord avec le début du creusement des canyons, la surface karstique s'abaisse et perd en extension. La S3 se met en place au niveau du poljé de l'Hospitalet (740-750 m). La S2 est partiellement fossilisée, à l'exception de quelques secteurs encore alimentés en argiles à chailles inscrits légèrement en contrebas (780-800 m). La poursuite de l'incision des reculées démantèle les principaux ségalas et permet l'évidement des marnes liasiques. Le drainage karstique s'organise dans la partie occidentale du causse, et les exutoires s'échelonnent au fur et à mesure de l'évidement des combes et du recul des corniches.

L'absence de chailles dans l'éboulis du paléokarst de la Vayssière permet d'affirmer qu'au Pléistocène ancien, le transit d'altérites depuis le ségala s'opère déjà en contrebas de ce replat. Cet emboîtement des morphologies est à corrélérer à un stade déjà bien avancé du creusement des canyons et du déblaiement des reculées.

Dans le poljé de l'Hospitalet, grâce à sa position centrale par rapport aux différents canyons, les processus d'aplanissements sont encore opérationnels (S3 et S4).

Deux larges alvéoles (Caussenuéjols et l'Hospitalet) sont inscrites dans la S4. Elles sont aujourd'hui encore temporairement fonctionnelles grâce à la conjonction de plusieurs paramètres : alimentation continue en argiles à chailles, rôle de la dolomie bathonienne et faible développement de l'endokarst. L'extension progressive du bassin d'alimentation de la source du Durzon risque de mettre un terme à ce fonctionnement-relique, maintenu plus de 200 m au-dessus du fond des canyons.

### IV.3.7 - Conclusion

Les modalités de la genèse et du transit des argiles à chailles, ainsi que le façonnement de replats étagés supposent une crypto-corrosion rendue efficace par un niveau aquifère peu déprimé. De telles conditions hydrologiques, capables d'entretenir de véritables surfaces et bordures de corrosion, ont présidé à la réalisation d'aplanissements et au développement plutôt horizontal de la karstification. Leur façonnement est donc en grande partie révolu et le creusement des canyons induit désormais une verticalisation du karst.

Comme sur le Causse de Campestre au sujet des apports allochtones, l'évolution de la partie occidentale du Causse de l'Hospitalet montre donc la succession de deux types de morphogenèse. D'une évolution dominée par les processus d'érosion aréolaire, amplement favorisés par l'abondance des argiles à chailles, on passe progressivement à un modelé de dissection. Le creusement des canyons, le développement des reculées par érosion régressive et le soutirage karstique annihilent définitivement toute possibilité de crypto-corrosion à grande échelle. Néanmoins, dans certains secteurs privilégiés (poljé de l'Hospitalet) la crypto-corrosion peut perdurer, mais avec une efficacité moindre.

L'évolution actuelle du secteur de l'Hospitalet tend inéluctablement vers une désorganisation des anciennes formes planes par déblaiement aérien (secteur des Canalettes) mais aussi par enfouissement karstique (Ambert, 1989 et 1994). L'hydrosystème du Durzon apparaît comme un acteur particulièrement actif, capable de prendre le pas sur les autres drains du secteur de l'Hospitalet (Source de Cornus, Source du Cernon).

Ce phénomène, sous-estimé par les aménageurs, a posé de sérieux problèmes lors de la construction de l'A 75. Cette situation est d'autant plus pernicieuse, que l'impact de l'activité humaine, effective depuis plusieurs milliers d'années, a masqué l'état de karstification avancé du secteur. En effet, comme nous allons le voir, l'étude de vestiges archéologiques a montré la responsabilité de l'activité humaine dans la restauration d'une partie de la couverture d'argiles à chailles.

## **V – IMPACTS HUMAINS SUR LE MILIEU ET IMPLICATIONS POUR LES AMÉNAGEMENTS**

Les formations superficielles sont concernées au premier chef par les activités humaines. Ainsi, en fonction des conditions de leur mise en place et de l'histoire dont elles témoignent, elles vont avoir une réaction plus ou moins marquée à toute sollicitation.

L'homme, par sa présence sur le causse depuis plusieurs milliers d'années (Ambert *et al.*, 1989), a participé à l'évolution des paysages caussenards. L'étude de sites archéologiques fixe, par l'appoint de données chronologiques précises, quelques étapes de cette évolution pendant le Quaternaire (la Vayssière, les Canalettes, l'abri du Roc Troué, la Pomière...). Actuellement, la pression anthropique, bien que pondérée par la très faible densité humaine, reste sensible, en particulier au niveau de la qualité des eaux souterraines. Elle prend toute son importance lors d'aménagements lourds, susceptibles de générer des nuisances, comme la construction de l'A 75. Nous prendrons des exemples de tous les fonctionnements recensés, sans leur accorder un développement exhaustif.

### **V.1 - IMPACTS DE L'ACTIVITÉ HUMAINE SUR L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE**

#### **V.1.1 - Le site archéologique de la Pomière**

À l'ouest de la Cavalerie, un long secteur déprimé, orienté E-W, est compris entre les ségalas au sud et des reliefs résiduels au nord. Il est constitué de petits replats développés dans les calcaires oolithiques et de dépressions remplies d'argiles à chailles. Elles longent, le plus souvent, la base des ségalas (fig. 72).

Le site, trouvé par sondage, se localise au fond d'une doline dissymétrique remplie d'argiles à chailles (photo 44). Le point bas est situé au pied d'une petite corniche calcaire haute de deux mètres environ. À ce niveau, on trouve quelques avens obstrués.

À la base du remplissage argileux de la doline, le substrat calcaire montre dans l'ensemble du site des traces très nettes de crypto-corrosion (lapias aux formes arrondies). Localement, on remarque de petites cannelures verticales surimposées aux formes précédentes. Elles démontrent l'exhumation partielle de ces anciennes formes puis une évolution sub-aérienne. Depuis la corniche, un petit tablier d'éboulis recouvre le substrat calcaire. Attribuable au périglaciaire, il illustre l'état de la doline à la fin du Pléistocène, vidangée de l'essentiel de son remplissage d'argiles à chailles (Bruxelles, 1997 b et 1998 c).

Ensuite, plusieurs niveaux d'argiles à chailles s'accumulent de nouveau dans la dépression. Il s'agit de colluvions originaires du ségala tout proche. Ce sont des apports massifs d'argiles à chailles caractérisés par un matériel bréchiq ue et une absence de structures sédimentaires. Ce colluvionnement brutal peut s'expliquer par le déboisement et la mise en culture des versants couverts d'altérites (Bruxelles, 1997 b). Plusieurs foyers chalcolithiques (5205 +/- 110 BP) sont intercalés entre les couches de colluvions (Pons *et al.*, 1999).

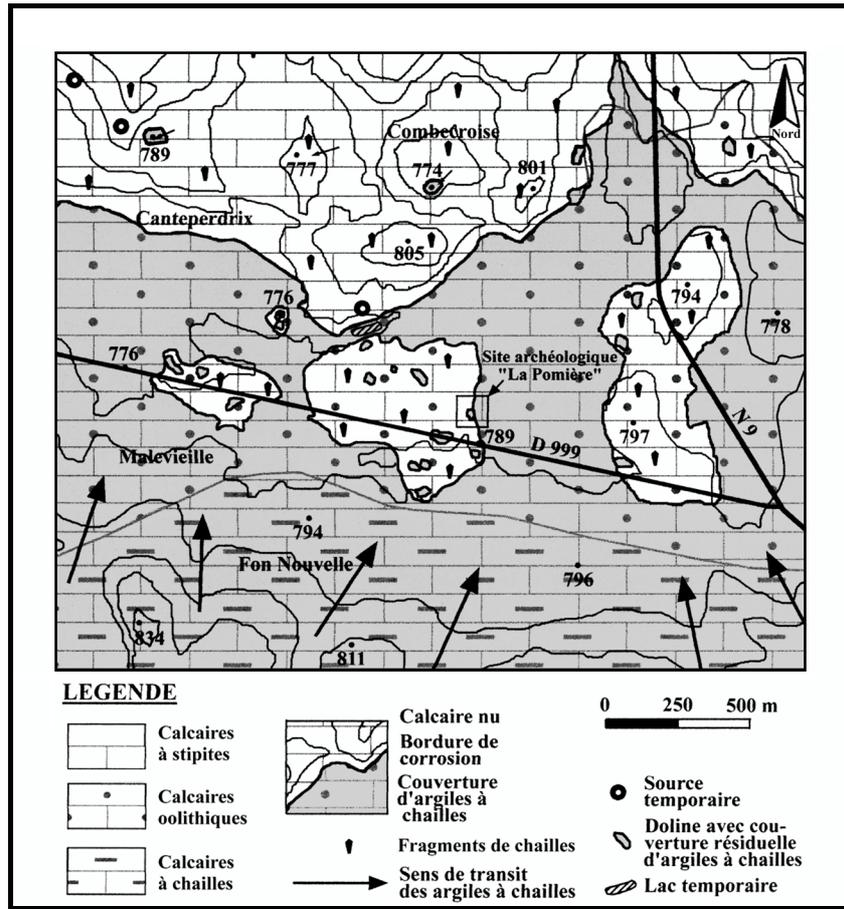


Fig. 72 - Contexte du site archéologique de la Pomière (5205 BP). Les vestiges étaient enfouis sous deux mètres d'argiles à chailles originaires des ségalas

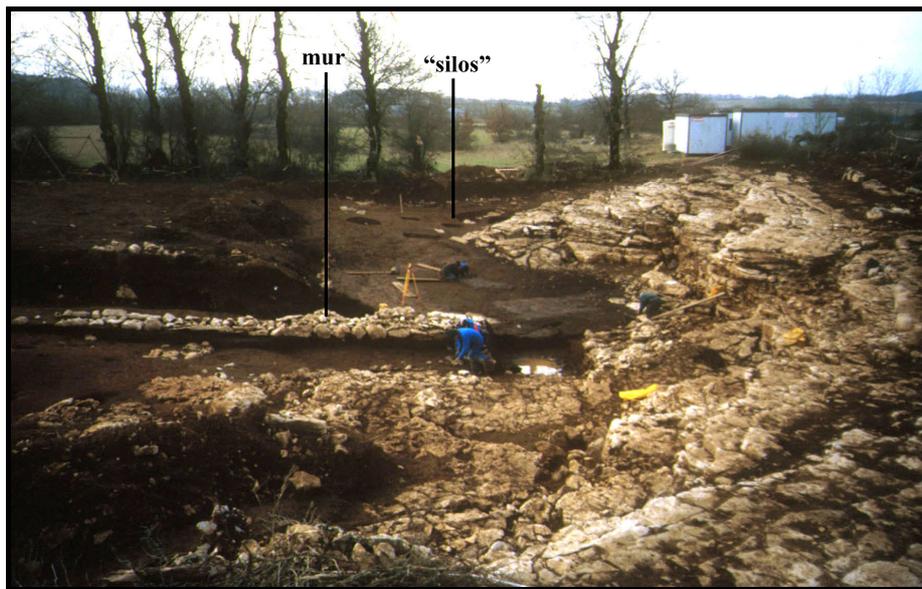


Photo 44 - Site archéologique de la Pomière. Cette ancienne doline exhumée pour les besoins de la fouille illustre l'état du secteur avant toute anthropisation marquée.

Au-dessus de ces remplissages, un muret, constitué de blocs de calcaire oolithique, a été bâti dans le sens de la pente. Haut d'une dizaine de centimètres en amont, il épouse le fond de la doline et atteint 40 cm d'épaisseur en aval. L'allure générale du mur renseigne sur la stabilité du fond de la doline depuis sa construction (comprise entre le Chalcolithique et l'Âge du Bronze) et y démontre l'absence de soutirages postérieurs. L'examen détaillé permet de relever la présence de nombreuses cannelures verticales sur les blocs constituant le mur. Ici aussi elles indiquent l'exposition du mur aux agents météoriques pendant une assez longue période. D'ailleurs, à la même époque, un petit tablier d'éboulis se développe depuis la corniche calcaire. Durant cette période, le colluvionnement semble donc réduit, ce qui traduit une certaine stabilité des versants en amont.

Puis, le colmatage de la doline se poursuit sur près de deux mètres, jusqu'à recouvrir la corniche calcaire et masquer complètement l'existence d'une dépression dans ce secteur.

Dans la partie sud du site, cinq structures de type « silos » ont été fouillées, dont l'une a livré du matériel de l'Age du Fer. Le plus souvent, elles étaient remplies de blocs de calcaire oolithique. La réalisation de « silos » peut paraître singulière dans ce secteur où le substrat est proche, laissant apparaître de nombreux pinacles, alors qu'à quelques mètres le remplissage argileux de la doline atteint deux mètres d'épaisseur. De plus, leur morphologie rappelle fortement les soutirages observés dans les argiles à chailles (photo 45). Très souvent, ils présentent un aspect sphérique, tendant à former un col vers le sommet. Le fond, encombré de pinacles calcaires, laisse parfois entrevoir un aven. Ces pseudo-silos sont en réalité des soutirages ponctuels de la couverture qui traduisent une réactivation de la partie superficielle du karst. La découverte de matériel archéologique indique soit l'âge du colmatage de ces soutirages, soit le piégeage de ce matériel resté en surface. De toute façon ils ont pu se manifester à diverses époques. Actuellement, lorsque ce type de soutirage se produit, une pratique caussenarde ancestrale consiste à les reboucher avec de la pierraille. Certains de ces silos présentaient un tel remplissage.



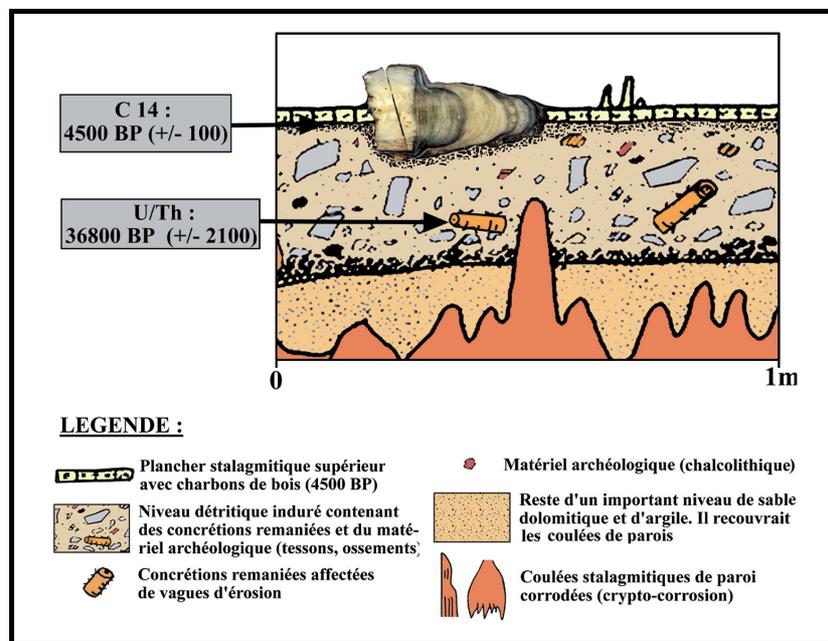
**Photo 45 - Cuves de décantation de l'A 75, en bordure de l'aérodrome de la Cavalerie. Ces entonnoirs de soutirage sont comparables aux pseudo-silos du site de la Pomière.**

L'étude de ce site permet donc de connaître l'aspect de la doline au début de l'Holocène, avant l'intervention marquée de l'homme sur le ségala. Elle montre l'état du replat, antérieurement exhumé de sa couverture d'argiles à chailles, sur lequel il reste çà et là quelques chailles reliques. À cette époque, les dépressions situées au pied des ségalas ne contiennent qu'une couverture résiduelle et sont percées d'avens. On note ensuite un polyphasage du transit d'argiles à chailles qui aboutit à la restauration de la couverture d'altérite. Les différents apports de colluvions sont scandés par les défrichements successifs sur les ségalas.

Les différentes cannelures toujours visibles sur le lapiaz et sur le mur confirment l'inaptitude des conditions actuelles à la crypto-corrosion. L'activité de l'endokarst est plus nette et se manifeste surtout par des soutirages ponctuels. Mais globalement, l'absence de déformation d'ensemble des éléments archéologiques démontre une faible activité du soutirage, postérieurement à la restauration de la couverture d'argiles à chailles. Elle montre bien le colmatage de la partie supérieure du karst, permettant après de fortes pluies, le maintien de petits lacs temporaires au nord du site (fig. 72).

### V.1.2 – Le remplissage détritique de l'aven de la Portalerie

La galerie affluente de l'aven de la Portalerie permet d'observer en coupe un remplissage détritique relativement récent (fig. 73). En position ravinante sur d'autres dépôts, il est composé de blocs de dolomie, de concrétions brisées et comprend des ossements ainsi que quelques tessons de poteries néolithiques. Un plancher stalagmitique à charbon de bois scelle ce remplissage. Il a été daté par  $^{14}\text{C}$  de 4 500 ans BP (+/- 100). La présence de matériel archéologique remanié et la datation du plancher stalagmitique assurent la contemporanéité de la constitution de ces dépôts avec la présence de l'homme en surface (Bruxelles, 1995).



**Fig. 73 - Partie supérieure de la coupe de la galerie affluente (aven de la Portalerie). Les différentes datations et la présence de matériel archéologique permettent de montrer la contemporanéité de ce détritisme avec la présence de l'homme en surface.**

Ce colmatage, que l'on retrouve dans l'ensemble de la partie supérieure de la cavité, témoigne d'un détritisme brutal. Il est fort probable que l'activité de l'homme à la surface du plateau en soit directement responsable. Le défrichement du fond de la doline de la Portalerie ou des secteurs amonts, doit ici aussi être retenu.

### **V.1.3 - L'exemple de la lavogne de la Couvertoirade**

Jusqu'en 1895, la lavogne qui récoltait les eaux de pluie se trouvait à l'intérieur des remparts (ancienne mare, fig. 74). Elle est comblée cette année là, et une autre est construite à l'extérieur. Elle est alimentée par un canal collecteur des eaux pluviales du village. Depuis sa construction, cette nouvelle lavogne a subi de multiples rapiéçages rendus nécessaires par les effondrements successifs (photo 46). L'action du soutirage en un siècle est ici clairement explicitée et montre les conséquences de la concentration de l'eau à la surface du plateau.

### **V.1.4 - L'inondation de l'Hospitalet**

Lors de la construction de l'A 75, les travaux ont nécessité le creusement d'une tranchée au sommet de l'escarpement de l'Hospitalet dans les calcaires à chailles altérés. Dans le secteur déblayé, des points de soutirage étaient déjà visibles et affectaient des couches archéologiques d'époque romaine.

Suite à d'importantes précipitations (441 mm en 24 heures au Caylar le 22 septembre 1992), l'eau s'est accumulée dans les tranchées et a fortement réactivé ces soutirages. En effet, des dépressions, dont certaines dépassaient 1 000 m<sup>3</sup>, ont effondré la bande de roulement provisoire sur une hauteur de 10 m. Une partie des altérites a donc été évacuée par l'endokarst, en direction de la source de l'Espérelle (Ambert *et al.*, 1994).

Cependant, cet orage exceptionnel s'est abattu sur les versants non végétalisés et a aussi provoqué, en direction de l'Hospitalet, une véritable coulée de boue canalisée par la RN 9. Cette lave torrentielle s'est répandue dans les murs du village de l'Hospitalet, créant chez les habitants, un émoi bien compréhensible.

Au-delà de l'aspect anecdotique, cet exemple illustre les modalités du transit des argiles à chailles lors de la déstabilisation des versants. On comprend mieux alors la mise en place du matériel bréchi que qui remplit la doline de la Pomière. Les premiers défrichements réalisés sur les ségalas ont dû provoquer des coulées boueuses comparables à celle de l'Hospitalet. Au périglaciaire, les alternances gel-dégel ont certainement produit les mêmes effets. L'essentiel de la restauration de la couverture d'argiles à chailles au fond des secteurs déprimés peut être attribuable à ces apports de type laves torrentielles.

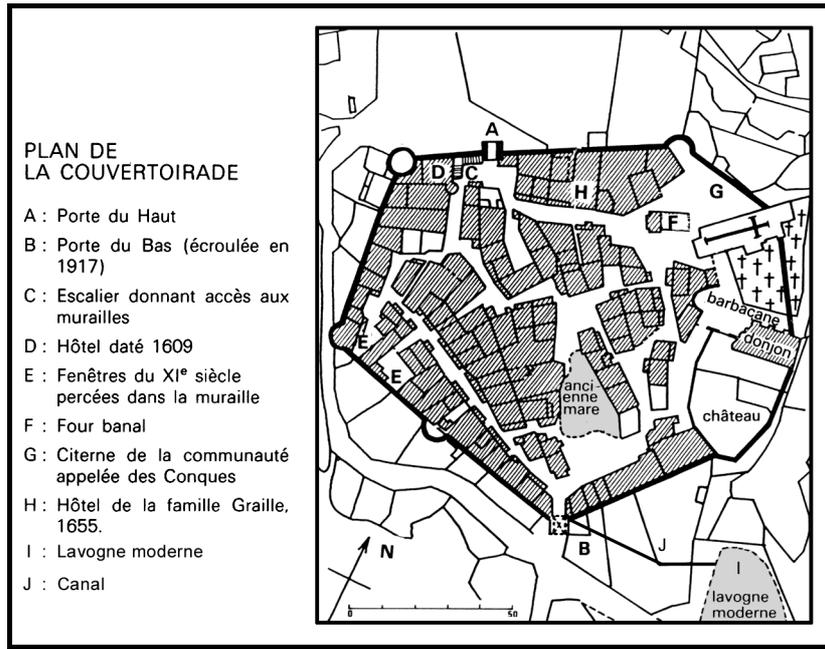


Fig. 74 - Plan de la Couvertoirade montrant la position de la lavogne après 1895. D'après Miquel J. (1997) complété.

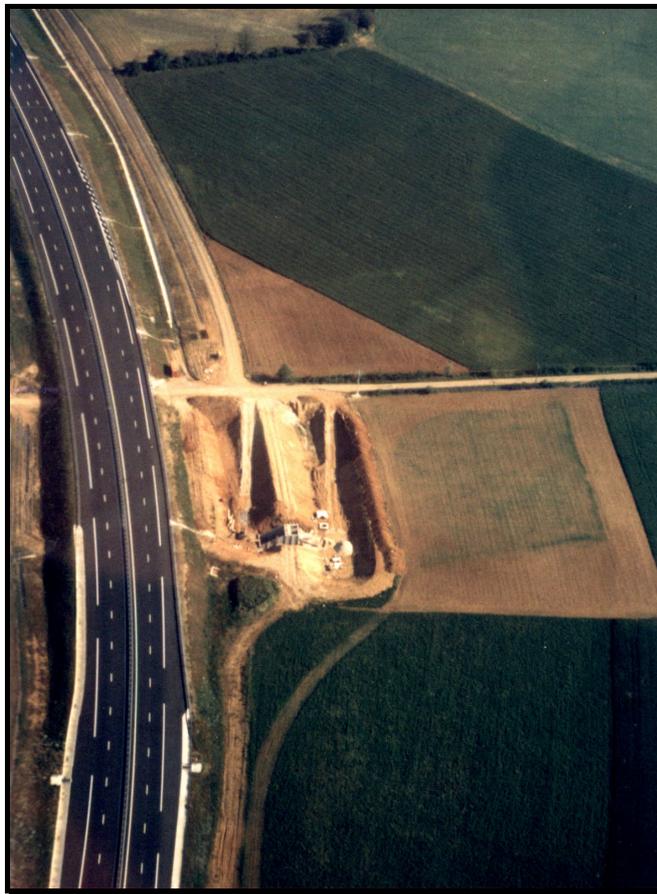


Photo 46 - Lavagne de la Couvertoirade. Les nombreux rapiécages montrent l'activité du soutirage en un siècle, certainement stimulé par la concentration de l'eau en surface.

## V.2 - LA POLLUTION DES EAUX SOUTERRAINES

### V.2.1 - Les cuves de décantation de l'A 75

Le passage d'une autoroute nécessite de nombreux aménagements concernant le traitement des effluents, qu'ils soient liés à l'écoulement gravitaire des eaux de pluie ruisselant sur la chaussée (chargées d'hydrocarbures et de matières en suspension) ou en cas d'accidents (récupération des produits polluants). Ces aménagements sont rendus impérieux dans la traversée d'un plateau calcaire. Ainsi, sur le Larzac, l'autoroute est équipée d'un système de collecte des effluents aboutissant à des cuves de décantation et de déshuilage (photo 47). Ces bassins sont creusés à la surface du plateau dans les secteurs couverts d'argiles à chailles. Leur fond, couvert d'argile résiduelle, a été considéré comme étanche après compactage.



**Photo 47 - Cuves de décantation des Ginestes (l'Hospitalet-du-Larzac). Elles sont censées collecter et traiter les effluents issus de l'autoroute.**

Au sud de l'aérodrome de la Cavalerie, les cuves ont très rapidement été défoncées par le soutirage. Certaines dépressions, par leur forme en cloche, rappelaient d'ailleurs les pseudo-silos du site archéologique de la Pomière. Au fond, quelques pinacles calcaires émergeaient de la couverture d'argiles à chailles.

Au mois d'octobre 1994, après de fortes pluies, nous avons étudié le fonctionnement des cuves situées au sud de l'Hospitalet-du-Larzac. L'eau collectée sur un tronçon de l'autoroute (débit supérieur à 100 l/s) transite dans ces cuves mais elle est aussitôt entièrement absorbée par un aven en voie de décolmatage ouvert au fond du bassin (photo 48).



**Photo 48 - Lors de la première averse, plusieurs avens se sont brutalement ouverts au fond des cuves. Comme le montrent des colorations proches, les effluents ont atteint la source du Durzon en moins de 30 heures.**

Ces cuves se situent sur le bassin-versant de la source du Durzon, captée pour l'alimentation en eau potable, dans un secteur où les soutirages sont particulièrement actifs (dynamique conquérante du bassin-versant du Durzon). De plus, la couverture d'argiles à chailles y est certainement partiellement restaurée, comme nous l'a montré l'exemple de la doline de la Pomière. De fait, la concentration de l'eau en surface provoque des soutirages brutaux et révèle la fragilité de cette couverture. Les effluents pollués de l'autoroute ont alors un accès rapide à la nappe karstique du Durzon sans aucune possibilité de récupération. À titre d'exemple, rappelons que la coloration de la Perte de la Combe (Caussenuéjols), beaucoup plus éloignée de la source du Durzon (7 km), a mis seulement une trentaine d'heures pour réapparaître.

Actuellement, ces cuves ont été étanchéifiées par des bâches plastiques. Elles devraient assurer, au moins pour un temps, leur fonctionnement normal. Cependant, les axes de délestages ne possèdent aucun aménagement de ce type. Ils mettent en

péril les aquifères karstiques de plusieurs sources, dont la plupart est captée pour l'alimentation en eau potable.

### **V.2.2 - Les décharges sauvages**

Elles sont souvent de taille modeste mais elles sont disposées soit au fond des dolines, soit à l'entrée d'avens, c'est-à-dire dans les secteurs préférentiels d'infiltration.

À proximité de l'aven du Pouscayral, une doline sert de décharge sauvage et l'on y trouve de nombreux déchets hétéroclites. Suite à utilisation, Paul Ambert a noté la mort de chênes séculaires abrités au fond de la dépression. À l'exemple de l'aven tout proche, la doline doit se prolonger par une diaclase aboutissant directement, plus de 100 m plus bas, sur un ruisseau souterrain tributaire du Durzon. Cette pollution qui a entraîné la mort des chênes s'est donc déversée dans la nappe karstique qui alimente la source du Durzon.

Dans la commune de la Couvertoirade, le fond d'une doline a été approfondi par l'excavation d'une grande partie de sa couverture argilo-sableuse (photo 49). Actuellement les déchets comblent cette dépression aux trois-quarts. Les eaux de pluie circulent sur des débris de toutes sortes (électroménagers, ordures ménagères, bidons d'huile ou de produits agricoles dont certains sont encore pleins...). L'ablation partielle du remplissage de la doline facilite l'infiltration de tous ces produits vers la nappe karstique.



**Photo 49 - Le fond de cette doline, proche de la Couvertoirade, a été préalablement excavé pour servir de décharge sauvage.**

De même, au sud-est de Caussenuéjols, l'aven de la Gruelle sert de décharge sauvage. Cette cavité fait partie du système d'extravasement de la nappe épikarstique lors de crues importantes. Les débris baignent alors dans l'eau qui résurge à la Source du Durzon, via la Perte de la Combe. Le reste du temps, les infiltrations

atteignent les nappes épikarstiques qui sont captées par forage pour les hameaux voisins.

### **V.2.3 - Les pratiques agricoles**

Le défrichage, la mise en culture et l'actuelle tendance au remembrement sont autant de facteurs anthropiques qui favorisent le ruissellement. Or, nous avons vu que toute concentration des eaux en surface favorise le décolmatage du karst et le soutirage de la couverture.

Après une averse violente, les ségalas sont taillés par de profondes ravines. Les haies, positionnées dans le sens de la pente, n'offrent bien sûr aucune protection contre ce phénomène. À leur base, des petits cônes de déjection recouvrent les routes et témoignent du volume de matériel exporté. Plus en aval, des soutirages nouveaux apparaissent après chaque pluie et sont aussitôt rebouchés par les paysans (Pouscayral).

Les plantations de résineux, encore peu répandues sur le Larzac, aboutissent à une acidification des sols. Elles peuvent, à terme, activer la dissolution et donc le soutirage karstique (Ambert *et al.*, 1996).

### **V.2.4 - Pollution des aquifères par des produits chimiques liés à l'activité humaine**

L'aven de la Bise est parcouru par une rivière souterraine qui rejoint la nappe karstique alimentant la source du Durzon. Lors de notre visite, nous avons d'abord constaté qu'une forte odeur de purin se dégageait du ruisseau. Un peu plus tard, on remarquait plutôt une odeur d'eau de Javel. Cette pollution vient de l'un de ces élevages intensifs de porcs tout proche, dont les effluents doivent être évacués directement dans une fissure de la dolomie.

Les nitrates utilisés en agriculture sont également restitués par les sources. Des mesures à la source de l'Espérelle ont révélé des teneurs de 5 à 20 mg/l. De même, l'impact du salage hivernal a pu être quantifié pour la même source, où plus de 25 % du sel répandu pendant l'hiver est restitué à l'exutoire (Bakalowicz et Ricard, 1995).

## **V.3 - CONCLUSIONS**

Une des premières conséquences de l'activité de l'homme sur le causse de l'Hospitalet est donc une restauration partielle de la couverture d'argiles à chailles (exemple de la Pomière). La déstabilisation des versants a également contribué à un colmatage partiel de l'endokarst. L'aven de la Portalerie permet d'en évaluer l'ampleur, mais nombre de cavités doivent également exister sous la couverture d'argiles à chailles. Lors de soutirages, on observe dans la partie haute de ces avens, d'anciennes concrétions de calcite noyées dans les argiles à chailles.

De nos jours, l'impact des activités humaines sur le milieu se traduit essentiellement de deux façons :

- du point de vue géomorphologique, l'action de l'homme conduit à une réactivation, voire à une accélération du travail du karst (verticalisation) et au soutirage de la couverture d'altérites qui est fragile,
- sur le plan écologique, les rejets des activités humaines dans l'environnement caussenard, en l'absence de filtre naturel suffisant, induisent une pollution immédiate et durable du milieu.

À l'appui de notre première constatation, nous avons pu observer que partout où l'homme avait procédé à ces aménagements, cela s'était manifesté par une accélération du processus de soutirage (lavogne de la Couvertoirade, cuves de décantation de l'A 75, voirie). On imagine facilement que le remaniement et le décapage local de la couverture argileuse du causse, associés à la concentration des eaux en ces points, ont provoqué l'activation ou la réactivation des fissures superficiellement étanchées par les argiles.

L'impact de l'homme sur le milieu devient critique lorsqu'il est source de pollutions. Elles sont d'autant plus graves sur le plateau qu'il s'agit d'un milieu particulièrement « absorbant ». Les rejets directs dans le karst, tout comme la présence de décharges sauvages, constituent un danger pour ceux qui utilisent l'eau provenant du karst à des fins domestiques.

Enfin, il reste des secteurs de pollution potentielle. L'aven des Places, par exemple, se trouve juste en contrebas de l'autoroute. Il est donc susceptible de recueillir, en l'absence quasi-totale de protection, n'importe quel produit polluant se déversant à partir de la chaussée.

## VI - CONCLUSION

**A**u terme de cette étude, il apparaît que nos travaux permettent d'aborder des aspects nouveaux de l'évolution morphologique du causse. Elle conduit à plusieurs conclusions concernant le rôle morphologique des formations superficielles et les indications fournies par leur répartition sur l'ensemble du causse.

En dehors du soulèvement général du bloc cévenol depuis le Miocène moyen (Lageat et De Goër, 1990 ; Le Griel, 1988 ; Ambert, 1994), l'absence de rejeu tectonique entre les différentes parties du causse depuis la fin du Paléogène (Combes, 1999) autorise ce type de reconstitution.

Plusieurs aplanissements marquent donc différents stades de l'enfoncement de la surface karstique, au gré de l'abaissement du niveau de base. On retrouve, d'ouest en est, les mêmes niveaux, que l'on peut corrélérer de manière relative, à partir de la dernière surface précédant le creusement des canyons, et de manière absolue, en se référant aux altitudes actuelles. Cette comparaison révèle donc une évolution homogène et confirme l'absence de rejeux tectoniques postérieurs.

Ce type de travail, reproductible sur les autres causses, devrait aboutir à une connaissance plus précise de l'évolution des Grands Causses, secteur clef compris entre le Massif central et la plaine languedocienne. Il permet en outre de soulever quelques interrogations concernant les modalités du creusement des canyons et de se prononcer quant à l'évolution future du canyon de la Virenque.

Enfin, nous avons montré la sensibilité du milieu aux aménagements (Bruxelles, 1995). L'utilisation du causse, et surtout celle de ses ressources en eau, implique une protection efficace mais aussi une bonne connaissance des risques liés à l'héritage morphologique du plateau.

### VI.1 - LES FORMATIONS SUPERFICIELLES, ACTEURS ET TÉMOINS DE L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU CAUSSE

Nous avons distingué trois formations principales qui enrichissent les résidus d'altération du calcaire et des dolomies : les dépôts du Crétacé supérieur, les formations allochtones à quartz et les argiles à chailles. D'autres formations, si elles ne contribuent pas directement à la genèse des paysages caussenards, sont révélatrices de divers processus (bauxite, gravillons ferrugineux, croûte calcitique sur dolomie, grésou dolomitique, basaltes, gélifracts) et marquent des étapes de cette évolution.

#### VI.1.1 - Les dépôts crétacés

Avec la découverte de très nombreux affleurements de Crétacé supérieur sur le Causse de Campestre, une longue période de l'histoire géologique, mais aussi morphologique, des Grands Causses est dévoilée (Bruxelles et *al.*, 1999 a et b). La présence de bauxite, jamais décrite sur les Grands Causses, témoigne d'une longue évolution continentale contemporaine des premières karstifications. Par comparaison avec les bauxites languedociennes ou provençales (Combes et Bardossy, 1994), nous situons leur formation dans la fourchette Aptien-Cénomaniens.

La transgression coniacienne s'opère donc sur une topographie déjà différenciée comme le montrent les exemples du Salze et du Serre d'Aubanel. Dans l'état actuel des connaissances, et du fait de la mauvaise qualité des affleurements, nous ne pouvons préciser si cette discordance correspond à une surface infra-bauxitique (antérieure à son dépôt et à sa formation), sous-bauxitique (par crypto-corrosion) ou post-bauxitique et anté-coniacienne. Elles ont pu néanmoins se former toutes les trois.

Avec une centaine de mètres de puissance, si l'on s'en tient aux données de la courbe de Vail (Haq *et al.*, 1987), la transgression coniacienne recouvre l'ensemble des Grands Causses. Si elle révèle une faible dénivellation de l'ensemble du secteur à cette époque, elle permet d'évaluer l'ampleur des rejeux tectoniques postérieurs. Il est d'ailleurs probable que le Mont Aigoual n'était pas encore en relief à cette époque, permettant une plus large ouverture vers le Gard-rhodanien auquel sont rattachés ces dépôts, sur la foi des foraminifères (Bruxelles *et al.*, 1999 b).

Enfin, le Crétacé terminal se traduirait par des dépôts continentaux détritiques dont les dragées ovoïdes de quartz constitueraient les témoins remaniés. Ils matérialisent la fin de l'histoire marine des Grands Causses que l'on peut corréliser aux premiers épisodes de la phase pyrénéenne. Au gré de la structuration tectonique du Crétacé supérieur et de l'Eocène, certaines parties vont jouer le rôle de piémont des massifs cristallins, alors que d'autres ne recevront plus aucun apport allochtone.

La Surface Fondamentale des Causses, invoquée par de nombreux auteurs, se situerait plutôt au toit des dépôts crétacés. Sa formation débute donc au Crétacé terminal et se prolonge au moins jusqu'à la fin de l'Eocène, alors que l'essentiel de l'architecture caussenarde est mis en place. Elle explique notamment l'inadaptation du réseau hydrographique aux traits structuraux majeurs des Grands Causses.

Pendant l'élaboration de cette surface, et tout le long de l'évolution ultérieure, les dépôts crétacés interviennent à plusieurs reprises dans l'évolution morphologique. Remaniés et incorporés aux autres formations superficielles (alluvions quartzieuses, argiles à chailles), ils alimentent les couvertures argilo-sableuses accumulées à la surface du causse et entretiennent ainsi la crypto-corrosion (Bruxelles *et al.*, 1999 a). En parallèle, l'abondance de ces matériaux entrave le drainage karstique et certaines cavités sont entièrement colmatées par les formations crétacées remaniées. Ces dépôts entrent en proportion variable dans la constitution de la terra rossa caussenarde maintes fois remaniée à la surface du plateau.

Avec le creusement de canyons, les dépôts crétacés permettent à la Virenque de conserver un cours aérien et donc de s'affranchir de l'attraction hypogée exercée par la Vis. L'apparition d'un gradient hydraulique et la concentration de l'eau en surface aboutit à des soutirages ponctuels et à une verticalisation du karst. Les grands sotchs se développent et piègent la couverture de Crétacé sus-jacente. Ils peuvent correspondre *pro parte*, à la réactivation du karst de la bauxite fossilisée par la transgression coniacienne.

À terme, la couverture crétacée n'est plus représentée que par quelques lambeaux de couverture piégés dans ces dépressions et par quelques placages de calcaires gréseux. Ailleurs, les poches d'argiles à empreintes de feuilles, les formations à pisolithes et surtout, les fragments de grès marins ferruginisés, témoignent de l'extension des dépôts crétacés sur l'ensemble des Grands Causses.

### VI.1.2 - Les alluvions quartzeuses

Différents cortèges de galets ont été identifiés à la surface du plateau. En les associant aux formes reliques du paysage, ils permettent de retracer plusieurs étapes de la morphogenèse. Ainsi, ils témoignent, sur le Causse de Campestre, de transits nord-sud originaires de l'Aigoual. La présence de galets à différents niveaux traduit l'enfoncement de la surface karstique, et l'emboîtement des morphologies, calées sur le niveau de base de l'époque.

Au début du creusement des canyons, une partie de ces apports est absorbée par le karst. À ce niveau, l'accumulation d'alluvions combinée à un niveau de base peu déprimé, favorise la mise en place de poljés. Quelques cours d'eau réussissent toutefois à atteindre plus en aval les formations crétacées conservées au cœur du synclinal le long duquel est déjà positionnée la Virenque. En effet, on ne retrouve sur le causse de Sorbs aucun élément de ces transits au sud du tracé actuel de la Virenque. Symétriquement, depuis le sud, des transits sont matérialisés par des fragments de chailles bajociennes originaires du relief de Saint-Michel.

L'enfoncement de la Virenque et la capture par érosion régressive le long de la bordure septentrionale du causse réduit les apports allogènes à la surface du plateau au dernier point de contact entre le causse et le massif cristallin (actuellement le Col de la Barrière, photo 50). Il s'y développe un poljé de bordure, bénéficiant d'un abondant matériel quartzeux mal roulé. Ailleurs, les formes planes sont démantelées et la quasi-totalité de la couverture est soutirée.

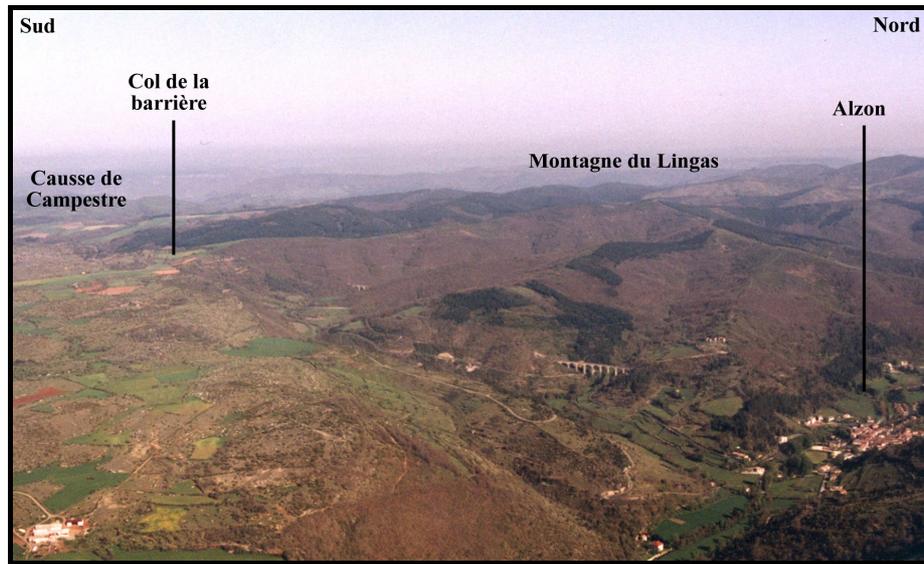


Photo 50 - La partie septentrionale du Causse de Campestre apparaît en continuité morphologique avec les serres de la Montagne du Lingas.

### VI.1.3 - Les argiles à chailles

L'altération des calcaires à chailles, puis le remaniement des altérites vers les secteurs les plus sensibles à la karstification conditionnent l'évolution de la moitié occidentale du Causse de l'Hospitalet (Ambert, 1989 ; Bruxelles, 1995 ; Ambert *et al.*, 1996). La

cartographie des fragments de chailles bajociennes isolés permet là aussi de montrer l'extension de ces couvertures et des différents sens de transit. Son rôle morphologique est indéniable et la réalisation de replats étagés découle de la présence de cette couverture conjuguée à un niveau de base peu déprimé.

Le début du creusement des canyons et l'évidement des combes anticlinales par érosion régressive réduit l'évolution de l'extrémité occidentale du causse (Bruxelles *et al.*, 1999 a). Le démantèlement des amonts pourvoyeurs en argiles à chailles et l'effondrement du niveau de base ne permettent plus le maintien de surfaces de corrosion. Elle privilégie alors le développement de l'endokarst et bloque la morphogenèse de la partie occidentale du causse qui reste désormais en relief. Dans les secteurs plus éloignés des gorges, les effets du creusement se font moins sentir. On y observe donc, en contrebas de cette surface désormais perchée (S2), deux niveaux de replats emboîtés (S3 et S4). Corrélativement, on note un certain retard dans l'évolution des reculées karstiques adjacentes aux grandes reculées (le Cernon et la Sorgues) et dans la mise en place du drainage karstique. La présence des dolomies bathoniennes contribue également à ce type de fonctionnement en autorisant l'existence d'aquifères perchés ainsi que la présence d'écoulements de surface et de lacs temporaires.

Actuellement, le développement du Durzon, situé dans un contexte géomorphologique et structural très favorable, tend à désorganiser les formes planes (les Canalettes) et à éliminer définitivement ce type de fonctionnement relique.

#### **VI.1.4 - Les informations déduites des autres formations résiduelles**

En dehors des grès ferrugineux, des galets de quartz et des fragments de chailles bajociennes, d'autres formations apportent aussi quelques renseignements.

Ainsi, nous avons pu distinguer plusieurs types de fragments ferrugineux et montrer leur origine variée. Considérés comme originaires du démantèlement des vieilles altérites sur le massif cristallin, leur cartographie montre une répartition qui dépasse largement du cadre des apports allochtones. En dehors du cas particulier des chapeaux de fer (hydrothermalisme), ils découlent plutôt de l'altération des formations crétacées riches en pyrite. Le fer présent sur le causse est donc effectivement originaire des massifs cristallins, mais il est arrivé sur le causse en solution, au cours du Crétacé supérieur. Il a été fixé sous forme de pyrite dans les milieux réducteurs fréquents en contexte margino-littoral.

Les formations basaltiques, notamment par la mise en place de cônes stromboliens et *a fortiori* l'épanchement de coulées de lave, renseignent sur la topographie caussenarde contemporaine. La présence de pinacles dolomitiques moulés par le basalte sur la bordure méridionale du Larzac démontre un dégagement précoce de leur manteau d'altération et donc de l'action du soutirage en rapport avec l'état avancé du creusement des canyons. L'exemple de la vallée de Bernasso fossilisée sous plus de 300 m de dépôts volcaniques illustre bien l'existence d'un réseau fluvial aux marges sud du Larzac dès le Pliocène (Ambert, 1982 b ; Ambert *et al.*, 1990).

Sur le causse de l'Hospitalet, à proximité de la Blaquererie, la coulée du Puech Grand (1,63 Ma +/- 0,05 Ma) fossilise une dépression encadrée de reliefs résiduels. Les blocs de basalte du Clauzal, au moins contemporains de cet épisode volcanique, fossilisent une autre surface, plus basse d'une cinquantaine de mètres. Ils confirment que

l'essentiel de la morphologie caussenarde est acquis au début du Quaternaire et que les gorges sont déjà largement inscrites en contrebas du rebord du plateau.

Les valeurs de l'érosion post-volcanique calculées à partir de l'inversion de relief au niveau des formations basaltiques de la Blaquererie ne dépassent pas une vingtaine de mètres, conformément à celles obtenues sur le Causse du Guilhaumard (Tapiès ; Ambert, 1982 b). La découverte du cône strombolien de la Fageole (nord-ouest de Cornus) en bon état de conservation confirme la faiblesse de l'érosion postérieure à sa mise en place.

Dans les formations résiduelles carbonatées, la croûte calcitique sur dolomie est désormais connue en plusieurs points des Grands Causses méridionaux. Elle accompagne différents stades de l'enfoncement de la surface karstique et s'explique par l'altération de la dolomie sous une couverture argileuse. Elle peut donc être associée à diverses formations superficielles qui ont constitué cette couverture (dépôts crétacés, argiles à chailles et alluvions quartzieuses). Lors du démantèlement de ces formes, elle peut jouer un rôle protecteur vis-à-vis de l'érosion (Puech des Trois Pierres).

Le grésou dolomitique, résidu de l'altération des dolomies, est quant à lui facilement mobilisable par érosion et par soutirage. Cependant, sa présence entre les chicots dolomitiques permet la poursuite de l'altération en constituant une compresse humide.

Les dépôts périglaciaires sont faiblement représentés à la surface du plateau. Leur dissolution a été d'autant plus forte que leur débitage était important. Seules quelques dépressions ont conservé une partie de ce matériel et montrent bien son importance dans les secteurs calcaires. Les constituants de ces dépôts dénotent parfois des apports relativement éloignés. Ils témoignent du transit en surface de ces gélifracsts, rendu possible par les faibles possibilités d'infiltration imputables au pergélisol.

Les alternances gel-dégel ont pu accélérer le transit des argiles à chailles par solifluxion. À *contrario*, l'étude de plusieurs sites archéologiques a montré l'indigence des dolomies face au gel.

Enfin, en dépit de recherches réitérées, les remplissages karstiques n'ont pas fourni une grande quantité d'informations. Cet outil, performant dans d'autres secteurs, s'est donc révélé décevant, à l'exception de l'aven de la Portalerie. La présence de couvertures relativement épaisses est responsable de ce dysfonctionnement karstique (formation de poljés ; Delannoy, 1997) et n'a donc pas permis un développement suffisant de l'endokarst. C'est sûrement pour cette raison qu'il y a peu de grandes cavités sur cette partie du Larzac et qu'elles paraissent, pour la plupart, contemporaines d'un niveau de base très déprimé, proche de l'actuel.

Les remplissages de la galerie affluente de l'aven de la Portalerie ont permis de décrire l'évolution récente de cette cavité et de mettre en relation la dernière phase de colmatage en relation avec l'action de l'homme en surface.

### **VI.1.5 - Conclusion sur le rôle des formations superficielles**

Ainsi, notre secteur d'étude a connu une longue tradition d'apports qui a contribué à la constitution d'une couverture plus ou moins continue de formations non-carbonatées sur le karst. L'évacuation des dépôts crétacés est relayée par l'apport conjoint d'autres

formations (alluvions quartzeuses, argiles à chailles). En l'absence d'un niveau de base trop déprimé, ces formations ont permis de maintenir une activité crypto-corrosive efficace et le développement de surfaces par l'intermédiaire de bordures de corrosion. Elles conduisent donc à la formation d'aplanissements (oligo-miocènes pour les mieux conservés) 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.

Comme nous l'avons vu, la mise en place des canyons bouleverse ces mécanismes. L'apparition d'un gradient hydraulique de plus en plus marqué, restreint l'érosion aréolaire qui dominait jusque là. À partir du Miocène moyen, le soulèvement du bloc cévenol s'illustre donc par le creusement des canyons caussenards, mais aussi par l'avènement du soutirage karstique. Sur le causse, la présence de lambeaux de couverture permet une concentration des eaux en surface vers des points absorbants actifs. Elle aboutit à une verticalisation du karst qui se traduit par concentration ponctuelle de la corrosion (formation de doline à la base des ségalas) et une réactivation des anciens crypto-karsts (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 (photo 51).



**Photo 51 - L'Abîme de Saint-Ferréol constitue l'un des grands sotchs les plus connus. Cette cavité a servi à l'affinages de fromages de type « Roquefort » dès la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle.**

L'ablation complète de la couverture disperse l'activité karstique. Le calcaire à nu absorbe directement les précipitations et 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, contrairement à ce que peut laisser apparaître l'image d'un karst nu, le rôle des formations superficielles qui s'y sont accumulées a souvent été essentiel dans sa morphogénèse.

## **VI.2 - PERSPECTIVES D'ÉTUDE ET DISCUSSION**

Le creusement des gorges modifie radicalement l'évolution de la surface du plateau. Leur mise en place et leur encaissement répond à certaines conditions, surtout en contexte karstique. Le rôle de château d'eau du massif cristallin est à ce sujet un point fondamental. Enfin, leur creusement dépend en grande partie de la position du niveau de base et donc du gradient hydraulique. La situation de notre terrain, à cheval sur le bassin-versant méditerranéen et le bassin-versant atlantique peut-il permettre une comparaison des deux dynamiques ?

### **VI.2.1 - Prolongement de l'étude**

L'approche originale de ce travail, a permis d'effectuer de nombreuses découvertes inédites et de proposer, à l'aide des formations superficielles, un renouveau de la connaissance de l'évolution morphologique du Larzac. Une approche comparable reste donc à appliquer à l'ensemble des Grands Causses et des massifs alentours afin de recueillir toutes les données disponibles.

Les dépôts crétacés ont été étudiés de manière préliminaire. De nombreuses informations peuvent encore être obtenues. Par exemple, les analyses polliniques en cours devraient être très riches d'enseignement concernant les paléoenvironnements contemporains. L'extension de cette couverture, désormais connue sur les causses, ne se limite certainement pas à la bordure des plateaux. La mise en relief des massifs cristallins tels que l'Aigoual ou le Lévezou a pu s'initier plus tardivement, lors des prémices de la phase pyrénéenne (Crétacé supérieur). Il serait intéressant de chercher l'extension du Crétacé supérieur marin à faciès gardois, notamment en direction des Causses Mineurs. L'examen du détroit de Rodez serait à ce titre très instructif.

Les alluvions quartzeuses ont déjà fait l'objet de nombreux travaux (Ambert *et al.*, 1978 ; Delannoy, 1978 ; Cals, 1978 ; Prever-Loiri, 1979 ; Doria, 1986). Avec la découverte des dépôts crétacés, il convient désormais de prendre en compte la part des éléments hérités de ces formations et de les distinguer des cortèges allochtones postérieurs.

Les processus morphologiques liés à la présence des argiles à chailles sont également applicables à d'autres secteurs. Bien que d'épaisseur plus réduite, les calcaires à chailles des environs du Caylar et des Rives alimentent des ségalas au pied desquels se sont développées plusieurs vastes dépressions (les Bouissières, Chourade, le Lac...). L'existence de ce type de formations doit être recherchée sur l'ensemble des Grands Causses et sur d'autres massifs karstiques (Plateau d'Albion par exemple). Enfin l'endokarst des autres parties des Grands Causses est certainement moins avare d'informations. Son étude devrait compléter utilement les données collectées en surface.

### VI.2.2 - Remarques concernant la mise en place des canyons

L'abaissement relatif du niveau de base lors du début du creusement des gorges se traduit par une réponse morphologique variable selon le secteur pris en compte.

- sur la partie orientale du causse de l'Hospitalet, ainsi que sur le Causse de Campestre, nous avons montré l'existence de circulations allogènes (karst binaire). Celles-ci ont réussi à inciser le plateau calcaire, et notamment les niveaux très karstifiables du Jurassique supérieur (la Virenque, la Vis) ;
- l'ouest du Causse de l'Hospitalet correspond quant à lui à un karst unaire. Les formations superficielles ne montrent aucune trace d'apports allogènes. Le plateau est entaillé par de profondes reculées qui correspondent pour une grande partie à l'évidement des formations marneuses des combes anticlinales (le Cernon, la Sorgues et le Durzon *pro parte*). Plusieurs sources calées au toit des marnes permettent le développement des reculées adjacentes (Saint-Paul-des-Fonts, Saint-Beaulize, Cornus...). Le recul des corniches est rapidement enravé par l'épaisseur croissante de la série calcaire vers l'intérieur du causse. Aucun canyon ne dissèque cette partie du causse.

Cette distinction met en exergue l'importance d'un amont imperméable, capable de concentrer les écoulements, pour assurer le développement d'un canyon au travers d'un massif karstique. Ainsi, le massif cristallin fournit un débit suffisant pour que les différents cours d'eau puissent supplanter, au moins en partie, le soutirage karstique tout au long de l'incision du canyon (la Virenque, la Vis, le Dourbie, le Tarn, la Jonte...).

La présence de la couverture crétacée a certainement contribué, en diminuant les possibilités d'infiltration et en constituant un impluvium imperméable, à la mise en place du canyon de la Virenque. Néanmoins, le rôle de cette couverture semble plutôt secondaire puisque la contribution des dépôts crétacés ne peut être invoquée pour tous les canyons caussenards.

Sur la partie occidentale du causse de l'Hospitalet, il n'y a jamais eu de circulation assez concentrée capable d'entailler le causse. Nous n'avons pas retrouvé de dépôts allochtones originaires, par exemple, des massifs cristallins situés à l'ouest. Sur le causse, les ségalas ont fourni quelques écoulements mais ceux-ci, de faible débit, s'épandent dans des dépressions karstiques temporairement inondables. Le karst, malgré le colmatage induit par la présence d'une couverture et le rôle de la dolomie, suffit à assurer le drainage des eaux de surface.

### VI.2.3 - Comparaison des dynamiques en jeu au niveau de Sauclières

La position du cours de la Virenque, plus de 200 m au-dessus de la Dourbie, suscite quelques interrogations. Située à cheval entre le bassin-versant atlantique et le bassin-versant méditerranéen, elle permet, au premier abord, de conclure à une plus grande dynamique du côté atlantique. Pourtant, si l'on observe le contexte amont de la Vis, on remarque la même disproportion. En effet, son cours est perché plus de 200 m au-dessus de celui de l'Arre. Dans ce cas précis, les deux rivières appartiennent au bassin-versant méditerranéen. Les cours de la Vis et de la Virenque accusent donc un retard morphologique certain par rapport aux autres rivières.

Ce caractère spécifique est sans doute à rechercher dans la lithologie de leurs parcours aval qui est composé en quasi-totalité par des calcaires et des dolomies. Le soutirage karstique d'une partie du débit, voire même les pertes totales de ces cours d'eau, interviennent certainement dans ce retard. La régression messinienne (Hsù K. J., 1972, Clauzon G. 1982 et 1996) et la mise en place d'un drainage karstique profond (Camus, 1997), en relation avec l'effondrement du niveau de base général, doit également participer à ce retard.

Enfin, la position perchée de la Virenque peut étayer l'hypothèse proposée par Lambert (1996) au sujet de pertes temporaires de la Virenque tributaires de la source de la Sorgues (Cornus). La validation de ce fonctionnement singulier présenterait à ce niveau une capture hypogée du bassin-versant méditerranéen par le bassin-versant atlantique.

Pour les parties amont des canyons, développées par érosion régressive, l'influence de la lithologie est prédominante. Au niveau de Sauclières, la Virenque a ainsi évacué les marnes et les grès du Trias. En revanche, elle est actuellement calée à 700 m d'altitude sur le socle cristallin bien plus résistant à l'érosion. Côté atlantique, l'alvéole de Nant est très en contrebas car son développement répond de l'évidement des marnes liasiques. Elle entaille actuellement le revers structural liasique 200 m en contrebas de la Virenque et a réussi à capturer la partie occidentale de son bassin-versant.

Actuellement, le cours de la Virenque est à sec une grande partie de l'année. Son évolution morphologique est donc très ralentie. Par opposition, les ruisseaux situés en amont de la Dourbie bénéficient d'un gradient altitudinal important et d'une alimentation pérenne. Ils poursuivent donc leur conquête du bassin-versant de la Virenque. À terme, le ruisseau de Roubieu devrait parvenir à capturer le cours de la Virenque, juste en aval de Sauclières.

### **VI.3 - L'HOMME ET LE CAUSSE**

La présence humaine, depuis plusieurs milliers d'années (Ambert, 1989 ; Ambert *et al.* 1989), a modifié quelque peu le paysage des Grands Causses. Un des effets les plus remarquables aujourd'hui se situe au niveau de la végétation, par l'ouverture du milieu et l'apparition des pelouses steppiques qui font désormais partie du patrimoine caussenard.

Un autre effet, moins évident au premier abord, consiste en une reconstitution partielle de la couverture d'argiles à chailles au fond de certaines dépressions. Avec l'appoint des données archéologiques, nous avons pu montrer l'impact des premiers déboisements réalisés sur les ségalas. La couverture d'argiles à chailles a donc été restaurée au rythme des défrichements au point de masquer complètement l'existence d'avens et de dolines telles que celle de la Pomière. Actuellement, dans les secteurs cultivés, ce transit est toujours effectif comme en témoignent, lors d'averses orageuses, les profondes ravines creusées sur les ségalas.



**Photo 52 - Capielle sur le versant occidental du Serre d'Aubanel. Le toit et une partie des murs sont bâtis avec des dalles de calcaires gréseux crétacés provenant d'un affleurement tout proche.**

À partir de ces observations, nous pouvons apprécier la précarité et la fragilité de cette couverture. Ceci est encore plus vrai dans des secteurs où l'on note une certaine vigueur du soutirage karstique, comme dans les environs de l'Hospitalet. De fait, tout aménagement conduisant à une concentration de l'eau en surface aboutit fatalement à une réactivation du karst sous-jacent. La pertinence d'une étude géomorphologique en amont de tout aménagement lourd est ici clairement démontrée et aurait pu éviter les nombreux problèmes liés notamment aux argiles à chailles.

Si cette constatation met en évidence des complications géotechniques difficiles à résoudre, elle prend une toute autre ampleur au sujet de la protection des eaux souterraines. En effet, les aménageurs ont cru dans un premier temps que cette couverture constituait une protection suffisante pour limiter l'infiltration rapide des effluents de l'autoroute. Or c'est une protection bien illusoire puisque à la première sollicitation, plusieurs avens, directement raccordés au niveau de base, se sont brutalement ouverts. Le danger pour les eaux souterraines est d'ailleurs bien réel attendu qu'à défaut de filtrer les effluents, cette couverture permet leur concentration en surface et leur drainage massif par l'endokarst. Les secteurs couverts d'argiles à chailles sont donc parmi les plus sensibles à tout rejet en surface. Cet aspect revêt une importance toute particulière quand on sait que l'A 75, dans sa traversée du Larzac, recoupe le bassin-versant de 75 % des sources émergeant du Larzac septentrional, qui correspond à 90 % des eaux du causse captées pour l'alimentation en eau potable.

Avec les autres nuisances que nous avons relevées sur le causse, le problème des eaux souterraines reste plus que jamais une question d'actualité. Il convient de les protéger car elles constituent, à l'évidence, notre ressource de demain.

## VII - BIBLIOGRAPHIE

AGUILAR J.P. (1981) – Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée Occidentale. Thèse Sc. Montpellier II, 203 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, pp. 67-73.

ALABOUVETTE B. , ARRONDEAU J.P., AUBAGUE M., BODEUR Y., DUBOIS P., MATTEI J., PALOC H., RANÇON J. Ph. (1988a). Notice explicative de la feuille le Caylar au 1/50 000. Carte géologique de la France n° 962, BRGM ed., Orléans, 63 p.

ALABOUVETTE B., ARTHAUD F., BODEUR Y., AUBAGUE M., PALOC H. ET BARTHES J.P. (1988b) – Notice explicative de la feuille le Vigan au 1/50 000. Carte géologique de la France n° 937, BRGM ed., Orléans, 68 p.

ALABOUVETTE B., AUBAGUE M., BAMBIER A., FEIST R. et PALOC H. (1982b) – Notice explicative de la feuille Lodève à 1/50 000°. Carte Géologique de la France, BRGM ed., Orléans, n° 989, 52 p.

ALLEGRE C., DOUSSAINT L., MACHLER P. et PROUST F. (1964) – Contribution à l'étude séismologique du volcanisme de l'Hérault et des Causses. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 113-116.

ALOISI J.C., MONACO A., THOMMERET J. et THOMMERET Y. (1975) – Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, vol. XVII, fasc. 1, pp.13-22.

AMBERT M. et AMBERT P. (1992) – Grands Causses dolomitic kluffkarren : Neogen Morphogenesis and Quaternary evolution. Second international Conference on Geomorphology, Frankfurt/Main, September 1989, Zeitsch. für Geom., Band 85, pp. 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, pp. 37-50.

AMBERT M. et AMBERT P. (1995) – Evolution morphogénétique des plateaux et canyons des Grands Causses méridionaux. Grands Causses, nouveaux enjeux, nouveaux regards, Causses et Cévennes, Millau, pp. 55-74.

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 P. (1979) – Le causse de Guilhaumard (Grands Causses). *Travaux ERA 282 du CNRS*, T. VIII, pp 1-16 + 1 carte au 1/25 000.

AMBERT P. (1979) – L'évolution récente des canyons languedociens. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, T. 102, pp. 41-45.

AMBERT P. (1981) – Chronologie locale et synchronisme paléoclimatique. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, Paris, n° 479-480, pp. 211-217.

AMBERT P. (1981) – Recherches géomorphologiques dans les causses et les vallées périphériques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XII, n° 1, pp. 175-184.

AMBERT P. (1982a) – Recherches sur l'âge des tufs calcaires en Languedoc central. *Mem. et doc. du CNRS*, Phénomènes karstiques III, pp. 171-179.

AMBERT P. (1982 b) – Le Causse de Guilhaumard, Recherches Géomorphologiques, (carte à 1/25 000<sup>e</sup>). *Mém. Et Doc. du CNRS*, Phénomènes Karstiques III, pp. 17-32.

AMBERT P. (1982c) – Recherches sur l'âge des tufs calcaires en Languedoc central. *Mémoires et Documents du CNRS*, Phénomènes karstiques III, pp. 171-179.

AMBERT P. (1985) – Présentation de la carte géomorphologique du Salagou au 1/25 000<sup>e</sup> (notice explicative). *Travaux UA 903*, n° XIV, pp. 77-92.

AMBERT P. (1984) – La région de Millau (Grands Causses). Présentation d'une carte géomorphologique en couleurs au 1/25 000<sup>e</sup>. *Méditerranée*, 1984, n° 3, pp. 43-56.

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

AMBERT P. (1990) – L'évolution géomorphologique des Grands Causses méridionaux depuis le Néogène. Carte géom. 1/25 000<sup>e</sup> de Millau HT. *Zeitsch. Für Geom., Karst-Atlas*, Suppl. Band 77, pp. 1-24.

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.

AMBERT P., AMBERT M. et BRUXELLES L. (1997) – L'évolution des gorges des Causses : étude géomorphologique. In : L'homme qui voyageait au fond des gouffres, Actes du colloque Martel, Mende, pp. 195-208.

AMBERT P., BOVEN A., LEROY S., LÖVLIE R. et SERET G. (1991) – Révision chrono-stratigraphique de la séquence paléobotanique de Bernasso (Escandorgue, Midi de la France). - *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, pp. 413-419.

AMBERT P., GUENDON J.L., BRUXELLES L. et CENDRIER S. (1996) – Géomorphologie karstique, altérations et formations superficielles ; évolution actuelle du karst de surface ; phénomènes et remplissages endokarstiques. Rapport de synthèse convention ANTEA/CNRS GDR 1058, 53 p.

AMBERT P., GUENDON J.L. et MARTIN P. (1993) – Etude hydrogéomorphologique du tracé de l'autoroute A75 sur le Causse Rouge entre le viaduc du Tarn et le raccord d'Engayresque. Rapport définitif, URA 903 du CNRS, inédit. 31 P.

AMBERT P., GUENDON J.L. et QUINIF Y. (1989) – Découverte d'un site du Paléolithique Inférieur dans les Grands Causses (Creissels, Aveyron) : contexte géologique et chronologique. *C. R. Acad. Sci.*, t. 308, pp. 63-69.

AMBERT P., MARTIN P. et GUENDON J.L. (1994) – Le canyon de la Dourbie et le karst de la source de l'Espérelle (Aveyron, France). *Etude de Géographie Physique*, n° XXIII, pp. 63-80.

AMBERT P. et VERNHET A. (1993) – Les hommes et leurs environnements quaternaires dans les causses de l'Aveyron (sous la direction de). Association des amis du Musée de Millau et GDR 1058 du CNRS, Aix-en-Provence, 52 p.

ANDREIEFF P. et L'HOMER A. (1972) – Etude des microfaciès et interprétation des milieux de dépôts. *Bull. BRGM*, Section 1, n° 4, pp. 71-83.

ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., CHAROLLAIS J., CONRAD M. A., COTILLON P., FERRY S., MASSE J. P. et PEYBERNES B. (1979) – Paléogéographie des calcaires urgoniens du sud de la France. *Geobios*, Mém. sp. N° 3, pp. 363-383.

ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969) – Sur les décrochements NE-SW senestres contemporains des plis pyrénéens en Languedoc. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 290-291.

ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1975) – Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics*, 25, pp. 139-171.

ARTHAUD F. et SEGURET F. (1981) – Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (sud de la France). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. 23, n° 1, pp. 51-63.

ARTHAUD F. et LAURENT P. (1995) – Contraintes, déformation et déplacement de l'avant-pays Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodinamica Acta*, Paris, 8, pp. 142-157.

ASTRUC J.G. (1980) – Le Quercy blanc au sud-ouest de Cahors. Aperçu paléogéographique et structural. Ressources du sous-sol. DES, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 66 p.

ASTRUC J.G. et SIMON-COINÇON (1992) – Enregistrement de l'évolution climatique et tectonique par les paléokarsts (Exemple du Quercy et de ses marges). Karst et évolutions climatiques, hommages à J. Nicod. Presses Universitaires de Bordeaux, pp. 497-508.

AUDRA P. (1995) – Genèse du karst et des cavités du Tennenengebirge (Salzbourg, Autriche). *Etudes de Géographie Physique*, n° XXIV, pp. 31-44.

AUDRA P., DELANNOY J.J. et HOBLEA F. (1993) – Signification paléogéographique des réseaux perchés des Préalpes françaises du nord : Exemples en Chartreuse et Vercors. *Travaux URA 903 du CNRS*, n° XXII, pp. 3-17.

BABINOT J.F., FREYTET P. - Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale : état des connaissances biostratigraphiques. *Géologie Méditerranéenne*, t. X, n° 3-4, pp. 245-268.

BAKALOWICZ M. et RICARD M. (1994) – Karstic aquifers of the Grands Causses (France). Water reserves that must be protected. Northern Larzac and aquifer recharge

in the Millau area. *Cost 65 A, Basic and applied hydrogeological research in French karstic areas*, pp. 137-148.

BAKALOWICZ M., PLAGNES V. et RICARD J. (1996) – Land management and sustainable development of karst groundwater. The Larzac plateau (France) as an example. International conference on Karst-Fractured aquifers-Vulnerability and Sustainability, Ustron, Pologne, pp. 298-309.

BALL E. (1973) – Etude tectonique et microtectonique d'une région peu plissée en bordure de la faille des Cévennes : Causse de Saint-Guilhem-le-Désert) – Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, USTL, Montpellier, 96 p.

BALLAIS J. L. (1992) – Variations de l'environnement et industries préhistoriques au Pléistocène supérieur terminal au Maghreb oriental présaharien. Déserts – Passé, Présent, Futur, CTHS, Paris, pp. 41-53.

BALLAIS J.L. (1993) – Morphogenèse fluviale Holocène en Tunisie. *Travaux URA 903 du CNRS*, n° XXII, pp. 63-78.

BALLAIS J. L. et CRAMBES A. (1992) – Morphogenèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la Sainte-Victoire) – *Méditerranée*, Aix-en-Provence, n° 14, pp. 515-547.

BALLAIS J. L., JORDA M., PROVANSAL M. et COVO J. (1993) – Morphogenèse holocène sur le périmètre des Alpilles. *Travaux du Centre Camille Jullian*, Aix-en-Provence, n° 1-2, pp. 29-41.

BALLAIS J.L. et BENAZZOUZ M. T. (1994) – Données nouvelles sur la morphogenèse et les paléoenvironnements tardiglaciaires et holocènes dans la vallée de l'oued Chéria-Mezeraa (Nemencha, Algérie orientale). *Méditerranée*, t. 80, n° 3-4, pp. 59-71.

BALSAN L. (1946) – Spéléologie du département de l'Aveyron, Carrère, Rodez, 316 p.

BALSAN L. (1950) – Grottes et abîmes des Grands Causses. Imp. Maury, Millau, 150 p.

BARBREAU A. et BOISSON J.Y. (1994) – Caractérisation d'une formation argileuse. Synthèse des principaux résultats obtenus à partir du tunnel de Tournemire) – Sciences et techniques nucléaires, rapport d'activité 1991-1993, 153 p.

BARD P.Y, DURVILLE J.L. et MENEROUD J.P. (1984) – Influence de la topographie sur la modification des ondes sismiques. *Méditerranée*, n° 1-2, pp. 113-121.

BARDOSSY G. et DERCOURT J. (1990) – Les gisements de bauxite téthysiens (Méditerranée, Proche et Moyen Orient) ; cadre paléogéographique et contrôles génétiques. *Bull. Soc. Géol. France*, t. VI, n° 6, pp. 869-888.

BARTHELEMY P., JACQUIN C., YAO J., THOVERT J.F. et ADLER P.M. (1996) – Hierarchical structures and hydraulic properties of a fracture network in the Causse of Larzac. *Journal of Hydrology*, 187, pp. 237-258.

BARTHOLEYNS J.P. (1987) – Réseau Siebenhengste-Hogant. La crue du siècle et - 1 000 m à la clé. In : *Spelunca*, n° 27, pp. 9.

- BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977) – Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le sud-est de la France. *Bulletin des Centres de Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, t. 1, n° 1, pp. 261-308.
- BAULIG H. (1928) – Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Etude morphologique. Thèse, Paris, 575 p.
- BELLEVILLE L. (1985) – Hydrogéologie karstique. Géométrie, fonctionnement et karstogenèse des systèmes karstiques des gorges de l'Ardèche (Ardèche, Gard). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 228 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<sup>ème</sup> cycle, USTL, Montpellier, 250 P.
- BERGER E. (1969) – Pipes et diatrèmes des Causses septentrionaux) – *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. 10, n° 5, pp. 588-600.
- BERGER E. (1975) – Dynamisme et pétrologie du volcanisme des Causses : exemple du pipe d'Eglazines (Lozère, France). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 281, pp. 367-370.
- BERNIER P. (1967) – Etude géologique du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur au Sud des Cévennes (région de Ganges-Madières). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Paris, 201 p.
- BINI A. (1994) – Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien. *Karstologia*, n° 23, pp. 33-51.
- BINI A., QUINIF Y., SULES O. et UGGERI A. (1992) – Les mouvements tectoniques récents dans les grottes du Monte Campo dei Fiori (Lombardie, Italie). *Karstologia*, n° 19, pp. 23-30.
- BLANC J. J. (1985) – Phases d'effondrements aux grottes préhistoriques du Würm à l'Holocène dans le Midi de la France. *Karstologia*, n° 6, pp. 21-28.
- BLES J.L., BONIJOLY D., CASTAING C. et GROS Y. (1989) – Successive post-variscan stress fields in the French Massif central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, 169, pp. 79-111.
- BOCQUIER G. (1976) – Synthèse et perspectives : migrations et accumulations de l'aluminium et du fer. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, t. 18, n° 1, pp. 69-74.
- BODEUR Y. (1976) – Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux portlandiens des environs de Ganges (Hérault). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 282, pp. 961-963.
- BODEUR Y. (1976) – Le complexe récifal Jurassique supérieur au sud des Cévennes : architecture sédimentologique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 282, pp. 835-837.
- BOGDANOFF S., DONNOT M., et ELLENBERGER F. (1984) – Notice explicative de la feuille Bédarieux à 1/5 0000. Carte géologique de la France n° 988, BRGM ed., Orléans, 105 p.

BONIJOLY D. et DELPONT G. (1982) – Etude du bassin des causses et la bordure cévenole par la télédétection et la géologie structurale. Documents du BRGM, n° 46.

BONNET A) – Eléments géologiques nouveaux pour la datation de la formation des versants dans la garrigue languedocienne. Actes du symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, CEGERM, vol. 5, pp. 91-96.

BONTE A. (1958) – Réflexions sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. C.R. 83<sup>ème</sup> Congr. Soc. Sav., pp. 147-165.

BONTE A. (1969) – Mise en place et évolution des bauxites sur mur calcaire. In: Conference on bauxite geology. *Annals of Hungarian Geological Institute*, Budapest, t. 54, n° 3, pp. 29-49.

BOUSQUET B., DUFAURE J.J. et PECHOUX P.Y. (1984) – Comment repérer les effets sismiques dans les paysages méditerranéens. 4<sup>è</sup> Rencontres I.A.H.A., Tremblements de terre, Histoire et Archive, pp. 39-62.

BOUILLIN J.P., MAJESTE-MENJOULAS C., OLLIVIER-PIERRE M.F., TAMBAREAU Y. et VILLATTE J. (1985) – Transgression de l'Oligocène inférieur (formation de Palizzi) sur un karst à remplissage bauxitique dans les zones internes calabro-paléoritaines (Italie). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, n° 6, pp. 415-420.

BOURROUILH-LE JAN F.G. (1989) – Phosphates, bauxite et diagenèse carbonatée dans les récifs miocènes du Sud Pacifique. *Géologie Méditerranéenne*, t. 16, n° 2-3, pp.79-96.

BRIERE G. (1982) – Introduction à l'analyse géostatistique sur clichés aériens de la fracturation des magasins aquifères en roches fissurées. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, USTL Montpellier, 158 p.

BRUN J. F. (1992) – Document de synthèse confidentiel sur l'inventaire spéléologique du Larzac et de la Séranne. Publication du Groupe d'Etudes et de Recherches Spéléologiques et Archéologiques de Montpellier. 435 p.

BRUXELLES L. (1995) – Etude des altérites, des formations superficielles et endokarstiques du causse de l'Hospitalet du Larzac (secteur oriental) : conséquences et contraintes pour l'aménagement et pour la protection des eaux souterraines. Mém. DEA, Université de Provence, Aix-en-Provence, 62 p.

BRUXELLES L. (1997a) – Karsts et paléokarsts du Bassin de Mialet (bordure cévenole, Gard) : formation et évolution d'un karst démantelé. *Karstologia*, n° 30, pp. 15-24.

BRUXELLES L. (1997b) – Etude géomorphologique du site de La Pomière. Fouille de sauvegarde sur le tracé A75, contournement de la Cavalerie (Larzac, Aveyron), 14 p.

BRUXELLES L. (1997c) – Etude géomorphologique de la grotte de Jas del Biau (Causse Rouge, Aveyron). Fouille de sauvegarde, Viaduc de Millau, 16 p.

BRUXELLES L. (1998a) – Un exemple de gélifraction différentielle : le site du Camp des Armes. Fouille de sauvegarde sur le tracé A75, contournement de la Cavalerie (Larzac, Aveyron), 6 p.

BRUXELLES L. (1998b) – Mise en place, évolution et occupation d'un paléokarst exhumé : le site archéologique de la Vayssière (Larzac, Aveyron). Fouille de sauvegarde, barreau de raccordement A75 - D999, 17 p.

BRUXELLES L. (1998c) – Le remplissage détritique de la doline de La Pomière B (Larzac, Aveyron) : Evaluation de l'impact de l'activité humaine sur les paysages caussenards. Fouille de sauvegarde sur le tracé A75, contournement de la Cavalerie (Larzac, Aveyron), 15 p.

BRUXELLES L. (1999a) – Quelques témoins d'une karstification crétacée : les « Grands Sotchs » des Causses méridionaux) – 8<sup>ème</sup> Rassemblement des Spéléologues Caussenards (Alzon, Gard), pp. 39-42.

BRUXELLES L. (1999b) – Colmatage et démantèlement d'une cavité paléokarstique du Larzac : Le site archéologique de la Vayssière (Aveyron). Fouille de sauvegarde, barreau de raccordement A75 - D999, 24 p.

BRUXELLES L. (1999c) – Etude géomorphologique de l'habitat protohistorique du Puech d'Auzet (Causse Rouge, Millau, Aveyron). Fouille de sauvegarde, contournement de Millau par l'A 75, 7 p.

BRUXELLES L. (1999d) - L'aven de Bel Air : Etude géomorphologique d'une cavité et d'un secteur à risque pour le passage de l'A75. Fouille de sauvegarde et topographie, tronçon Cavalerie Millau (Larzac, Aveyron), 12 p.

BRUXELLES L. (1999e) – Evolution morphologique du Larzac occidental d'après l'étude des formations superficielles et des formes associées. Rapport Géo-Ter/IPSN pour le site de Tournemire, convention Géo-Ter – CNRS, 15 p.

BRUXELLES L., AMBERT P. et GUENDON J.L. (1999a) – 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 Savoisians de Géographie*, n° 1, pp 39-53.

BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.L. et QUINIF Y. (1997) – Les carbonates endokarstiques, témoins de l'évolution superficielle du massif et de sa géodynamique interne : l'exemple du Causse du Larzac (Grands Causses, Aveyron). Actes du colloque hispano-français « Milieux carbonatés continentaux », Séville, Espagne, *Etudes de Géographie Physique*, Travaux 1997, supplément au n° 26, pp. 159-162.

BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.L. et TRONCHETTI G. (1999b) – Les affleurements de Crétacé Supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 329, n° 10, pp. 705-712.

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) – *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, fasc. 3-4, pp. 253-288.

BRUXELLES L., GUENDON J. L. et QUINIF Y. (1997) – L'aven de la Portalerie (Larzac, Aveyron). Enregistrement d'événements sismo-tectoniques dans les Grands Causses par les concrétions de l'endokarst. Actes du colloque « Géomorphologie

quantitative et paléogéomorphologie dans les karsts du domaine méditerranéen », Massif de la Sainte-Baume, 10/97, pp. 45-56.

BRUXELLES L., GUENDON J.L. et QUINIF Y – Indices de la paléosismicité des grands Causses dans les cavités karstiques : l'exemple de l'aven de la Portalerie (Larzac, Aveyron). *Geodinamica Acta*, Actes du colloque Karst & tectonics, Han 96, pp. 19-22 (sous presse).

BURGER D. (1992) – L'altération des dolomies jurassiques en Basse-Provence (SE de la France). Karst et évolutions climatiques, hommages à J. Nicod, Presses Universitaires de Bordeaux, pp. 209-218.

CABROL P. et COUDRAY J (1978) – Influence des facteurs hydrogéologiques sur la localisation, la forme, la nature minéralogique et la diagenèse des concrétions carbonatées des grottes) – IHES, symposium, Montpellier, pp. 675-700.

CADILLON M. (1970) – Les sols du Causse du Larzac. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Montpellier, 219 p.

CAILLERE S. et POBEGUIN T. (1976) – Sur les bauxites claires à pisolithes foncés de la région de Pereille (Ariège). Particularités minéralogiques et conditions de genèse. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 283, pp. 123-125.

CAILLERE S., POBEGUIN T. et PEYRONNET P. (1973) – Géologie et minéralogie de l'aramonite. ICSOBA, 3<sup>e</sup> congrès, Nice, pp. 81-88.

CALS D. (1978) – Les terres rouges des Causse Noir et Méjean. Thèse de 3<sup>ème</sup> 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. Phys.*, vol. 22, fasc. 4-5, pp. 343-356.

CALVET M. (1992) – Aplanissements sur calcaires et gîtes fossilifères karstiques. L'exemple des Corbières orientales (Pyrénées, France). *Tübinger Geographische Studien*, h. 109, pp. 37-43.

CAMPY M. et MACAIRE J.J. (1989) – Géologie des formations superficielles, Géodynamique, Faciès, Utilisation. Masson ed., Paris, 433 P.

CAMUS H. (1991) – Hydrosystèmes karstiques et paléokarstiques des Monts de Saint-Guilhem et de la bordure orientale du Larzac. Mémoire de DEA, Université Aix-Marseille, II, 82 p.

CAMUS H. (1997) – Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées : l'exemple du Larzac méridional, Hérault, France. *Karstologia*, n° 29, pp. 23-42.

CAMUS H. (1999) – L'organisation des réseaux de drainage à différents stades de l'évolution du paysage karstique de la bordure carbonatée sub-cévenole (de l'Aigoual à la basse vallée de l'Hérault). Livret-guide des excursions du colloque Karst-99, *Cahiers Savoisiens de Géographie*, n° 1, pp. 55-74.

CARBON D. et COMBES P. (avec la collaboration de L. BRUXELLES). (1999) – Site IPSN de Tournemire : cartographie et analyse du fonctionnement exo- et endokarstique de la partie occidentale du Causse du Larzac. Rapport Géo-Ter/IPSN, n° GTR/IPSN/0199-97, 68 p. + annexes.

CARBON D., COMBES P., CUSCHING M. et GRANIER Th. (1993) – Enregistrement d'un paléoséisme dans les sédiments du Pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : quantification de la déformation. *Géologie Alpine*, t. 69, pp. 33-48.

CAUBEL A. (1996) – Circulations et lacs temporaires du Causse de l'Hospitalet (zone sud Larzac). 57 p + 1 carte.

CENDRIER S. (1995) – Cartographie des formations superficielles du karst oriental du causse de l'Hospitalet (Larzac, Sud de la France). Apports géomorphologiques, évolution récente et impact de l'homme sur le milieu. Mém. de Maîtrise, Université Paul Valéry, Montpellier, 38 p.

CHARCOSSET P. (1998) – Reconstitution d'un segment de la marge ouest-téthysienne au Bathonien dans les Grands Causses et le Bas-Languedoc. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse, 320 p.

CHARCOSSET P., CISZAK R., PEYBERNES B. et GARCIA J.P. (1996) – Modalité séquentielles de la transgression bathonienne sur le « Seuil Cévenol » (Grands Causses). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 323, série IIa, pp.419-426.

CHARCOSSET P., CISZAK R., COMBES P. J., PEYBERNES B. et LOPEZ M. (coll.) (1997) – Séquences de dépôts carbonatés en régime extensif dans le Dogger des Grands Causses. Livret-guide d'excursion, Association des Sédimentologues Français, 6<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie, 80 p.

CHARDON M. (1975) – Observations sur la formation des versants régularisés ou versants de Richter) – Actes du symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, CEGERM, vol. 5, pp. 25-27.

CHARPAL O. de, TREMOLIERES P. (1971) – Etude des principaux traits structuraux des Grands Causses. Rapport n° 1, Institut Français du Pétrole, Entreprise de Recherches et d'Activités Pétrolières Elf-Re, 28 p. + 1 carte.

CHARPAL O. de, TREMOLIERES P., JEAN F. et MASSE P. (1974) – Un exemple de tectonique de plate-forme : Les Causses Majeurs (sud du Massif Central, France). *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, vol. XXIX, n° 5, pp. 641-659.

CISZAK R., PEYBERNES B. et FAURE Ph. (1996) – Stratigraphie séquentielle et biochronologie des formations carbonatées aaléno-bajociennes sur la bordure orientale du Seuil de Villefranche-du-Rouergue (Causse Comtal, Causse de Séverac). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 322, pp.133-140.

CLAUZON G. (1982) – Le canyon méssinien du Rhône : une preuve décisive du « desiccated deep-basin model ». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 24, n° 3, pp. 597-610.

CLAUZON G. (1990) – Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. Livret-guide de l'excursion pré-forum du 3<sup>ème</sup> Forum National de

Géomorphologie (Aix-en-Provence - 25-26 septembre 1990), Travaux de l'URA 903 du CNRS, n° XIX, 71 p.

CLAUZON G. (1996) – Limites de séquences et évolution géodynamique) – *Géomorphologie*, n° 1, pp. 3-22.

CLAUZON G., AGUILAR J.P. et MICHAUX J. (1989) – Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. V, n° 2, pp. 361-372.

CLOT A. (1986) – Grands mammifères piégés dans les cavités des Pyrénées Occidentales. Premières datations au Carbone 14. - *Recherche sur les karsts du Quercy et du sud-ouest de la France*, pp. 69-72.

CLOZIER R. (1940) – Les Causses du Quercy. Contribution à la géographie d'une région calcaire. Librairie J. B. Baillière et fils, Paris, 180 p.

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., FABRE G., FICHES J.L., GAZENBEEK M. et PAILLET J.L. (1997) – L'aqueduc romain de Nîmes et l'enregistrement d'évènements sismiques. *Archéologie et Sismicité*, éd. APDCA, pp. 75-123.

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

COMBES P.J. (1973) – Etude géologique sur les conditions de mise en place d'une bauxite allochtone à substratum carbonaté. Le gisement de Bédarieux (Hérault, France). ICSOBA, 3<sup>e</sup> congrès, Nice, pp. 89-107.

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, pp. 251-274.

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

COMBES P.J. et BARDOSSY G. (1994) – Typologie et contrôle géodynamique des bauxites téthysiennes. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, pp. 359-366.

COMBES P.J., OGGIAOMO G. et TEMUSSI I. (1993) – Géodynamique des bauxites sardes, typologie, genèse et contrôle paléotectonique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, pp. 403-409.

COMBES P.J. et PEYBERNES B. (1981) – Le gisement de la Combe de Lé (Pyrénées ariégeoises) en 1981 : description, observations et remarques nouvelles sur une bauxite de type Ariège à mise en place polyphasée. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol 74/3, pp. 587-602.

COMBES P.J. et PEYBERNES B. (1991) – Rôle de l'eustatisme dans la genèse des bauxites de type Ariège (Pyrénées centrales). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 313, pp. 669-676.

COQUE-DELHUILLE B. (1979) – Les formations superficielles et leur signification dans les roches cristallines : l'exemple des plateaux de la Margeride occidentale (Massif central français). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, vol. 21, fasc. 2, pp.127-146.

CORBEL J. (1954) – Les phénomènes karstiques dans les Grands Causses. *Rev. Géogr. Lyon*, XXCX, 4, pp. 387-315.

CORREIA M. J. et MAURY R. C. (1975) – Effets minéralogiques et chimiques de l'intrusion d'un dyke basaltique dans le Toarcien des Causses. *Bulletin du Centre de Recherche de Pau - SNPA*, t. 9, n° 2, pp. 245-259.

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

COULET E. (1970) – Caractères et problèmes du karst languedocien) – Actes Réunion Intern. de Karstol, *Etudes et Travaux de « Méditerranée »*, n° 7, pp. 15-33.

COULET E. (1975) – Morphologie des plaines et des garrigues languedociennes) – Thèse d'Etat Lettres, Montpellier, 2042 p.

COULET E. (1985) – Sur quelques exemples de cônes rocheux languedociens) – Cônes rocheux, *Mémoires et Documents du CNRS*, Paris, pp. 119-126.

CROCHET P. et MARSAUD B. (1997) – Approches conceptuelles de l'aquifère karstique. Problèmes méthodologiques et d'exploitation. *Hydrogéologie*, n° 3, pp. 3-50.

CURNELLE R. et DUBOIS P. – Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. II, n° 4, pp. 529-546.

CVIJIC J. (1925) – Types morphologiques des terrains calcaires. Le Holokarst. *C. R. Somm. Acad. Sci.*, pp. 592-594.

DEBRAND-PASSARD S., COUBOULEIX S. et LIENHART J.M. (1984) – Synthèse géologique du sud-est de la France. *Mém. BRGM*, n° 125, Orléans, 2, 615 P.

DELANNOY J.J. (1978) – Recherches géomorphologiques sur la partie orientale de la carte au 1/50 000 de Florac. Etude spécifique du karst. Mém. de maîtrise, Université des Sciences Techniques, Lille.

DELANNOY J.J. (1997) – Recherches géomorphologiques sur les Massifs Karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphogéniques du karst) – Thèse d'état, Grenoble, Ed. Septentrion, 612 p.

DELANNOY J.J., GUENDON J.L. et QUINIF Y. (1988) – Les remplissages spéléologiques : un apport à la connaissance de la karstogenèse du massif des Coulmes (Vercors, Alpes). Colloque International de Sédimentologie Karstique, Han-

sur-Lesse (Belgique), *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 111, fasc. 1, pp. 21-38.

DELANNOY J.J. et GUENDON J.L. – Les apports du karst dans la tectonogenèse. Exemple de la Serrania de Ronda (Andalousie) – *Geodinamica Acta*, 4 p. (à paraître).

DELFAUD J. (1973) – Un élément majeur de la paléogéographie du sud de la France au Jurassique moyen et supérieur : le Haut-Fond Occitan) – *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 58-59.

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

DEMANGEON P. (1965) – Sur la présence et la signification probable de minéraux du Massif central dans les bauxites de l'Isthme Durancien. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 261, pp.2685-2688.

DEMANGEON P. (1967) – Premiers résultats d'une étude minéralogique des remplissages karstiques des Causses au sud du Tarn. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, pp. 2721-2724.

DEMANGEON P. (1969) – Sur le matériau initial de la bauxite des gisements occidentaux de l'Isthme durancien. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 54, 3, pp. 387-390.

DEMANGEON P. (1975) – A propos du matériau initial des bauxites de l'Isthme Durancien. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t.280, pp.237-238.

DEMANGEOT J. (1971) – Les blocs d'effondrement dans les grottes et les abris sous roches. Actes du Colloque International de Karstologie et de Spéléologie, 21-25 août 1971, pp 73-74.

DEMANGEOT J. (1987) – Note sur l'agressivité des eaux percolant dans les roches volcaniques. *Travaux de l'UA 903 du CNRS*, n° 16, pp. 1-3.

DEMARCO G. (1970) – Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mémoires du BRGM*, n° 61, 257 p.

DENIZOT G. (1952) – Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. géog. de Lyon*, t. 27, n° 4, pp. 327-357.

DESPEYROUX J. et GODEFROY P. (1985) – Nouveau zonage sismique de la France. Ministère de l'environnement, Délégation aux risques majeurs, Neuilly-sur-Seine.

DEWOLF Y., MATHIEU C. et CALLOT G. (1983) – Les argiles à silex du Bassin de Paris. Nouvelle mise au point. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. 25, n° 1, pp. 25-29.

DIACONU G. et MORAR M. (1997) – Nouveaux minéraux de fer et de manganèse dans la Grotte du Vent (Monts Padurea Craiului, Roumanie). *Karstologia*, n° 29, pp. 51-54.

DOREL J., FOURVEL D. et DONNADIEU G. (1995) – Etude de la sismicité de l'Auvergne et des régions limitrophes (Massif central français) – *Bull. Soc. Géol. France*, t. 166, n° 3, pp. 271-284.

DORIA B. (1989) – Le Causse Noir et les canyons bordiers) – Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Aix-en-Provence, 242 p. + cartes hors texte.

DROGUE C. (1969) – Contribution à la connaissance hydrogéologique de quelques karsts du Midi-méditerranéen français) – Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Faculté des Sciences, Montpellier, 469 p.

DUBOIS P. (1969) – Sur la morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire nord-montpelliéraine) – Actes Réunion Intern. de Karsto., *Etudes et Travaux de « Méditerranée »*, n° 7, pp. 37-50.

DUBOIS P. (1985) – Notes karstologiques sur les Grands Causses. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, t. 19, fasc. 3-4, pp. 197-226.

DUNKL I. (1992) – Origin of Eocene-covered karst bauxites of the Transdanubian Central Range (Hungary) : evidence for early Eocene volcanism. *Eur. J. Mineral*, n° 4, pp. 581-595.

EK C., MATHIEU L. et LACROIX D. (1981) – Croûtes et encroûtements calcaires en climat méditerranéen. Ex. Bled Ouljamane (Maroc Oriental). Actes du colloque : formations carbonatées externes. Tufts et travertins, Paris, *Mémoire de l'Association Française de Karstologie*, n° 3, pp. 61-72.

EK C. et QUINIF Y. (1988) – Les sédiments détritiques de grottes : aperçu synthétique. Colloque International de Sédimentologie Karstique, Han-su-Lesse (Belgique), *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 111, fasc. 1, pp. 1-8.

ELMI S. (1983) – La structure du sud-est de la France : une approche à partir de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 296, pp. 1615-1620.

ENJALBERT H. (1967) – La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et tropicaux, Phénomènes karstiques I, *Mém. et Doc. du CNRS*, pp. 295-327.

ENJALBERT H. (1975) – Le bassin sédimentaire des Grands Causses : analyse morphologique. *Bull. Centre d'Et. et de Rech. Litt. et Scient. du Monde*, n° 4, pp. 12-27.

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

FABRE G. (1980) – Les karsts du Languedoc oriental, études géomorphologiques. Thèse d'état, Aix-en-Provence, AFK, mém. n° 2, 414 p.

FABRE G. (1985) – Géomorphologie du poljé du Causse de Blandas) – *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, n° 3-4, pp. 241-251.

FABRE G. et NICOD J. (1978) – Niveaux de base actuels des principaux canyons du Languedoc Oriental et des Plans de Provence. *Int. J. Speleo.*, n° 10, pp. 279-298.

FABRE G. et NICOD J. (1982) – Lapiés couverts, modalité et rôle de la corrosion crypto-karstique. Phénomènes karstiques III, *Mémoires et Documents du CNRS*, pp. 115-127.

FABRE G., DUREPAIRE P. et MAURIN Y. (1983) – Premiers résultats partiels de recherches quantitatives et appliquées sur le sud du Massif central français. *Travaux ERA 282 du CNRS*, n° XII, pp. 1-16.

FABRE G. et MAIRE R. (1983) – Néotectonique et morphogenèse insulaire en Grèce : Le Massif du Mont Ida (Crète). *Travaux ERA 282 du CNRS*, n° XII, pp. 73-82.

FONDECAVE-WALLEZ M.J. et SOUQUET P. (1991) – Signatures stratigraphiques de l'eustatisme et de la tectonique de chevauchement dans le Crétacé supérieur du versant nord des Pyrénées. Exemple de la Zone sous-pyrénéenne orientale (Corbières, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, pp. 631-637.

FOUERE P., BRUXELLES L. et CONVERTINI F. (1997) – Le site de la Vayssière. Un habitat chalcolithique et un gisement pléistocène sur le Causse du Larzac, Labastide-Pradines (Aveyron). DFS de Fouilles de sauvetage, Toulouse, SRA Midi-Pyrénées, 131 p. + 61 fig.

FREYTET P. (1971) – Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Résumé de thèse, *Bulletin du BRGM*, Section I, n° 4, pp 1-54.

FREYTET P. (1973) – Le Languedoc au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur ; évolution des principaux éléments structuraux (rides et sillons) migrations des aires de sédimentation, rôle des phases précoces dans la tectogenèse. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 13, n° 5-6, pp. 464-474.

FREYTET P. (1975) – Coup d'œil sur la sédimentation argileuse au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur en Languedoc. *C. R. du Congrès National des Sociétés Savantes*, t. 1, n° 95, pp. 265-277.

FREYTET P. et PLAZIAT J. C. (1967) – Sur les rôles respectifs du Massif central et des Pyrénées dans la sédimentation détritique du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur en Aquitaine occidentale et Languedoc. *C. R. Hebd. Séances Acad. Sci. Paris* – t. 264, n° 2, pp 237-239.

FUCHS Y. (1976) – A propos de quelques exemples de relations entre altérations et concentrations métallifères (Pb, Zn, Cu, U, Ba, Sr, F...) dans le domaine épicontinental. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. 18, n° 1, pp. 91-94.

GASTAUD J (1981) – Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc. Géochronologie et relations avec les paléocontraintes) – Thèse 3° Cycle, Sc., Nice, 80 p.

GASTAUD J., CAMPREDON R. et FERAUD G. (1983) – Les systèmes filoniens des Causses et du Bas Languedoc (sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. 25, n° 5, pp. 737-746.

GENTY D. (1993) – Mise en évidence d'alternances saisonnières dans la structure interne des stalagmites. Intérêt pour la reconstitution des paléoenvironnements continentaux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 317, pp. 1229-1236.

GEWELT M et EK C. (1988) – Les concrétions carbonatées de grottes : aperçu synthétique) – Colloque International de Sédimentologie Karstique, Han-sur-Lesse (Belgique), *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 111, fasc. 1, pp. 9-20.

GEZE B. (1949) – Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Géol. France*, t. 24, fasc. 1-3, pp. 1-215.

GEZE B. (1955) – Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc. *Bull. Volcan.*, Naples, t.17, pp. 73-89.

GEZE B. (1962) – Relations entre volcans et plutons dans la Montagne Noire, les Causses et le Bas-Languedoc. *Bull. Volcan.*, t. 24.

GEZE B. (1981) – Les venues volcaniques de Saint-Sauveur et de Saint-Michel (commune de Nant, Aveyron). *Bull. BRGM*, 2, 1, 3, pp.231-233.

GEZE B., BAMBIER A., et PALOC H. (1985) – Notice explicative de la feuille Nant à 1/5 0000°, Carte géologique de la France n° 936. BRGM ed., Orléans, 51p.

GILLI E. (1986a) – Les grandes cavités souterraines, études et applications. *Karstologia*, n° 7, pp. 3-10.

GILLI E. (1986b) – Néotectonique dans les massifs karstiques, un exemple dans les Préalpes de Nice : la grotte des Deux Gourdes. *Karstologia*, n° 8, pp. 50-52.

GILLI E., MANGAN C, DELANGE P., LARRE P. et EVIN J. (1995) – Enregistrement des mouvements d'un versant par les spéléothèmes (Alpes-Maritimes, France). *Karstologia*, n° 26, pp. 47-50.

GILLOT P. Y. (1974) – Chronométrie par la méthode potassium-argon des laves des Causses et du Bas-Languedoc. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Paris-Sud (Orsay), 99 p. + 32 pl.

GILLOT P. Y., BELLON H. et PANTALONI A. (1972) – Chronométrie de quelques intrusions volcaniques du sud du plateau du Larzac. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 274, pp. 2855-2858.

GINESTY J.M. (1980) – Recherche sur les rapports entre fracturation, karstification et écoulements souterrains : exemple des causses du Larzac, du Comtal et du Quercy. *D.E.A. Sciences*, USTL Montpellier, 1980. - 21 p.

GHERGARI L., MARZA I., BODOLEA A. et SEHIAU S. (1992) – Observations cristallographiques et génétiques sur les mégascalénoèdres de calcite de la Grotte de Valea Firii (Mts de Bihor, Roumanie). *Karstologia*, n° 20, pp. 49-53.

GHRISTI C., BERGER E. et BROUSSE R. (1985) – La province volcanique des Causses-Bas Languedoc : âges, guides structuraux, morphologie et magmatisme. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, t. 19, fasc. 3-4, Montpellier, pp.181-195.

GOMBERT Ph. (1988) – Hydrogéologie et karstogenèse dans le Bas-Vivarais calcaire, Thèse, USTL, Montpellier, 483 p.

GOUISSET Y. (1981) – Le karst superficiel : genèse, hydrodynamique et caractéristiques hydrauliques. Application à un karst du Languedoc. Thèse USTL, Montpellier, 218 p.

GOURDON-PLATEL N. et DUBREUILH J. (1992) – Les ferruginisations et les argiles associées au paléokarst tertiaire du Périgord (Dordogne, France). Karst et évolutions climatiques, hommages à J. Nicod. Presses Universitaires de Bordeaux, pp. 449-460.

GRELLET B., COMBES Ph., GRANIER Th. et PHILIP H. (1993) – Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. Mémoires de la Société Géologique de France, n° 164, vol. 1 : 76 p., vol 2 : 24 pl. et une carte 1/1 000 000<sup>ème</sup>.

GRILLOT J.C. (1979) – Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, USTL, Montpellier, 222 p.

GRILLOT J.C. et GUERIN R. (1975) – Tectonique, micro-tectonique et directions des écoulements souterrains : exemple de relations dans le bassin karstique du Haut-Vidourle. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 2, vol. 17, fasc. 1, pp. 45-60.

GRILLOT J.C. (1983) – Facteurs structuraux et évolution épigénétique des dépôts de bauxite de mur carbonaté : un exemple péri-méditerranéen (Hérault, France). *Chron. Rech. Min.*, n° 472, pp. 23-36.

GUENDON J.L. (1979) – Le paléokarst du Coulon (Vaucluse). *Travaux ERA 282 du CNRS*, T. VIII, pp. 17-29.

GUENDON J.L. (1979) – Le paléokarst du Coulon. Actes du symposium international sur l'érosion karstique (Aix-en-Provence Marseille Nîmes), pp. 242-254.

GUENDON J.L. (1981) – Le paléokarst du Coulon (Vaucluse, France). Sédimentation et altération d'une série détritique siliceuse sur substratum carbonaté : karstification sous couverture, accumulation de gibbsite, paléosols. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Marseille Saint-Jérôme, 179 p.

GUENDON J. L. (1984) – Les paléokarsts des Alpes occidentales du Trias à l'Eocène. *Karstologia*, n° 4, pp. 2-10.

GUENDON J.L. (1986) – Les karsts bauxitiques et les altérations médio-crétacées du sud-est de la France : Exemple d'un paléogéosystème. *Travaux UA 903 du CNRS*, n° XV, pp. 51-58.

GUENDON J. L. (1987) – Karstification sous couverture, comparaison entre karst tropical actuel et paléokarst. *Annales de Géographie*, 96, 537, pp. 557-563.

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, pp. 85-92.

GUENDON J.L. et NICOD J. (1985) – Notes sur les paléokarsts et les bauxites de Slovénie et de Croatie. Comparaison avec d'autres gisements européens. *Travaux UA 903 du CNRS*, n° XIV, pp. 29-54.

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, pp. 69-104.

GUENDON J.L. et PARRON C. (1985) – Les phénomènes karstiques dans les processus de bauxitisation sur substrat carbonaté. Exemples de gisements du sud-est de la France. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 108, pp. 85-92.

GUENDON J.L. et PARRON C. et TRIAT J.M. (1983) – Incidences des altérations créacées sur la notion de Sidérolithique dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. 25, n° 1, pp. 41-50.

GUENDON J. L., DELANGE P. et BRUXELLES L. (1997) – Traces de paléosismicité et de néotectonique dans les formations exo- et endokarstiques. Axes de recherche en Moyenne Durance et dans le Larzac. In : Caractérisation des failles actives en Provence Occidentale – Languedoc, Rencontres du 26 et 27 février, Aix-en-Provence, pp. 112-127.

GUENDON J. L., BRUXELLES L., MAGNIN F. et QUINIF Y. (1997) – Les carbonates endokarstiques (spéléothèmes) et exokarstiques (travertins) témoins d'évènements sismo-tectoniques et d'évolution paléogéographiques et paléo-environnementales. Exemples dans le SE de la France. *Résumés du Symposium de Karstologie Théorique et Appliquée*. Baile Herculane, Roumanie, pp. 34-35.

GUERIN R. (1973) – Un exemple du rôle de la tectonique et de la micro-tectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, USTL, Montpellier, 109 p.

GUIEU G. et ARLHAC P. (1986) – Hypothèse d'un bombement crustal Golfe du Lion-Sud Provence entre le Crétacé supérieur et le Miocène : mécanismes, conséquences. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, pp. 1691-1696.

GUIRAUD R. (1998) – Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African-Arabian Tethyan margin : an overview. In : MacGrgor D. S., Moody R. T. J., and Clark-Lowes D. D., *Petroleum geology of north Africa*, Geological Society, London, Special Publication, pp. 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, pp. 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, pp. 39-82.

GRANET M., STOLL G., DOREL J., ACHAUER U., POUPINET G. et FUCHS K. (1995) – Massif central (France) : new constraints on the geodynamical evolution from teleseismic tomography. *Geophys. J. Inst.*, 121, pp. 33-48.

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

HSU K. J., CITA M. B. et RYAN W. B. F. (1972) – The origin of the mediterranean evaporites. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, n° 13, pp. 1203-1231.

JACOB C., KOSAKEVITCH A., PILLARD F. et SORNEIN J. F. (1977) – Problèmes de migration et de réprécipitation du fer au cours de l'altération supergène des gisements de pyrite. Résumé des principaux résultats scientifiques et techniques du Service Géologique National pour 1977.

JAMES N. P. et CHOQUETTE P. W.) – Paleokarst. Springer-verlag, New-York, 416 p.

JEANNIN P. Y. (1990) – Néotectonique dans le karst du nord du lac de Thoune (Suisse). In : *Karstologia*, n° 15, pp. 41-54.

JULLIAN M. (1965) – Le modelé quaternaire des versants de la bordure des Grands Causses (région de Millau). *Méditerranée*, n° 3, pp. 161-169.

JULIAN M. (1984) – Recherches sur les effets du séisme ligure de 1887) – *Méditerranée*, n° 1-2, pp. 49-55.

JULIAN M. et NICOD J. (1984) – Paléokarsts et paléo-morphologie néogènes des Alpes occidentales et région adjacentes. *Karstologia*, n° 4, pp. 11-18.

KAUFMANN O. et QUINIF Y. (1999) – Cover-collapse sinkholes in the « Tournaisis » area, southern Belgium. *Engineering Geology*, 52, pp. 15-22.

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, pp. 25-43.

LAHONDNY-SARC O., WHITE J.L. et SVER D. (1973) – Etude comparative des bauxites par diffraction des rayons X, analyse thermique différentielle et spectroscopie d'absorption infrarouge. ICSOBA, 3è congrès, Nice, pp. 307-315.

LAJOINIE J.P. et LAVILLE P. (1979) – Les formations bauxitiques de Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements. *Mém. BRGM*, n° 100, 142 p.

LAMBERT R. (1995) – Connaître et valoriser les ressources aquifères des Grands Causses. Grands Causses : nouveaux enjeux, nouveaux regards, Hommage à Paul Marres, Causses et Cévennes, Millau, pp. 85-89.

LAVILLE P. (1985) – La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie crétacée. *Chronique de la recherche minière*, n° 461, pp. 51-68.

LEBRET P., CAMPY M., COUTARD J.P., FOURNIGUET J., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J.P., LAVILLE P., MACAIRE J.J., MENILLET F. et MEYER R. (1993) – Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes de représentation à 1/50 000. *Géologie de la France*, n° 4, pp. 39-54.

LEGENDRE S. et MARANDAT B. (1986) – Les phosphorites du Quercy : l'histoire des faunes fossiles des mammifères. Recherche sur les karsts du Quercy et du sud-ouest de la France, pp. 53-60.

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.

LEHMANN H. (1970) – Über « Verzauberte Städte » (ciudades encantadas, villes de rocher) und ähnliche « Naturspiele » in Carbonatgesteinen Südwest Europas. *Universität Frankfurt/Main*, Band 8, N. R. 2, pp. 7-24.

LEMEILLE F., CUSHING M., CARBON D., GRELLET B., BITTERLI T., FLEHOC C. et INNOCENT C. (1999) – Co-seismic ruptures and deformations recorded by speleothems in the epicentral zone of the Basel earthquake. *Geodinamica Acta*, 12, 3-4, pp. 179-191.

LE STRAT P. (1980) – Jurassique des Causses, Languedoc et Bordure Cévenole : essai de synthèse géologique. Rap. BRGM 81 SGN388 GEO, 21 p. et 30 pl.

LE STRAT P. et BONIJOLY D. (1987) – Dynamique du Jurassique autour des Cévennes. Rap. BRGM 87 SGN 427 GEO, 21 p.

LISMONDE B. (1995) – La crue du Trou qui Souffle (Vercors, France). *Karstologia*, n° 25, pp. 1-12.

MACAIRE J.J. (1985) – Relations entre les altérites formées sur les roches endogènes du Massif central français et les épandages détritiques périphériques, au Cénozoïque récent. *Géologie de la France*, n° 2, pp. 201-212.

MAIRE R. (1987) – Relation entre volcanisme-plutonisme et karstification sur la ceinture péripacifique : l'exemple de la Nouvelle Guinée. - *Travaux de l'UA 903 du CNRS*, n° 16, pp. 5-18.

MAIRE R. (1990) – La haute montagne calcaire. *Karstologia mémoires*, n° 3, 731 p.

MAIRE R., QUINIF Y., DOUAT M. et BAUER J. (1989) – Karstifications, aplanissements et décapages successifs sur le massif de la Pierre Saint-Martin depuis le cycle hercynien. pp. 5-17.

MANGIN A. (1998) – L'approche hydrogéologique des karsts. *Spéléochronos*, n° 9, pp 3-26.

MANGIN A., RICARD J., BOURGES F., BARBAUD R., BOS C., DELPORTE C. et PLAGNES V. (1995) – Approche structurale et implications hydrogéologiques. *Rapport du Laboratoire Souterrain du CNRS*, 12 p.

MANGIN A. M. (1974) – Quelques aspects de la silicification des roches carbonatées. Ex. : calcaires bajociens des Causses, observation au microscope électronique à balayage. 2e R.A.S.T., Pont-à-Mousson, pp. 272.

MANGIN A. M. (1975) – Quelques nanostructures observées dans les accidents siliceux des calcaires bajociens des Causses. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 281, pp. 973-976.

MANGIN A. M. (1975) – Nouvelles nanostructures révélées par l'étude des accidents siliceux du Dogger des Causses. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 281, pp. 1079-1081.

MARCELIN P. et BRUN P. (1924-1926) – Note sur de nouveaux gisements de roches ferriques comparables aux bauxites. *Bull. Soc. Et. Sci. Nat.*, t. XLIV, Nîmes, pp. 155-156.

MARJOLET G. (1977) – Contribution à l'étude de la vulnérabilité à la pollution de l'aquifère karstique de la Source du Lez. Thèse de doctorat, CERGH, Université de Montpellier 1, CERGA.

MARRES P. (1935) – Les Grands Causses. Etude de géographie physique et humaine. Thèse d'état, Tours, t. 1, 209 p.

MARRES P. (1954) – Un lac de poljé sur le Larzac : le lac des Rives. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, Montpellier, t. 25, n° 2, pp. 269-271.

MARTEL E. A. (1883) – Le cañon du Tarn. In : *Annuaire du Club Alpin Français*, pp. 242-261.

MARTEL E. A. (1930) – La France ignorée. Librairie Delagrave, Paris, 450 p.

MARTEL E. A. (1936) – Les Causses majeurs. Editions Artières et Maury, Millau, 510 p.

MARTIN C. (1993) – Approche géochimique des bilans de particules fines dans un profil à sol rougeâtre du massif des Maures : la coupe du barrage Lambert. *Travaux URA 903 du CNRS*, n° XXII, pp. 31-41.

MARTIN Ph. (1993) – Hydrologie du massif karstique de la Sainte-Baume, approche systémique. Au fil de l'eau, hommage à René Frecaut, Presses Universitaires de Nancy, pp. 225-234.

MARTIN Ph. (1997) – Structures hiérarchiques dans le karst de la Sainte-Baume (B. du Rh. Var, France). 12<sup>ème</sup> Congrès international de spéléologie, Symposium 7, vol. 1, pp. 129-132.

MATTAUER M. et PROUST F. (1962) – Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, n° 2, vol. V, fasc. 1, pp. 5-11.

MAURIN Y. (1985) – Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique des formations carbonatées de la bordure orientale des Grands Causses français. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, USTL, Montpellier, 274 p.

MAURIN Y) – Dissolution spécifique à la périphérie des Grands Causses français. *Karstologia*, n° 14, pp. 43-46.

MEIGNEN L. (1981) – L'homme et le milieu naturel au Würm ancien dans les Causses et vallées périphériques. *Paléobiologie Continentale*, t. 12, n° 1, pp. 247-252.

MENEROUD J.P et PEREZ J.L. (1984) – Une approche de l'étude de la néotectonique par l'analyse de la microsismicité. *Méditerranée*, n° 1-2, pp. 123-130.

MENESSIER G., ASTRUC J. G., BAMBIER A., COLLOMB P., GALHARAGUE J. et ROCHE J. (1984) – Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Millau (935), Orléans : BRGM, 31 p.

MILLOT G. (1976) – Synthèse et perspectives : place de l'altération météorique dans l'histoire des gîtes minéraux. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, t. 18, n° 1, pp. 107-108.

MIQUEL J. (1997) – Sites templiers et Hospitaliers du Larzac et commanderies du Rouergue. Ed. du Beffroi, Millau, 64 p.

MONTEAU R. (1999) – Remplissages karstiques tectonisés dans la région de Marseille. *Karstologia*, n° 33, pp. 1-12.

MOULINE M. P. (1983) – Les accidents siliceux dans les calcaires lacustres du Castrais et de l'Albigeois. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. 25, n° 1, pp. 51-56.

MUGNIER C. (1960) – Contribution à l'inventaire spéléologique du département de l'Aveyron. *Annales de Spéléologie*, t. XV, fasc. 3, pp. 493-500.

MUXART T., COSANDEY C., BILLARD A. et VALADAS B. (1987) – Dynamique des versants et occupation humaine dans les Cévennes (Montagnes du Lingas). *Bull. de l'Association des Géographes Français*, t. 64, n° 1, pp. 2-40.

MUXART T. et BLANC Ph. (1979) – Contribution à l'étude de l'altération différentielle de la calcite et de la dolomite dans les dolomies sous l'action de lichens. Premières observations au microscope optique et au M.E.B. Actes du Symposium International sur l'Erosion Karstique, Aix-en-Provence – Marseille – Nîmes, *Mémoire de l'AFK*, n° 1, pp. 165-174.

NAHON D. (1971) – Genèse et évolution des cuirasses ferrugineuses quaternaires sur grès : exemple du massif de N'Dias (Sénégal oriental). *Bull. Serv. Cart. géol. Alsace-Lorraine*. t. 24, pp. 219-241.

NAHON D. (1976) – Cuirasses ferrugineuses et encroûtements. *Mém. n° 44 Serv. cart. géol. Alsace-Lorraine*.

NAHON D. et MILLOT G. (1977) – Enfoncement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sciences Géol.*, bull. n° 30-4, pp. 275-282.

NAHON D., JANOT Ch, PAQUET H., PARRON C. et MILLOT G. (1979) – Epigénie du quartz et de la kaolinite dans les accumulations et cuirasses ferrugineuses superficielles. La signification des goethites et hématites alumineuses. *Sciences Géol.*, bull. 32-4, pp 165-180.

NICOD J. (1967) – Poljés karstiques de Provence, comparaison avec les poljés dinariques. *Méditerranée, Etudes et Travaux I*, pp. 53-75.

NICOD J. (1967) – Quelques remarques sur la dissolution des dolomies. *Bull. Ass. Géog. Fr.*, 389-390, pp. 247-261.

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. Assos. Géog. Fr.*, n° 428, pp. 284-297.

NICOD J. (1976) – Sur l'évolution des versants des canyons karstiques dans les régions méditerranéennes. Actes du symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, CEGERM, vol. 5, pp. 15-20.

NICOD J. (1977) – Lapiès couverts, modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique. *Abh. Zur karst und Höhlenkunde*, 15, pp. 101-121.

NICOD J. (1985) – Les cônes rocheux en Provence et dans quelques régions de comparaison. Rapport avec les surfaces de corrosion des poljés. Cônes rocheux, *Mémoires et Documents du CNRS*, Paris, pp.107-117.

NICOD J. (1987) – Aménagements agraires dans les petites dépressions karstiques (en Provence et dans les Causses, et dans quelques régions de comparaison en Italie et en Yougoslavie. In : *Karst and Man, proceedings of the international symposium of human influence in karst*, pp. 97-110.

NICOD J. (1987) – Essai sur la problématique des dépressions volcano-karstiques et (ou) karsto-volcaniques. *Travaux de l'UA 903 du CNRS*, n° 16, pp. 19-26.

NICOD J. (1989) – Formes d'aplanissement et de régularisation des versants dans les roches carbonatées : position des problèmes et éléments de discussion. *Travaux U.A. 903 du CNRS*, n° XXVIII, pp. 19-34.

NICOD J. (1991) – Quelques problèmes d'aménagement des dépressions karstiques dans le domaine méditerranéen. Milieux calcaires et politique hydraulique, CTHS Paris, pp. 19-37.

NICOD J. (1992) – Formes d'aplanissement et de régularisation des versants dans les roches carbonatées : position des problèmes et éléments de discussion – *Tübinger geogr. Studien*, H, 109, pp. 1-122.

NICOD J. (1993) – Effets de l'événement torrentiel du 22 septembre 1992 dans la combe diapirique de Suzette (Vaucluse). *Travaux URA 903 du CNRS*, n° XXII, pp. 19-29.

NICOD J. (1995) – Carte géomorphologique des Karsts de France. Notice d'une maquette au 1/3 000 000 environ. *Karstologia*, n° 25, pp. 21-34.

NICOD J. (1996) – Le poljé de Minde (Portugal central) type de poljé tectonique. *Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, n° 38 & 39, pp. 143-151.

NICOD J. (1996) – Grottes et mines en France et en Europe : gîtes, grottes-mines et géotechnique. *Karstologia*, n° 27, pp. 1-20.

NICOD J. (1997) – Les recoupements karstiques de méandres encaissés. *Karstologia*, n° 30, pp. 41-48.

NICOD J. (1997) – Les canyons karstiques. « Nouvelles approches des problèmes géomorphologiques classiques » (spécialement dans les domaines méditerranéens et tropicaux). *Quatenaire*, 8, 2-3, pp. 71-89.

NICOD J. (1998) – Le canyon d'Oppedette modèle de canyon karstique. *Etudes Vauclusiennes*, n° 60, pp. 7-17.

NICOD J. et CHARDON M. (1983) – Notes sur la morphotectonique et l'évolution du relief de la Macédoine occidentale yougoslave. *Méditerranée*, n° 3, pp. 37-52.

NICOD J. et MARTIN Cl. (1994) – Notice pour la carte géomorphologique du Bras (Var) : Histoire et fonctionnement actuel d'un karst de Basse-Provence. *Etudes de géographie physique*, n° 23, pp. 55-62.

NICOD J. et SALOMON J. N. (1999) – Impacts of agricultural transformation of the principal karstic regions of France. *Int. Journal of Speleology*.

NICOLAS J. et BILDGEN P. (1973) – Importance et caractères des phénomènes qui ont affecté les bauxites provençales après leur dépôt. Modifications qu'elles ont subies. ICSOBA, 3<sup>è</sup> congrès, Nice, pp. 129-136.

NICOLAS J. et HIERONYMUS B. (1973) – Essai synthétique sur la genèse et l'évolution des bauxites provençales à travers l'exemple de certains modèles africains. ICSOBA, 3<sup>è</sup> congrès, Nice, pp. 117-128.

NOAILLE J.M. (1995) – La sédimentation détritique torrentielle comme marqueur d'un piémont méditerranéen calcaire au Quaternaire supérieur : l'exemple de la région d'Aups (Haut-Var). *Etudes de Géographie Physique*, n° XXIV, pp. 19-30.

PALOC H. (1961) – Hydrogéologie de la région viganaise. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Faculté des Sciences, Montpellier, 87 p.

PALOC H. (1972) – Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses, à 1/200 000. Atlas hydrol. du Languedoc Roussillon, CERGA et USTL, Montpellier, 82 p. + 1 carte couleur.

PALOC H. (1992) – Caractéristiques hydrogéologiques spécifiques de la région karstique des Grands Causses (France méridionale). *International Contributions to Hydrogeology*, vol. 13, pp. 61-78.

PARRON C. (1975) – Contribution à l'étude des paléaltérations des grès du Crétacé Supérieur du Gard (de Pont-Saint-Esprit à Uzès). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Provence, Marseille, 103 p.

PARRON C. et GUENDON J.L. (1985) – Les altérites médiocrétacées de Provence (bauxites, ocres) : Caractères et relations paléogéographiques. *Géologie de la France*, n° 2, pp. 137-150.

PELLISSIE T. (1985) – Contribution à l'étude de l'impact des conditions géologiques sur la karstification quaternaire de la bordure nord du Causse de Limogne (Quercy, Lot). *Karstologia*, n° 5, pp. 23-28.

PERINET G. (1974) – Contribution à la connaissance minéralogique des formations bauxitiques de Provence. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Provence, Marseille, 212 p.

PETIT J. P., BOUSQUET J. C. et MATTEI J. (1973) – Glissements synsédimentaires et troncature basale de blocs hettangiens du bord sud du Causse du Larzac, entre Arboras et Salces (Languedoc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 277, pp. 1113-1116.

PEYBERNES B. et PELISSIE T. (1985) – Essai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts de la fin du rifting avant la transgression bathonienne sur le Haut-Fond occitan (SW de la France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, n° 8, pp. 533-538.

PEYBERNES B. (1990) – Interprétation eustatique des principales discontinuités et lacunes stratigraphiques du Callovo-Oxfordien à Ammonites du SW de la France (Grands Causses, Pyrénées Occidentales). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 310, pp. 603-608.

PHILIP H. (1983) – La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, USTL, Montpellier.

PLAGNES V. (1997) – Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, USTL, Montpellier, 372 p.

POCHON M. (1976) – Les processus d'altération de quelques types de calcaire dans les sols du Haut-Jura suisse. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, t. 18, n° 1, pp. 33-39.

POMEL S. (1987) – Volcans et karsts : chronique bibliographique et perspective de recherche. *Travaux de l'UA 903 du CNRS*, n° 16, pp. 67-70.

PONS F., BRUXELLES L., LACOMBE S. et WATTEZ J. (1999) – L'occupation préhistorique des dolines de la Pomière (la Cavalerie, Aveyron). DFS de sauvetage urgent, AFAN, 122 p.

POSTPISCHL D., AGOSTINI S., FORTI P. et QUINIF Y. (1991) – Palaeoseismicity from karst sediments : the « Grotta del Cervo » cave case study (Central Italy). *Tectonophysics*, 193, pp. 33-44.

PREVER-LOIRI R. (1979) – Terres rouges et sidérolithique dans le nord des Grands Causses (Massif central français). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Provence, 146 p.

PROSPER-LAGET V. (1995) – Détection de la sécheresse et du risque d'incendies de forêts en région méditerranéenne française à partir des données satellitaires NOAA-AVHRR. *Etudes de Géographie Physique*, n° XXIV, pp. 3-9.

PROVANSAL M. (1993) – Détritisme, anthropisation et histoire du climat à l'Holocène en Basse Provence : morphodynamique du poljé de Signes (Var) comparée à quelques sites provençaux. *Travaux URA 903 du CNRS*, n° XXII, pp. 43-52.

QUINIF Y. (1983) – Eléments d'une approche énergétique du karst. Application à quelques exemples réels de karsts. *Karstologia*, n° 1, pp. 47-54.

QUINIF Y. (1989) – La datation uranium-thorium. *Speleochronos*, n° 1, pp. 3-22.

QUINIF Y. (1994) – Le puits du Flenu : la plus grande structure endokarstique au monde (1200 m) et la problématique des puits du houiller. *Karstologia*, n° 24, pp.29-36.

QUINIF Y. (1996) – Enregistrement et datation des effets sismo-tectoniques par l'étude des spéléothèmes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, t. 119, fasc. 1, pp. 1-13.

QUINIF Y. (1997) – Enregistrement et datation des effets sismo-tectoniques par l'étude des spéléothèmes. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, T. 119, fasc. 1, pp 1-13.

QUINIF Y. (1999) – Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. Actes du colloque européen Karst-99, pp. 159-164.

QUINIF Y. et BASTIN B. (1994) – Datation uranium/thorium et analyse pollinique d'une séquence stalagmitique du stade isotopique 5 (Galerie des Verviétois, Grotte de Han-sur-Lesse, Belgique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 318, pp. 211-217.

QUINIF Y., GENTY D. et MAIRE R. (1994) – Les spéléothèmes : un outil performant pour les études paléoclimatiques. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 165, pp. 603-612.

QUINIF Y. et MAIRE R. (1989) – Intérêt des datations U/Th sur les concrétionnements endokarstiques pour l'étude du Quaternaire (Methodologie et applications aux grandes cavités pyrénéennes et alpines). *Travaux U.A. 903 du CNRS*, n° XXVIII, pp.53-57.

QUINIF Y., VANDYCKE S. et VERGARI A. (1997) – Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 168, n° 4, pp. 463-472.

QUINIF Y., VERGARI A., DOREMUS P., HENNEBERT M. et CHARLET J. M. (1993) – Phénomènes karstiques affectant le calcaire carbonifère du Hainaut. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, t. 102, 3-4, pp. 379-394.

RAGUIN E. (1961) – Géologie des gîtes minéraux, 686 p.

RAJAOMAZAVA F. (1981) – Mesures gravimétriques dans les Causses méridionaux du Larzac. Mémoire de DEA, USTL Montpellier, 24 p.

REDONDO C. et PRONE A. (1981) – Indications paléogéographiques fournies par les quartz des sédiments. Le cas du bassin de Beausset en Basse Provence (France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 292, pp. 213-218.

REFFAY A. (1987) – Cavités karstiques et coulées de lave sur le pourtour du Plateau d'Antrim (Irlande du nord). *Travaux de l'UA 903 du CNRS*, n° 16, pp. 51-56.

REILLE J.L. et DEMANGEON P. (1974) – Exemple d'utilisation du Zircon comme traceur dans le matériel sédimentaire détritique. Conséquences sur l'évaluation de l'âge du soulèvement de la partie méridionale du massif central. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*, 1974, pp. 404-405.

REMY J.A., AGUILAR J.P., CROCHET J.Y., DUFFAUD S., ESCARGUEL G., GODINOT M., MARANDAT B., MICHAUX J., RAGE J.C., SIGE B., SUDRE J. et WIENIN M. (1997) – Les remplissages karstiques polyphasés (Eocène, Oligocène, Pliocène) de Saint-Maximin (phosphorites du Gard) et leur apport à la connaissance des faunes européennes notamment pour l'Eocène moyen (MP 13). Actes du congrès biochroM'97, *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*, 21, pp. 711-728.

RENAULT P. (1957) – Sur deux processus d'effondrement karstique. *Annales de Spéléologie*, tome XII, fasc. 1-4, pp. 19-46.

RENAULT P. (1957) – Effondrements, séismes et failles vivantes. *Annales de Spéléologie*, tome XII, fasc. 1-4, pp. 47-54.

RENAUD Ph., SIMON-COINÇON R. et ASTRUC G. (1992) – Problèmes des Causses du Quercy. Karst et évolutions climatiques, hommages à J. Nicod. Presses Universitaires de Bordeaux, pp. 469-496.

REY J., CISZAK R. et CHARCOSSET P. (1996) – Lithostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle et évolution tectono-sédimentaire du Jurassique moyen du Causse du Larzac. Convention ANTEA - CNRS URA 1405, rapport d'avancement, 21 p.

RICARD J. et BAKALOWICZ M. (1996) – Connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac septentrional, en vue de l'établissement de périmètres de protection, pp 32-39.

ROCH E. (1972) – Les roches des Cévennes dans leur rapport avec la bauxite du Bas-Languedoc et celle des alpilles. *C. R. Som. Soc. Géol. de France*, t. 2, pp. 59-60.

ROUIRE J. et ROUSSET Cl. (1974) – Etude géomorphologique et Spéléologique des Avant-Causses de Millau et de Saint-Affrique (Aveyron). Phénomènes Karstiques II, *Mem. et Doc. CNRS*, n.s., vol.15, pp. 209-234.

ROUSSET Cl. (1967) – La terra rossa, jalon de l'évolution des sédiments glauconieux en bauxite ; évolution et néogénèse dans le karst provençal. *C. R. Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, t. 265, n° 19, pp. 1353-1356.

ROUSSET Cl. (1967) – Sur la nature et la genèse des minerais de fer du Haut-Var ; leurs relations avec la paléogéographie locale ; rapports et différences avec les formations bauxitiques et les « terra rossa ». *Bull. Soc. Géol. de France*, t. 9, n° 4, pp. 640-651.

ROUSSET Cl. (1968) – Héritage et néoformations minérales dans le karst du Haut-Var, secteur de Canjuers, Vérignon et Beausoleil (Var). *Comptes-Rendus du 93<sup>e</sup> Congrès des Sociétés Savantes*, 172 p.

ROUSSET Cl. (1970) – Note préliminaire sur les terra rossa des Grands Causses (Massif Central, France). *Act. Du 95<sup>ème</sup> Cong. Nat. Soc. Sav. Sci.*, t. 1, pp. 227-237.

ROUSSET Cl. (1973) – Paléogéographie, karstologie et bauxitogénèse en Provence. *ICSOBA*, 3<sup>e</sup> congrès, Nice, pp. 109-116.

ROUSSET Cl. (1997) – Relation entre la limite est du karst géant de Vaucluse et la faille linéament d'Aix-en-Provence (région Provence-Alpes-Côte d'Azur, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 324, pp. 103-110.

ROUTHIER P. (1976) – Synthèses et perspectives : altérations météoriques et métallogénie. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. 18, n° 1, pp. 109-110.

ROUZAUD F., SOULIER M. et LIGNERIEUX Y. (1995) – La grotte de Bruniquel. *Spelunca*, n° 60, pp. 27-34.

ROVERA G. (1985) – Quelques aspects de l'évolution superficielle d'un karst du gypse d'altitude anthropisé : l'exemple de la Plagne en moyenne Tarentaise (Savoie). *Travaux UA 903 du CNRS*, n° XIV, pp. 23-28.

RUELLAN A. (1976) – Synthèse et perspectives : migrations et accumulations des carbonates. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, t. 18, pp. 41-44.

SAHY L. (1981) – Etude gravimétrique du seuil caussenard : zone de Navacelles. DEA, USTL, Montpellier, 54 p.

SALGUES T., O'YL W., BOUBY L., BRUXELLES L., CHALARD P., FOUILLOURD C., JARRY M., MARTIN H. et SERVELLE C. (1997) – Le site chalcolithique du Jas del Biau. DFS de sondages et d'évaluation, Toulouse, SRA Midi-Pyrénées, 124 p. + 71 fig.

SALOMON J.N. (1987) – Géosystèmes karsto-volcaniques et volcano-karstiques à Madagascar. *Travaux de l'UA 903 du CNRS*, n° 16, pp. 58-65.

SALOMON J.N. et ASTRUC J.G. (1992) – Exemple en zone tempérée d'un paléocryptokarst tropical exhumé (La cuvette du Sarladais, Dordogne). *Karst et évolutions climatiques, hommages à J. Nicod*. Presses Universitaires de Bordeaux, pp. 431-447.

SALVAYRE H. (1969) – Les lacs temporaires du Causse du Larzac. Actes de la Réunion Intern. de Karstol., *Etudes et travaux de « Méditerranée »*, n° 7, pp. 57-71.

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.

SALVAYRE H. (1970) – Les lacs temporaires du Causse du Larzac. Actes Réunion Intern. de Karstol, *Etudes et Travaux de « Méditerranée »*, n° 7, pp. 57-74.

SALVAYRE H. (1971) – Le Cernon : une rivière du causse. Actes du Colloque International de Karstologie et de Spéléologie, 21-25 août, pp. 32-41.

SALVAYRE H. (1971) – Réflexions sur la morphologie des cirques de la bordure S.SW du Larzac. Actes du Colloque International de Karstologie et de Spéléologie, 21-25 août, pp. 43-47.

SALVAYRE H. (1985) – Variations sur un thème caussenard. *Spelunca*, n° 20, pp. 25-30.

SANTOUIL G. (1980) – Tectonique et microtectonique comparée de la distension permienne et de l'évolution post-triasique dans les bassins de Lodève, Saint-Affrique et Rodez (France, SE). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, USTL, Montpellier, 68 P.

SAUREL P., ARLHAC P., GOUVERNET C., REDONDO C. et ROUSSET Cl. (1976) – Présence d'une cuirasse gravillonnaire ferrugineuse dans le Rognacien de Sénas (Bouches-du-Rhône, France). *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, t. 18, n° 1, pp. 59-67.

SCHOELLER H. (1941) – Etude sur le sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne. *Bulletin des services de la Carte Géologique de France et des Topographies Souterraines*, t. 43, bull. 206, pp. 1-19.

SCHWARZ. (1970) – Die Schichtustufenlandschaft der Causses. *Tübinger Geographische Studien*, n° 39, 106 p.

SCHWARZ. (1972) – L'influence de la tectonique et de la structure des roches sur le relief des Grands Causses. Actes du Colloque International de Karstologie et de Spéléologie, 21-25 août, pp. 29-34.

SEBAGENZI M. N. (1982) – Signification structurale des anomalies gravimétriques dans la partie sud des Causses de Larzac et dans la partie ouest de la Bordure Cévenole. Mémoire de DEA, USTL Montpellier, 37 p.

SEGURET M. et PROUST F. (1965) – L'évolution tectonique post-hercynienne de la bordure mésozoïque entre Alès et Ganges. *Bulletin de la Société Géologique de France*, T. VII, pp. 85-92.

SIMON-COINÇON R. (1989) – Le rôle des paléaltérations et des paléofontaines dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français). Ecole des Mines de Paris, *Mémoires des Sciences de la Terre*, n° 9, 290 p.

SIMON-COINÇON R. (1993) – Incidence du paléodrainage mio-pliocène et de la tectonique sur le réseau hydrographique actuel dans le sud-ouest du Massif central. *Géologie de la France*, n° 1, pp. 29-39.

SIMON-COINÇON R. (1999) – Palaeolandscapes reconstruction of the south-western Massif central (France). *Spec. Publs int. Ass Sediment*, 27, 225-243.

SIMON-COINÇON S. et ASTRUC J.G. (1991) – Les pièges karstiques en Quercy : rôle et signification dans l'évolution des paysages. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 162, n° 3, pp. 595-605.

SIMON-COINÇON S., THIRY M. et SCHMITT J.M. (1997) – Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary palaeosurface in the south-western French Massif central and the nearby Aquitaine Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 129, pp. 51-79.

SOLIER P. (1987) – Présentation du Causse Comtal (Aveyron). *Karstologia*, n° 10, 7-16.

SORNAY J. (1952) – Remarques sur le Crétacé supérieur (Cénomaniens – Sénoniens) à l'ouest d'Uzès (Gard). *C. R. Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, t. 234, n° 5, pp. 545-546.

SORNAY J. (1959) – Les faunes d'inocérames du Crétacé supérieur en France. *C. R. du Congrès national des Sociétés Savantes*, pp. 661-669.

SOUQUET P., DERAMOND J. et FONDECAVE-WALLEZ M. J. (1992) – Existence d'une tectonique en raccourcissement d'âge crétacé supérieur dans les Pyrénées. *14<sup>e</sup> Réunion des Sciences de la Terre*, Toulouse, Soc. Géol. Fr. édit., Paris, p 144.

SUBIETA T. (1974) – Etude préliminaire de la tectonique cassante de la région du Causse du Larzac. DEA, USTL, Montpellier.

TEISSIER DU CROS H. (1956) – Résidus d'érosion crétacique et tertiaires dans la région de Saint-Hippolyte-du-Fort (Gard). *C. R. Soc. Géol. Fr*, t. 6, pp 235-237.

THIRY M. et TURLAND M) – Paléotoposéquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le Sidérolithique du nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domérat). *Géologie de la France*, n° 2, pp. 175-192.

THIRY M., SIMON-COINÇON R. et SCHMITT J.M. (1999) – Paléoaltérations kaoliniques : signification climatique et signature dans la colonne sédimentaire. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 329, pp. 853-863.

THIRY M., SCHMITT J.M. et SIMON-COINÇON R. (1999) – Problems, progress and future research concerning palaeoweathering and palaeosurfaces. *Publs int. Ass Sediment*, 27, pp. 3-17.

TRAUTH N., ASTRUC G., ARCHANJO J., DUBREUILH J., MARTIN P., CAULIEZ N. et FAUCONNIER D. (1985) – Géodynamique des altérations ferralitiques sur roches sédimentaires, en bordure sud-ouest crétacée du Massif central : paysages sidérolithiques en Quercy Blanc, Haut Agenais, Bouriane et Périgord Noir. *Géologie de la France*, n° 2, pp 151-160.

TRIAM J.M. et PARRON C. (1976) – L'ocriification des sables glauconieux albo-cénomaniens du Gard et du Vaucluse. *Bull. Soc. Géol. France*, t. XVIII, n° 1, pp. 21-25.

TRICART J. (1955) – Modelé karstique et modelé périglaciaire dans les Causses. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n° 5, pp. 193-201.

TRICART J. et CAILLEUX A. (1967) – Le modelé des régions périglaciaires. *Traité de géomorphologie*, t. 2, SEDES, Paris, 512 p.

TRICART J. et CAILLEUX A. (1967) – Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes. *Traité de géomorphologie*, t. 5,

TRONCHETTI G. (1981) – Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien, Santonien). *Systématique, Biostratigraphie, Paléoécologie. Paléogéographie*, Thèse Doct. Etat, Marseille, Univ. de Provence, 559 p., 48 pl.

VALERON-BLANC M.M., TRAUTH N. et TRUC G. (1985) – Les calcrètes lutétiens de Laval-Saint-Roman (Gard). *Géologie de la France*, n° 2, pp. 161-174.

VALETON I. (1966) – Sur la genèse des gisements de bauxite du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. France*, t. VIII, n° 7, pp. 685-701.

VANDYCKE S. et QUINIF Y. (1999) – Tectonique, contraintes et karst : implications génétiques. *Actes du colloque KARST-99, Etudes de Géographie Physique, Travaux 1999, sup. n° XXVIII*, pp. 199-204.

VAUDOIR J. (1977) – La région de Madrid : altérations, sols et paléosols. Thèse lettres, Aix-en-Provence, éd. Ophrys, Paris-Gap, 390 p. + 1 carte couleur h.t.

- VAUDOUR J. (1981) – Colloque sur les formations carbonatées externes..., Thème IV : Travertins et croûtes calcaires. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n° 479-480, pp. 203-210.
- VAUDOUR J. (1985) – Les travertins de piémont : contribution à l'étude des géosystèmes karstiques méditerranéens. *Travaux UA 903 du CNRS*, n° XIV, pp. 1-12.
- VERDEIL P. (1961) – Principes généraux de l'hydrologie des karsts. *Mémoires de l'Association Internationale des Hydrogéologues*. Réunion Générale de Rome, t. 4, pp. 3-7.
- VERGARI A. (1998) – Nouveau regard sur la spéléogenèse : le pseudo-endokarst du Tournaisis (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, n° 31, pp. 12-18.
- VERGARI A. et QUINIF Y. (1997) – Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). *Geodynamica Acta*, 10, 4, pp. 175-187.
- VERNET J.L. (1968) – La couverture forestière des Causses du Massif central au post-glaciaire, d'après l'étude des charbons de bois préhistoriques. *Bull. Asso. Fr. Etu. Quater.*, t. 5, n° 3, pp. 181-196.
- VERNET J. L. (1981) – Analyses anthracologiques dans les Grands Causses et vallées périphériques. *Paléobiologie Continentale*, t. 12, n° 1, pp. 111-115.
- 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 EPEHE, Sciences, Montpellier, 105 p.
- ZAIDAN R. (1972) – Contribution à l'étude sédimentologique, minéralogique et géochimique du Jurassique moyen et supérieur du Bas-Languedoc. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, USTL Montpellier, 119 p.

## ANNEXES

- Annexe I.1 - Carte géologique du secteur étudié. Les cavités karstiques citées en annexe II ainsi que les expériences de coloration y sont reportées.
- Annexe I.2 - Carte des formations crétacées et apparentées reconnues sur le Causse de l'Hospitalet et le Causse de Campestre. Les croûtes calcitiques y figurent uniquement dans un souci de compréhension mais ne doivent pas être considérées *ipso facto* comme faisant partie des formations crétacées.
- Annexe I.3 - Carte des principales formations superficielles présentes à la surface du causse, à l'exception des formations crétacées.
- Annexe II - Inventaire des cavités du Causse de l'Hospitalet et du Causse de Campestre. Le n° de cavité fait référence aux cavités pointées sur la carte en annexe I.1.

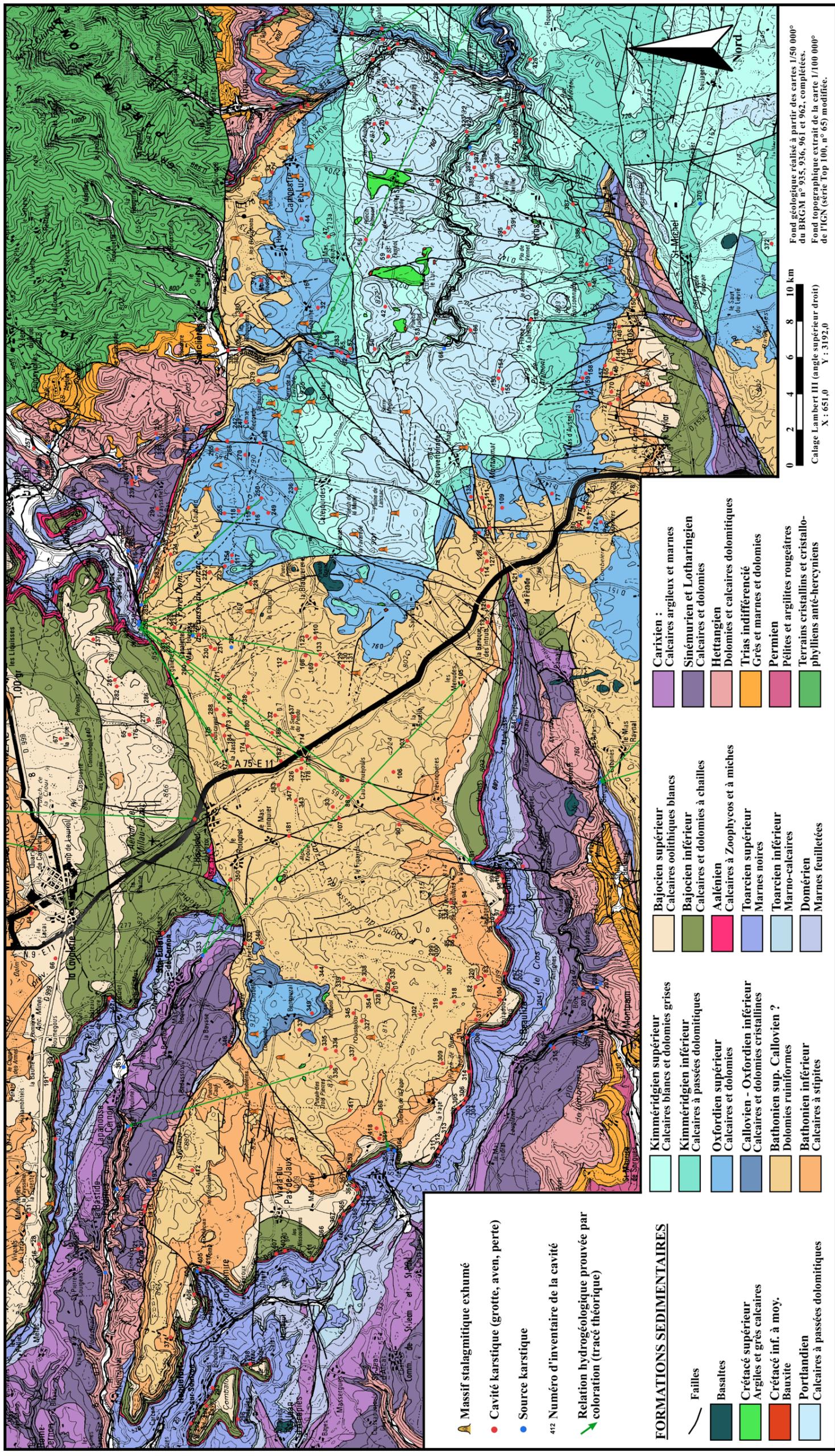


## **ANNEXE I. 1**

### **Carte géologique du secteur étudié**

Les cavités karstiques citées en annexe II ainsi que les expériences de coloration y sont reportées.





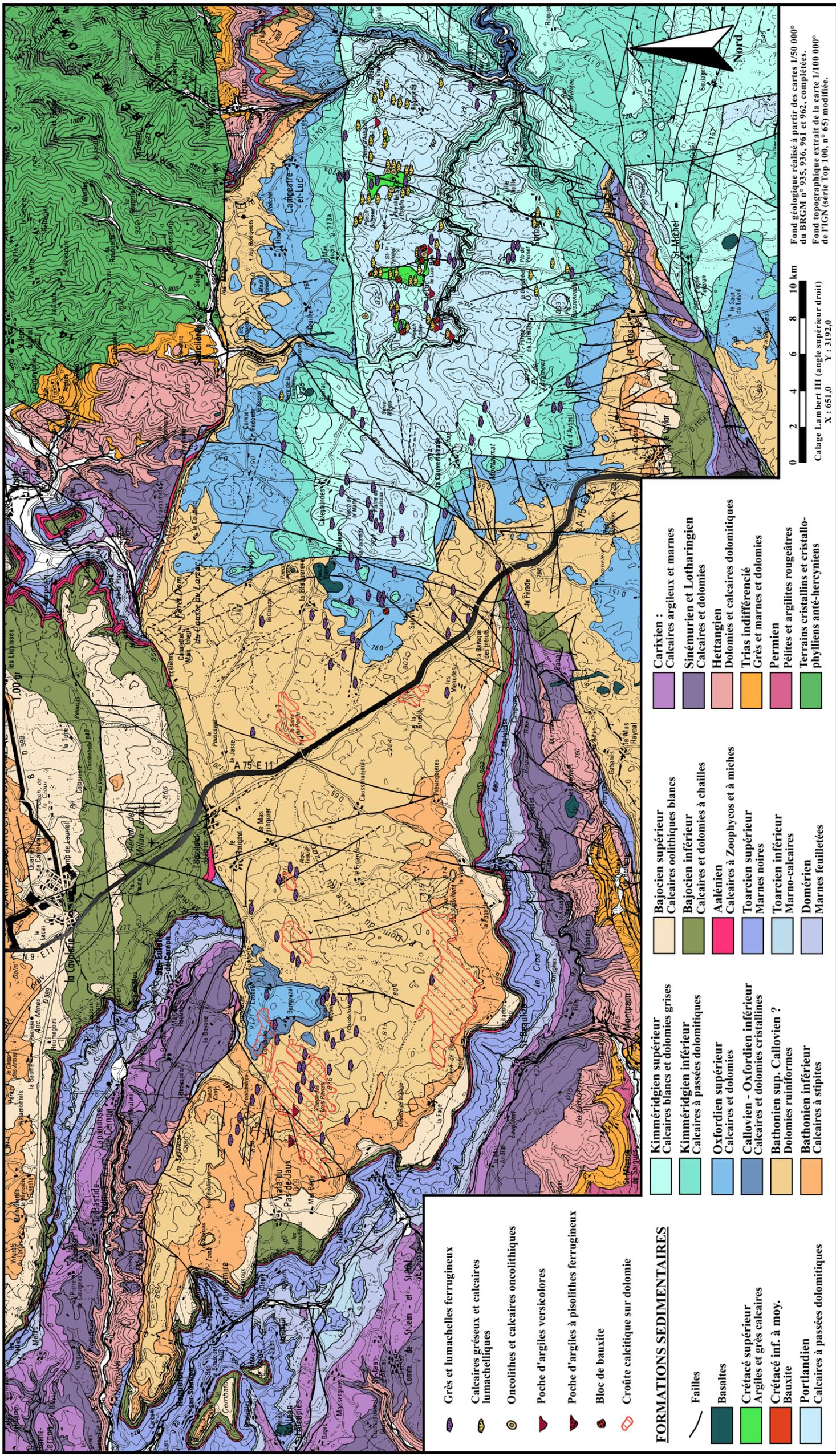


## ANNEXE I. 2

### **Carte des formations crétacées et apparentées reconnues sur le Causse de l'Hospitalet et le Causse de Campestre**

Les croûtes calcitiques y figurent uniquement dans un souci de compréhension mais ne doivent pas être considérées *ipso facto* comme faisant partie des formations crétacées.



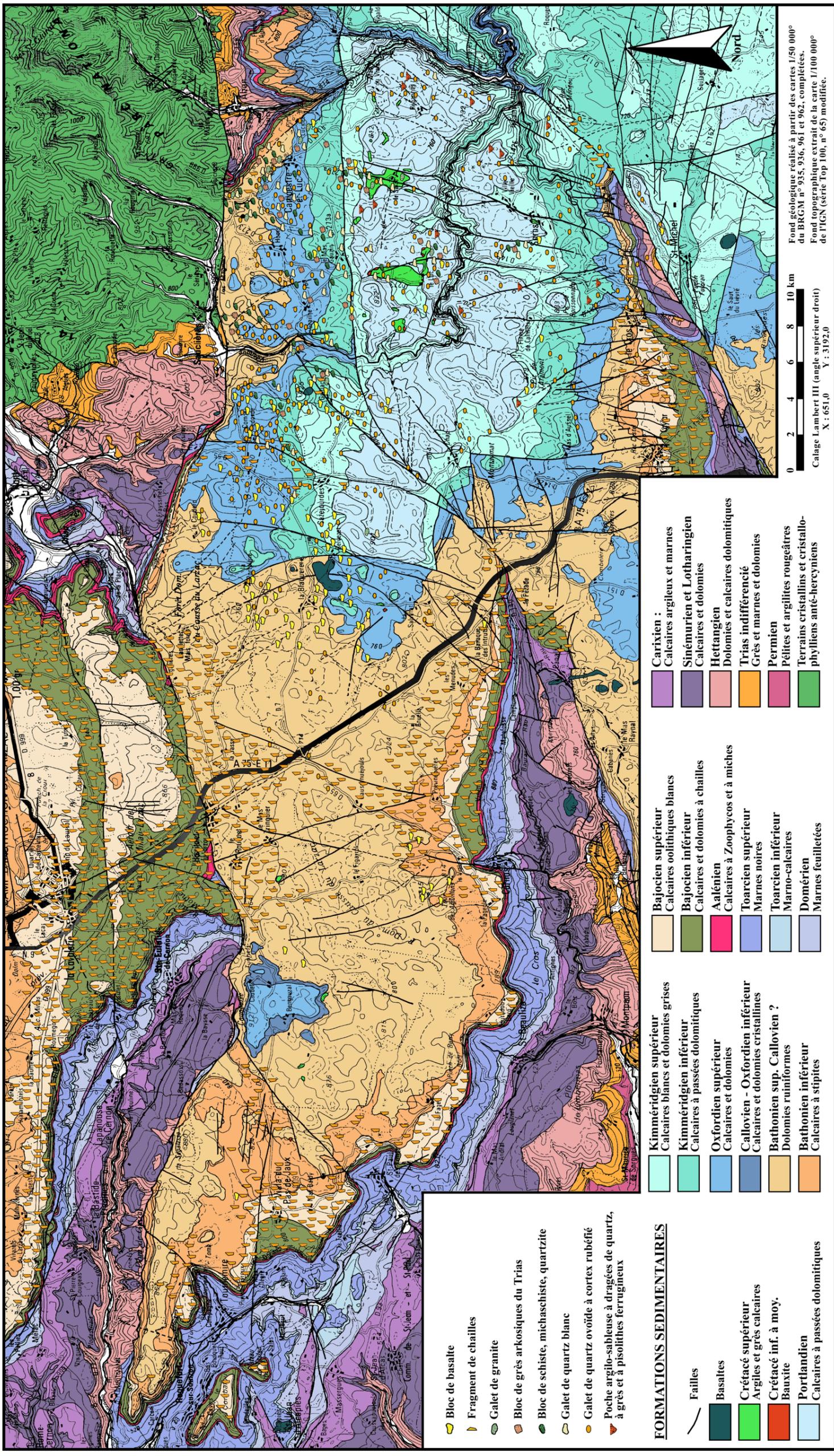




**ANNEXE I. 3**

**Carte des principales formations superficielles  
présentes à la surface du causse, à l'exception  
des formations crétacées**







## **ANNEXE II**

### **Inventaire des cavités du Causse de l'Hospitalet et du Causse de Campestre**

Le n° de cavité fait référence aux cavités pointées sur la carte en annexe I.1.



## **En visitant la grotte de Sainte-Eulalie**

Dites-moi vos secrets, gigantesques murailles :  
Pourquoi toujours ainsi pétrifier vos pleurs ?  
Un triste souvenir émeut-il vos entrailles ?  
D'une ère qui n'est plus pleurez-vous les splendeurs.

Des géants d'autrefois contez-moi les batailles :  
Vites-vous les Titans occis par leurs vainqueurs  
Et la vie et la mort faire leur fiançailles ?...  
Vos flancs ont-ils été caverne de voleurs ?

Mais, j'interroge en vain ! Cette grotte est muette  
Comme l'ombre et la nuit qui planent sur ma tête ;  
C'est l'énigme et le froid d'un antique tombeau.

Le temps seul parle et fuit dans cette vaste enceinte,  
En laissant sur la pierre une sublime empreinte...  
Qu'ils sont vieux ces grands rocs nés d'une goutte d'eau.

Urbain Cadilhac  
« Le Félibrige Latin », 1895.



ALZON (Gard)										
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES			
		X	Y	Z	Long.	Prof.				
1	Aven de l'Aiguillette	689,2	182,7							
2	Grotte des Anniversaires	689,88	182,01	535	100 m	-4 m	Préhistoire.			
3	Grotte d'Ayrolles	690,47	182,72	650	15 m	-1 m				
4	Aven d'Ayrolles					-6 m				
5	Grotte des Blaireaux = Grotte du Ferlet	690,34	181,78	675	27 m	-11 m	Préhistoire.			
6	Grotte de la Chauve Souris	690,33	181,79	690	20 m	-2 m				
7	Grotte des Deux Porches = du Rocher d'Ayrolles	690,2	181,5	690	15 m					
8	Perte du Moulin de Larcy = n°1 de la Vis	688,35	184,85	560	Impénétrable		Colorations vers la Foux de la Vis.			
9	Aven du Roc d'Arnal	688,45	183,98	700	25 m	-23 m				
10	Perte du Roc Troué = n°2 de la Vis	690,1	181,7				Absorbe au moins 2 m <sup>3</sup> /sec.			
11	Grotte de la Route Alzon-Vissec				6 m					

<b>LA BASTIDE-PRADINES (Aveyron)</b>									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie			REMARQUES	
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
12	Grotte de la Bastide	657,2	189,1	520	70 m			Diaclase inclinée – Préhistoire.	
13	Exsurgence temporaire de la Bastide-Pradines				Impénétrable			Débit jusqu'à 20 l/sec.	
14	Grotte est de la Baumasse	657,9	187,75	760	20 m			Préhistoire.	
15	Grotte ouest de la Baumasse	657,9	187,75	760	Salle 20x15x7				
16	Grotte de Beaumescure 1	656,56	191,87	745	100 m			Préhistoire, paléontologie.	
17	Grotte de Beaumescure 2	658,33	193,32	771	110 m	- 20 m		Aménagements.	
18	Grotte de Beaumescure 3	658,75	193,775	766	15 m	- 3 m			
19	Aven de Castelhus	658,80	193,850	780		- 13 m			
20	Aven de l'Eglise	659,05	193,9			- 12 m			
21	Source de la Halle de Labastide	656,60	188,15		Impénétrable			Source captée – Débit 1 à 2 l/sec.	
22	Source de la Jouvène	658,35	188,78	480	Impénétrable				
23	Grotte de Peyrebète-Lagineste	659,5	190,7	800	30 m			Remplissage de galets et de blocs décimétriques.	
24	Perte de Malhuzeme	657,70	192,20	750	Impénétrable			Constituée de plusieurs petites pertes.	
25	Aven 1 du Puech Long	657,42	192,68	728		- 16 m			
26	Aven 2 du Puech Long	657,80	192,76	740		- 4 m			
27	Aven 3 de Puech Long	658	192,84	772		- 2 m			
28	Grotte de Puech-Ricard	656,5	190,2		30 m				
29	Source du Saint-Esprit	659,29	190,01	592	Impénétrable				
30	Grottes du Souterrain de Pepinous	657,97	188,54	590	211 m au total			Diaclases.	
31	Aven de Vizanel	657,8	191,5		40 m	- 12 m			

CAMPESTRE-ET-LUC (Gard)									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
32	Avens du Beuf	683,0	183,6	740		-10 m			
33	Aven du Camp Lauron	689,1	180,5			-70 m			
34	Aven du Champ	686,6	184,7			-6 m			
35	Aven du Chemin	683,5	184,5						
36	Aven du Chemin de Saibout						Perte temporaire.		
37	Aven de Combe Longue					-5 m			
38	Aven des Fndielles					-4 m			
39	Aven de Grailles					Impénétrable			
40	Perte du Lombric = de la Virenque					25 m	Soutirage actif pendant la formation du lac temporaire. Perte temporaire de la Virenque.		
41	Aven du Luc					-45 m			
42	Aven 2 du Luc	682,9	181,15	750		12 m	-3 m		
43	Aven de Lycide	688,50	183,88	640		150 m	-60 m		
44	Aven des Magettes	685,3	183,5	759		4 m	-8 m		
45	Aven de Marene	683,7	184,5	760			-35 m		
46	Aven 1 du Mas Gauzin						-4 m		
47	Aven 2 du Mas Gauzin	684,78	183,10	730			-27 m		
48	Aven 1 du Mas du Viala						-15 m		
49	Aven 2 du Mas du Viala	689,07	181,71	740		75 m	-24 m		
50	Grotte Modeste	681,75	181,85	740		11 m	-2,5 m		
51	Grotte du Mont Redon	683,63	184,90	880		30 m	-3 m		
52	Aven du Mouton						-7 m		
53	Aven de Perugas = de la Vipere = Puég Ludas	682,10	180,85	760		-40 m			
54	Perte aval 1 du Pont du Bousquet	681,68	183,11	681		5 m	-1,5 m		
55	Perte aval 2 du Pont du Bousquet	681,67	183,04	681		Impénétrable	Perte temporaire de la Virenque. Perte temporaire de la Virenque.		
56	Aven de Putech Buisson	684,86	182,12	705			-5 m		
57	Aven du Pylône	681,75	182,55	775		10 m	-9 m		
58	Aven 1 del Rouquet	686,95	185,50	768			-35 m		
59	Abîme de Saint-Ferréol	684,38	181,54	700			-70 m		
60	Aven du Salze	686,6	180,2				-15 m		
61	Aven sud du Salze						-15 m		
62	Baume de Tournio = Perte 5 de la Virenque	681,67	182,87	680		45 m	-4 m		
63	Perte 8 de la Virenque = Aven Sans Nom					Impénétrable	Perte temporaire de la Virenque. Fissure sondée à -13 m.		

LA CAVALERIE (Aveyron)							
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES
		X	Y	Z	Long.	Prof.	
64	Aven de la Carrière de la Cavalerie	665,97	190,87	790		-10 m	Faisait -30 en 1960.
65	Aven Mavrick	671,15	188,70	795		- 78 m	
66	Aven du Moulin à Vent	665,00	190,40	790		-5 m	
67	Aven-grotte de la Tûne				110 m		

LE CAYLAR (Hérault)							
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES
		X	Y	Z	Long.	Prof.	
68	Aven Arlabosse	677,70	172,90	730		-42 m	Fond proche du toit de l'Aalénien.
69	Diaclase des Boutissières	678,09	173,62	740			
70	Aven 2 du Chemin des Calmels	680,57	175,32	725	10 m	-8 m	Diaclase.
71	Aven 3 du Chemin des Calmels	680,47	175,30	720		- 8m	Diaclase.
72	Aven 4 du Chemin des Calmels	680,37	175,35	710		-4 m	
73	Grotte de Limounesque						Plusieurs baumes – Préhistoire.
74	Aven du Mont Ricou	677,30	175,47	740	150 m	-43 m	
75	Aven 1 bis du Mont Ricou						
76	Aven 2 du Mont Ricou = de Roquelongue					-12 m	
77	Aven du Plou de Missou	677,90	177,12	790		-20 m	
78	Aven de Roquelongue	677,79	174,55	730		-12 m	Recoupe un ruisseau temporaire.
79	Grotte de Servières				5 m		Préhistoire.
80	Aven de Servières	676,60	176,50			-10 m	Perte temporaire.
81	Perte de Servières	676,90	176,30			-5 m	Perte temporaire – Diaclase.

<b>CORNUS (Aveyron)</b>									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
82	Aven de l'Aigle Impérial	664	179	792		-20 m			
83	Aven de la Baraque	674,70	178,80			-7 m	Correspond à l'aven de Beaufils n°2.		
84	Fontaine des Boeufs	671,55	178,05	668		Impénétrable			
85	Aven Brunel	665,50	179,60		50 m	-40 m			
86	Grotte Brunel	665,50	179,60		5 m	-3 m	Le fond correspond au sommet du puits de l'aven Brunel.		
87	Fontaine de Camplong	671,83	177,62	675		Impénétrable			
88	Aven de Caussenuejoutils	669,30	182,77	735		-10 m	Coloration réapparie au Durzon.		
89	Perte de la Combe	669,72	182,65	703		-2 m	Perte du Lac de la Combe (Causseuejoutils). Coloration Durzon.		
90	Perte de Comberedonne	668,60	181,15	714		-10 m	Perte temporaire du vallon de Comberedonne.		
91	Exsurgence de Cornus = Le Lebre = La Gloriette	667,51	179,03	670	520 m	-9 m	Réseau actif, juvénile, calquant la fracturation. 440 m noyés.		
92	Aven de Cornus	667,60	177,76	605		-12 m			
93	Aven del Diabolo	669,17	183,18	725		-65 m			
94	Aven 2 de la Fageolle	666,50	179			-16 m			
95	Exsurgence du Frayssinet	665,81	178,31	650		Impénétrable	Source pérenne 0,5 à 5/sec.		
96	Grotte 1 du Frayssinet	665,97	178,21	690	70 m				
97	Grotte 2 du Frayssinet	666,02	178,18	695	50 m				
98	Grotte 3 du Frayssinet	666,95	178,15	695	50 m		Écoulement temporaire.		
99	Grotte 4 du Frayssinet	667,05	178,10	695	30 m		Écoulement temporaire.		
100	Grotte 5 du Frayssinet	667,05	178,10	695	11 m				
101	Grotte 6 du Frayssinet	667,05	178,10	695	5 m				
102	Petite Grotte du Frayssinet	665,96	178,26	680	6 m		Souffle en été.		
103	Aven de la Grnelle	670,60	180,80			-12 m	Aven temporairement émissif.		
104	Aven de Louradou	663,80	178,32	785	12 m	-10 m			
105	Perte des Ménudes	672,80	179,50	740		-1 m	Coloration ressortie à Cornus et au Cemon (Salvayre, 1964).		
106	Aven de Migayrou = de Prévinqnières	669,75	181,35			-15 m	Temporairement émissif.		
107	Perte de Prat Biel	669,07	182,87	714		-4 m			

LA COUVERTOIRADE (Aveyron)								REMARQUES
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		Prof.	
		X	Y	Z	Long.			
108	Aven d'Aguessole = n°2 des Trois Gorges	673.36	183.65	749			-17 m	Perte temporaire.
109	Aven de l'Ayolle	678.0	179.35	787	25 m		-12 m	Perte temporaire.
110	Grotte-aven de l'Ayolle	673.80	183.40	735	100 m			Perte temporaire de la dépression, remplissage argileux.
111	Grotte de Baumannière = de la Couvertoirade	677.85	179.09	770	35 m		-8 m	Préhistoire.
112	Aven de la Baumelle	673.12	184.22	728			-75 m	Fond : salle 17 x 50 m. Ruissellements.
113	Aven de Clapsourde						-13 m	Ruissellements en période de pluie.
114	Grotte ossuaire de Clozel = Clauzel	675.8	178.9	760				Préhistoire.
115	Grotte-aven des Combettes	677.33	184.90	760			-51 m	
116	Aven des Combettes	677.70	185.050	765			-21 m	
117	Aven du Couderc	676.65	185.75				-13 m	
118	Aven d'Escombas	677.36	185.40	790			-6 m	
119	Aven de Fondude	673.03	183.56	755			-117 m	Ruissseau souterrain.
120	Aven des Infruits	674.65	178.77	770			-35 m	Ruissellements.
121	Source de la Pezade	675.26	178.00	763	Impénétrable			
122	Aven du Plo de Missou	677.90	177.12	790			-20 m	
123	Aven des Plots	673.40	183.70	742			-20 m	
124	Aven de la Portalerie	675.27	185.20	738	2000 m		-149 m	Perte temporaire. Réseau actif. Coloration vers le Durzon.
125	Aven du Pounaud	677.05	178.87	780			-15m	
126	Aven du Pou Neuf	677.0	179.1				-7 m	
127	Aven de Raisine	675.65	178.65	764			-7 m	Perte temporaire.
128	Pertes de Raisine	675.85	178.75	763	Impénétrables			Pertes temporaires.
129	Aven de la Terradouire	673	182.65				-10 m	
130	Aven 2 du Terradouire	673	182.65				-10 m	
131	Aven 3 du Terradouire	673	182.65				-10 m	
132	Aven des Trois Evéques						-13 m	
133	Aven des Trois Gorges = Aven de la Peur	673.20	183.43	745			-112 m	Ruissseau souterrain 10 l/sec (10/65). Coloré vers le Durzon.
134	Aven de Renoussés	677.75	179.05	768			-5 m	
135	Grotte de Renoussés	677.82	179.30	770	8m			
136	Aven du Serre de Cabrières	671.5	184.5	750			-4 m	
137	Aven du Serre du Pendu	671.52	183.94	745			-75 m	Ruissellements.
138	Aven Titou	672.52	185.15	740			-119 m	Ruissellement Dolomie jusqu'à -90m puis alterne avec calcaire.
139	Perte 7 de la Virenque = Trou de Marie	681.70	180.94	650	10 m		-5 m	Perte temporaire de la Virenque.

LE CROS (Hérault)									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
140	Aven du Brueil	682.15	175.32	710		-19 m			
141	Aven de la Buissonade	683.62	176.08	709		-10 m	Vaste diaclase absorbante.		
142	Aven des Bois = Aben dai Boutch				25 m	-15 m	Effondrement 30 * 10m.		
143	Grotte sépulcrale des Calmels	682.6	177.95		11 m		Préhistoire.		
144	Aven 1 du Chenin des Calmels	680.75	175.57	730		-21 m			
145	Aven du Claus del Roc	681.27	175.6	730		-74 m	Entrée par une doline 30 * 15m.		
146	Grotte 1 du Clos del Roc	681.49	175.49	715	3 m		Canole		
147	Grotte 2 du Clos del Roc	681.49	175.49	715	9 m	-2 m	Canole		
148	Aven 1 de la Croix du Cros	682.52	175.24	706		-5 m	Dépotoir.		
149	Aven 2 de la Croix du Cros	682.51	175.25	706	1.5 m	-12 m	Dépotoir.		
150	Goule du Cros	685.05	174.95	720			Perte.		
151	Grotte des Mounios = du Cros	684.25	175.50		270 m	-9 m	Ruisselements temporaires au fond.		
152	Aven des Odeurs					-6 m			
153	Aven 1 du Pic de l'Aramount	680.90	178.65	765		-6 m			
154	Aven 2 du Pic de l'Aramount	680.90	178.65	765		-43 m			
155	Aven 3 du Pic de l'Aramount	680.75	178.57	780		-3 m			
156	Perte du Rajol des Huttes	682.05	178.90			-15 m	Perte ouverte dans le ruisseau du Rajol des Huttes.		
157	Aven 1 du Roc de Lapeyre	681.63	175.57	725					
158	Aven 2 du Roc de Lapeyre	681.44	175.63	727		-22 m	Temporairement absorbant.		
159	Aven 3 du Roc de Lapeyre	681.34	178.66	730		-12 m	Temporairement absorbant.		
160	Aven 4 du Roc de Lapeyre	681.70	175.53	723		-29 m	Temporairement absorbant.		
161	Aven 5 du Roc de Lapeyre	681.69	175.57	725		-18 m	Canole avec ruisseau temporaire.		
162	Aven 6 du Roc de Lapeyre	681.71	175.57	725		-10 m			
163	Aven 7 du Roc de Lapeyre	681.71	175.55	723		-5 m			
164	Aven 8 du Roc de Lapeyre	681.74	175.56	720		-5 m			
165	Aven dépotoir du Roc de Lapeyre	681.77	175.61	730		Impénétrable	Bouché par les inondices.		
166	Source des Trois Evêques	681.80	179.65	700			Débit faible.		

<b>L'HOSPITALET-DU-LARZAC (Aveyron)</b>									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
167	Aven des Barthes	671,08	185,45	700	12 m	-6 m			
168	Aven de la Bise	672,30	185,72	700	1500 m	-140 m	Rivière souterraine tributaire du Durzon. Base des dolomies.		
169	Aven de la Boie Blanche	671,47	187,57	780	20 m	-10 m			
170	Aven de la Brebis Morte					-17 m			
171	Fontaine du Caron	667,97	186,27	800	Impénétrable		Source au toit des marnes, non loin de la faille de l'Hospitalet.		
172	Perte des Curves de l'Autoroute	670,01	185,72	715	Impénétrable		Perte temporaire. Débit >50 l/sec. Coloration vers le Durzon.		
173	Aven des Dolines	671,05	185,90	703	1500 m	-110 m	Ruisseau souterrain plusieurs litres/sec. Tributaire du Durzon.		
174	Lapiaz de l'Hospitalet = Aven Granier	670,15	185,55	720		-35 m	Vastes canoles dans les dolomies.		
175	Aven de Lutèce = du Pousecayral	670,81	186,10	703		-106 m	Ruisseau souterrain. Coloration ressortie au Durzon.		
176	Aven Mavrick	671,15	188,70	735		-78 m			
177	Aven 2 des Places	670,2	184,0			-15 m			
178	Aven 3 des Places					-3 m			
179	Perte des Places	670,65	183,85	710	Impénétrable		Perte temporaire.		
180	Aven du Poujol	670,55	185,40	724	30 m	-25 m	Aven-charnier. Ruissellements.		
181	Perte du Pouj	668,57	184,24	720	Impénétrable		Aven-dépotoir.		
182	Aven 1 des Roques	670,30	184,65	734	400 m	-110 m	Petit écoulement pérenne. Coloration réapparue au Durzon.		
183	Aven 2 des Roques	669,94	184,58	714	20 m	-13 m	Diaclase N-S dans la dolomie. Dépotoir. Perte temporaire.		
184	Aven de Roustan	671,00	185,85			-20 m			
185	Aven 1 des Selouses								
186	Aven 2 des Selouses	671,00	184,50	710		-7 m			

<b>LAPANOUSE-DE-CERNON (Aveyron)</b>									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
187	Aven des Aussedats	662,12	192,67	800		-20 m			
188	Grotte de la Baumasse	659,7	190,2		20 m		Grande salle.		
189	Font de la Devèze	658,39	187,70	720	Impénétrable				
190	Grotte du Général	661,94	190,45	735	30 m		Préhistoire. Belle coupe dans le remplissage argileux.		
191	Grotte de Grenouillère	661,3	190,7		100 m				
192	Exurgence de Lafont	660,98	188,62		Impénétrable		Débit environ 3 l/sec.		
193	Aven de la Lebrétte	657,9	187,8			-20 m			
194	Grotte-cave de la Mouline			535	60 m				
195	Source de la Mouline	660,14	189,49	515			Débit variant de 250 à plus de 5000 l/sec.		
196	Grotte du Saint-Esprit	659,5	190,3		25 m				

		<b>MONTPAON (Aveyron)</b>							
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
197	Grotte 1 d'Antignes					7 m			
198	Grotte 2 d'Antignes					4 m			
199	Grotte 3 d'Antignes					7 m			
200	Grotte 4 d'Antignes					7 m			
201	Grotte 5 d'Antignes					7 m			
202	Grotte 6 d'Antignes					7 m			
203	Grotte-exsurgence du Bosc					10 m			
204	Source du Bosc	663,60	176,90	570		Impénétrable	Très faible débit.		
205	Exsurgence du Cirque de Fondamente	662,80	176,09	520			Débit 30 l/sec. à l'étiage.		
206	Exsurgence 2 du Cirque de Fondamente	662,89	175,81	540			Très faible débit.		
207	Grotte-cave des Fraisières	664,02	176,11	570		60 m			
208	Grotte-exsurgence des Fraisières	664,03	176,07	550		30 m			
209	Source des Fraisières	664,01	175,99	530		Impénétrable	Débit d'étiage 0,5 l/sec.		
210	Grotte 1 du Piton	664,50	178,10			10 m			
211	Grotte 2 du Piton	664,50	178,10			5 m			
212	Grotte 3 du Piton	664,50	178,10			5 m			
213	Grotte 4 du Piton	664,50	178,10			20 m			
214	Boullidou du Ravin du Bosc	664,2	176,3	515			Source temporaire.		

NANT (Aveyron) - 1/3							REMARQUES
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		
		X	Y	Z	Long.	Prof.	
215	Exsurgence d'Aucassié = du Clapier	678.55	188.50	520	4 m		1 l/sec. à l'étage.
216	Exsurgence de l'Avenças	675.80	188.55	510		-2 m	
217	Résurgence de la Barbaresque	677.5	191.8	470	10 m		50 l/sec. à l'étage. Doubie souterraine, perte amont Ambouls.
218	Exsurgence de Beauvoisin	675.30	190.57	570	10 m		Source pérenne.
219	Grotte du Bois du Roy	679.40	187.87	660	10 m		
220	Emergence 1 du Bois du Roy	679.55	187.05		20 m		Préhistoire.
221	Emergence 2 du Bois du Roy	679.30	187.80	590	20 m		8 l/sec. à l'étage.
222	Aven du Bortas	675.60	186.65	775		Rebouché	
223	Trou du Bortas	675.77	186.05	778		-4	
224	Aven du Bouscary	676.05	187.42	730		-5	Diaclase étroite
225	Fontaine du Bouscary	676.35	187.90	590	Impénétrable		Sourd au contact des marnes. Pérenne. Débit 5l/sec. (08-1967).
226	Grotte du Bout de Cote	674.22	195.32	785	6 m		
227	Emergence 1 de Canarat	676.12	189.62	510			Source captée. Pérenne.
228	Emergence 2 de Canarat	676.05	190.50	510			Source captée.
229	Abri des Canalettes	673.97	187.35	680			Abri sous roche de 60 m². Préhistoire.
230	Aven 1 des Canalettes = des Chopines	673.42	186.45	675	511 m	-84 m	Cavité sur diaclase en fond de canole. Ruissellet au fond.
231	Aven 2 des Canalettes	673.42	186.45	675		-20 m	Canole.
232	Grotte 2 des Canalettes	673.72	186.75	690	5 m		Ecoulement pérenne.
233	Grotte 3 des Canalettes	674.10	187.32	675	15 m		Tunnel reliant deux canoles.
234	Emergence de Castelnaud	679.12	191.00	500	Impénétrable		
235	Grotte de Castelnaud = du Four à Chaux	679.62	191.55	500	53 m		
236	Perte de Cazejourdes	677.82	184.05	759		-2 m	Draine un petit lac temporaire.
237	Aven du Chemin du Sambuc	673.57	189.32	785	-10 m		
238	Fontaine des Combeforts	678.10	188.42	625	Impénétrable		Pérenne.
239	Grotte 1 des Combeforts	678.07	188.47	635	2 m		Alluvions et formes de creusement.
240	Grotte 2 des Combeforts	678.12	188.50	640	5 m		
241	Perte des Combeforts	678.40	188.75	672	Impénétrable		Perte temporaire qui doit alimenter la Fontaine des Combefort
242	Aven 1 de Comberedonde	679.89	185.52	816		-56 m	Nombreux ruissellements.
243	Aven 2 de Comberedonde	679.88	185.54	819		-13 m	
244	Aven 3 de Comberedonde	679.86	185.55	815		-5 m	
245	Aven 4 de Comberedonde				15 m	-5 m	
246	Aven 5 de Comberedonde = Puits des Déments					-3 m	

NANT (Aveyron) - 2/3							
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES
		X	Y	Z	Long.	Prof.	
247	Aven 6 de Comberedonde = Tunnel Comberedonde						-2 m
248	Aven 7 de Comberedonde	679.07	184.85	785			-5 m
249	Aven-grotte des Combettes	677.28	184.84	762			-166 m
250	Aven 2 des Combettes	677.70	185.05	765			-198 m
251	Grotte n°1 de la Cote des Liquisses	675.75	191.75	770	20 m		Coloration réappante à la Font de Vertié (Nant, n° 289)
252	Grotte n°2 de la Cote des Liquisses	675.72	191.80	770	15 m		
253	Grotte n°3 de la Cote des Liquisses	675.76	191.82	770	3 m		
254	Aven 1 du Coudere = de Combegron	676.1	186.1	750			-12 m
255	Aven 2 du Couderc	677.1	186.1				-12 m
256	Fontaine des Crouzelles	675.42	188.22	550	Impénétrable		Sourd au toit des manes.
257	Perte amont de la Dourbie = n°1 = des Ambouls	679.00	191.25	490			Coloration réappante à la Résurgence de la Barbaresque.
258	Exsurgence du Durzon	674.18	188.29	527	785 m	-60 m	Contact dolomie bathonienne – Las maneux.
259	Exsurgence secondaire du Durzon	674.21	188.29	527	Impénétrable		Sourd au toit de l'Alentien.
260	Aven 1 d'Egalières	673.4	187.4	730			-5 m
261	Aven 2 d'Egalières	673.39	187.7	730			-10 m
262	Aven 3 d'Egalières	673.6	187.7	730			-5 m
263	Grotte d'Egalières	673.6	187.7	730	80 m		Diachase dans le prolongement d'une carole.
264	Source de Fontvie	673.45	185.40	690	Impénétrable		Perte source dans le talweg (dolomie).
265	Aven 1 du Frayssinet Haut	678.95	186.25	760			-10 m
266	Aven 2 du Frayssinet Haut	679.27	186.12	825			-4 m
267	Ruisseau souterrain du Frayssinet = Font de Baume	678.96	188.98	550	600 m		Débit à l'étiage : 10 l/sec.
268	Source du Frayssinet Haut	678.88	186.73	750			Débit à l'étiage : 1 l/sec.
269	Grotte Gabrielle	678.42	190.75	500	260 m		Perte temporaire de la Dourbie. Obstruée par les alluvions.
270	Aven de la Gare de Comberedonde	678.85	185.37	790	Impénétrable		Soutirage actif régulièrement rebouché.
271	Aven des Craillhos	672.91	185.93	695	85 m	-51 m	Grande diachase NNW – SSE. Ruissellements importants.
272	Event-perte de Lavencas	675.80	188.55	510			-1 m
273	Event du Liquier	678.55	188.90	520			5 m
274	Aven du Pharmacien	675.95	191.82	710			-7 m
275	Aven du Puech	675.8	188.3				-7 m
276	Emergences du Ravin de la Baurette	679.35	188.90		Impénétrables		Débit total, environ 5 l/sec.
277	Grotte-aven de la Reynelle	671.35	187.95	750	40 m		Ancienne fonderie de fer gallo-romaine.
278	Aven de la Reynelle	671.35	187.95				-10 m

<b>NANT (Aveyron) – 3/3</b>									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie			REMARQUES	
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
279	Aven 1 du Sambuc	672,70	188,45	800		-15 m			
280	Aven 2 du Sambuc = Chenin du Sambuc	672,50	188,35	800		-12 m			
281	Aven 3 du Sambuc	672,20	188,35	800		-15 m			
282	Aven 4 du Sambuc	672	188,35	780	326 m	-55 m		Diachase N-S suivie sur 200 mètres.	
283	Aven du Sanglier	675,12	188,05	650		-25 m			
284	Grotte-source de Sébillères	673,70	186,65		10 m	-2 m			
285	Perte de Sébillères	673,75	186,5					Perte temporaire. Coloration réapparue au Durzon.	
286	Aven du Ségala	671,72	187,75	780		-6 m			
287	Aven-grotte des Sotchs de Sambuc					-18 m		Développé sur deux diachases N-S. Ecoulements temporaires.	
288	Aven de la Trémie				305 m	-136 m		Ruisseau souterrain.	
289	Font de Verrié	674,60	188,25	527	Impénétrable			Colorée depuis l'aven 2 des Combettes (Nant, n°250).	
290	Aven-diachase du Vallat d'Arques	674,17	188,70	610		-12 m			
291	Gouffre des Vipères	677,62	186,62	750		-48 m			

<b>ROQUEFORT-SUR-SOULZON (Aveyron)</b>									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
292	Grotte du Chat	651,5	186,6						
293	Grotte des Fées	652,8	186,2		160 m	-45 m	Coloration du ruisseau réapparu à l'exsurgence du Lavoir.		
294	Exsurgence du Lavoir = Fontaine Basse				Impénétrable		Débit d'étiage : 3 l/sec.		
295	Aven de Millau				10 m	-25 m	Interstices entre les blocs.		
296	Aven de Pradelles					-15 m			
297	Grotte de la Quille	652,18	186,39	640	200 m				
298	Grotte du Taulan	653,40	185,15	754	60 m		Préhistoire.		

SAINT-BEAULIZE (Aveyron)											
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES				
		X	Y	Z	Long.	Prof.					
299	Aven de Beau-fils	664.84	179.99	760		-18 m					
300	Aven 2 de Beau-fils	664.86	180.07	798	4.5 m	-32 m	Écoulement temporaire.				
301	Grotte du Bois de Patus	665.7	178.8		20 m	-5					
302	Aven du Bois des Pins	663.3	180.5	780		-14 m	Perte temporaire.				
303	Baume de la Borie Blanche = des Maquisards	660.86	179.23	758	422 m		Galerias orientées N-S.				
304	Grotte 2 de la Borie Blanche	660.85	179.23	753	12 m						
305	Grotte Cabanel = de l'Auglanet	660.69	179.41	740	35 m	-3 m					
306	Grotte de Camp Fort = des Dalles	660.95	179.16	750	26 m	-2 / +4					
307	Aven de Fabre	663	175			-32 m					
308	Source de la Fouzette	662.77	183.83	601	Impénétrable		100 l/sec à l'étiage.				
309	Aven de Frayssignes	661.96	179.82	800		-33 m					
310	Grotte du Furel	662.68	179.09	655	500 m		Exsurgence temporaire. Circulation pérenne 20 l/sec.				
311	Grotte de Landric	659.67	179.84	725	350 m						
312	Grotte 2 de Landric	659.91	179.72	740	20 m	-3 m					
313	Grotte 3 de Landric	659.97	179.72	740	70 m						
314	Grotte du Mas de Gamel	661.72	178.98	710	50 m						
315	Trou souffleur du Moulin d'Olivier	662.48	176.89	540	25 m						
316	Exsurgence du Moulin d'Olivier	662.7	177.1	520	Impénétrable		Pérenne 1 l/sec.				
317	Aven du Pas de Lauze	663.05	178.95			-4 m					
318	Aven de la Piste = du Chemin	663.7	179.4			-4 m					
319	Grotte sous la Piste de Chars	663.6	179.9		15 m	-5 m					
320	Grotte des Rochers de Lauradou				10 m	-4 m					
321	Grotte 1 de la Tour d'Aiguillon	666.80	179.60	790	6 m						
322	Grotte 2 de la Tour d'Aiguillon	666.80	179.60	790	25 m						
323	Grotte 3 de la Tour d'Aiguillon	666.80	179.60	790	10 m						
324	Grotte 4 de la Tour d'Aiguillon	666.80	179.60	790							
325	Grotte du Travers des Beaumes	661.51	179.50	750	50 m						

SAINTE-EULALIE-DE-CERNON (Aveyron)											
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES				
		X	Y	Z	Long.	Prof.					
326	Aven de Barganasso	670,3	183,9	700		-15 m					
327	Grotte de Baume Gros	663,1	182,3		26 m						
328	Grotte-perle de Baume Maigre	663,76	181,69	800	16 m	-6 m	Perte temporaire.				
329	Grotte de Baume Rouge	664,1	181,3								
330	Aven de Baume Rouge	664,1	181,3			-35 m					
331	Aven de Bengouzal = de Goulémus	663,1	183,9			-35 m					
332	Grotte-ossuaire des Cayrelets	665,25	185,26	780							
333	Exurgence du Cernon	664,84	186,48	593			800 l/sec. en moyenne.				
334	Aven 1 des Clédelles	662,19	182,98	820		-15 m					
335	Aven 2 des Clédelles	662,20	183,13	827		-18 m	Diaclase.				
336	Aven 2 de la Clédelle	661,8	183	820		-97 m	Petit écoulement dans boyau N-S. Coloration vers la Mouline.				
337	Aven 3 de la Clédelle	662,12	182,30	792		-15 m	Diaclase.				
338	Perte des Conques de Guinou	664,08	181,77	795		-10 m	Perte temporaire.				
339	Aven des Credes	664,3	182,73	804	80 m	-28 m	Écoulement temporaire.				
340	Aven-fissure du Croisement	665,2	184,9	795		-5 m	Diaclase N-S.				
341	Aven du Devoix = de la Bergerie de la Devèze					Impénétrable	Soutirage brutal important (Martel, 1925).				
342	Grotte du Fraissinet	663,5	188,9		5 m						
343	Aven de l'Imbudel	669,12	183,95	715	120 m	-26 m	Galerietes sur diaclases N-S.				
344	Aven des Mortes = de Sainte-Eulalie	664,72	183,49	814		-28 m	Aven-chamier.				
345	Aven de l'Oustalon	663,20	182,29	800	45 m	-16 m	Écoulement temporaire. Aligné sur diaclase N-S.				
346	Aven de la Part de Lapiette	662,52	185,75	868		-50 m	Ruisselet temporaire.				
347	Aven 1 des Places	669,9	184,1			-7 m					
348	Aven 2 des Places	669,7	184,6			-28 m	Archéologie.				
349	Aven de Ramondou	663,81	182,41	794		-11 m					
350	Aven-perle du Rouquet	667,09	185,67	759	220 m	-38 m	Perte temporaire. Coloration ressortie au Cernon.				
351	Fontaine des Rozes = Rozouls					Impénétrable	Pérenne, 1 l/sec à l'étiage.				
352	Fontaine Saint-Etienne	666,95	186,27	785		Impénétrable					
353	Bauma de Santas = Grotte de Sagnos	665,70	187,42	750	72 m	-10 m	Galerie orientée N-S.				
354	Aven des Trois Bouches	663,87	181,88	786	47 m	-21 m	Secteur comprenant plusieurs vastes canoës.				

SAINT-JEAN ET SAINT-PAUL (Aveyron)									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
355	Exsurgence d'Aiguebelle = des Fadarelles	659,5	181,4		30 m		Relation prouvée par coloration avec l'Aven 1 de la Vialette.		
356	Aven de la Boutelle	658,1	182,4			-10 m			
357	Grotte de la Cabane = d'Aubaygues	658,64	182,36	650	8600 m		Ruisseau souterrain 3 l/sec. à l'étiage. Jonction Pas Destrech 1.		
358	Aven du Champ du Mas					-20 m			
359	Grotte de la Coste	659,28	182,17	770	23 m	+10 m	Décollement de paroi.		
360	Exsurgence du Moulin Gauzy	652,46	181,30	470	20-30 m		Débit 5 l/sec.		
361	Grotte 3 du Pas Destrech			780	25 m				
362	Grotte 4 du Pas Destrech			780	25 m				
363	Grotte de Saint-Jean d'Alcas	653	181		5 m		Préhistoire.		
364	Grotte de la Source de Saint-Paul-des-Fonts	659,5	181,3		400 m		Ruisseau quelques l/sec. Trop plein de la source d'Aiguebelle.		
365	Grotte des Treilles	657,9	182,5	704	110 m	-2,5 m	Préhistoire.		
366	Grotte-ossuaire des Treilles	657,45	182,80	710	110 m		Préhistoire et paléontologie.		
367	Grotte 3 et 4 des Treilles	657,56	182,64	730	191 m				
368	Aven 2 de la Vialette	660,46	181,41	796	55 m	-56 m	Ruisseau 1/4 de l/sec coloré. Restitution par l'ess. d'Aiguebelle.		
369	Aven 3 de la Vialette	659,9	182,1			-10 m	Diaclase.		

SAINT-MICHEL D'ALAJOU (Hérault)									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
370	Source des Conques	685,87	173,22	727					
371	Aven 1 de la Prade	685,41	169,30	704		-15 m	Pérenne, mais débit faible.		
372	Aven 2 de la Prade	684,85	170,70	740		-12 m			

SAINT-ROME-DE-CERNON (Aveyron)							
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES
		X	Y	Z	Long.	Prof.	
373	Grotte 1 de La Bastide-Pradines	655,60	189,02	480	100 m		
374	Grotte du Souterrain de Tournemire				10 m		Fissures ouvertes.

SAUCLIERES (Aveyron)							
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES
		X	Y	Z	Long.	Prof.	
375	Emergence amont du Bois du Roy	679,55	187,05		20 m		
376	Aven du Bousquet	681,3	183,8	790	25 m	-12 m	Débit moyen 8 l/sec. Archéologie.
377	Event 2 de la Brevenque	679,75	187,25	670	15 m		
378	Perte du Pont du Bousquet	681,30	183,44	678	100 m	-8 m	Perte temporaire de la Virenque. Colorée vers la Vis. Diaclases
379	Aven du Poujet	680,82	185,17	846		-20 m	
380	Aven du Rouquet						Profondes canoles.
381	Perte 2 de la Virenque	682,00	186,06	710			Perte temporaire de la Virenque.
382	Perte 3 de la Virenque	681,78	185,47	705			Perte temporaire de la Virenque.
383	Perte 4 de la Virenque	681,10	183,47	693		-8 m	Perte temporaire de la Virenque.
384	Pertes supérieures de la Virenque à Saucnières	681,65	185,45	713			Perte temporaire de la Virenque.

SORBS (Hérault)									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
385	Aven du Camp de Pat	685.95	178.95	720		-6 m			
386	Aven de Coucouraigne	685.15	176.48	650	200 m	-77 m			
387	Tuna des Devés	685.95	176.43	650	10 m				
388	Aven de la Devèze = du Beauf	686.9	178.65	720		-25 m			
389	Sotch de la Fageole	686.55	179.25	710		-15 m	Doline à bord escarpé 100 * 110 m.		
390	Source de Font Maynou	687.25	179.05		Impénétrable		Débit faible.		
391	Aven du Mas de Lapose = des Rouquets	685.26	178.36	740		-52 m	Ecoulements.		
392	Sotch de la Parade	686.75	179.30	690		-42 m	Doline à bord escarpé 200 * 180 m.		
393	Aven du Rajal de l'Avenc	684.6	176.2	680	46 m	-9 m	Diaclase orientée N-S.		
394	Sotch de Robert	686.85	178.90	690		-55 m	Doline à bord escarpé 220 * 110 m.		
395	Grotte des Rouquets	684.90	178.45	758	15 m				
396	Aven du Sotch de la Fageole	686.45	178.90			-12 m			
397	Aven du Sotch de la Pelade	686.45	178.90			-15 m			
398	Source du Sotch de la Pelade de Robech = de Robert	686.65	179.10	650	Impénétrable		Source temporaire.		
399	Exsurgence du Terron	688.23	178.59	490	Impénétrable		Débit faible.		
400	Baume de Tronc	687.30	178.35	700	11 m	-1 m			
401	Perte 8 de la Virenque = Aven Sans Nom				Impénétrable		Perte temporaire. Sondée à -13 m.		

TOURNEMIRE (Aveyron)									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie			REMARQUES	
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
402	Grotte-ossuaire des Auglans = des Morts	656,6	184,4		30 m		Préhistoire.		
403	Source de la Balastière				Impénétrable		Drainage local.		
404	Rivière souterraine du Brias	656,80	186,60	646	3900 m		20 l/sec. à l'étiage.		
405	Grotte du Cirque				15 m				
406	Aven Maillé = de Tourmemire	655,65	186,70	745		-50 m			
407	Grotte de Matharel	656,50	184,50	730	630 m		Préhistoire.		
408	Grotte 1 des Morts				5 m		Préhistoire.		
409	Grotte 2 des Morts						Source pérenne.		
410	Sourcettes de Tourmemire								

VIALA-DU-PAS-DE-JAUX (Aveyron)									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie			REMARQUES	
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
411	Grotte d'Amalières	656,46	183,38	780	180 m		Galeries orientées N-S. Diaclases ouvertes, détente de versant.		
412	Aven de Bartanègre	658,87	186,66	795	38 m	-12 m	Canole servant de dépotoir.		
413	Grotte 2 du Pas Destrech	658,2	182,2	700	60 m				
414	Aven 1 du Pas Destrech	658,25	182,20	720		-20 m			
415	Aven 2 du Pas Destrech	658,10	182,25	700		-10 m			
416	Grotte ossuaire du Suot de Poumio	656,0	185,0		5 m				
417	Aven des Trois Pierres Blanches	660,63	182,35	793		-5 m			
418	Aven de la Violette	660,34	181,47	765		-27 m			

<b>VISSEC (Gard)</b>									
N°	NOM DE LA CAVITE	Coordonnées Lambert			Spéléométrie		REMARQUES		
		X	Y	Z	Long.	Prof.			
419	Aven de l'Agneau	688,70	178,50	600		-15 m			
420	Aven des Baladasses	687,85	181,5	735		-73 m			
421	Grotte des Baladasses	687,80	181,80	770	2,5 m				
422	Perte du Mas del Comte = Perte 3 de la Vis	689,9	180,35	470			Perte temporaire de la Vis.		
423	Bauma Ferrenca 1	687,9	179,3						
424	Bauma Ferrenca 2	687,9	179,3						
425	Aven-grotte du Furet			50 m	-15 m				
426	Aven Paul	689,92	177,77	640					
427	Perte du Ravin des Mourgues					Impénétrable			
428	Event de Roubias	688,45	178,55		150 m				
429	Grotte du Trouiaou	689,44	180,23	680					
430	Grotte des Vignals	689,30	179,92	650					



## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte de localisation du secteur étudié .....	14
Fig. 2 - Coupe synthétique des travertins de Millau (P. Ambert). .....	23
Fig. 3 - Eléments de datation du creusement du canyon du Tarn (Ambert, 1994). ....	24
Fig. 4 - Modèle numérique de terrain montrant une vue vers l'est de l'ensemble du secteur étudié (depuis environ 3 000 m d'altitude). .....	30
Fig. 5 - Carte mettant en évidence les 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. ....	32
Fig. 6 - Carte géologique synthétique des Grands Causses. ....	37
Fig. 7 - Corrélations stratigraphiques à travers le Larzac (d'après Charcosset, 1998). ....	41
Fig. 8 - Coupe synthétique de la région de Saint-Beaulize (d'après Charcosset, 1998). ....	42
Fig. 9 - Coupe synthétique du Malm dans le secteur de Cazejourdes (d'après Zaidan, 1972). ....	45
Fig. 10 - Schéma structural du Larzac central : la compression pyrénéenne. ....	48
Fig. 11 - Coupes synthétiques du Causse du Larzac (d'après Ricard <i>et al.</i> , 1996, modifié). ....	48
Fig. 12 - Chronologie des contraintes/déformations sur le causse du Larzac d'après les observations de terrain (d'après Combes, 1999). ....	51
Fig. 13 - Coupe géologique du Causse de l'Hospitalet au niveau de l'Hospitalet du Larzac. ....	52
Fig. 14 - Carton géologique des environs de l'aven de la Portalerie (la Couvertoirade). ....	53
Fig. 15 - Plan de la galerie affluente de l'aven de la Portalerie. Elle rassemble plusieurs types de cassures affectant les concrétions. ....	57
Fig. 16 - Plan de la partie supérieure de l'Aven de la Portalerie. Elle montre la répartition et le nombre d'observations réalisées. ....	58
Fig. 17 - Carte synthétique des données hydrogéologiques (d'après Ricard <i>et al.</i> , 1996, modifiée). ....	60
Fig. 18 - Lacs temporaires et écoulements de surface cartographiés en janvier 1996 (Bruxelles et Caubel, 1996). ....	67

Fig. 19 - Coupe développée de l'aven de la Bise (l'Hospitalet-du-Larzac). .....	73
Fig. 20 - Coupe du remplissage de la galerie affluente de l'Aven de la Portalerie. Le soutirage d'une partie des dépôts permet d'observer ces témoins de l'évolution de la cavité. Unique sur le Causse de l'Hospitalet, cette coupe peut servir d'exemple de l'évolution souterraine récente. ....	76
Fig. 21 - Carte synthétique des diverses formations crétacées et des croûtes clacitiques sur dolomie. ....	80
Fig. 22 - Carte de localisation des principaux affleurements de formations crétacées. Les numéros font référence à des sites décrits dans le texte (1 : doline du Luc Bas). ....	81
Fig. 23 - Tranchée NW réalisée en bordure de la doline du Luc Bas (localisation fig. 26). ....	82
Fig. 24 - Poche à pisolithes de la Forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux. ....	83
Fig. 25 - Plan et section des galeries de l'aven de Bel Air. Toute la partie inférieure de cette cavité a été colmatée par une formation à pisolithes ferrugineux .....	84
Fig. 26 - Localisation des tranchées à la pelle mécanique réalisées dans les formations crétacées de la doline du Luc Bas. ....	85
Fig. 27 - Tranchée sud-est de la doline du Luc Bas. ....	86
Fig. 28 - Tranchée ouest de la doline du Luc Bas. ....	89
Fig. 29 - Diagrammes des rayons X des argiles noires de la tranchée ouest (échantillon Luc 2) et des argiles saumon de la tranchée sud-est (échantillon Luc 3) du Luc Bas. ....	89
Fig. 30 - Coupe synthétique de la doline du Luc Bas et des replats alentour. ....	90
Fig. 31 - Carte de localisation des principaux affleurements de calcaires gréseux marins crétacés. Les lettres font référence aux sites décrits dans le texte ....	91
Fig. 32 - Diagrammes des rayons X obtenus à partir de formations argileuses crétacées ou apparentées. ....	92
Fig. 33 - Poches d'argile indurée de la Forêt domaniale du Viala-du-Pas-de-Jaux. ....	92
Fig. 34 - Brèche de blocs calcaires tithoniens et de calcaires gréseux jaunes sur le versant sud du Serre d'Aubanel (Causse de Campestre). ....	96
Fig. 35 - Coupe schématique de la doline du Salze montrant la position des affleurements de marnes et de calcaires gréseux crétacés en place. ....	101
Fig. 36 - Carte synthétique des formations à quartz conservées sur le Causse, et des formations résiduelles à chailles originaires du relief de Saint-Michel. ....	104
Fig. 37 - Coupe du paléokarst de Coste Plane (Blandas) d'après P. Ambert et J.L. Guendon (Ambert <i>et al.</i> , 1978). ....	106

Fig. 38 - Bloc-diagramme schématique de la partie occidentale du Causse de Campestre. Il associe les principaux éléments morphologiques et les formations détritiques siliceuses. ....	108
Fig. 39 - Carte synthétique de la répartition des formations à chailles.....	116
Fig. 40 - Coupe de Malcagat. Les bancs de chailles, en continuité entre deux îlots de calcaire sain, montrent que ces argiles à chailles sont autochtones.....	117
Fig. 41 - Diagramme de diffraction aux rayons X obtenu à partir de l'échantillon MAL 4 prélevé au bord de la piste de Malcagat. Il correspond à un niveau altéré compris entre deux bancs de chailles massifs. ....	117
Fig. 42 - Coupe des Liquisses. Argiles à chailles autochtones et parautochtones.....	118
Fig. 43 - Diagramme de diffraction aux rayons X obtenu à partir de l'échantillon LIQ 1. Il se situe à proximité de la paroi saine, dans le prolongement d'un banc calcaire compris entre deux lits de chailles. ....	118
Fig. 44 - Contexte stratigraphique de la coupe de la D 999 (la Cavalerie – Saint-Rome-de-Cernon). ....	119
Fig. 45 - Coupe ouest de la D 999 montrant l'intensité de l'altération des calcaires à chailles. ....	120
Fig. 46 - Coupe est de la D 999. Les bancs de chailles infléchis soulignent le soutirage plus ou moins marqué des altérites.....	121
Fig. 47 - Coupe de la D 999. Ancien conduit karstique recoupé par le front d'altération puis le soutirage. ....	122
Fig. 48 - Evolution de la fraction argileuse en fonction de l'altération dans la poche des Liquisses. ....	124
Fig. 49 - Coupe de la reculée du Cernon. Les calcaires à chailles, relevés à proximité de la faille de l'Hospitalet, ont alimenté le transit d'argiles à chailles sur des niveaux situés stratigraphiquement plus haut. ....	125
Fig. 50 - Bloc-diagramme du poljé de l'Hospitalet. ....	128
Fig. 51 - Bloc-diagramme schématique et synthétique de la partie centrale du Causse de l'Hospitalet.....	129
Fig. 52 - Cadre géologique du volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc. D'après Ghristi <i>et al.</i> 1985, modifié. ....	131
Fig. 53 - Carte de synthèse des principales formations basaltiques du Causse de l'Hospitalet et de ses environs.....	132
Fig. 54 - Coupe de l'abri sépulcral du Camp des Armes (Lapanouse-de-Cernon).....	141

Fig. 55 - Coupe synthétique de la doline de la Pomière (la Cavalerie). Le tablier d'éboulis supérieur est compris entre les niveaux d'occupation (Chalcolithique – Age de Bronze) et les couches modernes.....	143
Fig. 56 - Répartition des différents types de gisements et direction des apports depuis l'arrière-pays. D'après Combes, 1990 et Arnaud-Vanneau <i>et al.</i> , 1979, modifié.....	145
Fig. 57 - Principaux types de gisements secondaires sur substrat carbonaté formés à partir de bauxites primaires, et karstification du mur. D'après Combes 1972 et 1984. ....	145
Fig. 58 - Carte de répartition des grands sotchs de part et d'autre du canyon de la Virenque.....	147
Fig. 59 - Les Grands Sotchs et les principaux affleurements crétacés dans leur contexte géomorphologique. ....	148
Fig. 60 - Coupe géologique transverse aux principaux sotchs mettant en évidence l'analogie de forme et de situation entre la doline du Luc Bas et les autres dépressions. Pour compléter cette comparaison, nous avons positionné la poche de la Virenque.....	150
Fig. 61 - Carte synthétique de la répartition des affleurements du Crétacé supérieur en Languedoc oriental.....	151
Fig. 62 - Schéma synthétique montrant les principales étapes de la transgression coniacienne. ....	152
Fig. 63 - Blocs-diagrammes schématiques et synthétiques illustrant quelques étapes morphologiques de la partie occidentale du Causse de Campestre. ....	159
Fig. 64 - Coupe synthétique à travers le Causse de Campestre. Elle met en rapport les différentes formations superficielles et les grands traits de la morphologie. ....	162
Fig. 65 - Modèle numérique de terrain matérialisant les secteurs compris entre 800 et 840 m d'altitude. Ce type d'illustration montre l'extension de la S2 sur cette partie du Larzac et caractérise les morphologies du causse pouvant en découler. Les reliefs qui la dominent n'ont apparemment jamais connu de transit d'argiles à chailles. ....	166
Fig. 66 - Coupe des environs du paléokarst de la Vayssière (la Bastide-Pradines) illustrant l'existence d'anciens transits d'argiles à chailles en surface (fragments de chailles isolés) et dans l'endokarst (galets de chailles).....	168
Fig. 67 - Blocs diagrammes schématiques et synthétiques illustrant quelques étapes de l'évolution morphologique de la partie occidentale du Causse de l'Hospitalet.....	169
Fig. 68 - Coupe de l'alvéole de l'Hospitalet et de sa couverture résiduelle d'argiles à chailles (d'après P. Ambert, 1989). ....	171

Fig. 69 - Carte des soutirages et des phénomènes karstiques du poljé de l'Hospitalet.....	175
Fig. 70 - Contexte du site archéo-logique de la Vayssière .....	176
Fig. 71 - Evolution schématique du remplissage et du démantèlement du paléokarst de la Vayssière. Les remplissages illustrent l'évolution d'un lambeau de replat, anciennement recouvert d'argiles à chailles.....	179
Fig. 72 - Contexte du site archéologique de la Pomière (5205 BP). Les vestiges étaient enfouis sous deux mètres d'argiles à chailles originaires es ségalas .....	183
Fig. 73 - Partie supérieure de la coupe de la galerie affluente (aven de la Portalerie). Les différentes datations et la présence de matériel archéologique permettent de montrer la contemporanéité de ce détritisme avec la présence de l'homme en surface. ....	185
Fig. 74 - Plan de la Couvertoirade montrant la position de la lavogne après 1895. D'après Miquel J. (1997) complété.....	187

## LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Datations isotopiques U/Th de deux concrétions de l'aven de la Portalerie (Yves Quinif, CERAK, Belgique).....	56
Tabl. 2 - Caractéristiques des principales sources du Causse de l'Hospitalet (bassin-versant atlantique) d'après Ricard <i>et al.</i> , 1996.....	62
Tabl. 3 - Résultats des expériences de traçages (d'après Ricard <i>et al.</i> , 1996).....	65
Tabl. 4 - Datations isotopiques U/Th de deux concrétions de l'aven de la Portalerie (Yves Quinif, CERAK, Belgique).....	75
Tabl. 5 - Résultats des analyses d'argiles aux rayons X réalisées sur diverses formations crétacées et apparentées. ....	88
Tabl. 6 - Minéraux lourds du paléokarst de Coste Plane (Blandas ; Ambert <i>et al.</i> , 1978).....	106
Tabl. 7 - Résultats des diffractions par rayons X réalisés sur plusieurs formations d'argiles à chailles.....	123

## LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo 1 - « L'homme assis » . Rocher ruiniforme aux environs des Menudes. ....	6
--	---

Photo 2 - Vallée du Tarn au niveau de Millau. Le Plateau de France est inscrit 250 m en contrebas du rebord du Larzac.....	22
Photo 3 - Pinacles dolomitiques en voie de déblaiement (ruissellement, soutirage) au nord-est de la Blaquererie. ....	26
Photo 4 - La reculée de Saint-Beaulize est adjacente à la reculée de la Sorgues orientée est-ouest.....	34
Photo 5 - Juste en aval de Sauclières, la Virenque bifurque vers le sud et entre dans son canyon. ....	35
Photo 6 - Stalagmite brisée avec repousse dans la galerie affluente (Aven de la Portalerie). Le fragment haut de plus de 40 cm à l'origine est tombé en direction de l'amont.....	54
Photo 7 - Plancher stalagmitique affecté par un rejeu de la fracture qu'il scellait. Un nouvel enduit stalagmitique intact recouvre le tout. ....	56
Photo 8 - La reculée du Durzon se développe le long de la faille de l'Hospitalet. Elle met en contact les formations du Dogger (au sud) et le Lias marneux (niveau clair, bord nord de la reculée). ....	61
Photo 9 - On peut observer sur le versant nord de la reculée du Brias un redoublement de la série dû au passage de la faille de Tournemire. Cette structure a déterminé la position des sources et a guidé le développement de la reculée. ....	63
Photo 10 - Rivière des Menudes entre la Gruelle et le lac de Caus-senuéjols. ....	67
Photo 11 - Glissement de Malafosse. Les marnes liasiques ont flué suite à l'apparition d'une source à la base de la corniche.....	68
Photo 12 - Le lac des Fourques collecte tous les ruissellements provenant des reliefs voisins (01-96). À son plus haut niveau, il rejoint le lac des Bouissières. Ces lacs ne s'étaient pas reformés depuis 1963.....	70
Photo 13 - Rivière souterraine de l'aven de la Bise vue vers l'aval. Ces hautes galeries correspondent à des diaclases élargies par les circulations hypogées tributaires du Durzon.....	73
Photo 14 - Ensemble de Grands Sotchs situés au nord-est de Sorbs, en bordure de la Virenque. ....	77
Photo 15 - Tranchée sud-est à proximité de la bordure calcaire. Une brèche de blocs calcaires matérialise le contact entre l'encaissant jurassique et la formation argilo-sableuse créacée.....	86
Photo 16 - Bloc d'oncolithes trouvé en bordure de la doline du Luc Bas. ....	94
Photo 17 - Niveau de calcaire gréseux en place (entre les deux lignes) situé sur le versant sud du Serre d'Aubanel. Il fossilise un interstrate préalablement élargi dans les calcaires tithoniens.....	95

Photo 18 - Bloc de calcaires gréseux sur un replat légèrement en contre-haut de la doline du Luc Bas. ....	95
Photo 19 - Brèches à blocs de calcaire tithonien (encaissant) non loin du Mas du Viala. La matrice gréseuse jaune contient de nombreux fossiles marins crétacés. ....	97
Photo 20 - Planche photographique de fossiles présents dans les affleurements crétacés du Causse de Campestre (G. Tronchetti) .....	100
Photo 21 - Principaux affleurements de Crétacé supérieur relevés sur le versant ouest du Serre d'Aubanel et dans la partie orientale de la dépression du Salze.....	101
Photo 22 - Dépôts de type 2 au nord de Campestre-et-Luc. On y observe des albarons (1), des galets de quartz et de schiste (2), ainsi que des blocs arrondis de grès ferrugineux crétacés (3). ....	103
Photo 23 - Bloc ferrugineux à cassure argilomorphe. Originaire du Plo de San Miquiol (Sainte-Eulalie-de-Cernon), il gisait parmi de nombreux blocs de grès ferrugineux.....	110
Photo 24 - Bloc de calcaire tithonien recouvert d'un encroûtement ferrugineux. Dans le détail, on perçoit nettement la pénétration du fer dans les vides de dissolution du calcaire. ....	111
Photo 25 - Bloc ferrugineux à éléments cubiques trouvé au pied de l'escarpement de faille de l'Hospitalet.....	113
Photo 26 - Coupe de la D999. Argiles à chailles <i>in situ</i> entre deux îlots de calcaires sains (Bajocien). ....	120
Photo 27 - Vue aérienne d'une partie de la coupe de la D999 (fig. 45). À l'arrière-plan, les champs matérialisent le transit et l'accumulation d'argiles à chailles depuis ces affleurements de calcaires altérés.....	121
Photo 28 - 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. ....	125
Photo 29 - Déblaiement du grésou dolomitique dans une future canaule. Celle-ci se développe à partir de la tranchée d'une ancienne voie ferrée au nord de la Portalerie. ....	135
Photo 30 - Croûte calcitique sur dolomie à l'ouest de la ferme de Bengouzal (Sainte-Eulalie-de-Cernon). Le sol est jonché de gros cristaux de calcite. ....	136
Photo 31 - Accumulation de gélifracsts aux environs du Belvezet. Cette coupe de 3 m de hauteur ne permet pas d'atteindre la base de la séquence.....	139
Photo 32 - Les dépôts du Col de la Barrière (surface cultivée) sont accumulés sur le causse, au dernier point de contact avec le massif cristallin. ....	142

Photo 33 - Intérieur d'un grand sotch (Sotch de Robert, Sorbs). Le personnage en bas et à droite donne l'échelle. ....	148
Photo 34 - Vue aérienne d'un ensemble de Grands Sotchs sur la partie sud du Causse de Campestre. À proximité, la doline du Luc Bas avec son épais remplissage de Crétacé peut leur être comparée. ....	149
Photo 35 - Vue aérienne des environs du Salze. Ce secteur réunit les meilleures preuves d'un paléo-paysage fossilisé par la transgression du Crétacé supérieur. ....	153
Photo 36 - Blocs de grès siliceux et ferrugineux sur le Causse Méjean, aux environs de la ferme de la Toulousette. ....	154
Photo 37 - Sur la moitié nord du Causse de Campestre, ce paléo-poljé (S3) nivèle la faille du Mas Gauzin. Il est entaillé par plusieurs vallons fluvio-karstiques postérieurs. ....	160
Photo 38 - Le Col de la Barrière est le dernier point de contact entre le massif cristallin et le Causse de Campestre. ....	161
Photo 39 - Les argiles à chailles sont redistribuées à partir de l'escarpement de l'Hospitalet, vers le poljé de l'Hospitalet au sud et en direction de la Cavalerie au nord. ....	167
Photo 40 - Soutirages de la couverture d'argiles à chailles dans la partie orientale du poljé, non loin de l'aven du Pouscayral (l'Hospitalet-du-Larzac). ....	171
Photo 41 - Corniche nord de la reculée de la Sorgues. L'érosion des marnes liasiques portées en altitude au niveau de l'anticlinal facilite le recul de la corniche calcaire. ....	172
Photo 42 - Le décapage du replat de la Vayssière révèle l'existence d'une ancienne cavité recoupée par la surface topographique. Vers le nord, on retrouve plusieurs autres conduits karstiques décapités. ....	177
Photo 43 - Stalagmite et coulée stalagmitique fossilisées sous le remplissage argileux. La partie haute de cette concrétion a été tronquée par l'abaissement de la surface topographique. ....	179
Photo 44 - Site archéologique de la Pomière. Cette ancienne doline exhumée pour les besoins de la fouille illustre l'état du secteur avant toute anthropisation marquée. ....	183
Photo 45 - Cuves de décantation de l'A 75, en bordure de l'aérodrome de la Cavalerie. Ces entonnoirs de soutirage sont comparables aux pseudo-silos du site de la Pomière. ....	184
Photo 46 - Lavogne de la Couvertorade. Les nombreux rapiécages montrent l'activité du soutirage en un siècle, certainement stimulé par la concentration de l'eau en surface. ....	187

- Photo 47 - Cuves de décantation des Ginestes (l'Hospitalet-du-Larzac). Elles sont censées collecter et traiter les effluents issus de l'autoroute..... 188
- Photo 48 - Lors de la première averse, plusieurs avens se sont brutalement ouverts au fond des cuves. Comme le montrent des colorations proches, les effluents ont atteint la source du Durzon en moins de 30 heures..... 189
- Photo 49 - Le fond de cette doline, proche de la Couvertoirade, a été préalablement excavé pour servir de décharge sauvage..... 190
- Photo 50 - La partie septentrionale du Causse de Campestre apparaît en continuité morphologique avec les serres de la Montagne du Lingas. .... 195
- Photo 51 - L'Abîme de Saint-Ferréol constitue l'un des grands sotchs les plus connus. Cette cavité a servi à l'affinage de fromages de type « Roquefort » dès la fin du XIX<sup>ème</sup> siècle. .... 198
- Photo 52 - Capitelle sur le versant occidental du Serre d'Aubanel. Le toit et une partie des murs sont bâtis avec des dalles de calcaires gréseux crétacés provenant d'un affleurement tout proche. .... 202



**Centre scientifique et technique**  
3, avenue Claude-Guillemin  
BP 6009 – 45060 Orléans cedex 2 – France  
Tél. : 33 (0)2 38 64 30 28 – Fax : 33 (0)2 38 64 36 82

<http://editions.brgm.fr>