

**ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DES
AVANT-CAUSSES DU ST-AFFRICAIN
ET DU CAUSSE GUILHAUMARD**

LOT 2

Géomorphologie

Nature du Document :

Rapport final provisoire

Référence Document :

Rapport GTR/PNR/1212-1016

Révisions

Ind.	Date	Modifications
0	12/06/2013	Emission initiale du rapport final provisoire

<i>Client :</i> Parc Naturel Régional des Grands Causses		<i>Nature du document :</i> RAPPORT FINAL PROVISOIRE		<i>Identification :</i> GTR/PNR/1212-1016	
<i>Destinataire :</i> M. Laurent DANNEVILLE		<i>Archivage GEOTER (texte et figures) :</i> Serveur\affaire\2010\4510		<i>Date d'origine :</i> 20/12/2012	<i>Nombre de pages :</i> 88 p. plus annexes
<u>TITRE RAPPORT :</u>					
 ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DES AVANT-CAUSSES ST-AFFRICAINS ET DU CAUSSE GUILHAUMARD <u>LOT 2</u> <u>Géomorphologie</u>					
<i>Réalisation :</i>			Contrat : n° LD/1599/10		
 GEOTER Pôle Géo-environnement 3, rue Jean Monnet 34 830 Clapiers Tel. : 04 67 59 18 11 Fax : 04 67 59 18 24 Email : geoter@geoter.fr Web site : www.geoter.fr			Du : 25/10/2010		
			<i>Approbation CLIENT :</i> Nom Client : M. Laurent Danneville Adresse : PNRGC, 71 boulevard de l'Ayrolle BP 50126 - 12101 MILLAU cedex Tel. : 05 65 61 43 59 / 05 65 61 35 50 (standard) Email : laurent.danneville@parc-grands-causses.fr		
Ce document est propriété du client et ne peut être reproduit ou communiqué sans son autorisation					
Date	Rédacteurs	Vérificateur	Approbateur		
20/12/2012	Laurent Bruxelles et Hubert Camus	C. Duvail	Ph Combes		
Visas	Collectif				

SYNTHESE

Dans le cadre du programme de protection et de gestion patrimoniale de la ressource en eau des Grands Causses, le Parc Naturel Régional des Grands Causses (PNRGC) souhaite mener une analyse hydrogéologique sur deux domaines contigus, les Avant-Causses St-Affricains et le Causse Guilhaumard. Cette analyse est divisée en 6 études (lot 1 à lot 6), le présent rapport correspond à la restitution de l'étude menée dans le cadre du Lot 2 "**Géomorphologie**".

L'étude géomorphologique a débuté en septembre 2011 pour se terminer en avril 2013. Elle s'est déroulée en trois phases :

- **Phase 1** : Fort de nos précédents travaux sur la géologie et la géomorphologie des Grands Causses, nous disposions déjà d'une grande quantité de publications concernant le causse de Guilhaumard et les Avants-Causses saint-affricains. Nous avons complété la documentation dont nous disposions avec les publications récentes. Une première synthèse de ces travaux a été réalisée et sert de préambule à ce rapport. Ainsi, les acquis de l'évolution morphologique des Grands Causses ont été posés et ils servent de cadre aux nouvelles observations ainsi qu'aux interprétations qui en découlent.
- **Phase 2** : A partir des documents fournis par le PNRGC, nous avons produits des cartes qui nous ont servi de base de travail à la fois sur le terrain et lors de l'interprétation des données. Ainsi, le modèle numérique de terrain a permis de réaliser des cartes hypsométriques mais aussi des cartes des pentes, très utiles pour identifier certaines formes du paysage. En croisant ces informations avec celles de la carte IGN ou de la carte géologique, nous avons pu notamment distinguer les formes qui relèvent de la structure géologique de celles qui sont strictement imputable à la morphogenèse.
- **Phase 3** : Une grosse partie de notre travail a consisté en une prospection systématique de l'ensemble du secteur concerné par l'étude. Ce travail minutieux, et souvent à pied nous a permis de réaliser une cartographie fine des formes du paysage. En même temps, nous avons identifié et caractérisé les formations superficielles associées ou non à ces morphologies. Alors que certaines n'ont plus aucun rôle sur les écoulements de surface et sont même souvent des reliques, d'autres, par leur nature, leur épaisseur et leur extension, participent aujourd'hui encore au fonctionnement hydrogéologique de la surface des plateaux.
- **Phase 4** : Elle correspond à la restitution de ces travaux afin de servir de données d'entrée aux autres lots du projet (modélisation, synthèse, ...). Nous avons donc produit une carte géomorphologique où sont figurés les principaux éléments structurants du paysage, en particulier ceux permettant de mieux comprendre son histoire ou les modalités d'infiltration des eaux de surface. Une carte des formations superficielles a également été réalisée et illustre le fonctionnement actuel ou passé de ces formes. Afin d'aider à l'interprétation de ces données, nous avons réalisé une carte interprétative des différents modes d'infiltration, en fonction de la géologie, de la géomorphologie et des formations superficielles. Nous avons donc individualisé des secteurs ayant des modalités d'infiltration comparables.

SOMMAIRE

1.	INTRODUCTION	9
1.1	CADRE DE L'ETUDE	9
1.2	ZONE D'ETUDE	11
1.3	OBJECTIFS DE L'ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE	12
1.4	DEROULEMENT DE L'ETUDE	13
1.4.1	Phase 1 : Analyse bibliographique.....	13
1.4.2	Phase 2 : Missions de terrain : cartographie de terrain	14
1.4.3	Phase 3 : Synthèse sur la géomorphologie.....	14
1.5	ORGANISATION DU DOCUMENT	14
1.6	LIVRABLES ATTENDUS (CCTP)	15
1.7	LIVRABLES FOURNIS	15
2.	DONNEES D'ENTREE	16
2.1	LES CARTES	16
2.2	LES PUBLICATIONS	16
3.	CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE.....	17
3.1	DESCRIPTION GEOMORPHOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE	17
3.1.1	Le Causse de Guilhaumard	17
3.1.1.1	Les zones de reliefs	18
3.1.1.2	Les secteurs déprimés.....	18
3.1.2	Le canyon de la Virenque	18
3.1.3	Les Avants-Causse saint-affricains	19
3.1.3.1	Causse au nord de St-Affrique.....	20
3.1.3.2	Causse en rive droite de la Sorgues : Causse et ségala de Lauras, Causse de Nissac, Causse de St-Jean d'Alcas, Causse de St-Beaulize	21
3.1.3.3	Les contreforts du Causse de Guilhaumard	21
3.1.3.4	Les massifs périphériques de la Loubière et de Tesserieyres	21
3.2	LES ACQUIS DE L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES GRANDS CAUSSES.....	23
3.2.1	Les dépôts crétacés.....	23
3.2.1.1	Les formations bauxitiques	23

3.2.1.2	L'ingression marine du Crétacé supérieur	23
3.2.1	Le processus de fantômisat ion : la longue préparation du substrat à la karstification	25
3.2.1.1	Principaux aspects de la fantômisation	26
3.2.1.2	L'évolution des massifs fantômisés	26
3.2.1.3	Les fantômes dans les Grands Causses	27
3.2.2	L'héritage tropical des surface des causes	29
3.2.2.1	Description morphologique	29
3.2.2.2	Genèse et évolution des mégalapiès.....	29
3.2.3	L'âge du creusement des canyons	30
3.2.3.1	Les volcans de l'Escandorgue	30
3.2.3.2	La série des travertins de Millau	30
3.2.3.3	Les enregistrements d'un creusement miocène	31
3.2.4	Vallées périphériques, combes et reculées karstiques	33
4.	LES FORMATIONS SUPERFICIELLES : DESCRIPTION ET REPARTITION.....	33
4.1	CAUSSE DE GUILHAUMARD	34
4.1.1	Les argiles à chailles	34
4.1.1.1	Les argiles à chailles autochtones et parautochtones.....	34
4.1.1.2	Les altérites en transit.....	34
4.1.1.3	Les chailles éparses	35
4.1.2	Le grésou dolomitique	36
4.1.3	Les formations issues des dépôts crétacés	37
4.1.3.1	Les formations bauxitiques	37
4.1.3.2	Les calcaires gréseux marins	38
4.1.3.3	Les grès ferrugineux	38
4.1.4	Les apports allochtones	39
4.1.5	Les formations volcaniques	41
4.1.5.1	Les informations paléogéographiques fournies par le volcanisme.....	41
4.1.5.2	Le rôle morphologique des dépôts volcaniques	43
4.1.5.3	Le rôle de château d'eau	44
4.1.6	Les formations périglaciaires	44
4.2	LES AVANTS-CAUSSES	45
4.2.1	Les argiles et grésous à chailles	45

4.2.1.1	Les argiles et grésous à chailles autochtones et parautochtones	47
4.2.1.2	Les argiles à chailles allochtones	47
4.2.1.3	La diversité des stocks d'argiles à chailles	47
4.2.2	Le grésou dolomitique.....	47
4.2.3	Brèches et corps de glissement	49
4.2.4	Les formations périglaciaires	50
5.	LES FORMES KARSTIQUES DE SURFACE.....	52
5.1	LE CAUSSE DE GUILHAUMARD	52
5.1.1	Les surfaces et les replats	52
5.1.2	Les poljés et les bordures de corrosion	54
5.1.2.1	Le poljé des Rives – le Caylar	54
5.1.2.2	Le paléo-poljé de la Frayssinède	55
5.1.2.3	Le poljé de Sorbs	56
5.1.3	Les vallons fluviokarstiques	56
5.1.4	Les dolines.....	57
5.1.4.1	Les dolines à remplissage crétacés et à formations apparentées.....	57
5.1.4.2	Les dolines à remplissage de grésou dolomitique.....	60
5.1.4.3	Les dolines associées aux dépôts volcaniques	61
5.1.5	Les combes, les cirques et les reculées karstiques.....	61
5.1.5.1	Les combes du Cernon, de la Sorgues et des Sièges	61
5.1.5.2	Les cirques et les reculées karstiques du causse	62
5.2	LES AVANTS-CAUSSES	62
5.2.1	Les surfaces et les replats (surfaces d'aplanissement, surfaces structurales, replats fluviokarstiques).....	62
5.2.2	Les paléo-poljés et les bordures de corrosion	66
5.2.2.1	Le paléo-poljé de St-Beaulize-St-Jean d'Alcas : S3 à 650 m et S4 à 600 m	66
5.2.2.2	Le paléo-poljé de la dépression marneuse du Cernon : S4 à 600 m	67
5.2.2.3	Relations entre les paléo-poljés et les combes du Cernon et de la Sorgues	67
5.2.3	Les vallons fluvio-karstiques	68
5.2.4	Les dolines et dépressions fermées	70
5.2.4.1	Les dolines de la surface à 750-700 m à remplissages d'altérites et périglaciaires.....	71
5.2.4.2	Les dolines de la surface de la bordure de corrosion à 650 m à remplissages d'argiles à chailles et de grésou dolomitique	71

5.2.4.3	Les dolines de la surface de la bordure de corrosion à 600 m à remplissages de grésou dolomitique.....	72
5.2.5	Répartition des champs de dolines : rive droite de la Sorgues et haute vallée de l'Orb	72
5.2.5.1	Les dolines des massifs périphériques et des systèmes binaires	72
5.2.6	Couloirs de fantômisatation, reculées et décolmatage des fantômes par soutirage....	73
5.2.6.1	Le système en reculée de St-Rome de Tarn : couloirs fantômésés et vallons secs	73
5.2.6.2	Le système en reculée de la Sorgues : couloirs fantômésés et soutirage dans le Jurassique moyen	74
5.2.6.3	Les reculées en rive droite de la Sorgue dans le Lias	75
6.	SYNTHESE DES OBSERVATIONS GEOMORPHOLOGIQUES.....	76
6.1	SYNTHESE DE L'HISTOIRE GEOMORPHOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE.....	76
6.2	CONTROLE DES INFILTRATIONS.....	76
6.3	LE ROLE AMBIGÛE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES	78
7.	CONCLUSION	78
8.	BIBLIOGRAPHIE	83
	ANNEXES.....	88

Etude hydrogéologique des Avant-Causse du Saint-Affricain et du Causse Guilhaumard

Géomorphologie

1. INTRODUCTION

1.1 CADRE DE L'ETUDE

Dans le cadre du programme de protection et de gestion patrimoniale de la ressource en eau des Grands Causses, le Parc Naturel Régional des Grands Causses (PNRGC) souhaite mener une analyse hydrogéologique sur deux domaines contigus, les **Avant-Causse St-Affricains** et le **Causse Guilhaumard**.

Cette démarche s'inscrit en continuité avec les analyses hydrogéologiques antérieures menées sur des domaines proches (Figure 1) :

- ❑ L'étude de connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac Septentrional réalisée en 1996 par le BRGM (J. Ricard et M. Bakalowicz),
- ❑ L'étude hydrogéologique du Causse Rouge menée par le bureau d'étude ANTEA en 1999,
- ❑ Et enfin les études hydrogéologiques des parties est et ouest du Causse de Sauveterre récemment achevée par le PNRGC en partenariat avec plusieurs universités et le BRGM.

Les objectifs des analyses hydrogéologiques sont multiples. Il s'agit :

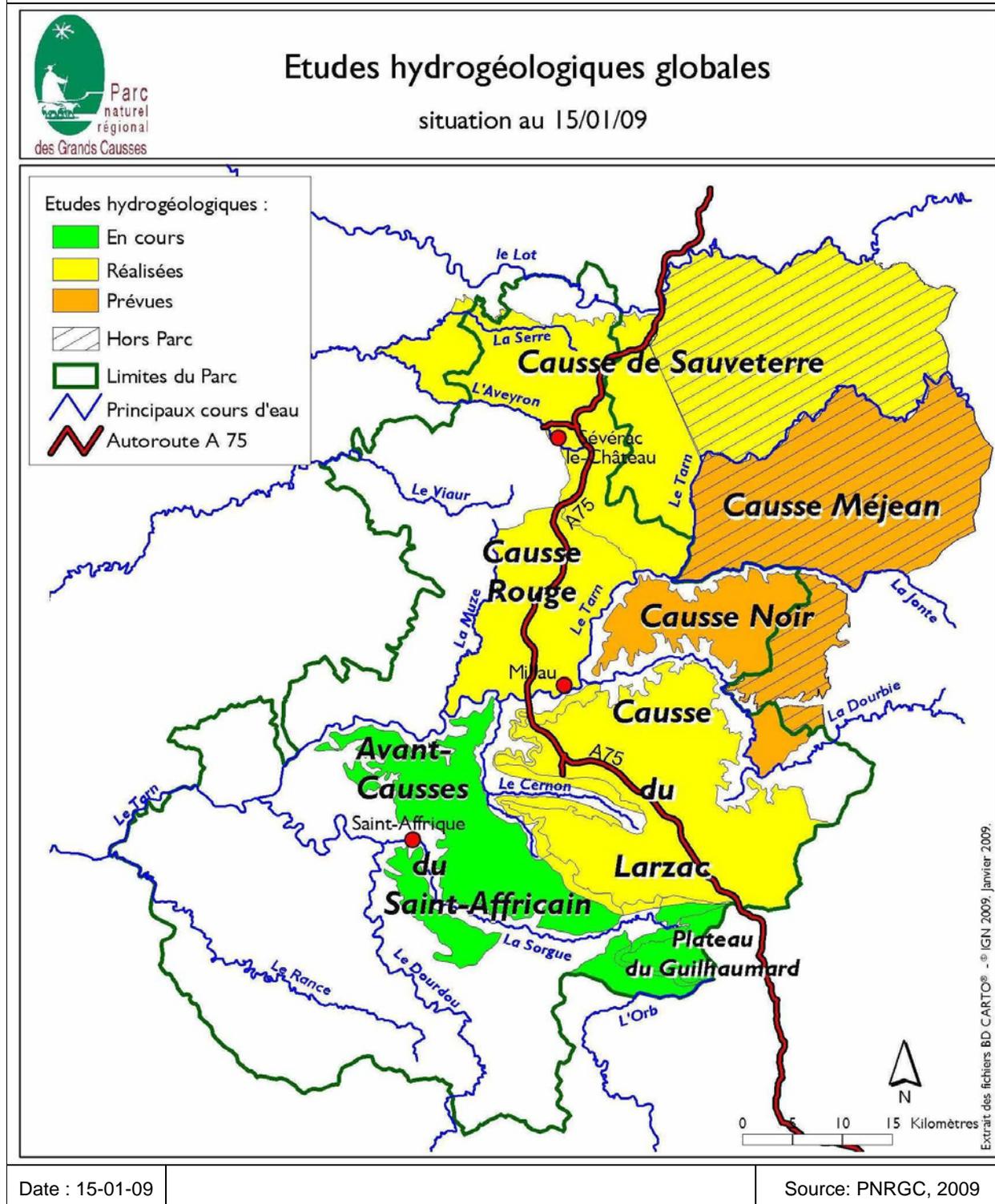
- ❑ de définir les bassins d'alimentation des principales sources ;
- ❑ d'estimer la quantité et la qualité de la ressource en eau ;
- ❑ de connaître la structure et le fonctionnement des aquifères
- ❑ d'évaluer la ressource en eau (approche des volumes exploitables) ;
- ❑ d'évaluer la vulnérabilité de cette ressource et l'impact des activités humaines sur la qualité de l'eau et son évolution ;
- ❑ d'élaborer un document d'aide à la décision pour la protection de la ressource en eau (carte de vulnérabilité et de dangers).

Afin d'atteindre ces objectifs, l'analyse hydrogéologique des Avant-Causse du St-Affricain et du Causse Guilhaumard est divisée en 6 études (lot 1 à lot 6, Tableau 1). Le **présent rapport** correspond à la restitution de l'étude menée dans le cadre du **Lot 2 "Géomorphologie"**.

Tableau 1 : Liste de 6 lots de l'étude hydrogéologique

Intitulé du lot	Objet
1	Géologie- Tectonique
2	Géomorphologie
3	Hydrodynamique et hydrologie
4	Hydrochimie
5	Traçages
6	Vulnérabilité et synthèse

Figure 1 : Positionnement des Avant-Caussees et du plateau Guilhaumard au sein du PNRGC et situation des études hydrogéologiques antérieures.



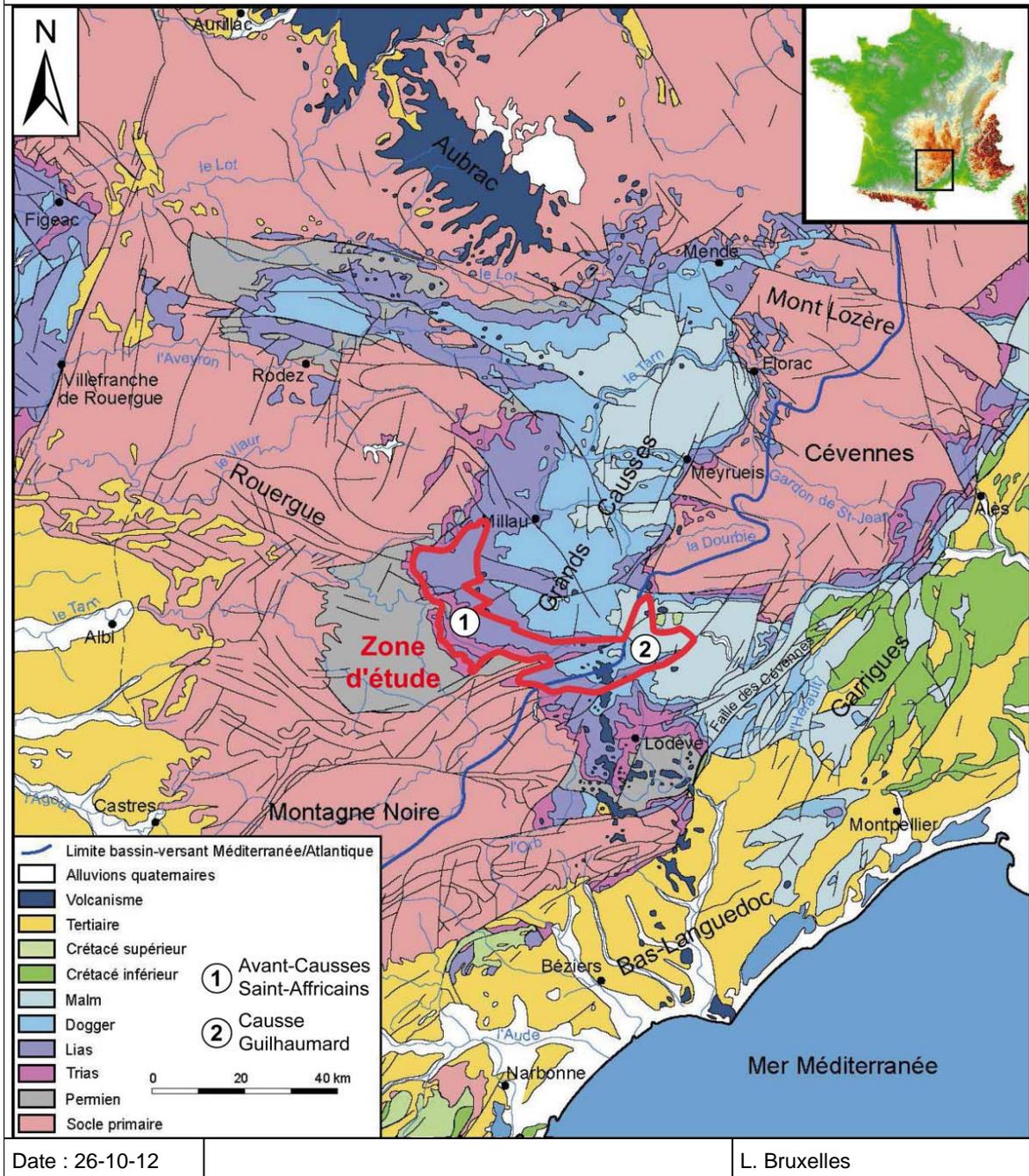
1.2 ZONE D'ETUDE

La zone d'étude est définie par le PNRGC (CCTPG, mars 2010). Elle se situe dans la région des « Grands Causses » qui forme un domaine tabulaire calcaire et dolomitique reposant sur le socle hercynien de la partie Sud du massif

Central (Figure 2). C'est plus précisément la bordure Sud des Grands Causses qui concerne cette étude. La zone se divise en deux domaines : les Avant-Causses liasiques du Saint-Affricain (bordures ouest et sud du Causse du Larzac) et le Causse de Guilhaumard (Figure 2). L'ensemble représente une superficie d'environ 500 km² dont 350 km² pour les Avant-Causses du St-Affricain et 150 km² pour le plateau du Guilhaumard.

La ligne de partage des eaux entre le bassin Atlantique et Méditerranéen passe par la zone d'étude.

Figure 2 : Localisation de la zone d'étude au sein des grands ensembles géologiques.



1.3 OBJECTIFS DE L'ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE

Tel que demandé dans l'appel d'offre, le volet « géomorphologie » a pour objectifs :

- ❑ Une aide à la détermination des bassins d'alimentation : détermination des formes karstiques de surface (vallées sèches, dolines...) et la détermination des pertes actives et des bassins versants concernés ;
- ❑ Le fonctionnement et la structure des aquifères : analyse des formations superficielles (épaisseur, caractéristiques physiques) ;
- ❑ L'incidence des activités humaines et mesures de protection : analyse des formations superficielles.

Pour répondre à ces questions, il a été demandé le travail suivant :

- ❑ Une synthèse des études géomorphologiques existantes (cartes, coupes, études, inventaires...) ;
- ❑ La réalisation de levés géomorphologiques complémentaires (reconnaissance de terrain adaptée, réalisation de sondages à la tarière et à la pelleuse) ;
- ❑ La réalisation d'un levé complémentaire des formations superficielles ;
- ❑ Une étude particulière doit concerner la zone centrale du Causse (limite entre les bassins d'alimentation) afin de pouvoir repérer d'éventuelles pertes pouvant servir à la réalisation de traçages complémentaires (notamment pour le Causse de Guilhaumard).

Au terme de l'étude, devront être fournis :

- ❑ Des scénarios d'évolution du karst et de son fonctionnement ;
- ❑ Une cartographie de synthèse des formations superficielles et des formes karstiques de surface (vallées sèches, dolines...) ;
- ❑ La détermination des pertes actives et des bassins versants concernés ;
- ❑ L'analyse des formations superficielles

Les documents produits dans le cadre de cette étude servent de données d'entrée pour l'étude de la vulnérabilité du lot 6 (réalisé par le BRGM et UPMC - SISYPHE). L'objectif est de produire des données compatibles avec les outils (SIG) et les besoins pour la modélisation (Méthode PaPRIKa).

1.4 DEROULEMENT DE L'ETUDE

GEOTER a débuté l'étude géomorphologique le 14/09/2011 avec la réunion de lancement dans les locaux du PNRGC. Le compte-rendu a été établi par L. Danneville (mail du 14/09/11). La phase terrain et rapport s'est déroulée en 2012 et 2013.

L'étude géomorphologique a mobilisé le personnel de GEOTER suivant :

- ❑ Philippe COMBES en tant que chef de projet
- ❑ Laurent BRUXELLES en tant que chargé d'affaires (Causse de Guilhaumard)
- ❑ Hubert Camus en tant que chargé d'affaires (Avants-Causses).

GEOTER a scindé son intervention en 3 phases décrites ci-après.

1.4.1 Phase 1 : Analyse bibliographique

Notre longue expérience de recherches dans les Grands Causse nous a permis de disposer, de manière quasi exhaustive, de toutes les publications concernant la géomorphologie de ce domaine (publications, rapports d'étude, masters, thèses...).

Ces travaux ont été progressivement intégrés dans notre connaissance de l'histoire géomorphologique. Une synthèse a été établie et a servi de base à cette étude. Elle présente donc les principaux traits de l'histoire géomorphologique des Grands Causses auxquels nous avons pu rattacher certains traits morphologiques identifiés au cours de cette étude. En outre, de nombreux points découverts à cette occasion viennent d'ailleurs confirmer ou compléter ces connaissances.

Les données bibliographiques sur laquelle s'appuie cette étude sont détaillées dans la partie suivante ("2 Données d'entrée").

1.4.2 Phase 2 : Missions de terrain : cartographie de terrain

La phase 2 correspond à un important travail d'acquisition de données complémentaires de terrain dans le but :

- ❑ d'identifier, à partir du modèle numérique de terrain et des cartes mises à notre disposition, les principales formes du paysage
- ❑ de réaliser un inventaire et une cartographie détaillée de formes karstiques de surface. Au-delà des dolines et des vallées sèches, nous avons de nombreuses autres formes qui contribuent à une meilleure compréhension de l'histoire morphologique du secteur étudié et de leur rôle vis-à-vis de l'hydrogéologie ;
- ❑ d'inventorier et de caractériser les différentes formations superficielles. En plus de la cartographie, nous avons dû préciser leur nature, leur épaisseur et leurs relations avec les formes du paysage dans lesquelles elles sont présentes. Leur rôle dans l'infiltration des eaux de surface a également été appréhendé ;
- ❑ de rechercher dans la partie centrale de l'étude des zones de pertes pouvant permettre la réalisation de traçages afin de localiser la limite entre le bassin versant de la Vis et celui de la Sorgues.

Ces travaux ont été menés de mai 2012 à avril 2013 par Laurent Bruxelles et Hubert Camus. Les premiers résultats ont été présentés lors d'une journée de terrain commune géologue (GEOTER - BRGM) et Hydrogéologue (BRGM – PNRGC – UPMC) le 21/12/12.

1.4.3 Phase 3 : Synthèse sur la géomorphologie

La phase 3 a permis la restitution des travaux de phase 1 et de phase 2.

Le 22/11/12 une réunion entre Hubert Camus et Vincent Baily-Comte a permis de valider l'adéquation entre les données produites sur la Lot 2 et les besoins pour la problématique hydrogéologique et la synthèse du Lot 6. Le 21/06/2013, une autre réunion dans les locaux du BRGM a permis de présenter nos résultats et de remettre le présent rapport ainsi que notre travail de cartographie.

1.5 ORGANISATION DU DOCUMENT

Suite à cette introduction présentant le cadre de l'étude, la zone géographique concernée, les objectifs et le déroulement, les parties suivantes du rapport présentent :

- ❑ Partie 2 : les données d'entrée utilisées pour réaliser ce travail
- ❑ Partie 3 : le contexte géomorphologique de la zone d'étude
- ❑ Partie 4 : la description et la répartition des formations superficielles
- ❑ Partie 5 : les formes karstiques de surface et les caractéristiques morphodynamiques
- ❑ Partie 6 : la synthèse des observations géomorphologiques et le rôle des formations superficielles sur les modalités d'infiltration

- ❑ Partie 7 : la conclusion sur les résultats de l'étude et leurs apports pour la vulnérabilité des eaux d'infiltration
- ❑ Partie 8 : Bibliographie
- ❑ Annexes : trois cartes à l'échelle à 1/100 000^{ème} (carte des formations superficielles, carte des formes karstiques de surface et des paléo-surfaces, carte d'interprétation des modalités d'infiltration)

1.6 LIVRABLES ATTENDUS (CCTP)

Pour le Lot 2 le CCTP liste les livrables suivants :

- ❑ une synthèse des études géomorphologique existantes (cartes, coupes, études, inventaires...)
- ❑ la réalisation de levés géomorphologiques complémentaires (reconnaissance de terrain adaptée, réalisation de sondage à la tarière et à la pelleuse),
- ❑ la réalisation d'un levé complémentaire des formations superficielles
- ❑ un rapport d'étude comportant une synthèse.

1.7 LIVRABLES FOURNIS

Les livrables fournis par GEOTER au terme de cette étude sont :

- ❑ Une synthèse des connaissances géomorphologiques de la zone d'étude
- ❑ Une carte des formes karstiques
- ❑ Une carte des formations superficielles
- ❑ Un scénario de l'histoire géomorphologique du secteur d'étude orienté sur les conséquences hydrogéologiques
- ❑ Un découpage de la zone d'étude en fonction des caractéristiques morphologique et d'infiltration comparables
- ❑ Le présent rapport final du LOT2

2. DONNEES D'ENTREE

Les données d'entrée consultées se déclinent en trois familles : les cartes ; les publications ; les ouvrages de la BSS (Infoterre, BRGM). Les documents associés à ces 3 types sont listés dans le Tableau 2.

Tableau 2 : Données bibliographique disponible pour l'étude

Famille de documents		Nombre de documents pertinents triés	Informations extraites
Cartes	Cartes géologiques, géomorphologique, hydrogéologique	15 cartes	Notice, cartographie, géologique, structurale, hydrogéologique
	Publications	81 références	Contexte géomorphologique, datations, fonctionnement hydrogéologique
Articles			
Thèses			
Mémoires			
Ouvrages de la BSS	Livret-Guides	100	Localisation, fonctionnement hydrogéologique
	Cavités naturelles	174	
	Sources		

2.1 LES CARTES

Les cartes géologiques à 1/50 000 du BRGM (St-SERNIN-960 ; CAMARES-961 ; LE CAYLAR-962 ; REQUISTA-934 ; MILLAU-935 ; NANT-936) sont fournis par le BRGM. Ces documents au format numérique vectoriel font l'objet d'un contrat de licence du 23/04/12 entre le BRGM et les intervenants du projet (DAF/JAC/JUR/AS n°2012/098).

Il existe également une carte géomorphologique du Causse de Guilhaumard au 1/25000 ainsi que d'une carte des Avants-Causse millavois au 1/25000 réalisée par Paul Ambert.

2.2 LES PUBLICATIONS

Les références pertinentes apportant des informations géomorphologiques concernant le secteur étudié sont au nombre de 81. Elles concernent des rapports, articles, thèses, livrets-guides. Elles sont listées dans la partie 8-Bibliographie.

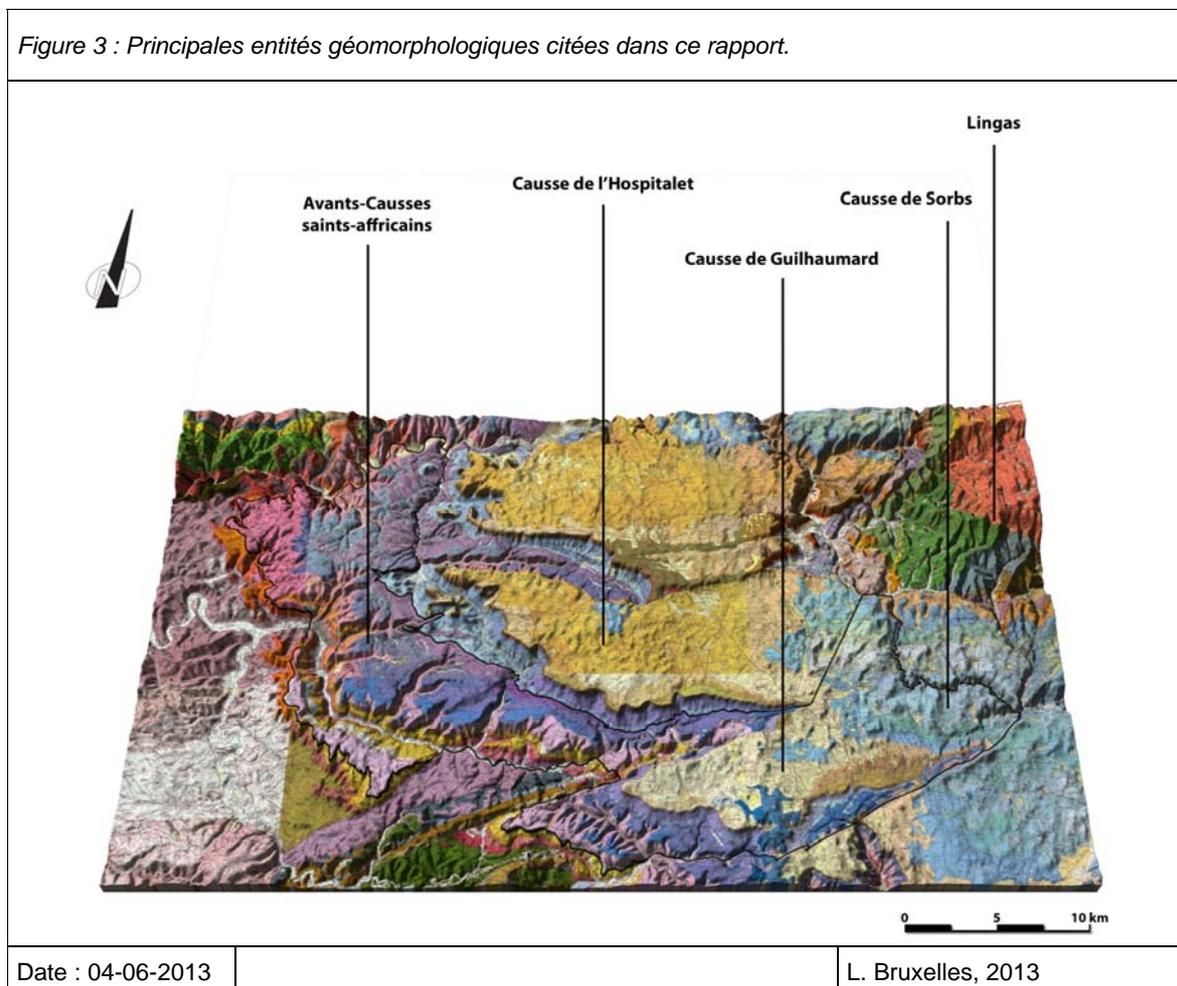
L'analyse de ces publications permet d'identifier des documents pertinents pour l'étude. Ils se déclinent sous la forme cartes, de datations, d'analyses géomorphologiques et de description des formations superficielles. Notre travail de terrain dans le cadre de cette étude a permis d'aller au-delà de ce qui était connu dans ce secteur et de renouveler l'analyse morphogénétique. Il en ressort des interprétations plus précises quant aux conditions d'infiltration des eaux de surface et d'organisation des bassins versants.

3. CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE

3.1 DESCRIPTION GEOMORPHOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE

Le secteur étudié concerne le Causse de Guilhaumard au sens large et les Avants-Causse Saint-Affricains (fig. 3). En plus du Causse de Guilhaumard *sensu stricto* (à l'ouest d'une ligne Escandorgue – Canals), sont compris la partie orientale du Causse de l'Hospitalet et le Causse de Sorbs, entre la Virenque et la faille de Saint-Michel. Dans la suite de ce rapport, nous appellerons Causse de Guilhaumard l'ensemble du secteur d'étude compris entre la pointe occidentale du plateau et le canyon de la Virenque. De même, la combe de la Sorgues et une partie de la haute vallée de l'Orb de part et d'autre du Causse du Guilhaumard sont associées à la cuesta liasique des Avants-Causse du St-Affricain.

Figure 3 : Principales entités géomorphologiques citées dans ce rapport.



3.1.1 Le Causse de Guilhaumard

A la surface du plateau, on distingue deux grands ensembles de morphologies : les zones de relief et les secteurs déprimés.

3.1.1.1 Les zones de reliefs

Elles présentent des topographies accidentées constituées reliefs calcaires dolomitiques dépassant 900 mètres d'altitude et séparés par des vallons fluvio-karstiques plus ou moins bien développés. Plusieurs ensembles peuvent être distingués (fig. 4) :

- La partie orientale du Causse de l'Hospitalet, entre la Blaquererie et la Virenque. Centrée sur la Couvertoirade, ces topographies sont sous-tendues par les calcaires et les dolomies du Malm. Les sommets varient entre 830 et 925 mètres d'altitude (Serre de la Lavande) alors que le fond des vallons fluvio-karstiques est inscrit de plus de 150 mètres en contrebas. Les versants, relativement raides, ont été régularisés par la gélifraction. Ils sont accidentés que quelques dolines, généralement bien développées.
- La partie nord de l'Escandorgue domine largement le Causse de Guilhaumard. Ces reliefs sont sous-tendus par les dépôts volcaniques du début du Quaternaire. Ils scellent une surface d'érosion qui oscille entre 800 et 830 mètres d'altitude. Ces formations sont largement démantelées par l'incision du réseau hydrographique. Elles constituent un amont imperméable qui a alimenté en contrebas une série de vallons fluvio-karstiques. Cette ligne de reliefs se poursuit en pointillé vers le nord, jusqu'à Canals, jalonnée de pointement basaltiques. Ici, les reliefs sont développés dans les dolomies bathoniennes mais ils soulignent les vestiges d'une ancienne surface initialement scellée par les basaltes. On en retrouve aujourd'hui de nombreux témoins remaniés dans les dépressions de ce secteur.
- La bordure nord du Causse de Guilhaumard est marquée par une ligne de reliefs orientée WSW-ENE, depuis les Rochers de la Pascalerie jusqu'au Mas Raynal. Les sommets atteignent 820 à 850 m d'altitude et ils sont séparés par des vallons fluvio-karstiques d'orientation subméridienne.

3.1.1.2 Les secteurs déprimés

Les secteurs bas sont globalement plus plans que les précédents et correspondent souvent à de vastes dépressions ou à des replats plus ou moins démantelés. Leur altitude varie entre 700 mètres et 800 m d'altitude.

- Entre le Cros et les Rives, une longue dépression fermée suit la bordure méridionale du Causse de Guilhaumard. Limitée au sud par la corniche bajocienne, elle se prolonge en direction du nord, quasiment jusqu'à la Pezade. La bordure nord est beaucoup moins rectiligne que la limite méridionale. Elle dessine de nombreuses sinuosités d'amplitude variable. Dans le détail, cette dépression n'est pas vraiment plane. Elle est tout d'abord accidentée de nombreux reliefs dolomitiques allant de la butte du Roc Castel qui domine la plaine de près de 70 mètres à des dos de baleine d'ordre métrique qui émergent à peine de la couverture meuble. Cette dépression est également accidentée de bordures ondulées, pouvant passer à des petites corniches, qui limitent une série de grands replats s'étageant du nord vers le sud. Ainsi, on a une topographie en marches d'escaliers très larges qui matérialisent différents stades de l'évolution du causse.
- Plus à l'ouest, de l'autre côté de l'Escandorgue, une autre dépression de ce type a été identifiée. Moins large, elle peut cependant être suivie jusqu'au Mas Raynal. Elle est elle aussi accidentée de replats limités par des bordures ondulées alignées sur les mêmes cotes altimétriques.
- Enfin, à l'extrémité orientale du secteur étudié, nous avons distingué le Causse de Sorbs. Globalement plus bas en altitude que le secteur de la Couvertoirade, il présente lui aussi de larges replats topographiques, en continuité avec ceux que nous avons identifiés sur le Causse de Campestre. Oscillant autour de 700 mètres d'altitude, ils sont dominés par des reliefs calcaires alignés autour de 750 m NGF. Au nord-est, en bordure de la Virenque, le fond de la dépression est défoncé par une série de méga-dolines appelés des grands sotchs.

3.1.2 Le canyon de la Virenque

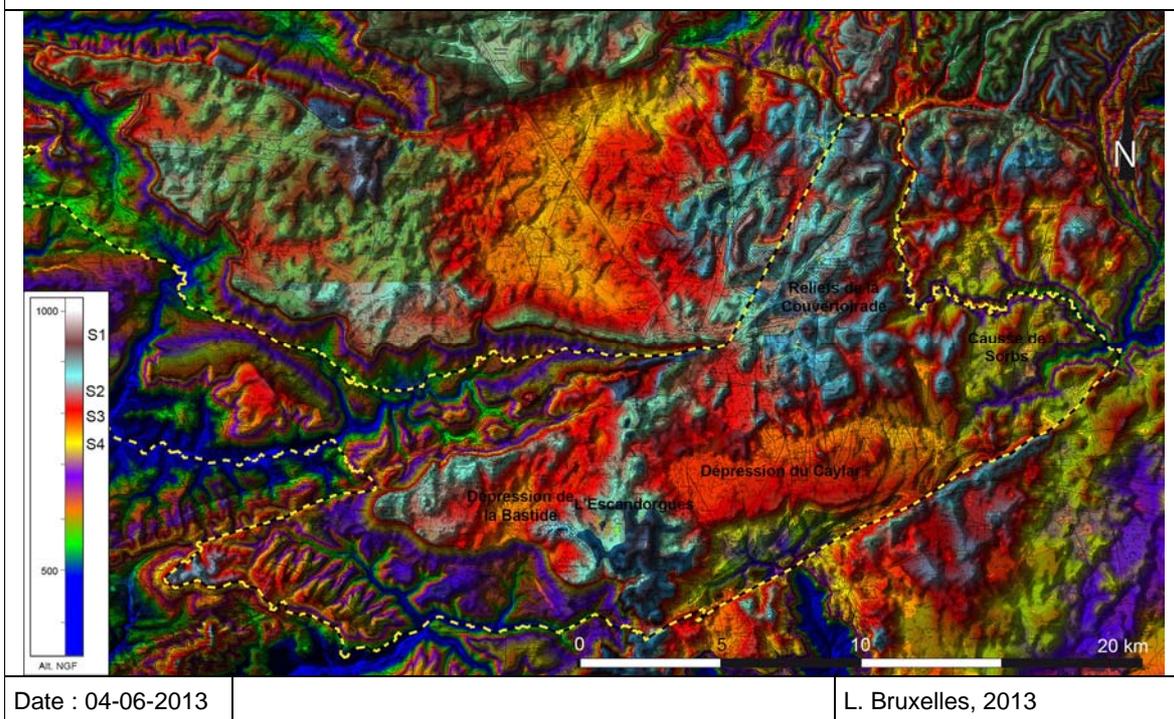
C'est un cours d'eau allogène qui prend sa source sur les contreforts méridionaux de l'Aigoual. Son canyon entaille le causse sur une vingtaine de kilomètres de longueur puis conflue avec la Vis.

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.

A 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). A 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. Cette percée conséquente dessine des méandres de plus en plus marqués vers l'aval, 100 à 150 mètres 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. A ce niveau, le fond du canyon est inscrit 200 mètres 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.

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. En crue, les pertes ne suffisent pas pour absorber la totalité du débit atteignant plusieurs m³/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 St-Michel-d'Alajou. C'est une forme héritée qui a pu drainer la partie orientale de la grande dépression entre le Cros et les Rives. Il est même possible que son tracé réutilise un ancien cours de la Virenque comme la découverte d'alluvions siliceuses pourrait le laisser penser (cf. *infra*).

Figure 4 : Hypsométrie du Causse de Guilhaumard



3.1.3 Les Avants-Causses saint-affricains

Les Avants-Causses du St-Affricain sont principalement drainés par trois bassins hydrographiques, du nord au sud (fig. 5) :

- le bassin versant du Cernon et la rive gauche du Tarn en aval de leur confluence ;

- ❑ le bassin versant de la Sorgues, affluent du Tarn, en amont de St-Affrique ;
- ❑ une partie du bassin versant de la haute vallée de l'Orb, fleuve Méditerranéen.

Ces Avants-Causse correspondent aux plateaux calcaires et dolomitiques liasiques portés en reliefs par érosion régressive des affluents des canyons karstiques (Tarn, Jonte, Trévezel, Vis) et de l'Orb suite à leur propre incision et par le déchaussement par érosion différentielle des assises marneuses du Lias au pied du Larzac. Ce réseau hydrographique s'imprime dans une surface résiduelle de la surface des Grands Causse. Quatre ensembles ressortent de cette dissection du paysage :

- ❑ les plateaux qui s'étendent à l'ouest de la vallée du Cernon et au nord de St-Affrique, au nord du site d'étude entre 650 et 550 m d'altitude, avec des points culminants à l'ouest qui tangente les 700 m NGF ;
- ❑ les plateaux situés entre la vallée de la Sorgue et la dépression liasique au pied du Larzac, en plusieurs surfaces qui s'étendent entre 750 et 600 m d'altitude ;
- ❑ les contreforts du Causse du Guilhaumard dans la dépression de la Sorgues vers 700-650 m d'altitude et dans celle de la haute vallée de l'Orb entre 750 m et 650 m d'altitude ;
- ❑ et les massifs périphériques de la Loubière au SW et de Tesserieyres (Ceilhes) au sud de la zone d'étude, présentant des points hauts supérieurs à 750 m d'altitude.

Plusieurs pointements basaltiques apparaissent en inversion de relief (St-Jean d'Alcapiès à 632 m et le Puech 775 m).

Les dépressions formées par les hautes vallées de la Sorgues et du Cernon sont souvent confondues avec des reculées karstiques, mais elles répondent plus exactement à la définition de combes, c'est-à-dire des vallées creusées dans des structures anticlinales. Plusieurs reculées karstiques associées à ces combes existent bien, comme les reculées de St-Paul et de St-Beaulize, mais aussi celle de la source de la Sorgues.

3.1.3.1 Causse au nord de St-Affrique

(communes de St-Victor et Melvieu, St-Rome du T., St-Georges de Luzençon, St-Rome de C., Les Costes Gozon, St-Affrique)

Les Causse liasiques au nord de St-Affrique forment un plateau séparé du Larzac par la dépression marneuse du Cernon entre sa confluence avec le Tarn et le passage de la faille d'Alzon (Thiergues). Au nord, ce plateau est limité par la vallée du Tarn qui atteint les terrains primaires un peu en aval de St-Rome de Tarn, et, au sud, il est limité par la faille d'Alzon, accident majeur du bassin des Grands Causse, et par des segments de la faille de St-Affrique. A l'ouest, les couches liasiques s'appuient sur le Trias en relief qui domine les terrains primaires de plus de 200 m et à l'est, cette structure globalement monoclinale plonge sous les marnes du Lias et sous le Causse du Larzac.

Les points culminants correspondent aux termes de l'Hettangien et du Sinémurien formant une cuesta au nord et soulevés par la faille d'Alzon sur la bordure sud. On notera aussi la butte témoin de Luzençon laissée par le dégagement des marnes liasiques près de la confluence du Cernon et du Tarn. Quatre surfaces caractérisent ce plateau :

- ❑ la **surface résiduelle à 700 m**, conservée en périphérie ouest et sud du plateau et sous forme de pointements ;
- ❑ la **surface d'aplanissement à 650 m**, conservée essentiellement en rive gauche du ruisseau du Lévéjac qui coule vers St-Rome du Tarn, c'est-à-dire dans la partie centrale du plateau ; cette surface est caractérisée par une couverture de grésou altéré à chailles ;
- ❑ la **surface structurale** correspondant au toit du Carixien dégagé par l'érosion différentielle des marnes du Lias par érosion régressive du bassin hydrographique du Cernon ; cette surface est inclinée conformément au pendage ;
- ❑ la **surface d'abrasion fluviale** formant le gradin de confluence du Cernon et du Tarn, et dont on reconnaît plusieurs témoins formant des épaulements surplombant le cours d'eau ainsi que des reliefs résiduels dans la dépression marneuse de Lauras.

Les seules formes karstiques de surface d'importance (vallon sec, dolines, lapiaz...) sont circonscrites entre les failles d'Alzon et de St-Affrique dans la partie sud de la zone du plateau (Crassous, Boussac) ; on remarque aussi des lapiaz ruiformes et des versants à clocheton (rajols) en position de corniche des vallons drainés vers le Tarn, au nord, et vers la Sorgues, au sud.

3.1.3.2 **Causse en rive droite de la Sorgues : Causse et ségala de Lauras, Causse de Nissac, Causse de St-Jean d'Alcas, Causse de St-Beaulize**

(communes de Roquefort sur Souzlon, Lauras, St-Jean d'Alcapiès, St-Jean et St-Paul, St-Beaulize, Versols et Lapeyre, St-Félix de Sorgues, Marnhague et Latour, Fondamente)

Exception faite du Causse de Lauras où l'on n'observe que quelques paléokarsts associés à des vallons secs, les causses liasiques de rive droite de la Sorgues sont caractérisés par de nombreuses morphologies karstiques : champs de dolines, bordures de corrosion, lapiaz, dont la répartition spatiale est déterminée par l'extension de trois types de surfaces karstiques :

- la **surface résiduelle à 750-700 m NGF**, percée de dolines en cuvettes plus ou moins empâtées de formations périglaciaires et quelques secteurs de couverture d'argiles à chailles ;
- la **surface à 650 m NGF** caractérisée un abondante couverture d'argiles à chailles et par des champs de dolines en baquets et localement par des lapiaz ruiniformes ;
- la **surface de décapage** de la dépression liasique du **paléo-poljé à 600 m NGF** associé à une puissante formation d'argiles à chailles.

Les deux surfaces inférieures sont limitées au sud par des bordures de corrosion. La surface à 750-700 m NGF se caractérise essentiellement par la troncature horizontale qui recoupe très nettement le pendage des structures géologiques et au-dessus de laquelle pointent quelques buttes formant les reliefs entre 700 et 750 m.

3.1.3.3 **Les contreforts du Causse de Guilhaumard**

(communes de Cornus, Fondamente, Le Clapier, Romiguière...)

Au nord du Guilhaumard, la dépression de la haute vallée de la Sorgues présente à l'ouest, une **surface à 650 m** tangente les sommets des reliefs liasiques carbonatés déchaussés par l'érosion différentielle des marnes du Lias et des termes du Trias. A l'est, les sommets de collines se raccordent aux bordures du plateau (le Puech 775 m), soulignant des topographies assez élevées en lieu et place de cette dépression.

Au sud et à l'ouest du Guilhaumard, la dépression de la haute vallée de l'Orb présente une **surface karstique à 650 m NGF** caractérisée par des champs de dolines et des argiles à chailles autochtones Cette surface retouche nettement la structure des calcaires et des dolomies. Le caractère karstique de cette surface est dû à l'absence du Carixien lacunaire et/ou à un décapage des marnes liasiques plus ancien dans le bassin versant méditerranéen.

3.1.3.4 **Les massifs périphériques de la Loubière et de Tesserieyres**

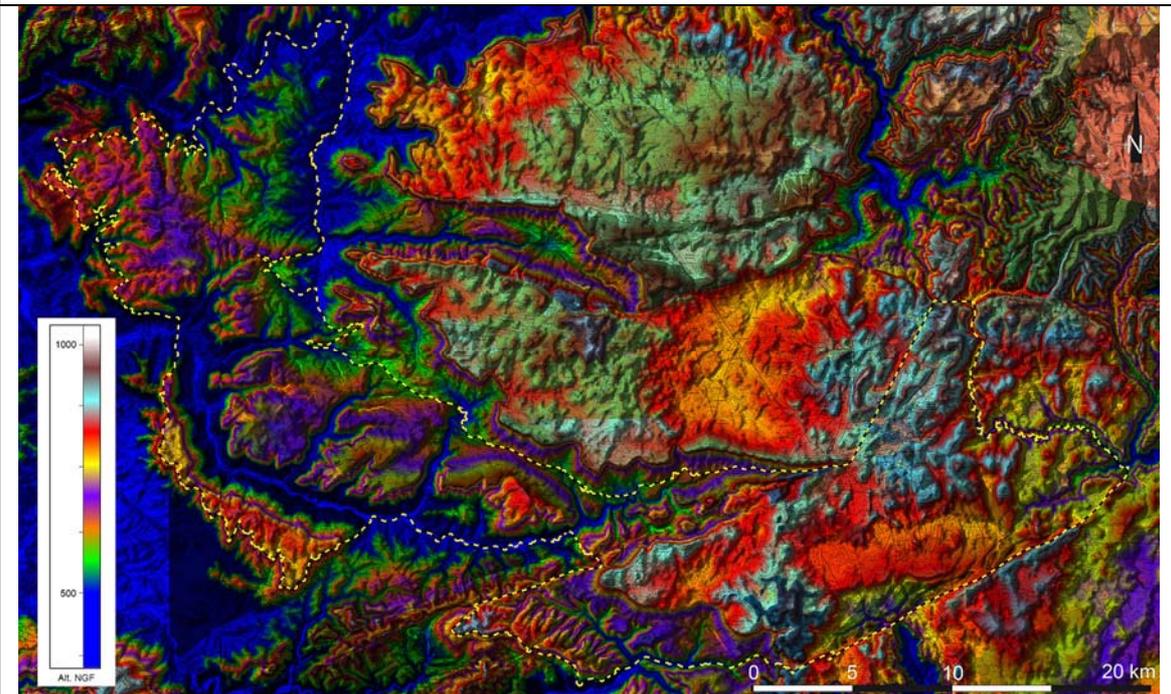
(communes de Gissac, St-Félix de Sorgues, Versols et Lapeyre, St-Affrique et commune de Ceilhes et Rocozels)

Ces massifs isolés par l'incision des vallées présentent la particularité d'être à la fois en périphérie du bassin liasique et d'avoir les points culminants de ces affleurements.

Le massif de la Loubière et les reliefs associés en rive gauche de la Sorgues correspondent à des témoins de la **surface S1 à 800 m** des Causse fortement retouchée par la **surface karstique à 750-700 m NGF**. Cette surface est elle-même résiduelle et affectée par quelques dolines et des vallons secs.

De même, le massif de la Tesserieyres correspond à la surface résiduelle des Causse retouchée par la **surface à 750-700 m NGF** et seulement retouchée par des vallons secs.

Figure 5 : Hypsométrie des Avants-Causse Saint-Affricains



Date : 04-06-2013

L. Bruxelles et H. Camus, 2013

3.2 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 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 récemment sur les causses. L'appoint du volcanisme de la bordure méridionale du Larzac corrobore cet état de fait et renseigne sur les morphologies caussenardes pré-quaternaires. Il donne un "état des lieux" des paysages des causses et permet d'apprécier les héritages tropicaux du Néogène. D'autres jalons ont également été mis en évidence dans l'histoire de ces plateaux. La transgression marine du Crétacé supérieur démontre l'existence de paysages karstiques développés au cours du Crétacé. Enfin certains processus originaux ont été identifiés dans cette région. La fantômisiation et l'évolution des vallées périphériques, des combes et des reculées sont autant de d'apports récents qui permettent de comprendre encore mieux l'histoire morphologique et le fonctionnement hydrogéologique des Grands Causses.

3.2.1 Les dépôts crétacés

Avec le creusement des canyons, les dépôts crétacés constituent le second élément majeur et bien daté dans l'évolution morphologique caussenarde. Les nombreux affleurements cartographiés sur le Larzac ont déjà permis de donner une idée de la morphologie d'ensemble des Grands Causses au Crétacé supérieur.

3.2.1.1 Les formations bauxitiques

Jusqu'alors inconnue sur les Grands Causses, nous avons découvert entre 1995 et 2001 plusieurs blocs de bauxite sur le Causse de Campestre, sur la partie orientale du Causse de l'Hospitalet (Bruxelles, 2001, Bruxelles *et al.*, 2003) mais aussi sur le Causse de Séverac (Bruxelles *et al.*, 2007).

La présence de la bauxite signe une évolution continentale relativement longue. Sans pouvoir être catégorique pour le moment, ces bauxites semblent correspondre au concept d'autochtonie relative ou de parautochtonie (Bonte, 1958, Combes 1972 et 1984). Leur formation débute sur le socle ancien par une altération de type latéritique. Puis elles sont érodées sur le site primaire et sédimentent sur la plate-forme carbonatée où elles vont connaître une seconde phase d'altération (Combes 1972 et 1990, Guendon et Parron, 1985). L'absence de pisolithes cassés dans ces bauxites va dans le sens de cette 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.

3.2.1.2 L'ingression marine du Crétacé supérieur

Nous reprendrons ici les sites majeurs découverts sur le Causse de Campestre. Ils nous permettront de mieux comprendre les observations réalisées dans les environs de la Couvertoirade et sur le Causse de Sorbs où des formations semblables ont été reconnues.

a - Le remplissage de la doline du Luc Bas (Causse de Campestre)

Elle associe dans un faible périmètre des formations variées. Plusieurs sondages à la pelle mécanique ont été nécessaires pour essayer d'appréhender les relations stratigraphiques entre les différents niveaux :

- ❑ la tranchée NW, non loin d'un affleurement de bauxite en place, montre la présence de gros blocs de bauxite emballés dans une matrice argilo-sableuse.
- ❑ La tranchée SE recoupe une quinzaine de mètres d'alternances d'argiles plastiques beige-rosé et de niveaux limoneux à sablonneux plus ou moins grossiers. Du fait du soutirage le pendage en direction du centre de la doline, assez homogène, avoisine les 50°.
- ❑ La tranchée ouest est plus complexe, notamment du fait du soutirage plus marqué. Contre la paroi, la brèche à blocs calcaires (mur jurassique) passe sans transition à une formation argilo-sableuse

contenant des éléments variés (calcaires oncolithiques, lumachelle à charbons de bois, calcaires gréseux, marnes...).

Les formations rencontrées dans cette dernière tranchée constituent apparemment les termes supérieurs du remplissage de la doline du Luc. Ils montrent un caractère margino-littoral de plus en plus marqué, en accord avec la présence de calcaires gréseux d'origine marine sur le pourtour et en contre-haut de la doline.

Plus récemment, une campagne de forages réalisés avec le BRGM et l'Ecole des Mines de Paris nous a permis de recouper près de 40 mètres de dépôts. Il s'agit le plus souvent de formations deltaïques assez riches en matière organique, pouvant être comparées au contexte des mangroves de la Floride actuelle.

b - Les témoins gréseux marins de la doline du Salze (Causse de Campestre)

Les calcaires gréseux, fréquents dans la doline du Luc Bas, sont également très abondants dans la doline du Salze (Causse de Campestre). C'est une dépression allongée calée sur deux petites failles orientées NS et de rejet modeste. Elle est encadrée par deux reliefs calcaires : le Puech Buisson à l'ouest et le Serre d'Aubanel à l'est.

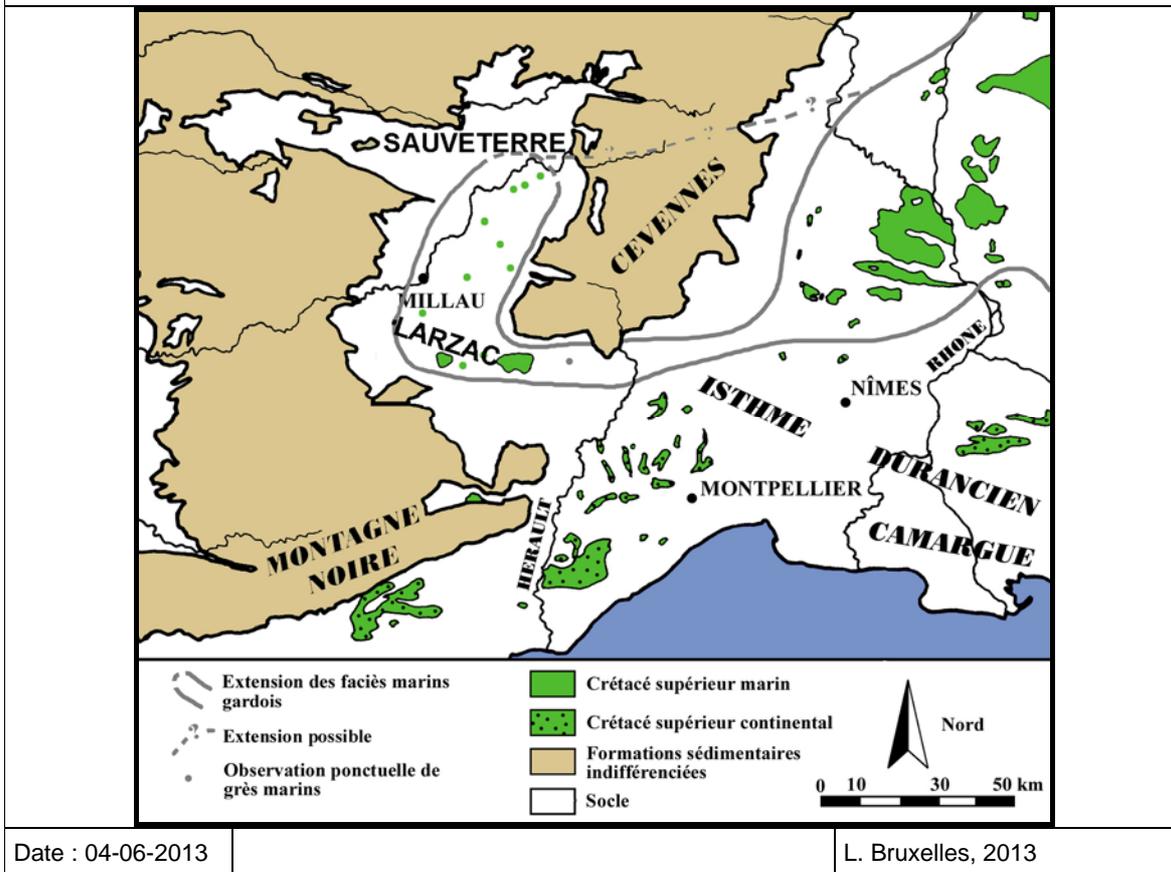
Les marnes continentales à oncolithes conservées au fond de la dépression peuvent être rattachées par leur faciès et leur position stratigraphique aux formations de la doline du Luc Bas. Les calcaires lumachelliques ainsi que les calcaires gréseux semblent de toute évidence venir au-dessus des marnes. On retrouve plusieurs affleurements sur l'ensemble des versants qui encadrent cette dépression, le plus souvent en place, et ce jusqu'au sommet de reliefs calcaires. Nous avons retrouvé plusieurs blocs de ces grès autour de Sorbs, le plus souvent remaniés dans les murets et les clapas. Cependant, leur présence atteste de l'existence de dépôts marins du Crétacé supérieur jusque sur le Causse de Sorbs, de l'autre côté de la Virenque.

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

La localisation de nombreux témoins en place révèle l'existence d'une paléogéographie différenciée fossilisée sous ces dépôts. Le pendage du substrat jurassique étant à ce niveau très faible, ces indices permettent d'apprécier, en l'absence de jeux tectoniques différentiels, l'épaisseur de ces dépôts marins. Ainsi, les affleurements du Serre d'Aubanel donnent un minimum d'une centaine de mètres de dépôts corrélatifs de cette ingression. Cette observation est en accord avec le maximum transgressif daté du Coniacien sur la courbe de Vail (Haq *et al.*, 1987).

En outre, l'examen des foraminifères (*Sornayina foissacensis*) permet de dater ces dépôts du Coniacien. La présence d'une forme endémique de la région gardoise permet de rattacher ces dépôts à ceux de la basse vallée du Rhône (fig. 6).

Figure 6 : Carte de répartition des affleurements connus de Crétacé supérieur en 2001. A cette époque, les dépôts du Causse de Sauveterre n'ont pas été encore découverts.



c - Le Crétacé terminal

Les marnes à pollens du Santonien supérieur-Campanien décrites dans la poche de la Virenque (Causse de Campestre ; Alabouvette *et al.*, 1984) apportent la preuve de l'existence d'une série continentale postérieure à la transgression.

Dans le Languedoc, ce sont des dépôts continentaux à galets de quartz qui clôturent la série crétacée (Demangeon, 1959 ; Bogdanoff *et al.*, 1984). Sur le causse, on retrouve aussi un semis de dragées ovoïdes légèrement rubéfiées. D'ailleurs, la répartition de ces albarons se calque sur les principaux affleurements de Crétacé supérieur du Causse de Campestre et de la partie orientale du Causse de l'Hospitalet. Il apparaît donc que ces dragées, 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 des causses (Bruxelles *et al.*, 1999). Dans le cadre de cette étude, nous avons retrouvé ces galets sur l'ensemble Causse de Guilhaumard. Ils découlent d'une ancienne couverture crétacée aujourd'hui presque entièrement évacuée. Seules ces petites dragées de quartz orangé en sont les témoins mais elles ne constituent pas ici de concentration suffisante qui présente un intérêt pour notre cartographie.

Cet épisode marque le retrait définitif de la mer et inaugure, pour les causses situés au pied des massifs anciens, une série d'apports détritiques originaires des Cévennes. Il peut se corrélér à une phase précoce de la compression pyrénéenne. Les dépôts crétacés sont alors érodés et remaniés vers les points bas du causse. Ils enrichissent le résidu de dissolution des calcaires et des dolomies et participent à leur crypto-corrosion.

3.2.1 Le processus de fantômisiation : la longue préparation du substrat à la karstification

La dénomination de ce processus vient de l'aspect intact que le massif fantômisés peut présenter au premier abord : la stratification, les fractures, les accidents siliceux et les fossiles sont préservés. Cependant, la roche est devenue localement non cohérente et très poreuse.

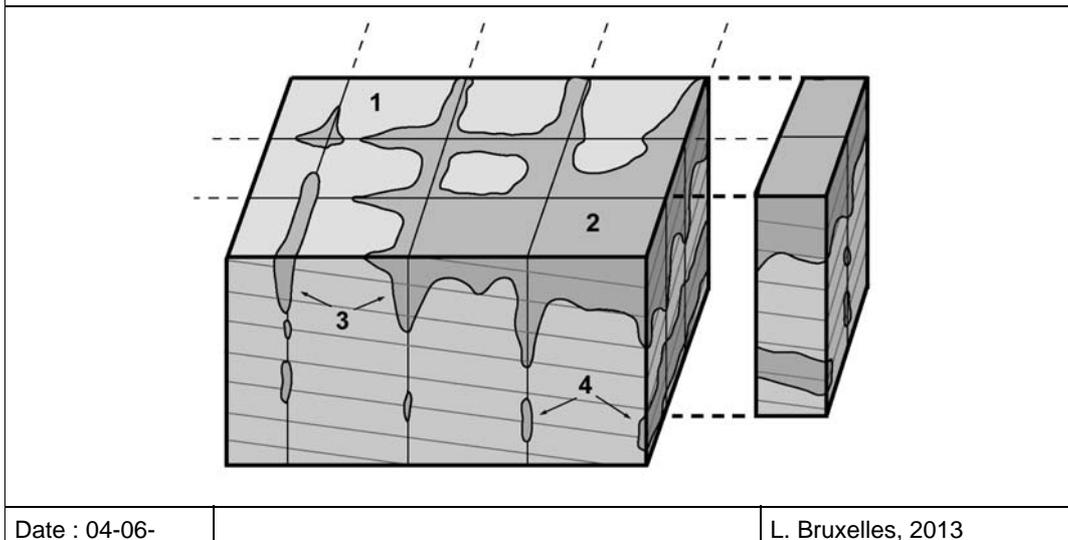
La fantômisation est une altération isovolumique qui se produit par disparition d'éléments solubles et conservation *in situ* d'éléments moins solubles (calcite sparitique, squelette siliceux, cristaux de dolomite). A l'inverse d'un karst classique, le volume initialement créé par dissolution est réparti sous forme de pores dans l'ensemble de l'altérite.

3.2.1.1 Principaux aspects de la fantômisation

Elle débute par une phase d'altération de type pédogénétique isovolumique. L'eau pénètre dans le massif par les fractures et porte l'agressivité en profondeur. Comme les écoulements sont très lents, il n'y a pas de possibilités d'exporter la matière résiduelle. Cette altération se déroule essentiellement à partir de la surface, *per descensum*, dans un contexte de faible gradient hydraulique et de tectonique en extension. Les zones altérées s'organisent en un maillage de grands couloirs d'extension décamétrique à hectométrique qui peuvent devenir coalescents et aboutir, dans le cas de grands fantômes, à de vastes volumes en forme d'entonnoir descendant à plus de cent mètres sous la surface.

Plus bas, ce type de structure se prolonge sous la forme de pseudo-endokarsts, ressemblant à s'y méprendre à une galerie colmatée sous un toit calcaire sain. Néanmoins, ce conduit n'a jamais été vide et le colmatage est constitué par la roche altérée en place (Vergari 1998). Les processus à l'origine de la formation de pseudo-endokarsts sont encore mal définis. Ils mettent en œuvre des réactions d'oxydoréduction (sulfures, matière organique), des migrations de silice et de carbonates mais aussi peut-être une action bactérienne. Ces pseudo-endokarsts dessinent des formes complexes, souvent labyrinthiques, qui se calquent sur la fracturation (fig. 7).

Figure 7 : Bloc-diagramme schématique montrant les différents types de fantômes. La roche saine (1) est parcourue de nombreuses discontinuités (fractures, joints de strates) qui sont exploitées préférentiellement par l'altération. Dans les parties fantômées, on distingue les altérations en masse (2), en poches ou en couloir (3) et les pseudo-endokarsts (4) qui sont caractérisés par la présence d'un toit calcaire.



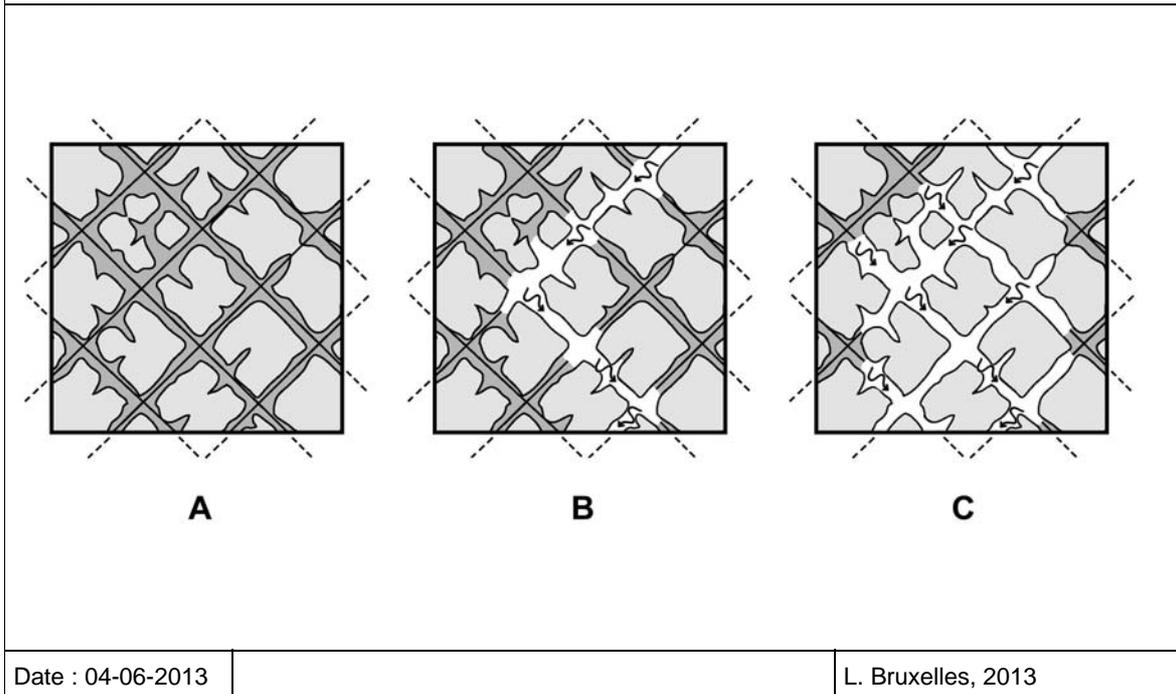
3.2.1.2 L'évolution des massifs fantômés

Lors de la surrection d'une région, la présence d'altérite meuble au sein d'un massif rocheux introduit une discontinuité importante qui sera préférentiellement exploitée par l'érosion. Ainsi, en surface, le déblaiement des couloirs altérés exhume les parties plus saines et peut aboutir, dans la dolomie des Grands Causses par exemple, à la formation de méga-lapiès du type de celui de Montpellier-le-Vieux (Ambert 1994) mais aussi de tous ceux que nous avons reconnus sur les replats topographiques anciens ou sur le versant des buttes karstiques.

Au niveau des pseudo-endokarsts, l'abaissement relatif du niveau de base provoque un tassement de l'altérite du fait de l'importante porosité. Puis des circulations karstiques peuvent réutiliser les vides formés au toit des altérites (Quinif 1999 ; Bruxelles et Wienin 2007) et peuvent déblayer complètement le fantôme. Le réseau de conduits altérés est alors réutilisé par de véritables circulations karstiques qui réaménagent les vides et introduisent des sédiments allochtones. En Belgique, le recoupement de pseudo-endokarst par les carrières s'illustre parfois par l'apparition d'une émergence au toit de l'altérite. L'écoulement évide les parties fantômées et en quelques mois l'érosion régressive permet la formation de cavités pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres (Quinif et Maire 2007). A une autre échelle, lors du creusement des vallées, le développement des systèmes de drainage karstique a pu largement

bénéficier de ce phénomène (fig. 8). Ainsi, certaines émergences des Grands Causses comme la source du Durzon dans le canyon de la Doubie ou celles de Beldoire, Fontmaure ou le Rouveyrol dans les Gorges du Tarn ou encore celle de la Sorgues ont une dynamique conquérante par rapport aux autres sources. Elles étendent leur bassin-versant vers l'intérieur des plateaux en vidant les parties altérées de la dolomie et en exportant le sable dolomitique résiduel (Bruxelles 2004 ; Bruxelles *et al*, 2007). Le soutirage induit par ces circulations provoque la vidange de fractures altérées qui rejoignent la surface et forment de nombreux soutirages et avens.

Figure 8 : Plan schématique d'un pseudo-endokarst. Tant qu'il n'y a pas assez d'énergie potentielle (courant), les circulations ne peuvent évacuer l'altérite (A). Puis, l'apparition d'un gradient hydraulique permet la mise en place d'une circulation et l'évidement des conduits par érosion régressive (B). Progressivement, le maillage tectonique sur lequel s'était calée l'altération se dessine et laisse apparaître un labyrinthe de galeries (C). Les parties trop éloignées des principales circulations resteront colmatées par le fantôme.



Date : 04-06-2013

L. Bruxelles, 2013

3.2.1.3 Les fantômes dans les Grands Causses

La longue évolution géologique et géomorphologique des Grands Causses a permis à l'altération d'affecter les séries jurassiques en profondeur. Les calcaires du Lias, les calcaires et les dolomies à chailles du Bajocien (fig. 9) ainsi que les dolomies bathoniennes sont largement affectées par ce phénomène. Ce processus est donc à l'origine de la fabrication de certaines formations superficielles mais aussi à l'organisation hydrogéologique du drainage. En effet, depuis la mise en place des canyons, ces altérites sont en cours de vidange. Elles participent pour une grande part à l'extension des bassins versant des sources karstiques qui se partagent le drainage du secteur étudié.

Figure 9 : Vue aérienne de la corniche bajocienne sur la bordure méridionale du Causse de l'Hospitalet.



Date : 04-06-2013

L. Bruxelles, 2013

3.2.2 L'héritage tropical des surface des causses

Pour plusieurs auteurs, les paysages ruiniformes, développés aux dépens des dolomies du Dogger, 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 mégalapiès sont présents en de nombreux points la partie ouest du causse de Sauveterre et se retrouvent sur l'ensemble des Grands Causses.

3.2.2.1 Description morphologique

Dans ses travaux, Paul Ambert isole deux formes primaires pour lesquelles il emploie à juste titre la terminologie vernaculaire des causses (Ambert, 1982). Dans les deux cas, l'exhumation des pinacles procède de l'érosion et du soutirage du sable dolomitique :

- 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. Elles correspondent à des buttes karstiques qui émergent des replats nivelés par la crypto-corrosion.
- Les Canaules : plus fréquentes, ces formes s'ordonnent généralement sur un même plan horizontal (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 sur le Causse de Guilhaumard. Elles peuvent se prolonger horizontalement par des grottes ou en profondeur par des avens. Du fait de son mode de genèse, chaque canaule est drainée en profondeur par une forte épaisseur de sable dolomitique. Elles abritent toute potentiellement une ou plusieurs pertes plus ou moins active.

3.2.2.2 Genèse et évolution des mégalapiès

Ces formes, sont caractéristiques des paysages du Causse du Guilhaumard où elles accidentent les anciens replats morphologiques en partie démantelés par le soutirage karstique.

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 "fantômisiation" (Vergari et Quinif, 1997 ; Quinif *et al.*, 1997 ; Bruxelles L. et S., 2003) s'applique aussi aux dolomies car elles relèvent des mêmes processus. Elle requiert le long terme, ainsi qu'un très faible 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 (canaules). 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. 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 d'une grande partie de la couverture. La tendance est donc plutôt au débouillage des altérites.

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

b – Age 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 M.A. – 1,86 M.A (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.

Donc, la surface des plateaux est marquée par des héritages tropicaux néogènes. Comme les canyons dont le creusement débute au Miocène, il faut requérir le long terme pour appréhender leur évolution. L'étude des formes et des formations superficielles du Causse de Guilhaumard et des Avants-Causse va dans ce sens et montre, grâce à la découverte de nouvelles formations crétacées, que le très long terme est envisageable si l'on veut prendre en compte l'ensemble des héritages morphologiques.

3.2.3 L'âge du creusement des canyons

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.

3.2.3.1 Les volcans de l'Escandorgue

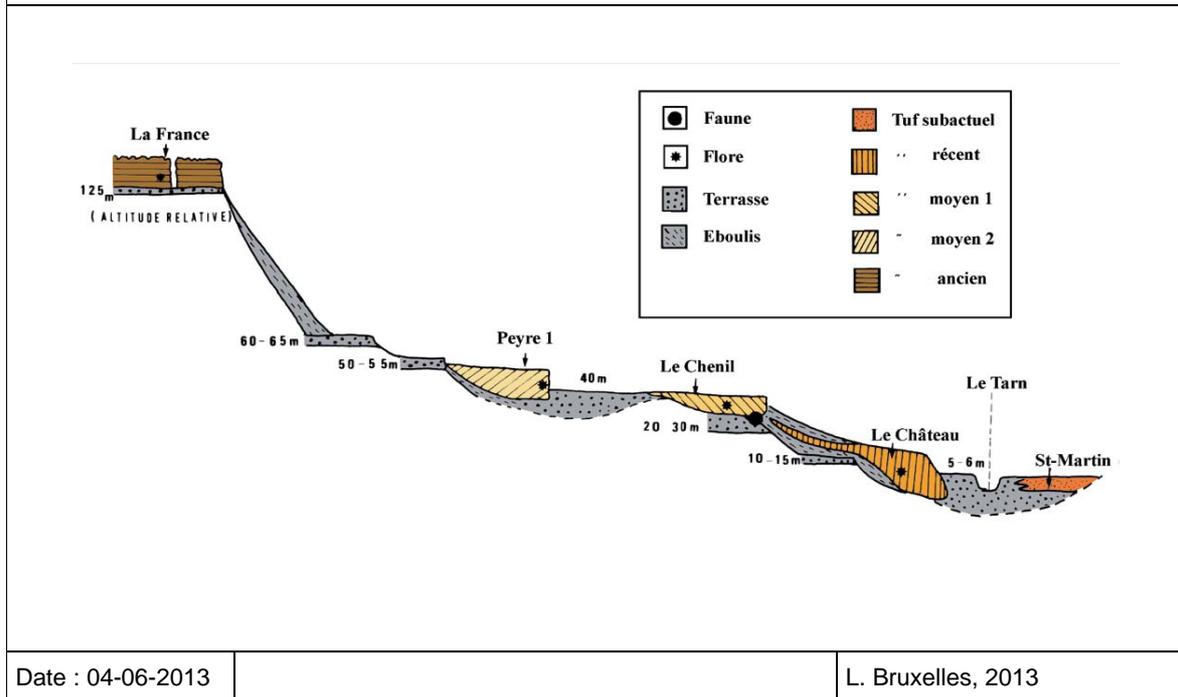
L'Escandorgue méridional présente les meilleures preuves d'un creusement pré-quaternaire des vallées de la bordure sud des Grands Causses. En particulier, le secteur de Bernasso, dont l'âge a pu être précisé (Ambert *et al.*, 1991), montre un système fluvial de gorges étroites creusées dans l'Hettangien de 100 mètres 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 d'un ancien réseau fluvial sous plus de 300 mètres de dépôts. Il existait donc déjà, au Pliocène, un réseau fluvial creusé aux marges sud du Larzac.

3.2.3.2 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. 10) :

- 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 mètres et celui de 40 mètres. Deux datations permettent d'attribuer à cette formation un âge supérieur à 350 000 ans et de la corréler 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.
- A Peyre, les alluvions du niveau 40 mètres du Tarn s'adosent au contraire sur une dizaine de mètres de haut, contre la base de la table de travertins, épaisses ici de près de 20 mètres. 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, 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, soit vers 490 m NGF.

Figure 10 : Coupe synthétique des travertins de Millau (d'après Ambert, 1994)



La situation altitudinale et la datation du travertin de Peyre permettent 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 mètres, 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 mètres alors qu'il est inscrit de 250 mètres sous le rebord des causses. Cette valeur peut donc être imputée au creusement pré-Quaternaire, aux limites près de l'incertitude concernant la datation du Plateau de France.

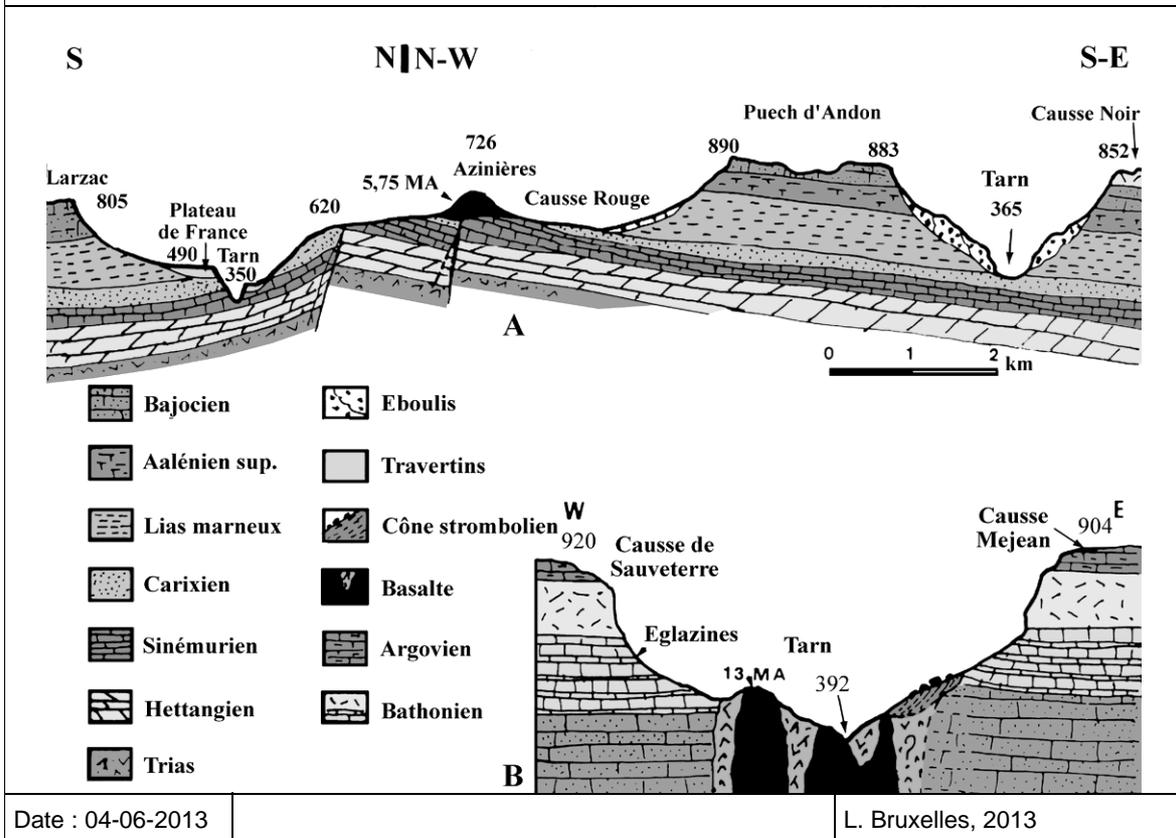
3.2.3.3 Les enregistrements d'un creusement miocène

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. 11, 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 mètres 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.

Figure 11 : 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



Date : 04-06-2013

L. Bruxelles, 2013

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. 11, B).

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 phréatomagmatique 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 (Tertiaire)

Trois types de formations fluviales précisent les modalités et l'âge du creusement des canyons :

- 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.

- 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 très diverses.
- 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 morphogenèses quaternaires.

3.2.4 Vallées périphériques, combes et reculées karstiques

Les bassins versants imperméables affluents des canyons karstiques du Tarn et de la Vis ont subi une puissante dynamique d'érosion régressive. Cette vague érosive initiée par la remontée du niveau de base et son maintien à un haut niveau pendant 1,5 Ma au Pliocène s'opère en deux temps :

- dysfonctionnement, voire blocage, du drainage karstique et développement de poljés, dans les bassins d'alimentation karstiques, d'où la mise en place d'un réseau hydrographique qui exploite préférentiellement les zones imperméables, notamment les terrains marneux ;
- puis entretien et développement de ce réseau de vallées périphériques par les oscillations climato-eustatiques du Plio-Quaternaire dont résulte une nouvelle physiographie des vallées par déchaussement des structures calcaires et dolomitiques : ici la Lergues, la Sorgues, le Cernon, la haute Dourbie. Durant ce second temps, les phases de remontée et de stabilité des niveaux de base jouent un rôle morphodynamique majeur, au moins aussi important que les phases d'abaissement.

D'un point de vue dynamique, l'extension de ce néo-réseau de « vallées périphériques », en bordure des massifs karstiques, démarre à partir des axes de drainage constitués par les fonds de canyon hérités du Néogène (Camus, 2003 et 2010). Cette évolution est à l'origine d'une réorganisation des circulations souterraines qui commande la mise en place des réseaux karstiques tributaires, affluents des canyons, et celle des réseaux des reculées karstiques et des vallées de contact.

Cette dynamique de recul des vallées périphériques est à l'origine des nombreux cas de capture de bassins versants liés au développement de réseaux conquérants au détriment des canyons et réseaux karstiques associés comme le montre l'exemple de la haute Dourbie qui capture une partie de la tête du réseau hydrographique de la Virenque.

Enfin, les structures anticlinales faisant remonter les termes de l'imperméable à l'affleurement, notamment les marnes du Lias, les conditions de développement de poljés étaient réalisées. Il a fallu attendre l'incision des canyons karstiques pour pouvoir initier et développer les vallées périphériques susceptibles d'atteindre ces structures, comme les combes de la Sorgue ou du Cernon, ou encore la dépression des Sièges. L'incision diachronique de ces vallées et le dégagement de ces combes structurales ont ouvert de nouvelles possibilités de drainage karstiques caractérisés par la mise en place de reculées karstiques (Bruxelles, 2001 ; Camus, 2003 et 2012) et par l'érosion régressive souterraine des zones d'altération par fantômisement, comme en témoignent les réseaux karstiques des Cabanes de St-Paul ou de la Sorgue et du Mas Raynal.

4. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES : DESCRIPTION ET REPARTITION

Ces formations ont longtemps été négligées par l'ensemble des travaux géologiques sur les Grands Causses. Elles ont été rassemblées sous le terme de terre des causses, puis de terra rossa, l'un et l'autre tout à fait impropre pour caractériser la genèse et la diversité de ces formations. Les études récentes montrent la pertinence de l'analyse de

ces dépôts tant sur le point de la connaissance de l'histoire géologique des causses, de la compréhension de la morphogenèse que de leur rôle dans le fonctionnement actuel du karst.

Pour décrire ces formations, nous nous baserons sur l'origine de ces dépôts. Nous partirons donc des formations autochtones ou parautochtones, issues de l'altération et de l'érosion de la série stratigraphique caussearde, jusqu'aux apports allochtones et aux formations volcaniques.

4.1 CAUSSE DE GUILHAUMARD

4.1.1 Les argiles 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 "ségals" (terme local employé ici par analogie avec les ségals 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 glacis). 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.

4.1.1.1 Les argiles à chailles autochtones et parautochtones

L'absence de coupe fraîche rend difficile l'observation de telles formations. Tout au plus se traduisent-elles par de petites indentations dans les corniches du causse. Les altérites sont meubles et donc très sensibles à l'érosion. En outre, elles sont rapidement colonisées par la végétation qui masque la plupart des affleurements.

Cependant, ces altérites, développées à partir des calcaires et des dolomies à chailles du Bajocien inférieur (J1a) ont été déjà largement étudiées sur le Causse de l'Hospitalet (Bruxelles, 2001 et 2003). Elles sont préservées au sein de poches où l'on peut le passage latéral des calcaires à chailles sains aux argiles à chailles, avec conservation des structures lithologiques originelles (altération isovolumétrique ou fantômisation ; Vergari, 1998 ; Quinif *et al.*, 1997 ; Quinif, 1999). Ainsi, entre les épontes saines et l'altérite meubles, 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.

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.

Ces altérites se localisent précisément sur les affleurements de Bajocien inférieur aux dépens desquels elles se sont développées. Elles sont parfois déstructurées et affectées par le soutirage et deviennent alors parautochtones du fait de leur faible remaniement.

4.1.1.2 Les altérites en transit

L'ensemble des affleurements de calcaires à chailles est affecté par ce phénomène d'altération. Ainsi, des formations argileuses à chailles seront susceptibles d'être remaniées en surface à chaque fois que ces calcaires affleurent dans des conditions morphologiques propices.

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 : les ségalas. 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, du fait du pendage, sur les séries situées plus haut dans la colonne stratigraphique.

L'expérience acquise concernant l'étude des formations superficielles des Grands Causses nous a permis de montrer le rôle géomorphologique et hydrogéologique de ces couvertures argileuses dont l'épaisseur peut localement atteindre plusieurs mètres. Trois principaux secteurs couverts d'argiles à chailles ont été cartographiés (fig. 12) :

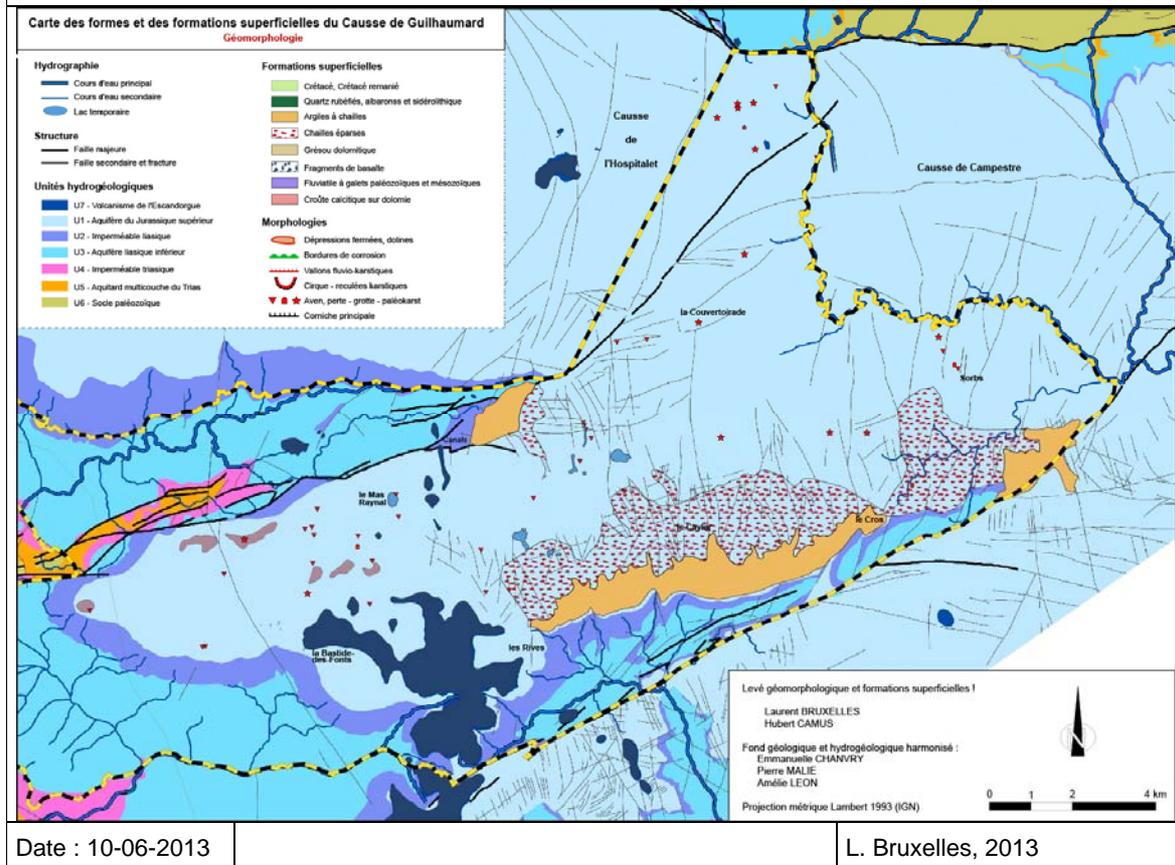
- la bordure méridionale du Causse de Guilhaumard, entre les Rives et le Cros, est ourlée par un ségala long de près d'une dizaine de kilomètres. Les argiles à chailles transitent à partir des affleurements de Bajocien inférieur qui forment le haut de la corniche méridionale. Elles transitent plus ou moins loin sur le causse en direction du nord. En aval, cette couverture butte contre un petit ressaut topographique très ondulé et qui correspond à la bordure de corrosion. C'est à ce niveau que les eaux de surface, préalablement concentrée sur cette couverture imperméable, se perdent dans les calcaires Bajocien voire les dolomies bathoniennes,
- à l'est de Canals, un affleurement de Bajocien inférieur a donné naissance à un petit ségala : le Planas. En aval, il se prolonge par un vallon fluvio-karstique qui se dirige vers le centre du causse. Les chailles abondantes près de l'affleurement de calcaires à chailles se raréfient toutefois assez rapidement vers le sud. Ceci tend à indiquer qu'il s'agit d'un transit relativement ancien dont le fonctionnement relique ne doit plus être effectif que lors d'évènements climatiques extrêmes.
- au sud-est de Sorbs, entre le ravin des Mourgues et la faille de Saint-Michel, un affleurement de Bajocien à chailles a donné naissance à une couverture discontinue d'argiles à chailles. Ici aussi, cette couverture est assez ancienne comme en témoigne sont démantèlement assez poussé et la présence de lambeaux de couvertures aujourd'hui déconnectés de leur amont.

4.1.1.3 Les chailles éparses

Elles n'ont aujourd'hui plus aucun rôle concernant les modalités d'infiltration de l'eau. Ces chailles souvent isolées et sans matrice argileuse n'ont donc plus la possibilité de concentrer les eaux en surface. Elles témoignent cependant de l'histoire géomorphologique de la surface du plateau mais aussi de son fonctionnement hydrogéologique. Ainsi, sur la base de leur cartographie, il est possible d'identifier les anciennes bordures de corrosion et donc de localiser certains points de pertes privilégiés. En prolongement des couvertures d'argiles à chailles, deux aires beaucoup plus larges ont pu être reconnues (fig. 12) :

- des Rives jusqu'au Cros, immédiatement au nord des ségalas, des fragments de chailles ont été observés sur une bande large de 1 à 2 km. Ils gisent sur un replat morphologique oscillant autour de 730 – 740 m d'altitude. Ces témoins de couverture se prolongent jusqu'à une bordure de corrosion très bien marquée dans le paysage. Son développement peut être relié à la présence de cette ancienne couverture. C'est donc le long de cette bordure que se perdaient les eaux qui transitaient depuis le sud en direction du centre du causse.
- au sud et à l'ouest de Sorbs, des chailles bajociennes sont présentes de part et d'autres du Ravin des Mourgues et du ruisseau des Valachs. Elles témoignent d'un ancien transit d'argiles à chailles qui démarrait sur la bordure nord de la faille de Saint Michel et se prolongeait quasiment jusqu'à la Virenque. Il s'agit donc ici des vestiges d'une couverture mise en place avant le creusement par érosion régressive du Ravin des Mourgues.

Figure 12 : Carte de répartition des argiles à chailles et des fragments de chailles épars



4.1.2 Le grésou dolomitique

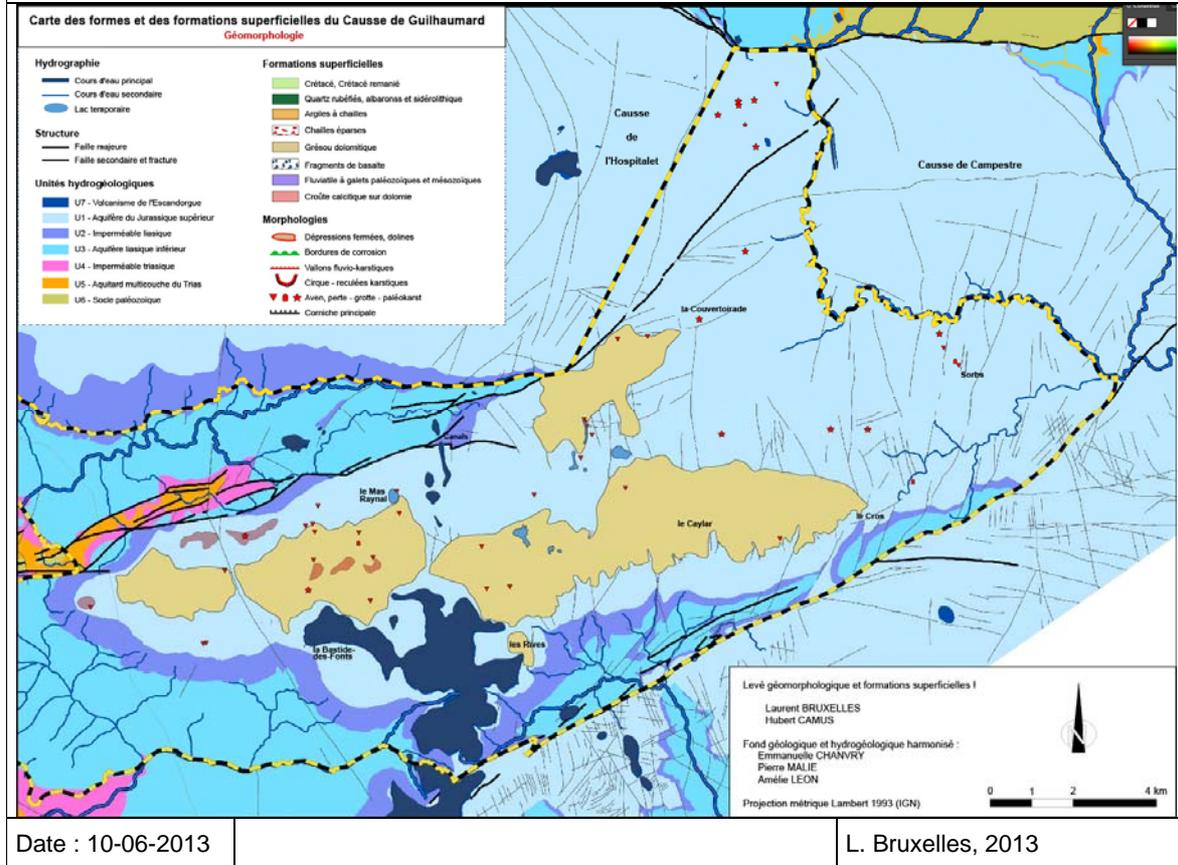
Le "grésou" ou "sabel" sont des termes caussenards qui désignent les dépôts sablonneux provenant de la corrosion karstique (largement crypto-karstique), mais aussi météorique des dolomies.

Il s'agit d'une dissolution sélective en fonction, plus particulièrement, de la pétrographie de la roche dolomitique et de sa fracturation. Cela correspond au phénomène de fantômisement déjà invoqué pour les argiles à chailles. Ici, le résidu est constitué par les rhomboédres de dolomite libérés de leur ciment calcaire. L'abondance de ce matériel permet la constitution d'une épaisse formation colluviale au fond des dépressions. Il favorise la conservation de l'humidité et la permanence des processus de crypto-corrosion.

Sa répartition géographique est calquée à peu de choses près sur les affleurements de dolomies (fig. 13). Mais il est plus ou moins perceptible en fonction de l'état d'altération de la roche mais aussi de l'érosion et du soutirage karstique. En effet, ces masses de sable sont peu visibles tant que la partie supérieure des dolomies n'est pas soumise au débouillage karstique. Ainsi, il est extrêmement abondant dans toute la partie centrale du Causse de Guilhaumard, depuis le pied du relief de la Pascalerie jusqu'au Cros. Un autre ensemble démarre du sud de la Pezade et s'étend en direction de l'Est, presque jusqu'à la Couvertoirade. L'extension de ces secteurs plus riches en grésou correspond à des replats morphologiques qui oscillent autour de 750 m d'altitude. Ces surfaces, qui découlent en grande partie d'anciens fonds de poljés, ont souvent subi une importante crypto-corrosion qui a favorisé l'altération des dolomies et donc la formation de masses importantes de grésou dolomitique. Le grésou est fréquent sous terre, où il constitue l'essentiel de certains remplissages.

Son épaisseur est très variable en fonction des profils d'altération. Le dégagement des canaux montre que ce processus peut descendre à plusieurs dizaines de mètres de profondeur dans les zones fracturées. Il constitue donc d'importantes masses sablonneuses très sensibles au soutirage karstique. D'ailleurs, l'essentiel des avens développés dans ces formations est dû au soutirage de cette altérite. Leur morphologie ressemble le plus souvent à des grandes diaclases verticales qui correspondent à la frange de roche altérée le long des fractures. Elles sont généralement assez profondes et rejoignent directement le niveau des circulations karstiques.

Figure 13 : Carte de répartition du grésou dolomitique.



4.1.3 Les formations issues des dépôts crétacés

La distinction entre les dépôts crétacés en place et les formations résiduelles qui remanient ces formations est extrêmement délicate. Leur ancienneté et les morphogenèses successives qui ont modelé les paysages des causses concourent à rendre difficile cette distinction. Cependant, certains affleurements de grès crétacés sont indiscutablement en place et révèle l'existence d'une topographie différenciée en prélude à la transgression coniacienne. Dans ce cas, ces dépôts non remaniés ne font pas partie des formations superficielles, mais plutôt de la série stratigraphique caussenarde. Ce sont ensuite les matériaux issus de l'érosion et du remaniement des dépôts crétacés qui enrichissent les résidus de la dissolution des calcaires ou de la dolomie et s'intègrent dans les formations superficielles. Des témoins de dépôts crétacés ont été trouvés au nord-est du secteur étudié, autour de la Couvertorade, mais aussi sur les reliefs qui longent la bordure septentrionale du Guilhaumard (fig. 14).

4.1.3.1 Les formations bauxitiques

La relative rareté de la bauxite n'en fait pas un élément déterminant dans la constitution des formations superficielles. Localement, elles peuvent colmater efficacement le fond des dépressions. L'intérêt est ici essentiellement géologique et paléogéographique puisque la bauxite signe une longue évolution continentale avant la transgression crétacée. C'est pendant cette période que vont s'exercer les premières karstifications, en particulier sous les formations latéritiques en voie de bauxitisation. Cette crypto-corrosion affecte le mur calcaire et forme toute une série de dépressions dans lesquelles se différencient les profils bauxitiques. Certaines dépressions dans lesquelles nous avons retrouvé de la bauxite peuvent avoir été initiées dès cette époque. C'est ce qu'a confirmé l'étude de la doline du Luc Bas sur le Causse de Campestre (Bruxelles, 2003), mais aussi la découverte de calcaires gréseux crétacés sur le Causse de Sévérac.

Dans le cadre de cette étude, seuls quelques blocs de bauxite ferrugineuse ont été trouvés. Ils étaient remaniés dans les formations superficielles qui sont préservées sur les reliefs situés à l'ouest du Mas Raynal. En revanche, nous n'en avons pas trouvé dans la partie orientale de l'étude. Il est cependant fort probable que des poches comparables à celles découvertes sur le Causse de Campestre y soient présentes. Peu résistantes à l'érosion, elles sont souvent masquées par les colluvions plus récentes. Toutefois, les vastes dépressions du Causse de Sorbs, que nous avons appelé les Grands Sotchs (Bruxelles, 2001) constituent des héritages d'anciens karsts de la bauxite. Aujourd'hui en grande partie évidées, elles pouvaient contenir à l'exemple de la doline du Luc Bas, un remplissage bauxitique scellé par des dépôts margino-littoraux du Crétacé supérieur. Nous reviendrons dans la partie consacrée à l'étude des dolines sur ces formes.

4.1.3.2 Les calcaires gréseux marins

Absents sur le Causse de Guilhaumard, certains fragments ont été découverts sur le Causse de Sorbs. Ces grès sont généralement de teinte gris-jaunâtre à la cassure mais acquièrent rapidement une patine grise. Ils ont tous une origine marine et contiennent de nombreux macro-fossiles.

Ces différents témoins apportent de nouvelles données fondamentales (Bruxelles et Simon-Coinçon, 2003). En effet, ils révèlent une étape géologique et géomorphologique majeure dans le sud de la France : l'existence d'une ingression marine coniacienne qui concerne l'ensemble du golfe des Grands Causse et qui s'effectue sur une topographie karstique préexistante (Bruxelles, 2003). Une partie de ces paysages ont pu se mettre en place pendant la longue période d'altération continentale qui a conduit à la formation des bauxites, c'est-à-dire entre l'Aptien et le Cénomani.

La fraction 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 (Bruxelles *et al.*, 1999 ; Bruxelles, 2001).

Dans l'emprise étudiée, seul le Causse de Sorbs a livré quelques blocs de grès calcaires. Ils se situent en bordure de dépressions calcaires, souvent remaniés dans les colluvions. Cependant, ce remaniement n'est pas très important et surtout relativement récent. En effet, ces calcaires gréseux sont assez sensibles à l'altération et ils disparaissent rapidement lorsqu'ils sont isolés. Il est donc possible d'affirmer qu'une partie du Causse de Sorbs correspond à une ancienne morphologie karstique moulée par la transgression du Crétacé supérieur. Ce contexte particulier est d'ailleurs dans la continuité des paléo-paysages crétacés décrits sur le Causse de Campestre, de l'autre côté de la Virenque.

4.1.3.3 Les grès ferrugineux

Dans ce travail, nous avons tâché de distinguer les fragments ferrugineux à pâte fine des grès ferrugineux qui contiennent des sable voire des graviers, le plus souvent bien roulés :

- Les premiers sont plus ubiquistes et ne concerne pas nécessairement les dépôts crétacés. Leur formation relève pour l'essentiel d'un même processus, la reprécipitation contre les épontes carbonatées du fer mis en solution dans les poches karstiques. De fait, ces croûtes peuvent provenir de différentes formations argileuses (argiles à chailles, remplissage karstique, dépôts crétacés). Dans de nombreuses poches, on observe au contact de ces formations et du substrat calcaire, un enduit ferrugineux, épais parfois de plusieurs centimètres. Il recouvre même les blocs calcaires mêlés à la formation argileuse. Lors de l'érosion de ces poches, cet encroûtement ferrugineux est fragmenté et redistribué dans le stock des formations superficielles.
- Les seconds correspondent à de véritable formation gréseuses à ciment silico-ferrugineux. Les sables et les graviers sont le plus souvent constitués de quartz et sont clairement roulés. En outre, on observe dans certains blocs un litage qui signe un tri hydrodynamique. Il s'agit donc d'anciens dépôts sédimentaires cimentés par la silice et le fer.

Considérés comme un alios de nappe développé dans des alluvions siliceuses (Cadillon, 1970), les grès ferrugineux des Grands Causse correspondent plutôt à des ferruginisations *in situ*, par des circulations incrustantes, au sein des dépôts crétacés initialement plus ou moins carbonatés (Bruxelles, 2001). Ces grès ferrugineux correspondent donc aux argiles sableuses, mais aussi aux calcaires gréseux et aux calcaires lumachelliques ayant subi une ferruginisation (cuirasse ferrugineuse à faciès gréseux simple ; Nahon, 1971). D'ailleurs, les premières déterminations

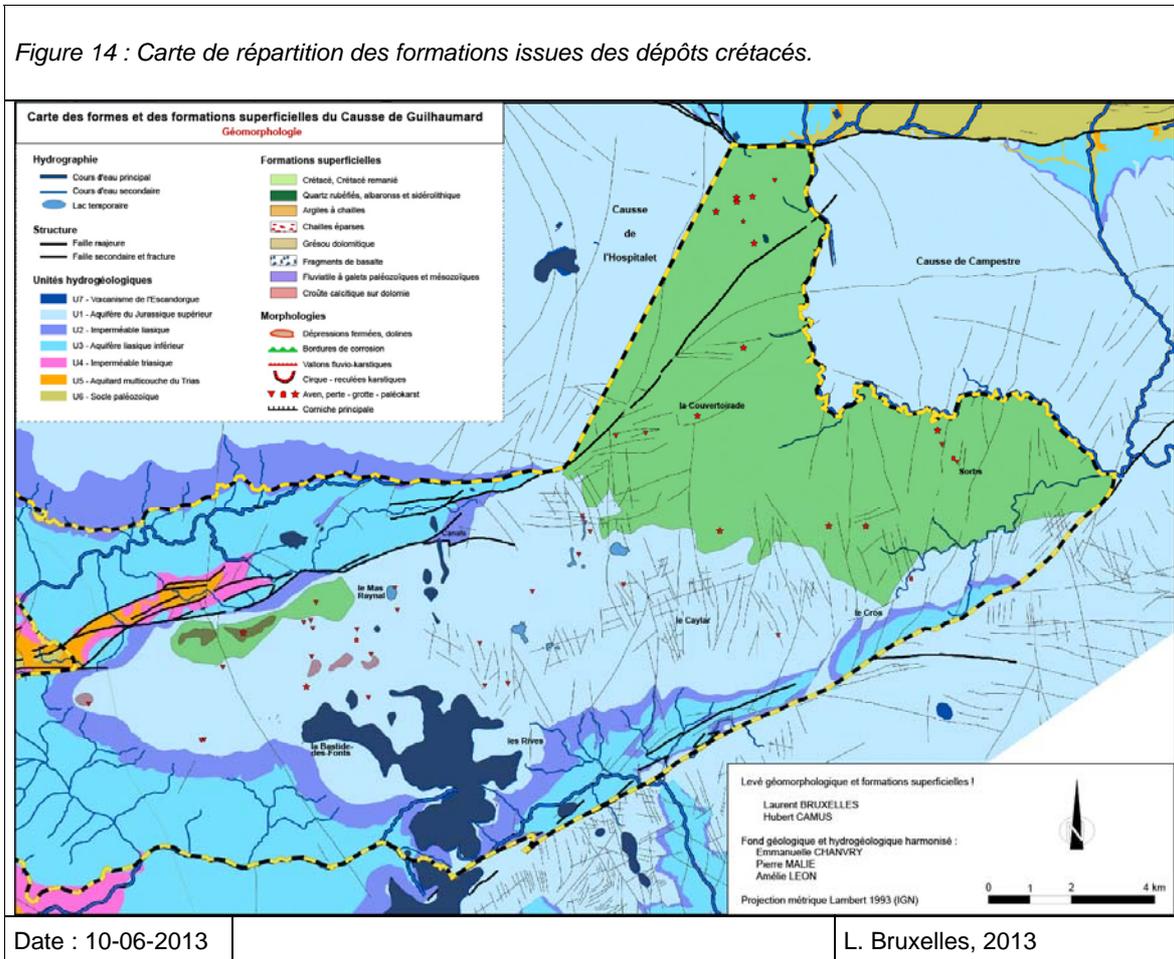
des fossiles marins du Crétacé supérieur sur le Causse de l'Hospitalet ont été réalisées à partir de grès ferrugineux de ce type (Bruxelles *et al.*, 1999). Dans ce cas, la goethite a remplacé la calcite et a conservé les empreintes de fossiles ou la texture des argiles.

Lors du démantèlement des dépôts crétacés, il ne reste que les niveaux antérieurement ferruginisés, les plus résistants à l'érosion. La cartographie de ces blocs permet donc de renseigner sur l'ancienne extension de la couverture crétacée et sur les modalités de remaniement de ces dépôts. Peu soluble et très résistants à l'érosion, ces grès constituent en effet les derniers témoins de ces dépôts. Ainsi, la partie orientale du secteur étudié s'est révélée localement assez riche. Depuis la bordure méridionale de l'alvéole de Nant jusqu'au Causse de Sorbs, en englobant largement les environs de la Couvertorade, on retrouve des quantités variables de grès ferrugineux. Ils sont d'ailleurs associés à un paysage de reliefs calcaires ou dolomitiques séparés par des vallons fluviokarstiques bien développés. Nous reviendrons sur ce point un peu plus loin.

A l'ouest du Mas Reynal, des grès ferrugineux ont également été trouvés sur les reliefs qui constituent la limite nord du Causse de Guilhaumard. Ici aussi, et en accord avec la présence de bauxite, ils témoignent de l'existence d'une ancienne couverture crétacée.

La présence de ces grès dans les formations superficielles indique donc qu'une partie d'entre-elles proviennent du remaniement des dépôts crétacés. Elles sont enrichies en sable et en argile qui favorise le colmatage des points bas et le développement de la crypto-corrosion. C'est d'ailleurs dans ces mêmes secteurs que l'on retrouve toute une série de vallons fluviokarstiques bien développés. Ces formations contribuent au colmatage des soutirages et à l'imperméabilisation du fond des dépressions. Elles favorisent aussi l'infiltration concentrée de l'eau en bordure des dépressions.

Figure 14 : Carte de répartition des formations issues des dépôts crétacés.



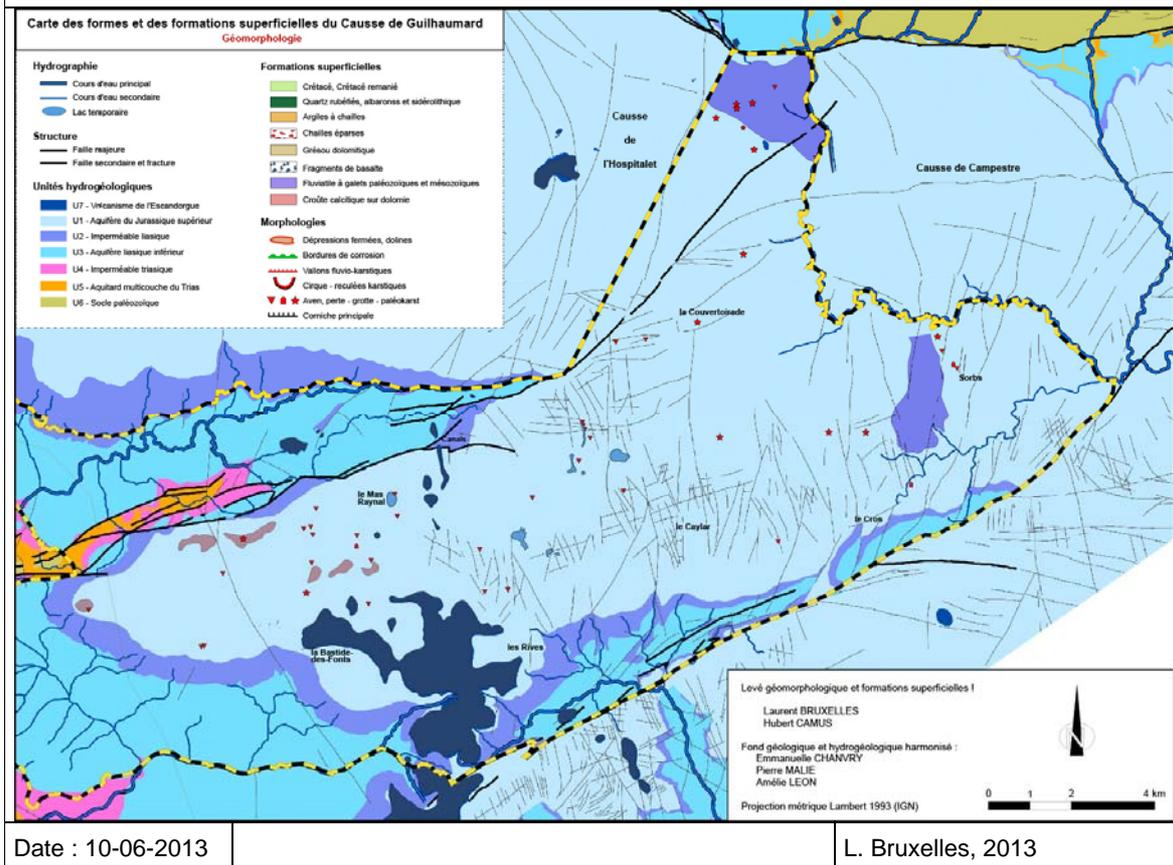
4.1.4 Les apports alloctones

Alors que l'essentiel des dépôts quartzeux était considérés *ipso facto* comme mis en place par des cours d'eau qui sillonnaient le causse juste avant le creusement des canyons (Cadillon, 1970 ; Rousset, 1970 ; Cals, 1978 ; Prever-Loiri, 1979), la découverte de formations crétacées détritiques réclame la plus grande prudence et rend caduque certaines de ces anciennes conclusions.

Globalement, deux types de formations quartzzeuses, par définition allochtone, se distinguent sur les Grands Causses :

- les graviers et les sables quartzzeux rubéfiés : auxquels on peut comparer les albarons reconnus dans l'ensemble des Grands Causses. Ce sont des graviers et des sables quartzzeux très arrondis à légère rubéfaction superficielle d'altération. Ils ont une couleur saumon et une taille va de quelques millimètres à un ou deux centimètres au maximum. Ces dragées de quartz, parfois fragmentées, sont associées à des plaquettes ferrugineuses et certaines de ces graviers sont même partiellement recouvertes d'enduit ferrugineux. Ils sont couramment associés à des fragments de grès ferrugineux crétacés dans lesquels on retrouve les mêmes éléments quartzzeux encore pris dans leur gangue de goéthite. Ces formations découlent *pro parte* de la couverture crétacée qui recouvrait les niveaux jurassiques et dont il reste plusieurs témoins. Ces sables, graviers et galets plus ou moins grossiers constituent le résidu quasi indestructible piégé successivement dans les dépressions du causse. Ils ont été retrouvés sur la totalité du Causse du Guilhaumard.
- les alluvions quartzzeuses avec leur cortège de roches paléozoïques et mésozoïques : ces formations ne se trouvent qu'à l'extrémité orientale de la zone d'étude (fig. 15). Elles ont été apportées sur le causse par des cours d'eau provenant du massif du Lingas.

Figure 15 : Carte de répartition des apports fluviaux alloctones (galets de roches paléozoïques et mésozoïques).



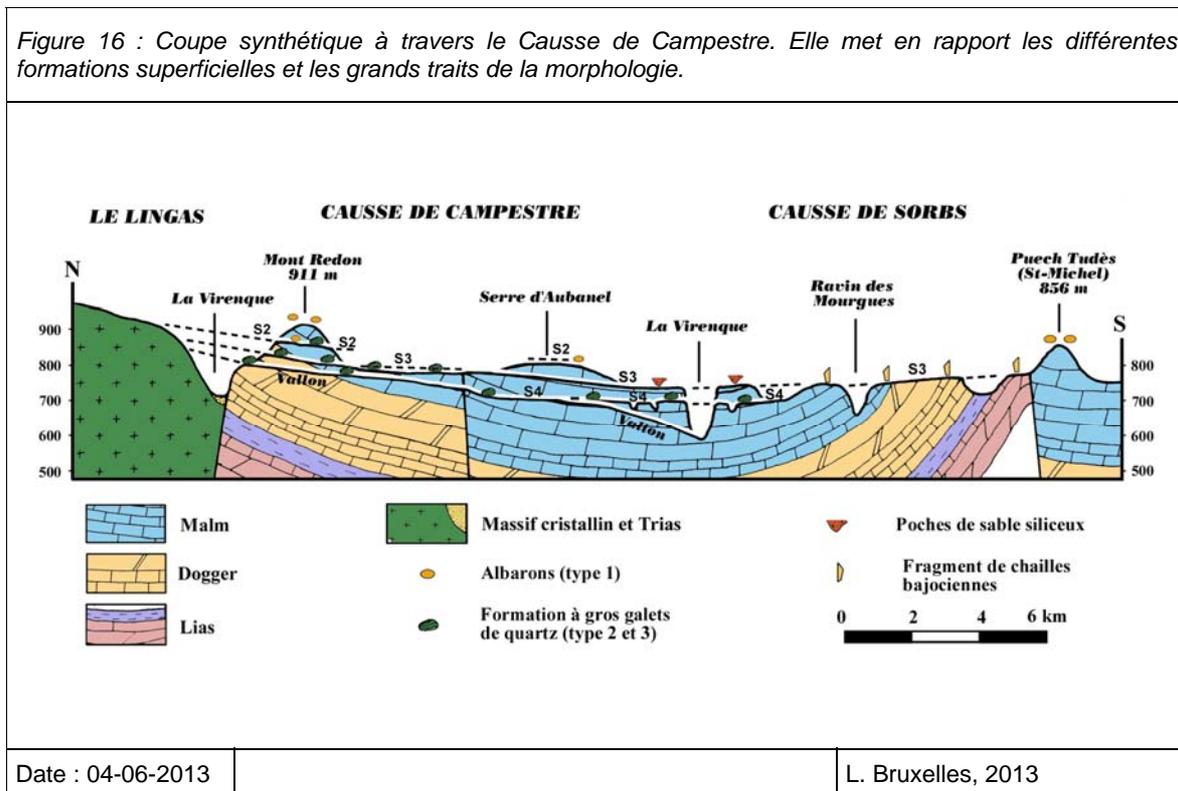
La cartographie de ces dépôts révèle divers niveaux de transit dont certains ont encore une nette expression morphologique (lambeaux de replats ou de pédiments). Deux zones se distinguent :

- Le coin nord-est de l'emprise, au nord de la Couvertorade, recèle quelques galets de quartz, de micaschistes, de schistes et de chailles. Leur présence n'est pas associée à une forme particulière du paysage. Ils sont libérés sur les versants à partir de paléokarsts qui constituent d'anciens axes de circulation des eaux issues du massif ancien, avant le creusement de l'alvéole de Nant.

- A l'ouest de Sorbs, des galets de quartz, des micaschistes et des schistes ont été retrouvés au fond d'un large replat qui oscille autour de 710 mètres d'altitude. Ces alluvions peuvent matérialiser un ancien cours de la Virenque qui contournait le Causse de Sorbs par le sud. Le ravin des Mounios correspondrait alors en partie au surcreusement du paléo-cours de la Virenque par les eaux provenant de la surface du plateau.

Les formations fluviatiles à cortège de roches paléozoïques et mésozoïques 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 étaient globalement nivelés et faisaient partie d'un vaste pédiment qui se raccorde à la Virenque (fig. 16). Symétriquement, un autre pédiment assurait, 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 ont constitué une épaisse couverture susceptible de favoriser la crypto-corrosion et le développement d'aplanissements karstiques.

Figure 16 : Coupe synthétique à travers le Causse de Campestre. Elle met en rapport les différentes formations superficielles et les grands traits de la morphologie.



4.1.5 Les formations volcaniques

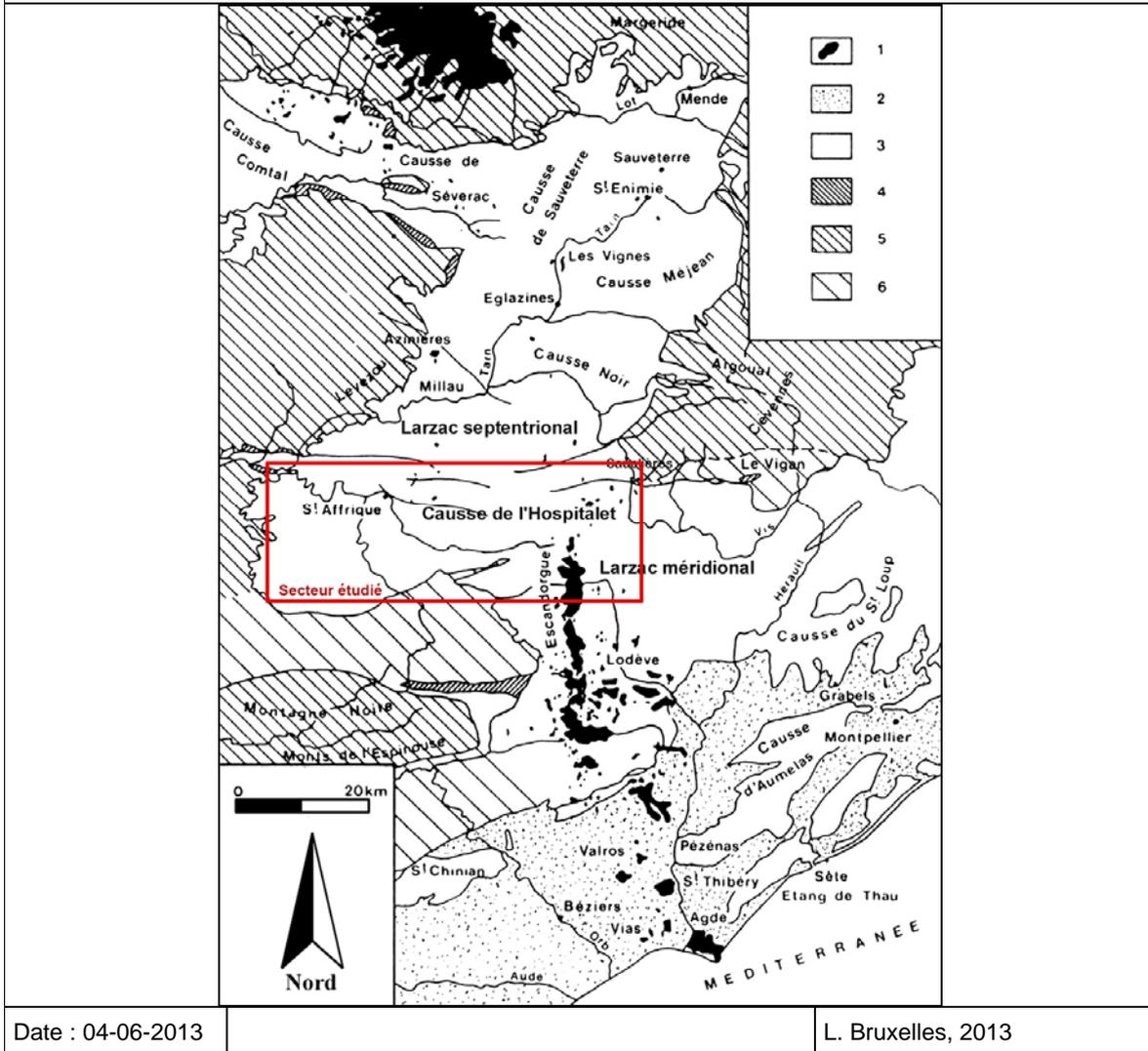
Nous ne reprendrons pas ici la description détaillée de la géologie du volcanisme de l'Escandorgue pour nous concentrer sur trois aspects : l'apport du volcanisme pour la connaissance de l'évolution géomorphologique, le rôle des dépôts volcaniques et des matériaux remaniés dans l'évolution des morphologies karstiques et enfin sa contribution au fonctionnement hydrogéologique.

4.1.5.1 Les informations paléogéographiques fournies par le volcanisme

L'alignement des affleurements volcaniques de l'Escandorgue a longtemps été interprété comme la canalisation des épanchements par une paléo-vallée. Leur mis en relief résulterait d'une importante inversion de relief postérieure. Les études séismologiques (Allègre *et al.*, 1964) ont montré que cet axe correspondait plutôt à un amincissement de la croûte terrestre le long duquel toute une série de volcan, alignés nord-sud, ont pu se mettre en place (fig. 17).

Figure 17 :
 Cadre géologique du volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc.
 1 – Volcanisme avec, du nord au sud : Aubrac, Causses, Escandorgue, Lodévois, Bas-Languedoc.
 2 – Terrains tertiaires et quaternaires.
 3 – Terrains permians et secondaires.
 4 – Stéphaniens.
 5 – Terrains anté-Stéphaniens non métamorphiques.
 6 – Terrains anté-Stéphaniens métamorphiques.

D'après Ghristi et al. 1985, modifié.



Date : 04-06-2013

L. Bruxelles, 2013

Toutefois, les épanchements basaltiques fournissent quelques arguments de l'état de la surface du Causse de Guilhaumard à la charnière plio-quadernaire. Plus au sud, plusieurs témoins démontrent l'existence d'une paléotopographie différenciée. Sur le causse, l'analyse des topographies moulées par le volcanisme fournit un jalon précieux de l'état de karstification du causse. Ainsi, l'essentiel des épanchements basaltiques moule une surface d'érosion autour de 800 m d'altitude (S2 - 800-840 m ; cf. *infra*). Celle-ci est d'ailleurs très bien préservée sous les basaltes alors qu'elle est souvent très dégradée sur le reste du causse.

Cependant, à Mezerens, des pinacles dolomitiques sont visiblement cuits par le volcanisme (Ambert, 1979). Cela signifie que lors de la mise en place de ces dépôts, le soutirage karstique avait déjà vidangé le sable dolomitique et exhumé les pinacles. Cette surface à 800 mètres était donc déjà en cours de dégradation et dominait des topographies plus basses.

En outre, au Pas de la Lèbre, une coulée basaltique se dirige en direction du nord, vers la dépression de Tapiès. La base de cette coulée descend jusqu'à 780 mètres d'altitude ce qui confirme bien que la surface 800 m était déjà regradée par une autre surface karstique (S3 - 740-760 m.)

Ainsi, lors de la mise en place de ce volcanisme, il apparaît que l'état de karstification du plateau, directement lié au développement des vallées par ailleurs, était déjà largement avancé. La surface à 800 mètres sur laquelle se sont mis en place les édifices volcaniques était déjà en cours de démantèlement. Ces épanchements sont donc au moins contemporains du développement de la surface qui lui succède (S3).

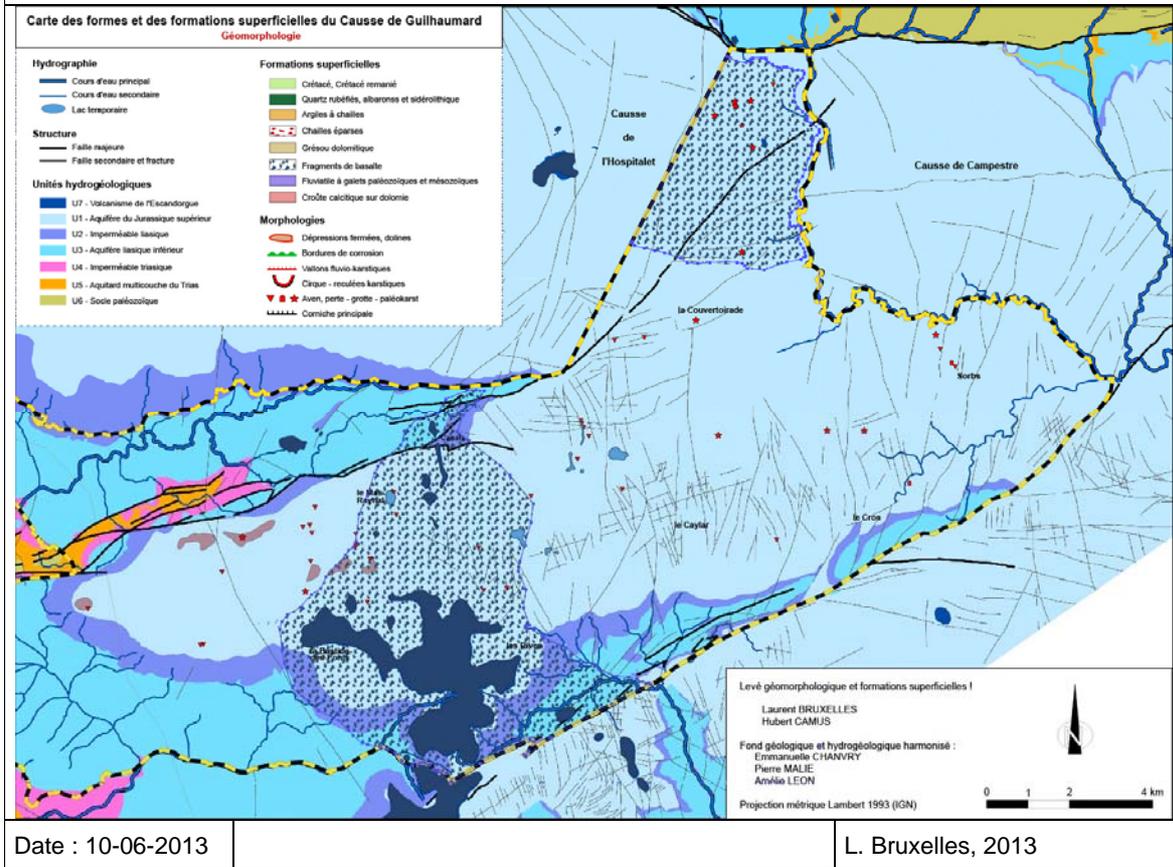
4.1.5.2 **Le rôle morphologique des dépôts volcaniques**

Depuis leur mise en place, ces dépôts volcaniques ont alimenté la portion de plateau alentour en formations superficielles. Elles servent également de marqueurs des anciens transits à la surface du causse. Leur répartition illustre donc le sens des écoulements en périphérie de ces édifices (fig. 18).

Au cours de nos reconnaissances, nous avons identifié deux secteurs contenant des fragments basaltiques :

- Au nord de la Couvertoirade, 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 prismsation 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. Tous ces pointements sont à l'origine des blocs de basaltes trouvés sur les versants et dans les dépressions avec des densités variables.
- L'imposante série d'édifices volcaniques de l'Escandorgue se termine à l'Ouest des Rives. Cependant, quelques pointements le prolongent sur le Causse de Guilhaumard jusqu'à Canals. Ainsi, des fragments de basalte ont été retrouvés dans un triangle englobant les Rives, la Bastide-des-Fonts et Canals. Très abondants au pied des édifices, notamment sur tout le pourtour de l'Escandorgue, les blocs de basalte se raréfient progressivement lorsqu'on s'éloigne des formations volcaniques en place. On suit cependant une forte concentration de blocs de basalte dans les vallons fluvio-karstiques qui prennent naissance sur l'Escandorgue. Cela ne signifie pas que ces canaux ont joué le rôle des guides pour l'écoulement des laves mais plutôt qu'elles ont drainé les eaux issues de l'Escandorgue.

Figure 18 : Carte de répartition des fragments basaltiques remaniés.



4.1.5.3 Le rôle de château d'eau

La répartition des fragments de basaltes autour des édifices, et notamment autour de l'Escandorgue, illustre clairement le rôle que ces édifices ont pu jouer dans l'hydrologie. Ils ont constitué un bassin-versant peu perméable capable de concentrer les eaux en surface avant qu'elles n'atteignent les dolomies. Ainsi, plusieurs vallons fluviokarstiques (cf. *infra*) rayonnent depuis cette zone de relief. Des pertes ont d'ailleurs pu se situer au contact entre les basaltes et la dolomie et se déplacer au fur et à mesure du recul par érosion de la couverture basaltique. Enfin, ces masses de scories et de basalte constituent un véritable château d'eau qui restitue sur une longue période les eaux d'infiltration. Ce massif volcanique joue donc certainement un rôle hydrogéologique important, à la fois en concentrant les eaux en surface mais aussi en soutenant les étiages.

4.1.6 Les formations périglaciaires

Avec plus de 90 jours de gel par an en moyenne, les empreintes de phases gel-dégel sont encore très actuelles sur le Causse de Guilhaumard. Elles se traduisent localement par l'existence de sols gelés (pipkrakes, mollisols, sols striés, sols polygonaux) et par une abondance de gélifrats, 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 (autour de la Couvertorade par exemple) 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.

Sur le causse, les dépôts de grès calcaires sont rares. Tout au plus peut-on trouver des témoins conservés dans les fissures karstiques ou au fond de certaines dépressions. Cette rareté des dépôts périglaciaires 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. En revanche, dans les canyons ou les reculées, les grèzes sont bien développées, surtout au pied des corniches calcaires. Elles atteignent en certains points plusieurs mètres d'épaisseur et sont partiellement consolidées par les encroûtements carbonatés.

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. Dans les dolomies bathonienne, la principale action du gel se traduit par un niveau centimétrique voire décimétrique de grésou. En effet, la dolomie est poreuse et elle se prête mal à l'éclatement par le gel. Cela a bien été montré dans l'abri des Canalettes, à l'est de l'Hospitalet du Larzac (Ambert, 1994). Seules les passées plus calcaires admises au sein des dolomies ont pu être éclatées par le gel ont sont à l'origine d'un petit tablier de géli fractas.

Sur les calcaires à chailles, l'impact du gel est équivoque. Sur les parois nues, en bordure des reculées, la géli fraction a pu s'effectuer sans entrave. Les chailles, préalablement parcourues de très nombreuses micro-fractures, y sont particulièrement sensibles. Les fragments anguleux de chailles présents en surface ont en grande partie été débités par le gel.

Sur les ségalas, la couverture d'argiles à chailles a eu un effet protecteur pour le substratum. 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.

Enfin, l'abondance de matériel clastique pendant le périglaciaire a contribué au colmatage des dépressions karstiques et des entrées de cavités. De plus, 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. Ces formations ont aujourd'hui un rôle relativement mineur à la surface des plateaux. Leur puissance au fond des dolines et dans les entrées de cavité peut toutefois ralentir les circulations sans avoir la possibilité, du fait de leur grande porosité, d'en limiter l'infiltration.

4.2 LES AVANTS-CAUSSES

Les formations superficielles constituant les couvertures karstiques sur les Avants-Causse sont moins diversifiées que sur les Grands Causse : les éléments corrélatifs de l'évolution des bauxites et de l'ingression marine du Crétacé ont disparu et les apports de paléo-vallées allogènes sont très peu ou pas exprimés. Cet appauvrissement des origines et de diversité des éléments constitutifs des couvertures s'explique par l'emprise du réseau hydrographique : il a démantelé les surfaces anciennes en faisant disparaître une grande partie de leur substratum et l'érosion régressive différentielle a opéré une forte ablation des terrains meubles, notamment en se propageant dans les alvéoles de marnes du Lias en position de vallées périphériques. Néanmoins, on note une constance dans la corrélation entre altérites et morphologies karstiques et surtout un étroit contrôle de ces formations superficielles sur les modalités d'infiltration.

Les altérites héritées (argiles et grésou à chailles) sont généralement remaniées et accumulées dans des dépressions karstiques, s'en suivent des phases de soutirage et d'érosion par ravinement qui peuvent décaper ces couvertures jusqu'au front d'altération du grésou, voire jusqu'à la roche mère saine. Ces dynamiques d'érosion mobilisent à leur tour des formations superficielles (grésou et géli fractas de silex jaspé) qui sont mélangées aux altérites héritées, notamment dans les vallons karstiques et dans les dolines.

Il en résulte que malgré une moindre variété de formations superficielle, les Avants-Causse présentent une forte complexité de leurs répartitions et de leurs modalités de mise en place et de remobilisation.

4.2.1 Les argiles et grésous à chailles

Sur les Avants-Causse, ces formations proviennent en partie des altérations anciennes des calcaires à chailles du Bajocien inférieur (Dogger) et en partie d'altérations plus récentes des calcaires et dolomies du Sinémurien et de l'Hettangien (Lias). Ces formations sont donc composées de mélanges de chailles d'origines diverses emballées dans une matrice localement argileuse, mais surtout constituée d'arènes dolomitiques. Ces couvertures donnent des paysages vallonnés soit dans des dépressions à la surface du plateau, soit en position sommitale, largement cultivés, appelés "ségalas" même si leur substratum est le plus souvent carbonaté.

Dans les Avants-Causse, trois types d'argiles à chailles peuvent être distingués (fig. 19) :

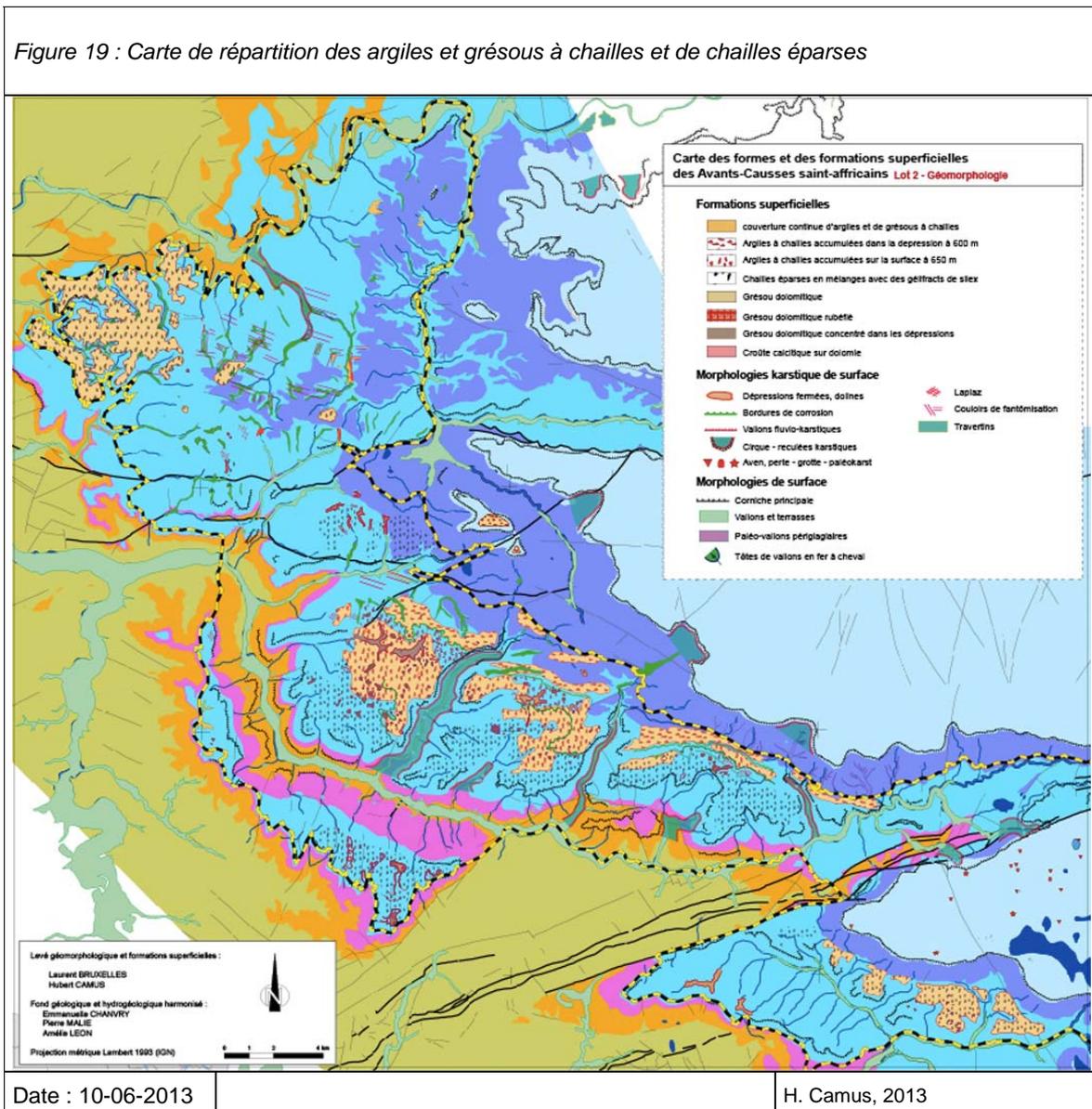
- les formations autochtones, qui correspondent à des altérites en place, sont modestement représentées dans les structures conservées des calcaires à chailles et dolomies du Sinémurien et de l'Hettangien bien visibles sur la surface à 650 m au sud du Clapier. En revanche les géli fractas de silex

mobilisés par l'érosion après décapage des affleurements du substratum constituent une part importante de ces formations superficielles ;

- les formations parautochtones (déformation et entraînement gravitaire par soutirage karstique des altérites *in situ*), ne sont identifiées que sur la surface à 650 m du plateau nord de St-Affrique, en mélange avec des éléments allochtones remaniés de la surface résiduelle à 700 m, le tout emballé dans du grésou altéré rougeâtre ;
- les formations allochtones (argiles à chailles ou chailles résiduelles, intégrées dans des formations de dépressions, des colluvions ou des couvertures de glaciés) : elles constituent l'essentiel des formations à chailles des surfaces à 750-700 m et à 650 m des Avants-Causse, notamment par remobilisation du stock initial de la couverture de la surface résiduelle à 800 m qui n'est conservée que sur la butte du Comballou qui domine Roquefort et par remaniement des contreforts du Dogger.

Dans le cas des dépressions marneuses et des paléo-poljés associés de la surface à 600 m entre St-Beaulize et St-Jean d'Alcapiès, des chailles liasiques, du fait de la structure géologique du causse, peuvent transiter et s'accumuler sur les calcaires marneux du Carixien, voire sur les marnes du Lias, situés stratigraphiquement plus haut. A ce stock liasique, s'ajoutent les résidus remaniés à plusieurs reprises des surfaces démantelées plus anciennes (surfaces S2 à 800 m et S3 à 750-700 m), ainsi que les chailles du Bajocien inférieur (Dogger) qui dominent les dépressions marneuses au pied du Larzac.

Figure 19 : Carte de répartition des argiles et grésous à chailles et de chailles éparses



Cette typologie revêt une réelle importance lorsqu'il s'agit d'observer la répartition de ces formations et leur rôle dans les modalités d'infiltration.

4.2.1.1 **Les argiles et grésous à chailles autochtones et parautochtones**

Sur les Avants-Causse, les affleurements pouvant livrer des niveaux à chailles s'observent dans l'Hettangien, mais surtout dans le Sinémurien. Des niveaux en place, où l'on observe la continuité entre les dolomies saines (ou les calcaires siliceux) du Sinémurien sont connus dans le secteur de l'Escandorgue et reconnus plus au nord dans le déblai routier de la RD993 entre Tiergues et St-Rome-de-Tarn ; ici, ces affleurements caractérisent la surface à 650 m développée sur les plateaux au nord de St-Affrique (fig. 19 et 34).

Du fait de l'importante dissection du relief par les vallées, ces affleurements correspondent à des poches et des couloirs de fantômisations recoupés par les versants ou éventuellement par les bordures de corrosion quand elles sont exprimées (paléo-poljé de St-Beauzely-St-Jean d'Alcas). La matrice meuble est presque toujours du grésou, généralement de couleur claire, ocre à gris. Lorsque ces structures fantômisées sont atteintes ou recoupées par le front d'altération du crypto-karst, outre la remobilisation et le remaniement parautochtone induit par les phénomènes de soutirage, le grésou est rubéfié.

Les formations autochtones sont alors déstructurées et affectées par le soutirage et deviennent alors parautochtones du fait de leur faible remaniement.

4.2.1.2 **Les argiles à chailles allochtones**

Les dépressions marneuses au pied du Larzac déblayées par le Cernon et ses affluents, mais surtout celles déblayées par les affluents de la Sorgues, correspondent à des paléo-poljés à plancher marneux et à argiles à chailles essentiellement allochtones. Ces altérites en position secondaire proviennent en partie de l'érosion des couvertures encore visibles en place sur le Larzac pour les chailles du Bajocien, en partie de l'érosion, de l'altération et de la remobilisation parautochtone des chailles des affleurements Bajocien aujourd'hui disparus, mais aussi de celles du Sinémurien et de l'Hettangien dans lesquels se sont inscrits les paléo-poljés de la surface à 650 m. A la différence des phénomènes très dispersés à l'échelle des dépressions du Larzac, dans les Avants-Causse, ces accumulations récurrentes ne se sont produites que dans les alvéoles marneuses du Lias au fur et à mesure de l'enfoncement de plusieurs générations de paléo-poljés dont on reconnaît deux stades principaux d'évolution correspondant aux bordures de corrosion et aux surfaces à 600 et à 650 m NGF (fig. 31).

4.2.1.3 **La diversité des stocks d'argiles à chailles**

Au pied de l'escarpement du Larzac, les chailles brunes et foncées sont dominantes dans les dépressions et sur la surface à 600 m et, plus localement sur la surface à 650 m. Elles proviennent du déstockage des altérites par remobilisation en pied de versant. Parmi ce stock, il existe des chailles désilicifiées, mais il est impossible de les distinguer des chailles héritées par résidualisation de l'évolution sur place de la couverture initiale de la surface à 750 m.

Sur le plateau au nord de St-Affrique (fig. 30), le stock est mixte là aussi avec des chailles héritées des altérites initiales de la surface à 700 m et les chailles issues de l'altération en grésou des planchers des poljés à 650 et à 600 m.

Dans plusieurs secteurs significativement étendus, les argiles à chailles sont pelliculaires, voire éparses, et surtout diluées et mélangées avec d'autres types d'altérites comme le grésou ou avec des dépôts non altérés, en général des gélifracts dont une très forte proportion de silex jaspés de couleur claire du Lias ; c'est le cas des dolines coalescentes de la surface à 750-700 m des causse de part et d'autre de la Sorgues : Causse de Nissac et St-Jean, massif de la Loubière.

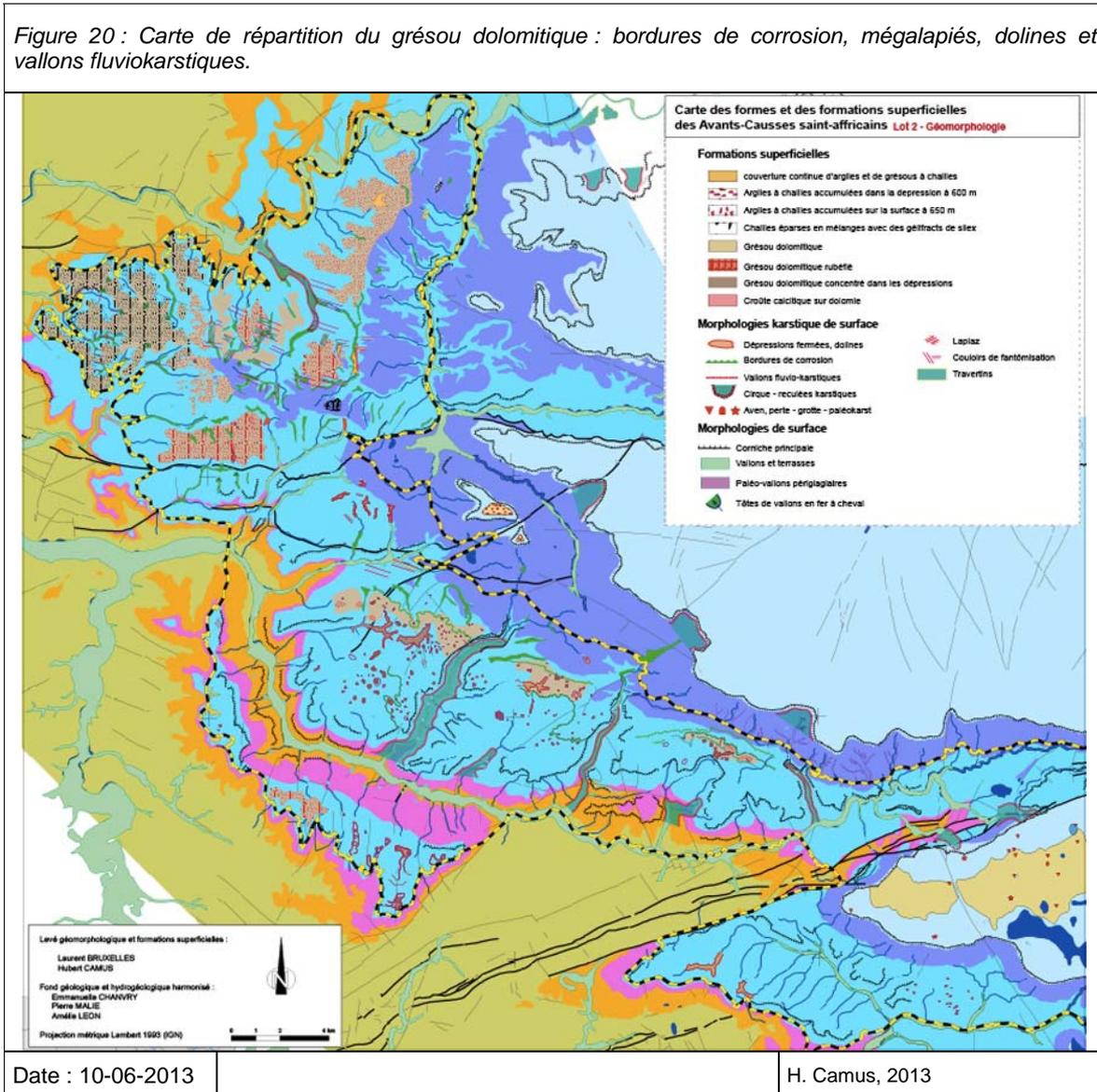
Enfin, sur la surface à 650 m de la haute vallée de l'Orb, les chailles sont de façon dominante autochtone et étroitement liée au faciès local de leur roche mère. Cette observation est à mettre en perspective avec l'histoire géomorphologique du bassin méditerranéen des Causse. En effet, dans le bassin de l'Orb, l'érosion des couvertures héritées des anciennes surfaces à 750 et 800 m a été antérieure à l'exhumation du toit du Sinémurien par décapage des marnes liasiques. Ces formations militent pour l'ancienneté de cette surface karstique bien immunisée par rapport aux surfaces plus fraîchement décapées des marnes liasiques des bassins de la Sorgues et du Cernon.

4.2.2 **Le grésou dolomitique**

Ces formations sont bien représentées dans les secteurs de bordures de corrosion des causses de rive droite de la Sorgue où elles peuvent être épaisses et de façon plus étendue sur le plateau nord de Saint-Affrique, mais avec des épaisseurs parfois très faibles (fig. 20).

Le grésou dolomitique formant des formations superficielles est une altérite sableuse qui résulte d'une altération isovolumique de type fantômisation. En zone de sub-surface, cette altération évolue vers une corrosion sous couverture ou crypto-altération du substratum dolomitique avec des évolutions météoriques directes si celui est porté à l'affleurement pouvant aller jusqu'à l'arénisation totale de la roche. L'altération affecte la roche mère en conservant un front d'altération épais qui s'approfondit sur place en exploitant la fracturation, du moins tant que l'ablation par ruissellement ou par soutirage n'intervient pas avec le développement d'un cryptokarst pouvant assurer un transit hydrosédimentaire suffisant.

Figure 20 : Carte de répartition du grésou dolomitique : bordures de corrosion, mégalapiés, dolines et vallons fluviokarstiques.



Sur les Avants-Causse, les assises dolomitiques correspondent au Sinémurien avec une dolomie saccharoïde qui fournit des grains assez grossiers et à l'Hettangien dont les rhomboédres de dolomie sont plus petits et qui fournit un grésou très fin. Ces deux formations étant siliceuses, cette crypto-altération des dolomies liasiques donne des grésous à chailles.

Dans les formes telles que les paléo-poljés ou les méga-lapiés ruiniformes, ces altérites sont en général en position secondaire et implique l'ablation d'une couverture karstique initiale qui peut-être parautochtone, c'est-à-dire l'arène dolomitique elle-même et les chailles issues des mêmes assises de roche mère, ou, allochtone s'il s'agit d'argiles à chailles ou de formations fluviales (ou encore volcaniques) provenant d'affleurements éloignés.

La conservation sur place de faciès de grésou surmonté de leur pansement humide d'altérite s'oppose donc aux secteurs où le grésou est remanié ce qui se caractérise généralement par le dégagement d'un crypto-lapiaz caractéristique des paysages ruiniformes des causses et d'une accumulation dans les vallons fluviokarstiques et dans

les dolines. Cette opposition de conservation opère un rôle déterminant sur le comportement capacitif des formations superficielles avec la possibilité d'entretenir des nappes de sub-surface, voire des lacs temporaires dans le premier cas, ou au contraire, sur le comportement transmissif en grand au sein de ces formations dans le second, avec des modalités d'infiltration pouvant provoquer des transits hydrosédimentaires.

Sur le plateau au nord de St-Affrique, le grésou est généralement associé à des chailles. On observe un gradient de conservation d'est en ouest à partir de la crête qui matérialise la ligne de partage des eaux entre le Cernon et le Lévéjac, avec :

- le réseau hydrographique à maillage à angles droits du Lévéjac (fig. 34) où les vallons accumulent un mélange de dépôts de versant caillouteux et de grésou plus ou moins rubéfié (fig. 20) ; ce dernier provient des lambeaux parfois encore bien conservés au nord (Briadels) et au sud (Crassous, Boussac, La Vayssière) de la zone caractérisés par un modelé de lapiaz ruiniformes semi-couverts de grésou et d'argiles rouges associés à des concrétions ferrugineuses ;
- formant une bande méridienne, les grésous à chailles, parfois parautochtone, développés sur le Sinémurien ; ces formations sont mieux préservées, elles constituent une couverture plus continue qui nappe le substratum dans les parties basses de la surface du plateau et qui deviennent plus rubéfiées sur la bordure sud et vers l'ouest en gardant une épaisseur relativement importante (d'ordre métrique) ;
- à l'ouest, le passage au substratum de Hettangien se caractérise par une couverture très peu épaisse (inférieure à 1 mètre parfois) qui présente un front d'altération de grésou fin gris clair recouvert d'une couverture résiduelle colluvionnée et rubéfiée de grésou et argiles à chailles ; cette configuration est particulièrement propice à une forme de concentration des eaux en sub-surface malgré l'absence totale de ruissellement.

Ces couvertures, non drainées en surface, constituent de petites nappes perchées qui se vidangent dans des cirques en fer à cheval qui ferment les têtes de vallons du réseau hydrographique (fig. 34). Ce dernier s'imprime strictement dans le réseau de couloirs de fantômisations constitués de grésou sous sa forme isovolumique en place ou remobilisé par tassement/soutirage, ainsi que de brèches. Ces couloirs fantômés affectent l'épaisseur du Sinémurien et de l'Hettangien, notamment en direction de la source de St-Rome de Tarn. Plus à l'ouest, le chevelu hydrographique des ruisseaux de la Valade, du Len et de Dalix présentent des maillages géométriques analogues.

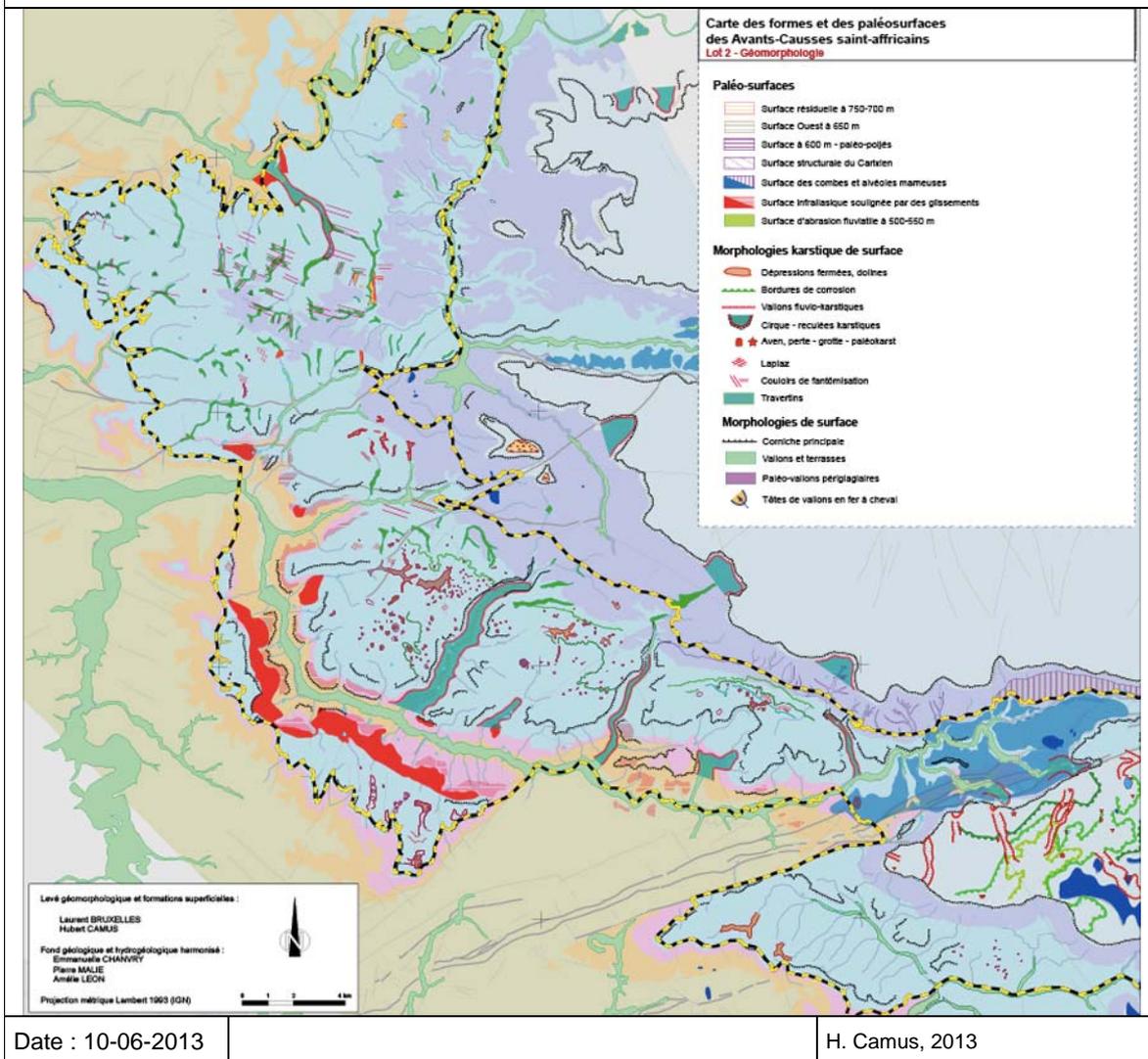
Sur les causses de rive droite de la Sorgues, le grésou, localement rubéfié, est localisé sur les trottoirs délimités par les bordures de corrosion des paléo-poljés (Causseuejous) où la crypto-corrosion est bien exprimée, ainsi que dans les vallons fluviokarstiques et à leurs abords (les Combes). Dans le premier cas, ces formations indiquent des zones d'infiltration et/ou d'ablation de couverture qui favorisent l'érosion du front d'altération au sein des dolomies. Les dépressions en contrebas réceptionnent le produit de cette érosion qu'il s'agisse des fonds de poljés, le grésou se mélange alors aux argiles à chailles, ou qu'il s'agisse des vallons fluviokarstiques qui soulignent le tracé de ces bordures de corrosion (fig. 30 et 33). Tous ces secteurs sont particulièrement sujets au soutirage car il s'agit de secteurs d'infiltration concentrée anciens démantelés par décapage de leurs couvertures.

Enfin, les bordures des plateaux peuvent recouper des fronts d'altération dolomitiques plus ou moins dégagés de leurs altérites, révélant ainsi des corniches à clochetons et à pinacles ou bien des couloirs de fantômisations ou de brèches karstiques plus ou moins évidés. Ces secteurs sont particulièrement sensibles à l'éboulement de corps de brèches d'altération et à des mouvements de masse induits des phénomènes gravitaire déclenchés par des pics de charge hydraulique.

4.2.3 Brèches et corps de glissement

Nous nous intéressons ici aux formations gravitaires affectant les assises karstiques ou jouant un rôle dans l'évolution ou le fonctionnement des infiltrations ou des venues d'eau. Nous verrons par ailleurs, que dans la vallée de la Sorgues, ces formations éboulées ou glissées traduisent aussi un stade d'enfoncement de la vallée et permettent de caler le seuil hydraulique qui a contrôlé la position du niveau de base au cours du développement des reculées karstiques dans le Lias des Avants-Causses (fig. 35).

Figure 21 : Carte de répartition des formations éboulées et bréchiques.



Ces corps de brèches sont alimentés par leur propre impluvium, mais surtout par les écoulements de surface et souterrains issus des assises carbonatées auxquelles ils s'adossent. Il s'agit en général des calcaires dolomitiques de l'Hettangien en rive gauche de la Sorgues, mais aussi près de Montpaon ou encore à St-Affrique et à St-Rome de Tarn où ces brèches d'éboulement sont scellées par d'importants dépôts de travertins. Ces circulations peuvent se mélanger, voir provenir aussi de petits aquifères du Trias carbonaté, parfois de façon dominante comme en rive gauche de la Sorgue.

Cette rive gauche de la Sorgues correspond au revers structural des couches de l'Hettangien, les glissements se sont produits dans la pente du pendage et des alimentations contrôlées par la structure sont dominantes ; il en résulte un tablier d'éboulis quasi continu sur plusieurs kilomètres, souvent cultivé et aménagé, au pied duquel se cale une ligne de sources. En rive droite et dans les affluents de la haute vallée de la Sorgues les glissements et les éboulements correspondent à la déstabilisation de zones déstructurées comme des couloirs de fracturation et de brèches d'altération. Ces zones de faiblesse mécanique sont sollicitées par les écoulements drainés par les couloirs de fantômisation au sein du massif carbonaté. Dans ces cas de figure, on n'observe pas de lignes de sources, mais des sources karstiques occultes qui constituent néanmoins des points de restitution des eaux concentrés.

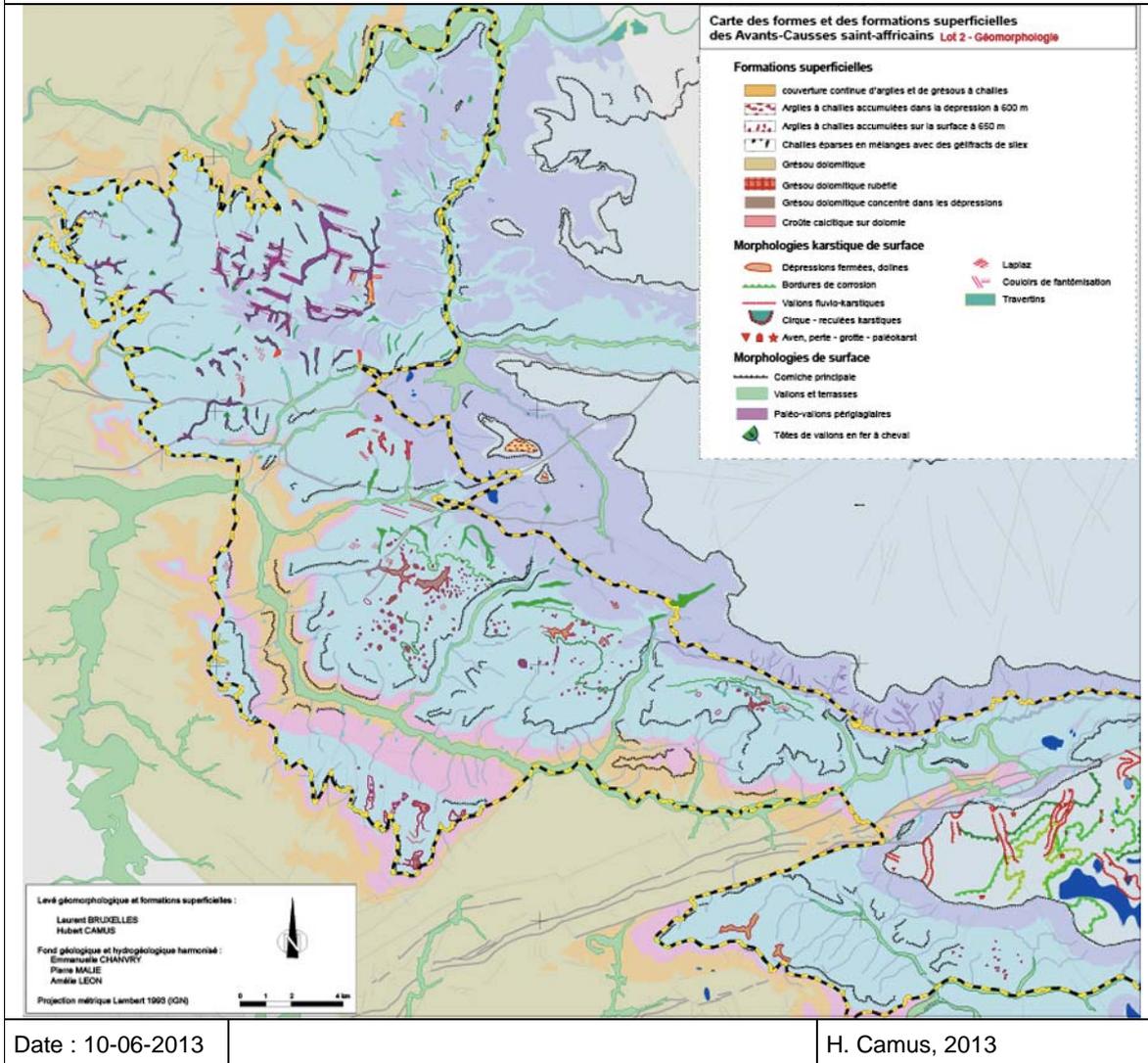
4.2.4 Les formations périglaciaires

Nous n'abordons pas ici les formations de versants périglaciaires dont le rôle en termes de couvertures karstiques n'est pas significatif, notamment dans les faciès dolomitiques peu gélifs.

Les formations périglaciaires à la surface des causses liasiques jouent deux rôles principaux :

- elles permettent de caractériser l'état de décapage des couvertures et d'érosion du substratum des surfaces karstiques, comme les formations à chailles gélifractées et à clastes calcaires qui s'accumulent à la base des corniches et des escarpements et peuvent couvrir le fond des grandes dolines du Causse de Nissac, du Causse de St-Jean ou du massif de la Loubière ou encore former un puissant remplissage dans le réseau de vallons du Lévêjac (fig. 22) ;
- elles participent à la capacité de rétention d'eau et d'infiltration dans les dépressions karstiques ; si ce rôle n'est pas prédominant en général, il a pu être primordial dans le cas des vallons à comblement périglaciaire où les infiltrations n'étaient probablement pas possible avec un sol gelé, ce qui induit des dynamiques d'érosion aréolaires et le déblayage de certaines couvertures héritées.

Figure 22 : Carte de répartition des formations périglaciaires dans les secteurs d'infiltration concentrée : Dolines, vallons fluviokarstiques, réseaux de couloirs de fantômisation.



5. LES FORMES KARSTIQUES DE SURFACE

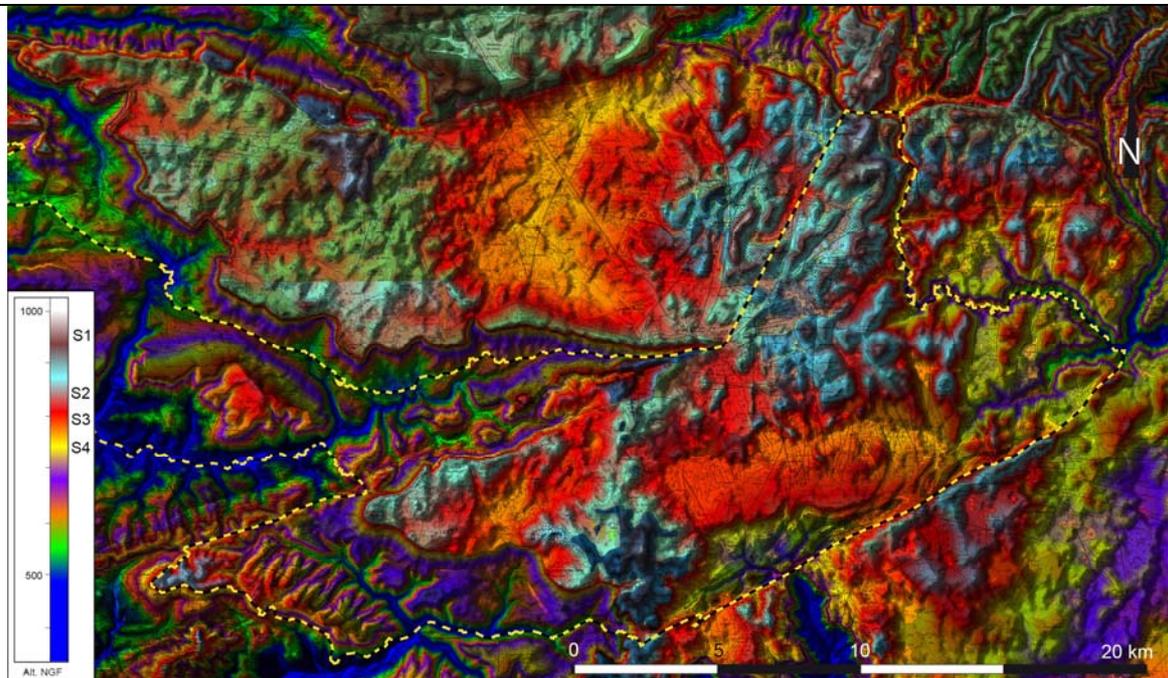
5.1 LE CAUSSE DE GUILHAUMARD

5.1.1 Les surfaces et les replats

L'observation des formes du paysage couplé au traitement du modèle numérique de terrain (MNT) révèle l'existence de nombreux replats indépendants de la structure (pendage, faille, variation lithologique ; fig. 23). 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 des 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.

Au cours de ce travail, nous avons reconnu plusieurs surfaces qui sont parfaitement en accord avec celles que nous avons identifiées sur le Causse de l'Hospitalet. Cet étagement est très net par exemple dans le secteur du Caylar.

Figure 23 :
Carte hypsométrique du Causse de Guilhaumard



Date : 04-06-2013

L. Bruxelles, 2013

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 morcellent le causse. Cette surface, largement démantelée, se retrouve sous forme de lambeaux qui tangent certains hauts reliefs des Causses, autour de 900-950 mètres d'altitude. Dans le secteur étudié, la plupart des reliefs autour de la Couvertorade pourraient sous-tendre l'existence de cette surface. Elle se développe également sur les causses voisins ainsi que sur le Lévezou. Elle semble accuser une pente en direction de l'ouest.

- **La surface 800-840 mètres (S2)** a une extension relativement importante. Très dégradée, on la retrouve sur l'ensemble du Larzac nord, sur le Causse de l'Hospitalet de part et d'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 mètres d'altitude 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...). Sur le Guilhaumard, elle tangente les reliefs qui en constituent la bordure septentrionale, entre le Mas Raynal et les Rochers de la Pascalerie. Enfin, entre les Rives et la Bastide-des-Fonts, c'est cette surface qui a été scellée par les basaltes de l'Escandorgue. Elle fournit donc un repère précieux de l'état des paysages du causse à l'orée du Quaternaire.
- **La surface 740-760 mètres (S3)** est emboîtée dans la précédente. Elle est très nette dans la dépression centrale au sud de l'Hospitalet-du-Larzac et à l'ouest de la Blaquererie où elle se développe dans la dolomie bathonienne. Elle est bien exprimée aux environs du Caylar et du Cros, ainsi que sur la moitié sud du Causse de Campestre. Sur le Causse de Sorbs, elle tronque plusieurs petits reliefs calcaires. Quelques lambeaux sont également présents au sud-est de la faille de St-Michel. Sur le Causse de Guilhaumard, elle s'individualise bien dans les grandes zones déprimées, au nord du Caylar par exemple. Elle correspond au replat qui bord les secteurs déprimés, au pied des zones de reliefs. Cette surface est souvent largement démantelée par l'érosion et par le soutirage karstique. Plusieurs vallons fluvio-karstiques se raccordent à ce niveau de replat alors que d'autres le défontent.
- Enfin, **la surface 710-730 mètres (S4)** est emboîtée dans la surface précédente. C'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. Bien représentée au sud de l'Hospitalet-du-Larzac Elle se retrouve sur le Causse de Sorbs et sur celui de Campestre (le Luc, le Salze). Dans ces secteurs, elle est fractionnée par le canyon de la Virenque et le ruisseau des Mourgues. Sur le Causse de Guilhaumard, elle est très bien exprimée sur la bordure méridionale du causse, entre les Rives et le Cros où elle correspond au fond d'un ancien poljé. Malgré quelques soutirages ponctuels, elle a gardé l'essentiel de sa planéité d'origine. On note toutefois qu'elle s'abaisse progressivement d'ouest en est, passant de 737 m au nord des Rives à environ 710 mètres autour du Cros. Cette pente n'est pas liée à la structure mais à l'évolution différentielle du poljé en fonction des possibilités d'apports en formations superficielles (cf. *infra*). On retrouve également cette surface à la Bastide-des-Fonts et à la Frayssinède où une partie a disparu suite au recul de la corniche.

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. L'étagement de ces surfaces illustre l'enfoncement et le morcellement des morphologies karstiques consécutifs à l'abaissement progressif du niveau de base. Ces morphologies scandent donc l'encaissement progressif du réseau hydrographique et la mise en place d'un soutirage karstique de plus en plus performant. C'est l'apport des formations superficielles qui a permis le maintien des processus d'aplanissement en entravant le drainage par l'endokarst. Les processus de crypto-corrosion et de recul des bordures de corrosion sont donc à l'origine du développement de l'essentiel des surfaces emboîtées. La présence de lacs dans certain secteur de la surface la plus basse constitue donc un fonctionnement relique et illustre les processus qui ont présidé à la formation de ces paysages caussenards.

Aujourd'hui, les replats supérieurs sont totalement fossiles. Cependant, lors de leur formation, les dolomies ont subi une intense altération par crypto-corrosion, largement calée sur leur fracturation. Le démantèlement de ces surfaces par érosion et surtout par soutirage karstique se traduit par le dégagement des canaux à la fois par voie aérienne et souterraine. Elles sont donc souvent hérissées de pinacles dolomitiques et constellées de très nombreuses dolines. Le soutirage y est actif et il se traduit par la vidange plus ou moins brutale du grésou.

5.1.2 Les poljés et les bordures de corrosion

Les poljés sont des formes caractéristiques des paysages karstiques. Lors de leur formation, le fond est calé sur le toit du niveau de base local. Ils constituent donc de bons marqueurs de l'état du réseau hydrographique caussenard et notamment du niveau de creusement des canyons.

Ces formes se développent par le recul progressif d'une bordure de corrosion où se perdent l'essentiel des eaux de surface. Si le niveau reste stable suffisamment longtemps, une véritable plaine karstique, de grande ampleur, peut se développer. Puis, lorsque le niveau de base s'abaisse, une nouvelle génération de bordures de corrosion, plus basse car calées sur le nouveau niveau de base, regrade progressivement l'ancien plancher du poljé. Elle gagne elle aussi progressivement en extension alors que la plus ancienne, devenue fossile, n'évolue plus. En général, il persiste une banquette appelé aussi trottoir de corrosion et qui correspond à l'ancien reste de plancher séparé du poljé actuel par la bordure de corrosion. Au gré de l'histoire géologique et géomorphologique, plusieurs bordures de corrosion peuvent ainsi se former et rester visibles dans le paysage. Sur les lambeaux de replats perchés, l'érosion et le soutirage karstique s'attaque aux parties les plus fragiles de la roche. Dans la dolomie, ce sont les zones de grésou dolomitique, qui se sont développées par crypto-corrosion le long des principales discontinuités, qui sont évacuées les premières. Elles exhument des chicots dolomitiques qui ne sont que les parties les moins altérées de la dolomie.

Avec la poursuite du creusement des canyons, ces poljés se retrouvent aujourd'hui largement au-dessus du niveau de base. Certains d'entre-deux sont devenus complètement fossiles alors que d'autres, bénéficiant d'un apport renouvelé en formations superficielles, fonctionnent encore mais de manière très ralentie. Dans le secteur étudié, plusieurs formes peuvent être assimilées à des poljés ou à des paléo-poljés. L'identification de replats morphologiques associés d'anciennes bordures de corrosion permet de reconstituer l'extension initiale de ces poljés. L'appoint des formations superficielles, souvent déconnectés de leur zone d'alimentation, permet de valider ces interprétations.

5.1.2.1 Le poljé des Rives – le Caylar

Dans l'ensemble des Grands Causses, on remarque avec une certaine constance, au pied des ségalas, la localisation de vastes dépressions allongées au fond partiellement couvert d'argiles à chailles (Massegros, la Cavalerie, Hospitalet-du-Larzac, ...).

Entre les Rives et le Cros, on retrouve ce type de grande dépression fermée associée à la présence d'argiles à chailles. Du sud vers le nord, ce poljé a un profil dissymétrique. Un long versant couvert d'argiles à chaille (le ségala) butte en aval contre une bordure rocheuse de hauteur variable. Systématiquement associées à ce type de morphologies, les argiles à chailles qui transitent le long des ségalas jouent visiblement un rôle majeur dans leur genèse, leur fonctionnement et leur maintien. Par leur forte épaisseur (parfois sur plusieurs mètres), elles colmatent la surface des calcaires et constituent, en surface, une couverture meuble plus ou moins gorgée d'eau. Cette formation joue alors office de compresse humide sur les calcaires et les dolomies, favorisant leur altération. Lorsque les conditions de gradient hydraulique le permettent (niveau de base proche de la surface topographique), elles limitent le développement vertical du karst et favorisent plutôt son extension latérale. Cette corrosion latérale à la périphérie des dépressions tend progressivement au développement d'aplanissements, par le biais de bordures de corrosion.

Une première bordure de corrosion est donc visible le long de la limite nord du poljé, depuis les Rives jusqu'au Cros, en passant par le Caylar. Située au contact entre la base des ségalas et le plancher actuel du poljé, elle est haute de quelques mètres seulement et elle est plus ou moins marquée dans le paysage. Son tracé est ondulant en fonction des topographies qu'elle démantèle et des conditions lithologiques et hydrogéologiques.

L'intérêt de cette bordure de corrosion est qu'elle est active et que c'est le lieu préférentiel des eaux de surface. C'est donc à ce niveau que se perdent toutes les eaux collectées sur les ségalas partiellement imperméabilisés par les argiles à chailles. Au-delà des pertes visibles en surface, il en existe un grand nombre qui sont invisibles mais qui sont toujours fonctionnelles en période de pluie.

Enfin, une partie de ce poljé a pu être drainé en surface par le vallon des Valachs. En effet, l'érosion régressive de ce ruisseau, facilité par la présence de marnes liasique, a atteint la bordure orientale du poljé. Une partie des eaux peut donc s'écouler par voie aérienne dans cette direction.

Plus au nord, nous avons identifié deux autres bordures de corrosion associées à des topographies planes qui dominent le fond du poljé actuel. Il s'agit de banquettes correspondant à l'ancienne extension de la dépression. Initialement, le poljé se développait donc jusqu'au Mont Clavel, au sud de la Pezade, vers 760 m d'altitude. Puis, il a perdu en extension tout en s'encaissant. Ainsi, entre ce replat supérieur et le poljé actuel, un autre niveau a été distingué, autour de 740 m d'altitude. L'intérêt de celui-ci est que l'on y trouve encore quelques chailles bajociennes qui proviennent de la bordure méridionale du plateau. On a donc ici la preuve d'un ancien transit superficiel du sud en direction du nord. C'est lors du développement de ce replat que la butte du Roc Castel a été isolée (fig. 24). Enfin, le poljé actuel est situé quelques mètres en contrebas, avec une extension moindre.

On constate donc une réduction progressive de la taille du poljé qui est due à la fois au développement du soutirage karstique qui neutralise peu à peu ces formes, mais aussi à l'élargissement de la boutonnière des Sièges qui tronque progressivement l'amont des ségalas.

Figure 24 :

Vue aérienne de la butte du Caylar en direction du sud-ouest. On distingue très bien les ségalas où la couverture d'argile à chailles est largement exploitée par l'agriculture.



Date : 04-06-2013

L. Bruxelles, 2013

5.1.2.2 Le paléo-poljé de la Frayssinède

Cette vaste dépression s'étend depuis la bordure méridionale du causse jusqu'au Mas Raynal, c'est-à-dire qu'elle traverse quasiment tout le causse du Guilhaumard. On retrouve au nord, les bordures de corrosions successives et les lambeaux de replats largement démantelés par l'érosion et le soutirage.

Cependant, cette dépression est plutôt orientée SSW-NNE et ne présente pas l'aspect linéaire, conforme à la structure du poljé des Rives – le Caylar. De plus, le fond de cette dépression est beaucoup plus accidenté. Enfin, nous n'avons pas retrouvé de chailles bajociennes qui pourraient matérialiser des transits depuis les bordures du causse. Il y a en revanche beaucoup de fragments basaltiques mais uniquement dans la partie orientale du poljé, à la base des versants de l'Escandorgue et au débouché des vallons.

La principale explication à toutes ces différences réside dans l'évolution géomorphologique différentielle entre ce secteur et le poljé des Rives – le Caylar. En effet, on se situe ici plus à l'ouest et plus en aval par rapport aux parties plus orientales du causse. Cela signifie que c'est ce secteur qui a été le premier à être incisé, à la fois par les écoulements en direction du bassin-versant atlantique mais surtout la partie amont de l'Orb. Cette incision a eu un double effet :

- Tronquer l'amont des ségalas qui pouvaient exister au sud puis les faire disparaître progressivement par sapement de la corniche. C'est pour cela que l'on ne retrouve pas le dispositif complet ségala-poljé-bordure de corrosion comme c'est le cas plus à l'est,
- déprimer précocement le niveau de base et donc permettre la mise en place d'un drainage karstique efficace. Cela a eu pour effet de faire disparaître les formations superficielles et de démanteler le fond du poljé et des replats alentours.

Ce poljé est donc largement tronqué et toute sa partie méridionale, certainement ce qui constituait l'amont de cette dépression, a disparu. Plus à l'est, la dépression de la Bastide-des-Fonts a également connu la même histoire. D'ailleurs il est très vraisemblable qu'elle faisait partie initialement du même poljé, allongé le long du ségala. Le recul de la corniche, qui entame aujourd'hui les volcans de l'Escandorgue, l'a isolé du reste de ce paléo-poljé.

5.1.2.3 Le poljé de Sorbs

Cette dépression linéaire, orientée nord-sud, relève d'un autre contexte morphogénétique. On se situe ici à l'extrémité est de la zone d'étude, entre le canyon de la Virenque et le vallon des Valachs. Des restes de formations du Crétacé supérieur sont encore présents et elles ont joué un rôle dans la mise en place et l'évolution du canyon de la Virenque (Bruxelles, 2001). La cartographie des formations alluviales à roches paléozoïques et mésozoïques permet de retracer le tracé de la Virenque de part et d'autres de son canyon actuel. Ainsi, au niveau du Causse de Sorbs, il apparaît que sa vallée descendait plus au sud, avant de bifurquer contre le relief de Saint-Michel, dans l'axe de l'actuel ruisseau des Mourgues. Une partie de sa paléo-vallée située à l'ouest de Sorbs a évolué en poljé. Il peut donc s'agir d'un fluvio-poljé fossilisé dès que la Virenque a pris un autre chemin et s'est encaissée dans les calcaires du Malm.

5.1.3 Les vallons fluviokarstiques

En domaine karstique, la formation et le fonctionnement de vallons fluviokarstique implique une des deux conditions suivantes :

- ❑ Que le niveau de base karstique ne soit pas trop déprimé pour permettre le maintien des écoulements en surface. Sinon, les écoulements vont rapidement être absorbés, souvent avant même de pouvoir se concentrer en surface.
- ❑ Lorsque le niveau de base local est déprimé, une couverture imperméabilisante devient nécessaire pour préserver les écoulements du soutirage karstique mais aussi favoriser la concentration des eaux en surface. Ceci devient d'autant plus vrai lorsque les canyons se creusent et que le niveau de base karstique s'approfondit.

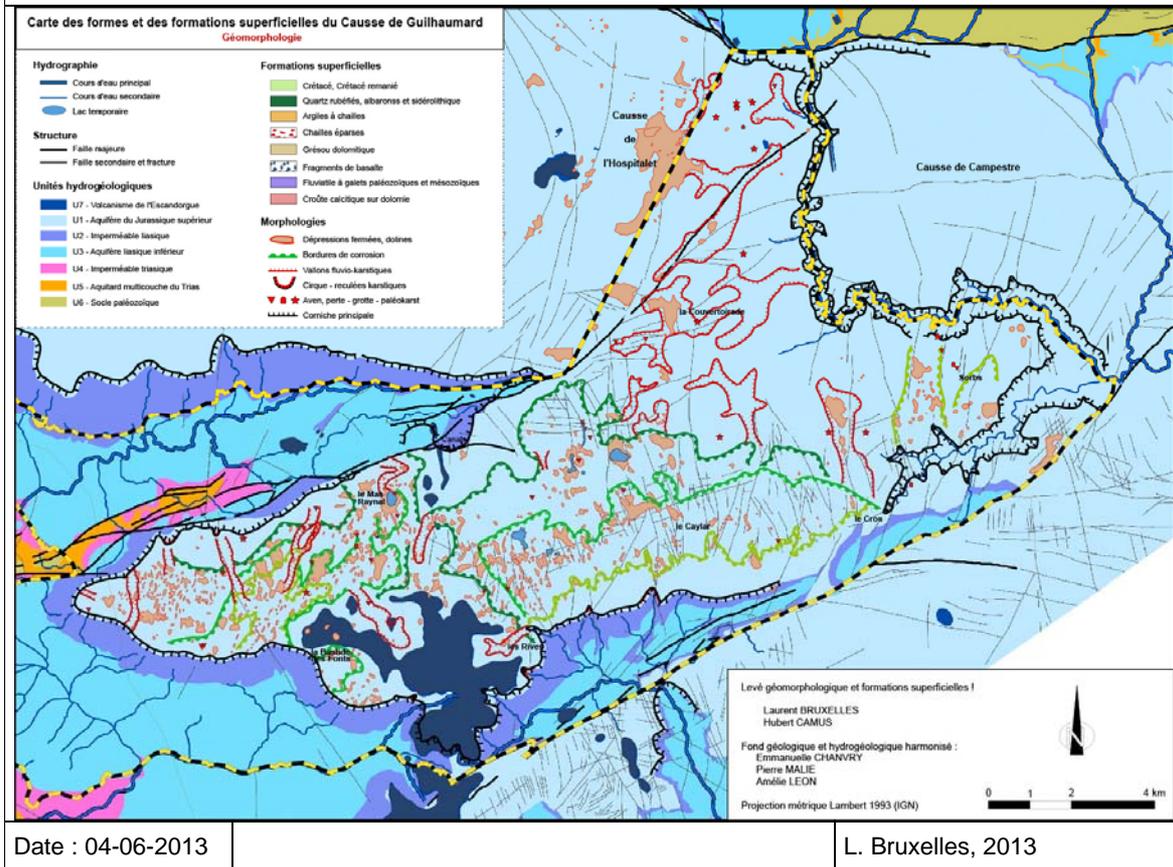
L'observation de la morphologie d'ensemble du secteur étudié couplé à celle des formations superficielles permet de distinguer trois secteurs correspondants à trois types de vallons fluviokarstiques (fig. 24) :

- ❑ Autour de la Couvertoirade, dans un triangle compris entre la Pezade, le bord de l'alvéole de Nant et le Cros, le paysage est marqué par une série de vallons fluviokarstiques. Relativement bien hiérarchisés, ils drainent les eaux vers l'extérieur de cette zone de relief : la Virenque à l'est, le poljé des Rives - le Caylar au sud et la dépression de la plaine de Laissac à l'ouest (hors zone d'étude). Ces vallons sont tous compris dans la zone où persistent des vestiges de la couverture crétacée. Comme nous avons pu le montrer, en particulier sur le Causse de Séverac (Bruxelles *et al.*, 2007), c'est cette couverture qui a permis la mise en place de ce réseau hydrographique organisé. Au cours de leur surimposition dans les calcaires et les dolomies, ce sont les formations crétacées remaniées qui l'ont préservé, au moins partiellement, du soutirage. Aujourd'hui, les vallons ne parviennent plus à collecter les eaux de surface et ces formes sont quasiment fossiles. Leur fond est défoncé par des dolines qui reconcentrent les dernier lambeaux de formations crétacées remaniées.
- ❑ Dans la partie centrale du Causse, les dépôts volcaniques de l'Escandorgue ont joué le rôle de bassin versant imperméable. Les écoulements qui y prennent naissance ont donc pu s'encaisser dans les calcaires et les dolomies du causse. On observe la présence de vallons fluviokarstiques organisés de manière rayonnante autour des formations basaltiques. Le remaniement des dépôts volcanique a également permis de préserver ces écoulements du soutirage karstique. Ils se raccordent aux grandes dépressions fermées et ont donc certainement contribué au fonctionnement des poljés.
- ❑ Un petit vallon isolé se localise au nord-ouest du hameau de Combèlère, le long de la D 151. Il se situe en aval d'un Ségala encore couvert dans sa partie amont par les argiles à chailles. Les eaux de surface qui proviennent de ce ségala ont donc creusé ce vallon en direction du sud, vers la grande dépression des Rives – le Caylar.
- ❑ Enfin, au nord du Causse de Guilhaumard, une série de vallon fluviokarstiques orientés globalement nord-sud ont été identifiés. Leur amont est largement tronqué mais il est clair qu'ils prenaient naissance en lieu et place de la combe de la Sorgues, très probablement sur les marnes liasiques qui affleuraient plus haut que le causse. Ici aussi, ces écoulements venaient alimenter les dépressions comme le poljé de la Frayssinède.

Pendant les phases froides du quaternaires, la présence d'un permafrost a pu permettre une remise en fonction des vallons fluviokarstiques. Ainsi le gel du sol bloque les infiltrations et restaure, pour un temps, les écoulements de

surface. Aujourd'hui, la plupart de ces vallons fluviokarstiques sont aujourd'hui fossiles. La troncature de leur amont, la disparition des formations superficielles capables de concentrer les eaux de surface ainsi que l'activité croissante du soutirage karstique ont eu raison des circulations de surface. Tout au plus, lors d'épisodes pluvieux important, certains tronçons peuvent être parcourus par des écoulements temporaires. C'est notamment le cas des vallons fluviokarstiques situés en aval des formations basaltiques de l'Escandorgue.

Figure 24 :
Carte des formes karstiques du Causse de Guilhaumard.



5.1.4 Les dolines

Nous ne ferons pas ici une distinction des différents types morphologiques de dolines (doline dissymétrique, doline en baquet, doline à bords raides...) mais plutôt un regroupement de ces formes en fonction de leur contexte génétique découlant de leur position topographique, de la lithologie encaissante et du type de formations superficielles. C'est cette disposition qui sera la plus révélatrice quant à leur fonctionnement hydrogéologique.

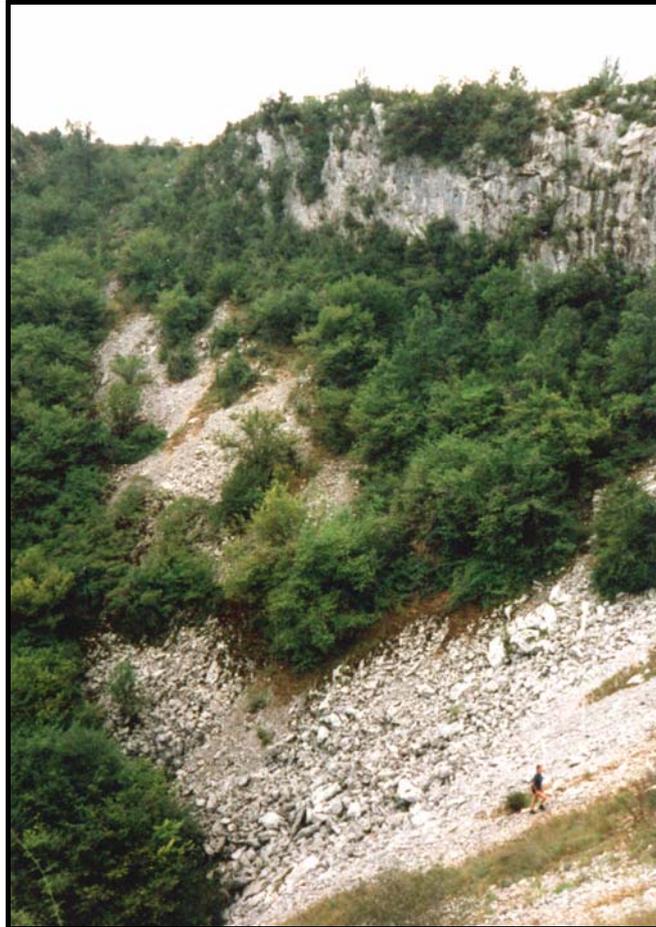
5.1.4.1 Les dolines à remplissage crétacés et à formations apparentées

Ces dolines sont contingentées dans les secteurs où des restes de dépôts crétacés ont été identifiés, que ce soit en place ou remaniés. C'est donc le cas du Causse de Sorbs, des reliefs autour de la Couvertoirade et de quelques dolines qui sont développées sur les reliefs qui bordent le nord du Causse de Guilhaumard, entre le Mas Raynal et les Rochers de la Pascalerie. Dans ces deux derniers secteurs, les dolines sont relativement rares. Elles occupent des positions morphologiques curieuses, parfois à flanc de versant voire même sur les sommets. Ce sont le plus souvent des formes héritées qui contiennent des argiles sableuses ainsi que des grès ferrugineux, vestiges de la couverture crétacée.

Sur le Causse de Sorbs, la densité de dolines est plus importante. C'est d'ailleurs dans cette partie du secteur étudié que l'on a retrouvé la plus grande quantité de dépôts crétacés. En outre, certaines de ces dolines peuvent constituer un véritable héritage de l'histoire géologique puisqu'elles se sont formées *pro parte* au cours du Crétacé. C'est notamment le cas des Grands Sotchs, au nord ouest de Sorbs. Dans les Grands Causses, le terme de sotch désigne

une dépression fermée. Dans ce secteur, mais aussi de l'autre côté de la Virenque, sur le Causse de Campestre, on dénombre une dizaine de grands sotchs ayant une forme très caractéristique. Leur diamètre varie de 50 à plus de 200 mètres pour une profondeur atteignant 70 mètres au fond de l'abîme de St-Ferréol. Le fond, encadré de parois subverticales, est couvert d'éboulis en forte pente (fig. 25).

*Figure 25 :
Intérieur d'un grand sotch (Sotch de Robert, Sorbs).
Le personnage en bas et à droite donne l'échelle.*



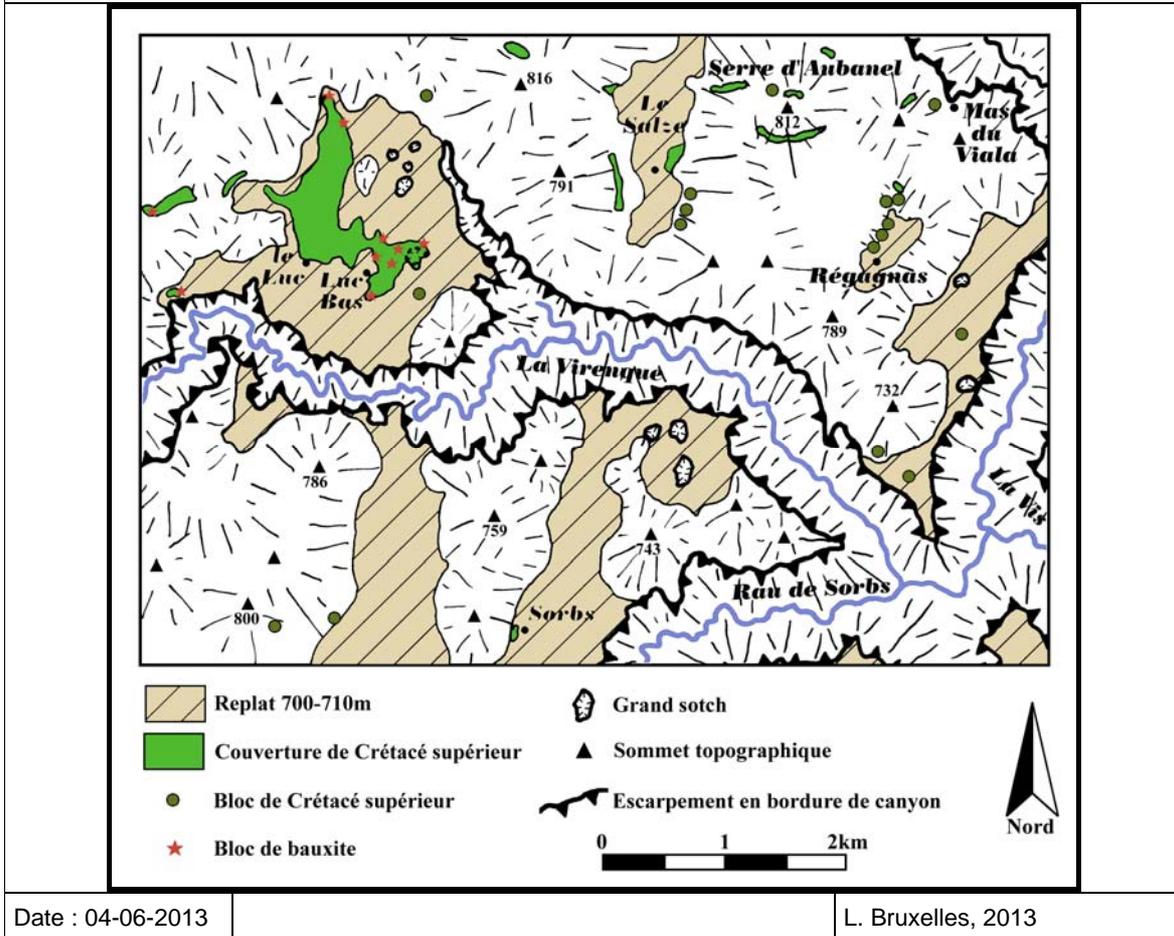
Date : 04-06-2013

L. Bruxelles, 2013

Ces dépressions, sont toutes comprises dans les secteurs où l'on a répertorié les formations de bauxite et de Crétacé supérieur en place (fig. 26). De même, toutes ces dépressions s'inscrivent à partir d'une surface dont l'altitude oscille autour de 700 - 710 mètres (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.

Figure 26 :

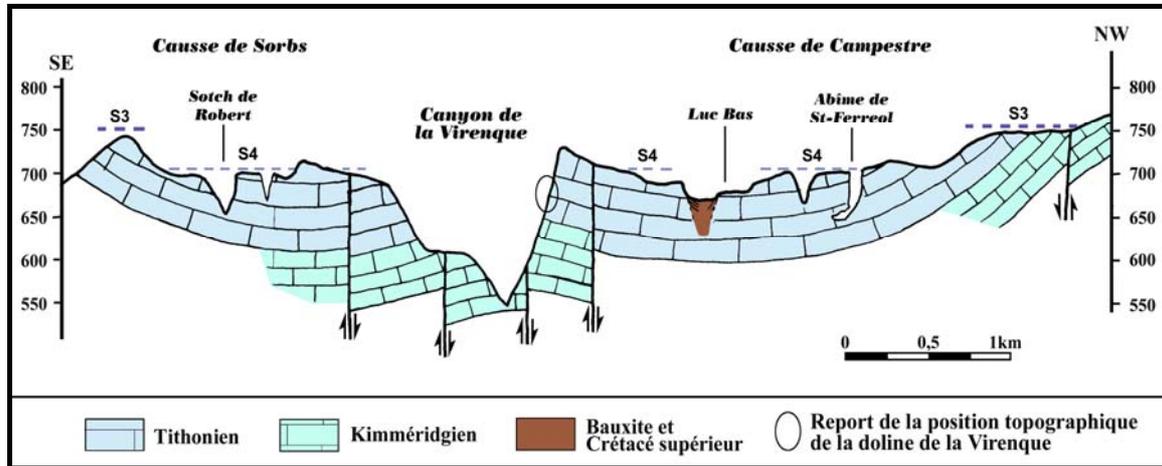
Les Grands Sotchs et les principaux affleurements crétacés dans leur contexte géomorphologique



Sur le Causse de Campestre, la réalisation de Tranchées a permis de révéler l'existence de dépressions de ce type mais avec leur remplissage crétacé. Ainsi, de la bauxite, des argiles sableuses mais aussi des dépôts margino-littoraux à lumachelle ont été recoupés. Bien que perturbés par le soutirage postérieur, il apparaît que ces dépressions correspondent à d'anciens karsts de la bauxite. La transgression du Crétacé supérieur a envoyé ces formes qui se sont progressivement colmatées de sédiments continentaux puis de plus en plus marins. Le tout est resté scellé jusqu'à ce que l'érosion ne décape les formations crétacées qui ont atteint une certaine de mètres dans ce secteur. Avec le creusement des canyons, la crypto-corrosion a pu reprendre au fond de ces anciennes dépressions bauxitiques qui se sont donc approfondies. Certaines d'entre-elles ont été entièrement vidées par le soutirage (les Grands Sotchs) alors que d'autres, comme la doline du Luc Bas (Causse de Campestre) ont préservé leur remplissage. Sur le Causse de Sorbs, il n'est pas impossible que certaines dolines soient des paléokarsts crétacés et conservent encore leur remplissage crétacé (fig. 27).

Figure 27 :

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.



Date : 04-06-2013

L. Bruxelles, 2013

5.1.4.2 Les dolines à remplissage de grésou dolomitique

Les dolomies sont sensibles à la crypto-corrosion. A chaque phase d'aplanissement, des profils d'altération de profondeur variable se sont développés à partir de la surface par crypto-corrosion. En profondeur long des principales discontinuités, la dolomie s'est transformée en grésou *in situ*. Ce phénomène de fantômisiation a préfiguré le développement des paysages ruiniformes mais aussi le développement de cavités verticales à plusieurs dizaines de mètres sous la surface du causse. Avec la verticalisation du karst et l'apparition d'un gradient hydraulique, ces formations meubles sont progressivement évacuées, ce qui se traduit en surface par un point de soutirage. Le ruissellement alimente continuellement en grésou dolomitique le fond des dépressions. Dans les points bas, celui-ci joue 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. Peu à peu, l'érosion linéaire et le soutirage se conjuguent pour exhumer les chicots dolomitiques de leur manteau d'altération.

Ainsi, l'ensemble des replats développés dans la dolomie par des phénomènes d'aplanissement présentent une grande richesse en dolines de toutes tailles. C'est donc le cas des banquettes qui dominent le fond des poljés des Rives – le Caylar ou de la Frayssinède. De nombreuses petites dépressions, souvent à peine fermées, sont également visibles tout le long de la bordure de corrosion active, entre le Cros et les Rives. Elles matérialisent les points préférentiels d'enfouissement des eaux de surface.

Malgré l'importance du soutirage et la présence de très nombreuses dépressions karstiques, c'est aussi dans ces secteurs que des lacs temporaires apparaissent (fig. 28). Ces phénomènes relèvent à la fois de l'engorgement de l'épikarst mais aussi du colmatage par les particules les plus fines du fond de certaines dépressions. Ils ne découlent en aucun cas de la remontée générale du niveau de la nappe karstique. Ceci est d'ailleurs facile à vérifier puisque lorsque ces lacs se forment à la surface du plateau, les cavités verticales qui constituent pour certaines des regards directs sur la nappe phréatique, sont vides.

Figure 28 :
Le lac des Rives en eau en janvier 1999.



Date : 04-06-2013

L. Bruxelles, 1999

5.1.4.3 Les dolines associées aux dépôts volcaniques

Quelques dolines sont présentes en bordure voire même au sein des dépôts volcaniques de l'Escandorgue. Le pourtour des formations basaltiques est un point préférentiel de perte des eaux de surface. Bénéficiant d'un impluvium imperméable mais aussi d'un apport important en formations superficielles, des dolines ont donc pu se développer. Leur position scandale le recul progressif par érosion de la couverture volcanique. Elles jalonnent alors l'ancienne limite entre les basaltes et les calcaires.

Dans les zones fracturées ou de plus grande porosité de la couverture volcanique, les infiltrations peuvent atteindre les calcaires et les dolomies sous-jacentes. Un phénomène de crypto-corrosion se développe à l'interface et, au fur et à mesure que les carbonates sont exportés par dissolution, la couverture basaltique sus-jacente est poinçonnée. Quelques dolines de ce type sont donc visibles dans la partie ouest de l'Escandorgue, au nord du village de Labastide-des-Fonts. Du fait de la présence des basaltes sur tout leur pourtour, ces dolines sont toujours actives et drainent les eaux issues de la couverture volcanique.

5.1.5 Les combes, les cirques et les reculées karstiques

Il convient d'emblée de distinguer deux formes dont une seule correspond à la description et au fonctionnement d'une reculée karstique : les grandes reculées orientées est-ouest, qui entaillent le causse sur plusieurs kilomètres d'ouest en est, les petites reculées qui indentent la corniche des causses et des Avants-Causse.

5.1.5.1 Les combes du Cernon, de la Sorgues et des Sièges

A l'exception de la boutonnière des Sièges, ces grandes échancrures ont souvent été assimilées à tort à des reculées karstiques. Profondes de plus de 200 mètres et longues de plusieurs kilomètres, elles isolent partiellement les différents plateaux qui constituent le Larzac. Elles ont souvent un profil dissymétrique. Ainsi, sur le versant méridional de la dépression de la Sorgues, le revers structural des calcaires, localement fortement tectonisé, est déglacé des

marnes surincombantes. Il est entaillé par le réseau hydrographique et se raccorde à la bordure nord du Causse de Guilhaumard soit directement, soit par l'intermédiaire d'une petite corniche. A ce niveau, la bordure du plateau, calquée sur la faille d'Alzon, a un tracé plus rigide. Le versant opposé, tout comme celui qui borde, au sud, le Causse de Guilhaumard, est constitué par un front de cuesta révélé par le jeu de l'érosion différentielle. Il a un tracé plus ou moins sinueux, isolant des buttes-témoins (Combalou, Sargels, Luzençon). Les calcaires de la base du Dogger forment une corniche qui surmonte les formes plus molles développées dans les marnes du Lias.

Ces échancrures, tout comme la boutonnière des Sièges, se sont développées à la faveur d'anticlinaux liés aux principaux accidents est-ouest. Ces plis dissymétriques surélèvent les marnes et les calcaires du Jurassique inférieur, mis alors en contact par faille avec les formations du Dogger. En direction du sud, le pendage décroît rapidement et la surface structurale des calcaires liasique disparaît sous les marnes liasiques. Bien que des sources karstiques y émergent actuellement, ces échancrures ne peuvent pas être assimilées à des reculées karstiques, en tout cas dans leur plus grande partie. En effet, au niveau de ces anticlinaux, les marnes du Lias sont surélevées et se trouvent à la même altitude que les formations du Dogger. Ce dispositif, a ensuite été tronqué sur un même plan par les niveaux de replats intermédiaires. Puis, avec la mise en place des canyons et des vallées périphériques, l'érosion régressive a préférentiellement déblayé les marnes liasiques alors que les calcaires et les dolomies jurassiques sont restés en relief. Les structures anticlinales sont donc devenues des dépressions, ce que l'on appelle des combes. Celles de la Sorgues et du Cernon ont été évidées par l'ouest alors que la boutonnière des Sièges a été drainée vers l'est, par le ruisseau des Mourgues. Ce n'est que plus tard qu'il a été capturé par les reculées du Lodévois et que la Lergues a bifurqué vers le sud.

Cette érosion se traduit, au niveau des anticlinaux, par une inversion de relief. Le creusement d'une combe anticlinale précède donc le fonctionnement en reculée karstique. Ces échancrures ont évolué par érosion régressive, le long des affleurements de marnes, puis se sont inscrites 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 a permis la mise en place de sources qui drainent, au travers des grands accidents E-W, certaines portions du plateau (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. C'est à partir de ce moment-là que les véritables reculées karstiques ont commencé à se développer.

5.1.5.2 Les cirques et les reculées karstiques du causse

Profondes de quelques centaines de mètres sur le pourtour du Guilhaumard, ces reculées sont encadrées par de hautes corniches qui s'appuient sur les marnes du Lias. Au toit de ces dernières sourdent plusieurs sources qui drainent une portion plus ou moins grande de la bordure du plateau.

Souvent, la présence de failles, d'un pli synclinal ou d'une zone altérée de type fantôme de roche conditionne les sorties d'eau à contre pendage. Ainsi, latéralement aux combes, une série de petites reculées adjacentes se partagent le drainage hypogé du causse de l'Hospitalet (le Brias, St-Paul-des-Fonts, Saint-Beaulize, Cornus) et du Causse de Guilhaumard (Clarissat, Campibert, Mézerens, ...). Ce sont des sources de déversement karstiques qui se partagent le drainage de la bordure du causse et de son extrémité orientale. Les écoulements permettent l'érosion des marnes et le sapement de la corniche calcaire au droit de la source. Leur extension vers l'intérieur du plateau est toutefois rapidement enrayée par l'épaisseur croissante, du fait du pendage, de la dalle de calcaires qui surmonte les marnes. Aux Rives, l'échancrure qui entaille le rebord de la corniche ne semble pas correspondre à une reculée karstique. Il s'agit ici d'un cirque formé par l'encaissement d'un vallon fluviokarstique alimenté par les basaltes de l'Escandorgue.

5.2 LES AVANTS-CAUSSES

Les formes karstiques qui supportent les couvertures permettent de reconstituer la succession des phases morphodynamiques qui ont présidé à la structuration des grands éléments du paysage à la surface des Avants-Causse depuis le Néogène.

5.2.1 Les surfaces et les replats (surfaces d'aplanissement, surfaces structurales, replats fluviokarstiques)

Dans les Avants-Causse, l'observation des formes du paysage couplé au traitement du modèle numérique de terrain (fig. 29) permet de discerner des replats étagés indépendants de la structure (pendage, faille, variation lithologique) et d'autres en relation avec l'incision du réseau hydrographique et le déchaussement des structures géologiques par érosion différentielle (surfaces structurales, gradins de confluences et épaulements).

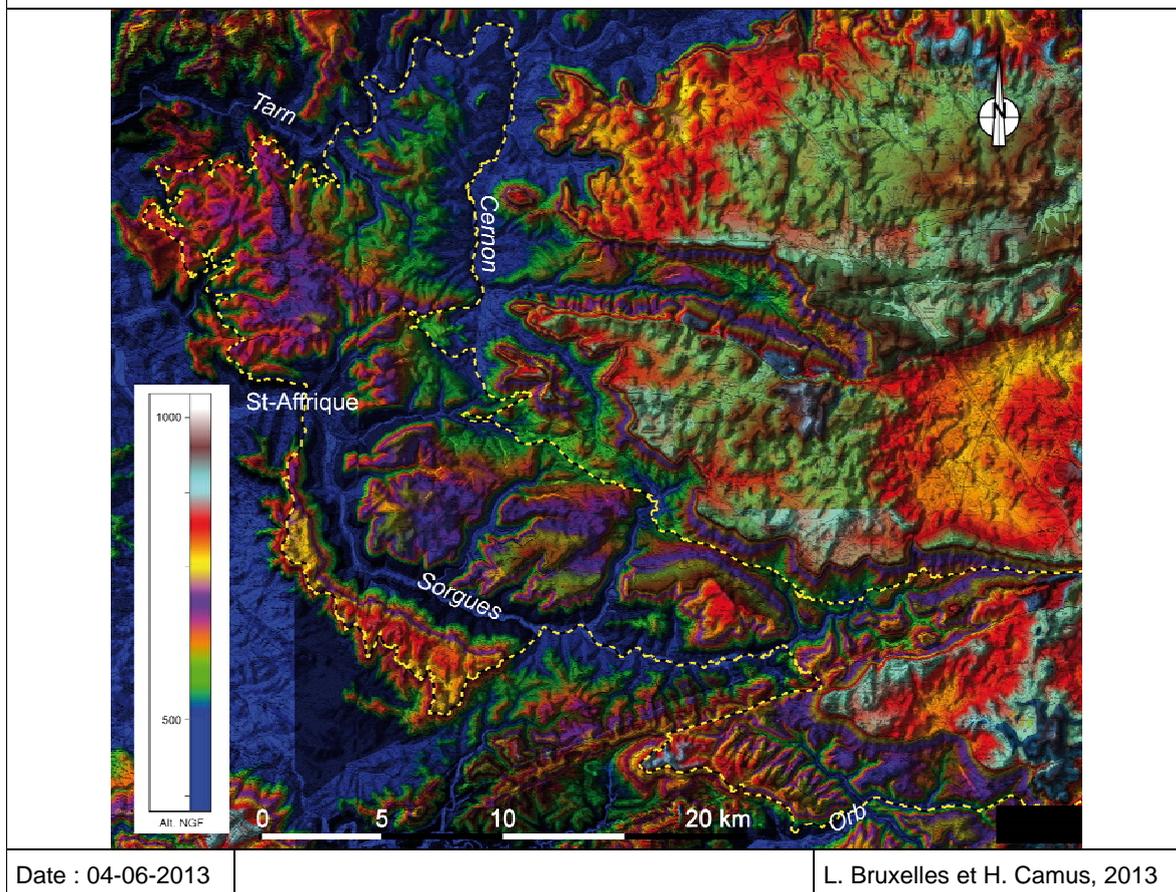
Ces surfaces et replats sont le plus souvent conservés à l'état de lambeaux vigoureusement disséqués par le réseau hydrographique ou au contraire délaissés par le recul des couvertures, notamment en périphérie des zones exhumées par l'érosion différentielle des marnes liasiques.

Les lambeaux les plus hauts correspondent à une surface résiduelle issue du démantèlement des surfaces des Grands Causses, essentiellement de la surface à 800 m (S2) et de la surface à 750 m (S3). Hormis quelques buttes sommitales, ces lambeaux aujourd'hui en position haute en inversion de relief correspondent à des points bas des surfaces S2 et S3 des Causses.

Plusieurs générations de surfaces emboîtées ont été identifiées par la corrélation entre de bordures de corrosion successives et de plaines karstiques ou paléo-poljés aux planchers démantelés (fig. 31) ; il s'agit des surfaces à 650 m (S3) et 600 m (S4).

Enfin, les plus récentes enregistrent des stades d'enfoncement du réseau hydrographique à l'origine de phases de déblaiement des assises marneuses et des couvertures qui induisent le déchaussement des structures géologiques et de phase de stabilité ou de déstabilisation corrélative qui induisent des replats en position de d'épaulement de versant dans la vallée du Cernon (SF de la fig. 32) ou des glissements massifs des assises triasiques dans la vallée de la Sorgues (fig. 21).

Figure 29 :
Carte hypsométrique des Avants-Causses



En contrebas surface de la S2 des Causses dont témoignent la butte du Combalou ou le Rocher de la Pascalerie, on isole plusieurs replats, surfaces d'aplanissements et surfaces structurales qu'il faut scinder en deux groupes de part et d'autre de la faille de St-Affrique le long de laquelle se trouve l'édifice volcanique de St-Jean d'Alcapiès.

Au nord de la faille de St-Affrique (fig. 30) :

□ **Les surfaces 700-650 mètres (S3 dégradée)**

La **surface résiduelle à 700 m**, conservée en périphérie ouest et sud du plateau et sous forme de pointements caractérisés par des cryptolapiés ;

La **surface d'aplanissement à 650 m**, conservée essentiellement en rive gauche du ruisseau du Lévéjac qui coule vers St-Rome-de-Tarn, c'est-à-dire dans la partie centrale du plateau ; cette surface est caractérisée par une couverture de grésou altéré à chailles ; c'est la surface la plus étendue et la plus continue de ce secteur et elle recoupe de nombreux paléokarsts liés à la fantômisiation ; elle correspond à une plaine karstique développée à la sortie des rivières néogènes des causses dans la configuration scellée par le volcanisme d'Azinière ;

☐ **La surface 600 mètres (dépressions de la S4)**

La surface à 600 m n'est représentée que par des lambeaux conservés dans le bassin versant du Lévéjac. Elle correspond au plancher d'une plaine karstique de type poljé ou fluvio-poljé emboîté dans la surface à 650 m. Dans le haut bassin versant du Lévéjac, le revers structural du Sinémurien supérieur est dégagé des calcaires marneux du Carixien pour former une surface de raccordement entre la surface à 650 m et la paléo-surface à 600 m ; cette surface de raccordement est une surface structurale.

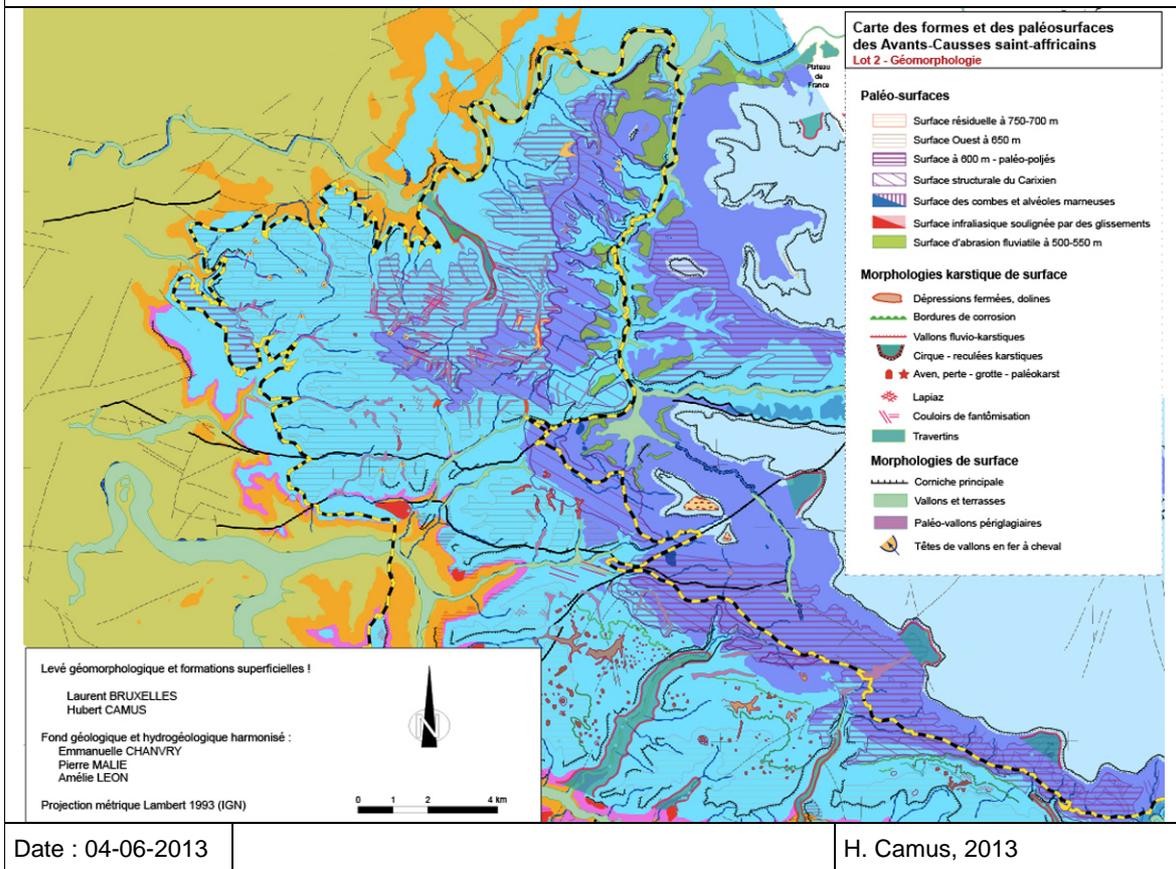
☐ **La surface structurale entre 600 et 550 mètres (Ss)**

La **surface structurale** la plus étendue se trouve dans le bassin versant du Cernon. Elle correspond au toit du Carixien dégagé par l'érosion différentielle des marnes du Lias par érosion régressive du bassin hydrographique du Cernon entre 600 et 500 m ; cette surface est inclinée conformément au pendage ; cette phase d'érosion différentielle correspond à un premier stade de déblayage de l'alvéole de marnes triasiques du Cernon ; cette surface structurale se caractérise dans le paysage par des champs cultivés de couleur claire (Terre Blanche) où les sols sont souvent squelettiques, voire constitués de lithosols. Peu propice à l'infiltration, cette surface est profondément incisée par un chevelu de ravins dense et bien hiérarchisé.

☐ **La surface fluviokarstique à 490-500 mètres (SF)**

La **surface d'abrasion fluviale** forme le gradin de confluence du Cernon et du Tarn au nord de la butte témoin de Luzençon. En amont, on reconnaît plusieurs témoins formant des épaulements surplombant le cours d'eau ainsi que des reliefs résiduels dans la dépression marneuse de Lauras. Cette surface est emboîtée dans l'incision du réseau hydrographique et correspond à un niveau de stabilité de la vallée du Cernon dont le talweg se raccorde au(x) niveau(x) fluviale(s) enregistré(s) par les travertins du plateau de France (490 m). L'incision du réseau hydrographique dans cette surface conduit à une deuxième phase d'érosion différentielle de l'alvéole des marnes triasiques du Cernon.

Figure 30 :
 Les paléo-surfaces au nord de la faille de St-Affrique : surfaces résiduelles, paléo-poljés, surface structurale révélée, surface d'abrasion fluviale



Au sud de la faille de St-Affrique (fig. 31) :

❑ **La Surface à 750-700 m (S2 et/ou S3 dégradées)**

La **surface résiduelle à 750-700 m NGF**, percée de dolines en cuvettes plus ou moins empâtées de formations périglaciaires et quelques secteurs de couverture d'argiles à chailles ; les topographies les plus hautes soulignent l'ancienne surface à 800 m et ses zones déprimées à 750 qui prolongeaient les Causse du Guilhaumard et de l'Hospitalet. Cette surface doit son modelé résiduel à la dégradation des termes moins cohérents du Bajocien au Carixien à une époque postérieure au développement de la S3 et très probablement à associer aux premières phases de creusement du Tarn avant son incision en canyon.

❑ **La surface 650 mètres (dépression dans la S3 : paléo-poljé de St-Beaulize-St-Jean d'Alcas)**

La **surface à 650 m NGF** est caractérisée par un abondante couverture d'argiles à chailles et par des champs de dolines en baquets et localement par des lapiaz ruiniformes ; les bordures de corrosion qui marquent le modelé des causse de Nissac, de St-jean et de St- Beaulize permettent de délimiter l'extension d'un paléo-poljé imprimé dans la surface à 700 m issue de la dégradation de la S3. Le développement de cette dépression implique son antériorité par rapport au creusement de la vallée actuelle de la Sorgue.

❑ **La surface 600 mètres (S4 : paléo-poljé de St-Beaulize-St-Jean d'Alcas)**

Une bordure de corrosion calée à la cote 600 m est régulièrement reconnue entre St-Beaulize et St-Jean-d'Alcapiès. Elle s'agit de la limite sud d'un **paléo-poljé à 600 m NGF (S4)** emboîté dans la surface à 650 m et qui se développait dans l'alvéole au contact des marnes et des dolomies du Lias antérieurement à l'incision des affluents de rive droite de la vallée de la Sorgue. Le plancher de ce paléo-poljé associé à une puissante formation d'argiles à chailles est démantelé par l'érosion différentielle des marnes du Lias. Ce décapage a exhumé au toit du Carixien, une surface de

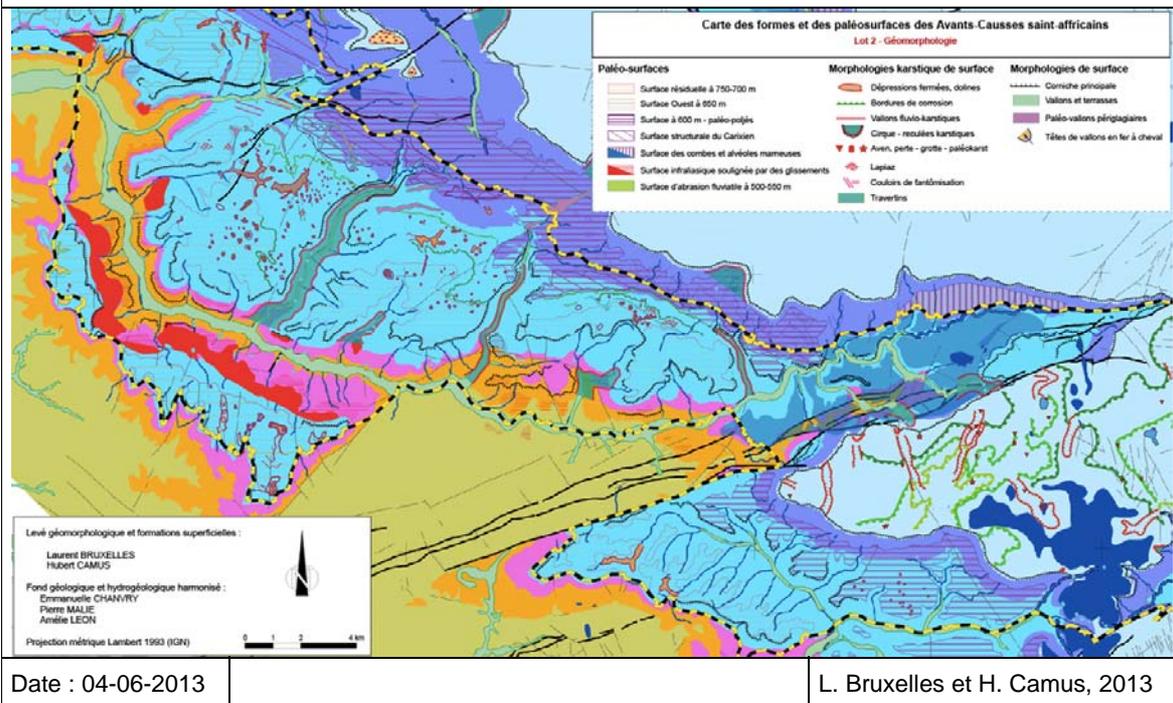
structurale largement développée à l'ouest de la dépression vers St-Jean d'Alcapiès. Cette surface structurale conforme au pendage tend à se rétrécir, puis disparaître vers l'est. Cette difformité est liée au biseau formé par le Carixien marno-calcaire qui devient lacunaire à l'est ; les infiltrations pouvant s'opérer dans les dolomies du Sinémurien supérieur ainsi que le redressement des couches dans la combe de la haute Sorgues ont bloqué l'expansion de ce type de surface dans des couches sujettes à la karstification.

Les épaulements à 500-550 m de la vallée de la Sorgues

Ces épaulements soulignent le passage entre le Lias et le Trias, mais ils correspondent à plusieurs types d'objets litho-stratigraphiques et morphosédimentaires (fig. 21) :

- o la surface de discordance infra-liasique qui affecte plusieurs termes ou faciès du Trias ;
- o des loupes de glissement et des mouvements de masse du versant caractérisés par des accumulations d'éboulis formant un tablier continu en rive gauche (revers structural du massif de la Loubière) et par des replats interrompus par des cônes de déjection et des niches d'éboulement en rive droite (front de la cuesta de l'Hettangien);
- o des épaulements topographiques retouchés par abrasion fluviale (y compris dans les terrains non calcaires) et par des retouches fluviokarstiques à l'origine du développement de reculées karstiques en rive droite.

Figure 31 : Les paléo-surfaces au sud de la faille de St-Affrique : surfaces résiduelles, paléo-poljés, seuils des reculées et de la combe de la Sorgues



5.2.2 Les paléo-poljés et les bordures de corrosion

Les seules formes de surface caractéristiques sont observées en rive droite de la Sorgues, néanmoins des niveaux repères permettent de reconstituer plusieurs générations de poljés emboîtés depuis la bordure des Grands Causse, comme au sud du Causse du Guilhaumard, jusque dans les alvéoles de marnes liasiques, comme dans le bassin versant du Cernon.

5.2.2.1 Le paléo-poljé de St-Beaulize-St-Jean d'Alcas : S3 à 650 m et S4 à 600 m

Dans le secteur entre St-Beaulize et St-Jean d'Alcapiès, les surfaces à 650 et 600 m correspondent au plancher de deux paléo-poljés d'âge différent. Le premier correspond à une dépression de la surface S3 dont les reliefs résiduels forment les hauteurs des Causse de Nissac, de St-Jean et de St-Beaulize.

Ce paléo-poljé S3 présente plusieurs phases d'enfoncement liées à son fonctionnement hydrologique et traduites par des bordures de corrosion bien marquées sur le Causse de St-Jean et plus diffuse sur le Causse de Nissac (Hermilix). En amont versant, la surface à 700 m est percée de dolines en cuvette, voire de champs de dolines, parfois suffisamment proches les unes des autres pour devenir coalescentes et former un karst polygonal. En aval versant, les couvertures d'argiles et de grésou à chailles débordent largement des dolines pour recouvrir la surface à 650 m. Cette délimitation morphokarstique se conforme à la lithologie un peu différente entre le Sinémurien inférieur et supérieur, mais l'analogie quasi parfaite entre les dolines dans l'Hettangien du massif de la Loubière et celles de la surface à 750-700 m des causses en rive droite de la Sorgues montre que leur histoire karstique contrôle leur morphologie de façon dominante. Les bordures de corrosion forment des entonnoirs pointant vers le sud et contrôlés par des accidents NE/SW, comme la faille de St-Paul. Des vallons karstiques d'orientation E/W, remplis de grésou et affectés par des soutirages, soulignent localement le pied de ces bordures de corrosion.

Le paléo-poljé à 600 m est une dépression dans la surface S4 qui est emboîtée dans la surface à 650 m, en formant des entonnoirs de géométries assez différentes, peu ou pas contrôlées par le passage des failles et néanmoins dirigés vers des points de pertes situés au sud. Ces paléo-pertes sont matérialisés par des indentations en fer à cheval occupées par des dolines. Le trottoir de corrosion est défoncé par des dolines en baquet remplies de grésou au sein d'un mégalapiés dolomitique. Ces zones de grésou s'opposent aux secteurs de la dépression qui accueillent une puissante couverture d'argiles à chailles constituées d'accumulation successives remaniées à plusieurs reprises et significativement marquée par les chailles du Bajocien surplombant le site. Ce paléo-poljé a connu une phase de fonctionnement commune avec une vallée de la Sorgue déjà amplement creusée.

5.2.2.2 Le paléo-poljé de la dépression marneuse du Cernon : S4 à 600 m

Le paléo-poljé ou le fluviopoljé de la dépression marneuse du Cernon (S4 à 600 m) correspond à plusieurs dépressions fermées emboîtées dans la surface résiduelle S3 à 650 m qui devait constituer initialement une vaste plaine karstique au nord du relief E/W armés par la faille d'Alzon (fig. 30). L'emboîtement de la surface S4 dans la S3 à pour effet de développer plusieurs dépressions fermées :

- la combe de la haute vallée du Cernon, constituant initialement un petit poljé structural le long de la faille d'Alzon et dont le plancher était significativement perché au-dessus de la cote 600 m ; il s'agit là d'une S4 identique à celle du Larzac ;
- le fluviopoljé ouvert vers le N/W dont le plancher est souligné par des lambeaux à 600 m laissés en relief par l'incision du réseau hydrographique du Lévêjac ; les limites de cette dépression sont rappelées par une ceinture de crypto-lapiés encore visibles au nord et au sud de la forme ; la partie orientale de ce paléo-poljé a disparu avec l'ablation des marnes du Lias et l'exhumation de la surface structurale du Carixien ; il s'agit dans ce cas d'une S4 en position de piémont karstique en contrebas du Larzac ;
- la dépression de Lauras, elle aussi dégagée par l'ablation des marnes du Lias ; le statut morphologique de cette dépression n'est pas défini, par contre sa dynamique d'érosion implique le développement de l'érosion régressive entre les failles d'Alzon et de Tournemire, suivie d'un stade de stabilité de niveau de base qui a généré la surface d'abrasion fluviatile (SF) du Cernon à 500 m ; cette phase d'évolution de la vallée du Cernon est à l'origine du raccordement des reculées karstiques de la haute vallée du Cernon et du Souzlon (reculée de Brias).

5.2.2.3 Relations entre les paléo-poljés et les combes du Cernon et de la Sorgues

Deux générations de paléo-poljés ont été par dégradation des surfaces S3 et S4.

Les dépressions de la surface S3 sont caractérisées par le contrôle structural de failles importantes provoquant le ploiement de structures anticlinales et la remontée à l'affleurement de termes moins karstifiables (Bajocien), voir imperméables (Trias ou marnes du Lias). Leur développement est calé sur un niveau de base proche, c'est-à-dire significativement antérieur à l'incision des canyons caussenards comme le montre l'exemple du poljé de St-Maurice incisé par le canyon de la Vis, et ce, en favorisant l'extension d'alvéoles dans les structures anticlinales comme le montre l'alvéole liasique du paléo-poljé de St-Félix de l'Héras.

Les dépressions de la surface S4 sont emboîtées dans les paléo-poljés de la surface S3, c'est-à-dire par dégradation de leurs planchers rendus moins perméable par l'accumulation d'altérites ou du cœur imperméable des structures anticlinale. Cet emboîtement implique des modifications importantes de niveau de base, à savoir, le creusement des canyons des causses ce qui n'empêche pas l'entretien de leur fonctionnement hydrologique du fait des conditions structurales et des couvertures imperméables. Ces paléo-poljés sont étagés entre la surface des Causses et le fond des vallées après l'incision des canyons caussenards en fonction de la position des alvéoles imperméables portés à l'affleurement. A la surface des causses ces poljés évoluent en boutonnière, comme la dépression des Sièges, dans

les Avants-Causse, ces alvéoles sont dégagées par l'érosion régressive des vallées périphériques selon deux modèles :

- par démantèlement des paléo-poljés S4 dans les combes des hautes vallées de la Sorgue et du Cernon ;
- par démantèlement des poljés S4 de contact entre les marnes liasiques et les dolomies du Sinémurien au pied de la bordure du Larzac.

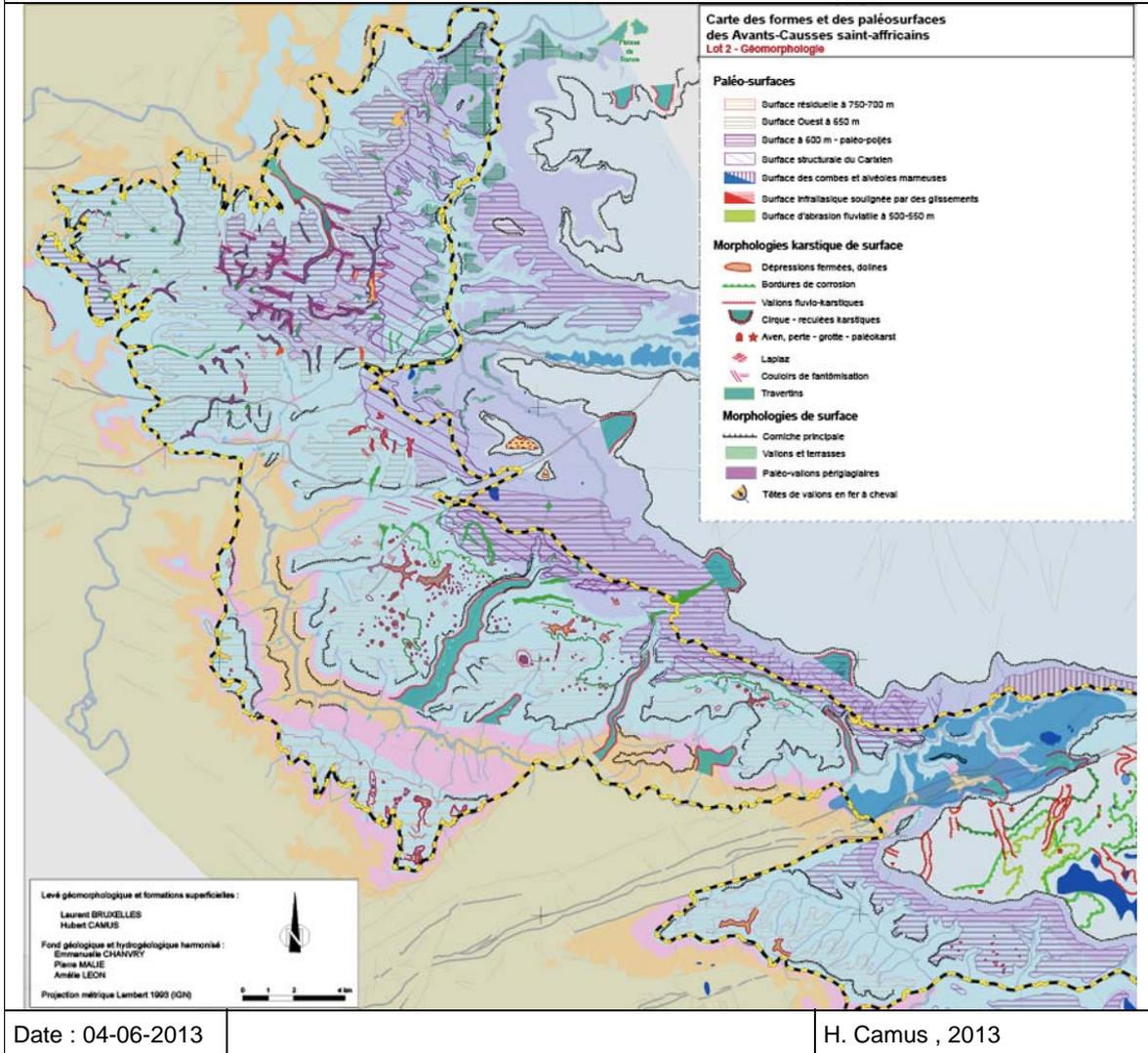
5.2.3 Les vallons fluvio-karstiques

Rappelons qu'en domaine karstique, la formation et le fonctionnement de vallons fluvio-karstiques implique une des deux conditions suivantes :

- Le niveau de base karstique ne doit pas être trop déprimé pour permettre le maintien des écoulements en surface. Sinon, les écoulements vont rapidement être absorbés, souvent avant même de pouvoir se concentrer en surface.
- Lorsque le niveau de base local est déprimé, une couverture imperméabilisante devient nécessaire pour préserver les écoulements du soutirage karstique mais aussi favoriser la concentration des eaux en surface, conditions pouvant être temporairement réalisées en cas de gel prolongé du sol par exemple. Ceci devient d'autant plus vrai lorsque les canyons se creusent et que le niveau de base karstique s'approfondit.

Ces deux conditions d'ordre géomorphologique peuvent être résumées du point de vue du fonctionnement hydraulique, par une faible capacité d'infiltration, hydrodynamique dans le premier cas où le gradient contrôle les possibilités d'infiltration, géologique dans le second où la couverture forme un écran imperméable. Notons que les sols gelés périglaciaires peuvent jouer un rôle similaire et qu'une fois infiltrées les eaux peuvent s'engorger si le milieu souterrain n'assure pas une perméabilité en grand suffisante ce qui est le cas des circulations dans les zones fantômisées.

Figure 32 :
Les vallons fluviokarstiques typologie et répartition



L'observation de la morphologie d'ensemble du secteur étudié couplée à celle des formations superficielles permet de distinguer trois secteurs correspondants à trois types de vallons fluviokarstiques :

- Des vallons fluviokarstiques caractérisent les lambeaux de la surface résiduelle sommitale à 750-700 m ; cette surface correspond à une phase de dégradation de la surface S2 des Causse à 800 m. On peut considérer que leur condition de formation traduit la proximité du niveau de base, même s'ils sont générés sur des couvertures en place à l'époque. On retrouve des exemples de vallons secs perchés dans les massifs périphériques de la Loubière et de Tesserieyres (Fig. 32), conservés en position de col, contenant des formations altérées, en général des argiles à chailles mélangées avec des produits gélifractés et très souvent jalonnés de dolines en cuvette. Ces vallons débouchent en paroi au niveau des corniches abruptes ou sont raccordés à des têtes de ravins ou de vallons escarpés. On notera que sur la bordure nord du Guilhaumard, une série de cols à 800-805 m qui correspondent à l'arrivée de vallons dont le bassin versant se développait en lieu et place de la dépression de la Sorgue (fonctionnement binaires), et dont les paléo-écoulements sont tracés par des galets de basalte du point émissif du Puech (775 m) dans les vallons karstiques à l'ouest du Mas Raynal (ainsi que par des galets de bauxite). Les cols du Causse de St-Beaulize à l'ouest du Plo de l'Imbernas, sont à mettre dans cette catégorie de vallons.
- Sur les causses de rive droite de la Sorgue et sur le plateau au nord de St-Affrique (bordures nord et sud), les vallons fluviokarstiques s'impriment dans des zones planes en position perchée et dans des

conditions indifférenciées vis-à-vis de la structure géologique : dans la direction ou perpendiculairement au pendage. Sur le Causse de Nissac et sur le Causse de St-jean, comme dans les secteurs hauts de Lauras et sur les bordures du plateau au nord de St-Affrique, ces vallons fluviokarstiques respectent une pente d'écoulement initiale à contre-pendage et viennent déboucher en corniche ou en tête de ravin. Ces vallons karstiques caractérisent un système de drainage sur couverture associé à la surface à 650 m. Leur mise en place est antérieure à l'incision des vallées et en rive droite de la Sorgue, leurs tracés soulignent assez bien des rentrants en forme d'entonnoir des bordures de corrosion indiquant la position des paléo-perdes des dépressions inscrites dans la surface S3.

- Sur le plateau au nord de St-Affrique les surfaces à 650 m (S3) et à 600 m (S4) sont défoncées par un réseau dense de vallons perchés (Fig.34) caractérisés par :
 - Un remplissage périglaciaire et colluvial dominant ;
 - Le recoupement de structures d'altération fantômées ;
 - Un maillage à angles droit du chevelu hydrographique contrôlé par le réseau de couloirs fantômés ;
 - Leur raccordement au réseau hydrographique des vallées ;

Ce réseau de vallons résulte de l'enfoncement du réseau hydrographique, principalement à partir de la surface à 600 m (paléo-poljé S4 de l'alvéole marneuse du Cernon). Plus à l'ouest du bassin versant du Lévéjac, c'est la surface à 650 m qui est affectée. Les vallons s'enfoncent dans le réseau de couloirs de fantômisations qui induit ce maillage à angle droit. Les écoulements sont drainés en surface tant que la perméabilité en grand ne permet pas de les infiltrer. Deux phénomènes expliquent ce fonctionnement :

- Un fonctionnement avec des sols gelés pendant une partie du Quaternaire ;
- L'extension du réseau au fur et à mesure de l'évacuation hydrosédimentaire des couloirs de fantômisations drainés par les sources principales, désignées ici par le site des travertins de St-Rome-de-Tarn.

Ces vallons ont un rôle très important dans l'infiltration des eaux de surface. Leur alimentation en eau est assurée par la couverture de grésou à chailles conservée sur la surface à 650 m (Sinémurien). Cette alimentation est matérialisée sur le terrain par de petits sourcins localisés dans les têtes de vallon en fer à cheval qui marquent la limite entre la couverture et le substratum.

- Enfin, les bordures des paléo-poljés de la surface S4 à 600 m sont jalonnées de vallons imprimés dans les trottoirs de corrosion et convergeant vers ces dépressions. Ces vallons se raccordent ensuite au réseau hydrographique drainé par les vallées principales, conformément à la pente de la surface structurale résultant de l'érosion régressive qui a évidé les alvéoles de marnes triasiques. En amont versant des bordures de corrosion et dans la partie carbonatée du plancher de ces paléo-poljés, ces vallons sont susceptibles de recouper des structures endokarstiques (paléo-perdes) ou des couloirs de fantômisations pouvant constituer des pertes concentrées. En aval versant, là où le toit du Carixien est décapé par l'érosion des marnes et/ou où une épaisse couverture d'argile à chaille est conservée, les infiltrations sont presque inexistantes et les écoulements sont drainés en surface.

Hormis pour le dernier cas de figure, ces vallons fluviokarstiques sont aujourd'hui fossiles. La troncature de leur amont, la disparition des formations superficielles capables de concentrer les eaux de surface ainsi que l'activité croissante du soutirage karstique, notamment dans les secteurs de grésou dolomitique, ont eu raison des circulations de surface.

Tout au plus, lors d'épisodes pluvieux importants, certains tronçons peuvent être parcourus par des écoulements temporaires. Pendant les phases froides du quaternaire, le gel du sol bloquant les infiltrations, a permis une remise en fonction des vallons fluviokarstiques ce qui explique la préservation du chevelu hydrographique des vallons les plus récents, mais aussi des phénomènes de débouillage et de soutirage puissant lors des phases de dégel, c'est-à-dire le rôle hydrosédimentaire notable des vallons fluviokarstiques dans la structuration et dans la dynamique de la zone de recharge des aquifères.

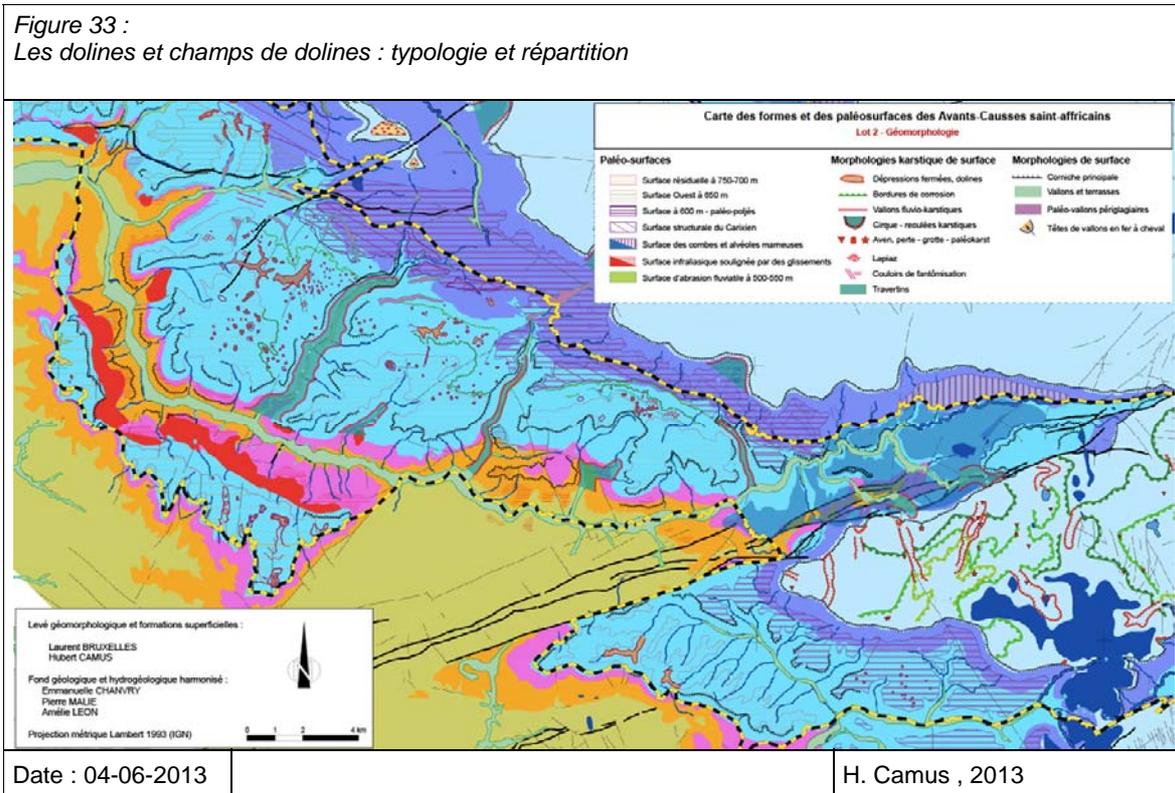
5.2.4 Les dolines et dépressions fermées

Les dolines ou les champs de dolines, comme les lapiaz, n'occupent qu'une partie modérée des surfaces karstiques des Avants-Causse (fig. 19 et 20). Présentes seulement sur la bordure méridionale du plateau au nord de St-Affrique et absentes du secteur de Lauras, elles présentent une très forte densité sur les Causse de Nissac et de St-Jean (fig. 33), pour n'apparaître que de façon isolée sur le reste de la rive droite de la Sorgue et sur le massif de la Loubière. Enfin, les contreforts liasiques au sud du Causse de Guilhaumard, présentent une concentration notable de dolines.

Globalement, trois types de genèse ressortent de cette répartition :

- les cryptodolines héritées de la surface à 750-700 m ;
- les dolines de crypto-corrosion et d'effondrement associées aux trottoirs de corrosion et aux mégalapiés ;
- les dolines de soutirage qui démantèlent les fonds de vallons fluviokarstiques et d'autres dépressions karstiques.

Figure 33 :
Les dolines et champs de dolines : typologie et répartition



5.2.4.1 Les dolines de la surface à 750-700 m à remplissages d'altérites et périglaciaires

Les dolines de la surface à 750-700 m sont des cryptodolines héritées de la dégradation de cette surface, parfois encore empâtées dans leurs argiles à chailles, elles ont souvent subi une ablation totale des couvertures sur leur pourtour et l'effet de la gélifraction de leur corniche. Les gélifractions de silex jaspés indiquent cette phase d'érosion des bordures qui confère à ces dolines une forme en cuvette parfois déformée au niveau d'un point de soutirage plus actif. Lorsqu'elles sont coalescentes, comme sur les causses de Nissac et de St-Jean elle forme un véritable petit karst polygonal ce qui rappelle la phase initiale de leur genèse sous climat tropical.

5.2.4.2 Les dolines de la surface de la bordure de corrosion à 650 m à remplissages d'argiles à chailles et de grésou dolomitique

Les dolines et les cryptodolines des parties déprimées emboîtées dans la surface à 700 m, correspondent au plancher du paléo-poljé S3, la couverture d'argiles à chailles est relativement bien conservée, sauf dans les vallons fluviokarstiques qui érodent ce plancher jusqu'au front d'altération de grésou soulignant le caractère récurrent des infiltrations concentrées près de la bordure de corrosion.

Ce type de dolines se retrouve dans la partie sud du plateau de St-Affrique entre Crassous et Boussac.

5.2.4.3 Les dolines de la surface de la bordure de corrosion à 600 m à remplissages de grésou dolomitique

Les dolines associées à la bordure de corrosion de la surface à 600 m sont beaucoup plus encaissées, certaines sont des dolines d'effondrement ; elles sont entourées d'un crypto-lapiaz exhumé. Leur remplissage est essentiellement dolomitique avec un apport modéré de gélifractions. Près de la bordure de corrosion à 600 m, elles constituent des points d'infiltration ayant fonctionné en pertes.

5.2.5 Répartition des champs de dolines : rive droite de la Sorgues et haute vallée de l'Orb

La répartition des dolines, leur état de conservation et la nature de leurs remplissages permet de développer un modèle d'évolution morphologique qui répond à deux logiques :

- ☒ la première relève de la dynamique hydrosédimentaire de chaque phase d'évolution des surfaces dans lesquelles apparaissent les dolines ;
- ☒ la seconde relève de la dynamique d'érosion régressive de la vallée de la Sorgue qui concourt au démantèlement, puis à l'immunisation des secteurs de dolines des causses de rive droite au fur et mesure de son creusement.

Un premier schéma permet de décrire la typologie des dolines en fonction de l'emboîtement du paléo-poljé S4 dans le paléo-poljé S3.

Les dolines associées au paléo-poljé S3 correspondent à une phase cryptokarstique mettant en œuvre conjointement la dégradation des surfaces à 800 et à 750 m avec remaniement des couvertures héritées qu'elles supportaient et des apports d'argiles à chailles provenant de l'altération des assises du Bajocien avant le recul de la corniche du causse dont témoigne les buttes témoins de Combalou et de Taulan. Ces argiles à chailles sont d'ailleurs conservées au sommet de ces buttes (fig.33). Le poljé S3 s'encaisse donc dans une surface couverte, en activant ou réactivant un cryptokarst qui génère un karst polygonal. Dans sa position actuelle, ce karst à dolines jointives de grande taille est décapé sur les hauteurs et toujours couvert dans les parties déprimées, sauf le long de la bordure de corrosion à 650 m du poljé S3 et dans les vallons fluviokarstiques postérieurs.

Les dolines associées au paléo-poljé S4 correspondent à une phase cryptokarstique mettant en œuvre le développement d'un poljé perché, drainé en fin d'évolution par des pertes dirigeant les infiltrations vers le niveau de base des vallées nouvellement creusées. La bordure de corrosion de ce paléo-poljé est creusée sous le mur des formations d'altérites héritées qui nappent le paléo-poljé S3. Le remplissage des dolines est donc essentiellement constitué de grésou dolomitique alors que son plancher est recouvert d'argiles à chailles remaniés ; d'ailleurs une grande partie de ce plancher est constitué de calcaires marneux et de marnes liasiques (fig. 31).

Le second schéma de répartition est révélé par la densité des champs de dolines, qui diminue d'ouest en est.

Les champs de dolines des poljés S3 et S4 du Causse de Nissac sont très denses, ceux du Causse de St-Jean un petit peu moins, et pour le Causse de St-Beaulize on ne peut plus parler de champs, mais seulement de dolines quasi isolées. Cette disparité de la répartition des dolines est due à deux facteurs :

- ☒ un facteur statique ; le Carixien permettant une large extension du plancher du paléo-poljé à l'ouest disparaît vers l'est en même temps que les couches se redressent ; l'extension latérale du cryptokarst favorable au développement des dolines est donc moins développée vers l'est ;
- ☒ un facteur dynamique : lors de l'érosion régressive de la vallée de la Sorgue, le Causse de Nissac et dans une moindre mesure celui de St-Jean ont été massivement soutirés, puis immunisés en l'état révélant ainsi le caractère cryptokarstique (dolines et lapiaz) du toit des calcaires, alors que plus à l'est, les couvertures moins soutirées continuent à recouvrir le cryptokarst, masquant ainsi les dépressions fermées.

Un effet analogue de ce facteur dynamique se répète dans le cas de la haute vallée de l'Orb avec une disparité de la répartition des champs de doline en fonction du recul de la vallée et l'immunisation de plateau du côté de l'aval. Il faut noter que dans ce cas, le Carixien est lacunaire dans tout le secteur et donc que le facteur statique que l'on pouvait invoquer en rive droite de la Sorgue, n'est pas valable ici.

5.2.5.1 Les dolines des massifs périphériques et des systèmes binaires

Les dolines des massifs périphériques se présentent soit sous le type des dolines héritées de la surface à 750-700 m, soit sous le type des dolines qui affectent les fonds de vallons fluviokarstiques ou d'autres dépressions karstiques. C'est le cas figure typique sur le massif de la Loubière.

En termes de dynamique morphokarstique, un dernier type de fonctionnement s'observe sur le contact entre le Trias et l'Hettangien près des Costes-Gozon. Il s'agit du seul secteur où l'Hettangien est affecté par un karst binaire actif. On y retrouve de petits vallons fluviokarstiques qui alimentent des dolines-perdes dont les écoulements résurgent à courte distance dans les ravins qui entaillent les calcaires dolomitiques. Ces dolines, isolées et toujours actives ici, s'apparentent au type de dolines de soutirage qui affectent les vallons entre Crassous et Boussac. Elles assure la fonction d'évacuation des eaux et des sédiments ce qui les rapproche de ce point de vue, aux dolines qui soutirent les vallons fluviokarstiques du massif de la Loubière, mais aussi ceux des causses de rive droite de la Sorgue. Ces systèmes binaires ou semi-binaires (ternaires) avec des impluviums constitués par les couvertures imperméables se développent avec une grande rapidité au sein de leur bassin d'alimentation par déblayage des altérites isovolumiques des couloirs de fantômisatipn.

5.2.6 Couloirs de fantômisatipn, reculées et décolmatage des fantômes par soutirage

Ce chapitre vise à rappeler le rôle des couloirs de fantômisatipn et des couloirs de brèches sur la conservation des formations superficielles ainsi que les relations dynamiques avec les reculées karstiques.

La fantômisatipn des dolomies du Bathonien, associée à l'action de la crypto-corrosion, est à l'origine des paysages ruiniformes du Larzac. Ce paysage ruiniforme se décline en canaux, ou couloirs karstiques, et rajols, ou pinacles, correspondant à l'exhumation des cryptolapiaz essentiellement par soutirage, mais aussi par ravinement sur les corniches de plateau et de bordures de corrosion. Ce processus d'ablation et d'évacuation des arènes dolomitiques implique une connexion hydrosédimentaire hypogée qui révèle une altération de ces couloirs de fantômisatipn en profondeur. Ces couloirs fantômés affectent souvent toute la tranche de roche karstifiable jusqu'au toit de l'imperméable. Ces discontinuités karstiques constituent un réservoir à transmissivité de porosité plus forte que l'encaissant de dolomie saine (fig 7). Ces discontinuités se répartissent de façon hétérogène à l'échelle de l'aquifère :

- ☐ un développement important de sub-surface correspondant à un front de crypto-altération ;
- ☐ un maillage de couloirs altérés à composant verticale ;
- ☐ un développement en maillage 3D près de la zone de contact avec le toit de l'imperméable.

Dès que l'incision des vallées provoque l'abaissement du niveau de base, l'apparition d'un gradient hydraulique et l'ouverture d'un point bas à la base du réservoir altéré, un transit sédimentaire se met en place en évacuant les arènes dolomitiques à partir de la source, c'est-à-dire selon une dynamique d'érosion régressive (fig. 8).

Ce décolmatage des altérites se propage dans toutes les zones affectées par le fantôme de roche et où un gradient hydraulique assure des écoulements tractifs. Ce processus entraîne des tassements et des effondrements au sein des altérites et des parois fantômées transformant certains couloirs de fantômisatipn en couloirs de brèches karstiques qui présente dès lors une perméabilité grand pouvant évoluer vers un réseau karstiques comme l'Aven du Mas Raynal ou la grotte des Cabane de St-Paul par exemple.

Lorsque ce front de karstification en réseau atteint la zone de surface, les processus de soutirage deviennent dominants et une ablation intense des formations superficielles s'opère jusqu'à dégager les mégalapiés de leurs altérites (grésou dolomitique) et des couvertures allochtones qu'ils supportaient (argiles à chailles, Crétacé supérieur, résidus fluviaux ou volcaniques). La mise en place et l'expansion très rapide de ce type de système hydrosédimentaire initient des captures des bassins d'alimentation voisins.

5.2.6.1 Le système en reculée de St-Rome de Tarn : couloirs fantômés et vallons secs

Le bassin versant du Lévécac est drainé en surface par un réseau de vallons secs imprimés dans des couloirs de fantômisatipn. Ce réseau de surface a un pendant souterrain dont la source est matérialisée par l'imposant massif de travertins de Saint-Rome de Tarn situé dans une reculée.

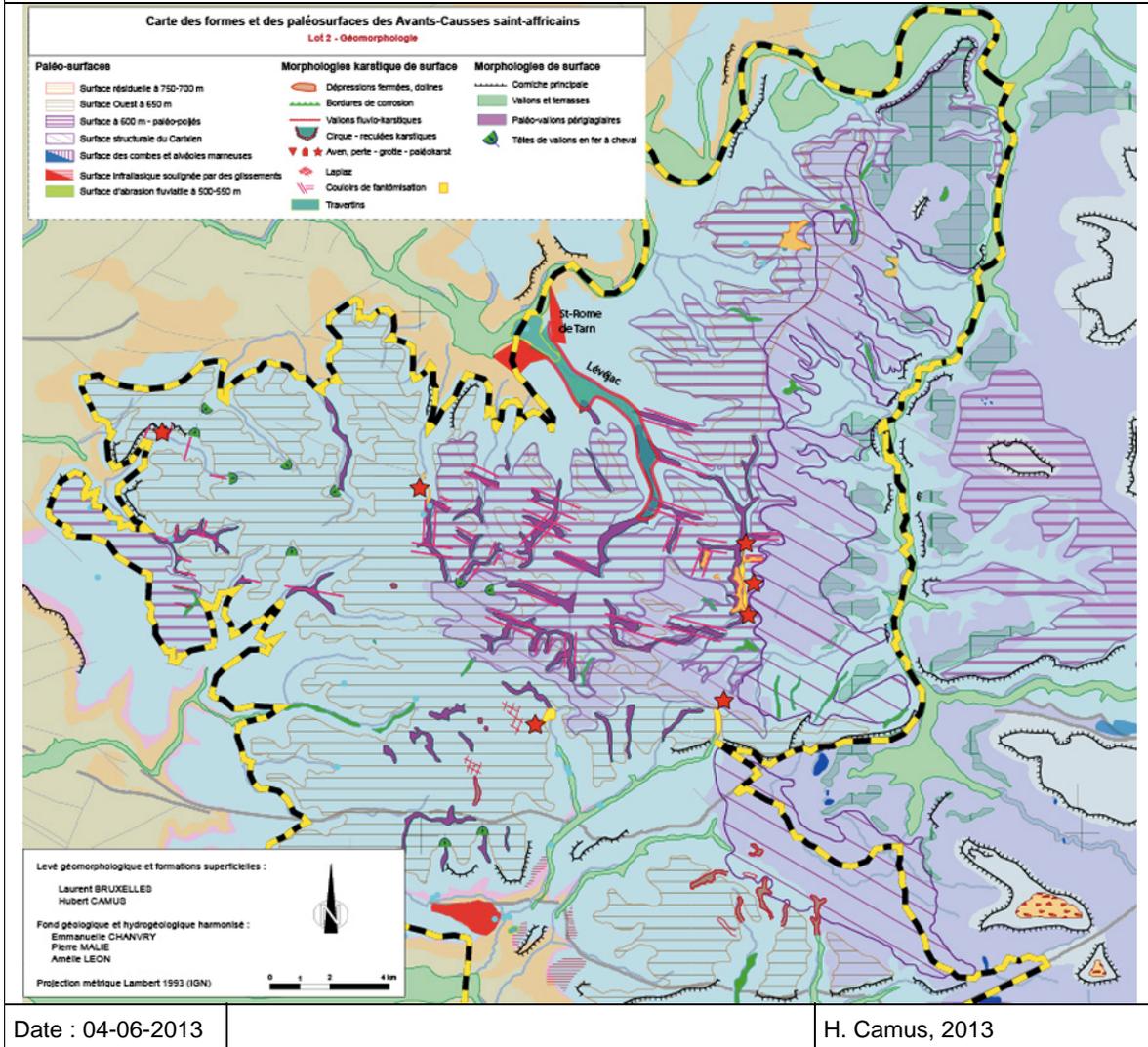
Cette configuration est héritée d'un système hydrosédimentaire qui s'est mis en place en deux temps :

- une phase de karstification par décolmatage du réseau de couloirs fantômés ;
- une phase de drainage de surface, mais où l'érosion aréolaire est circonscrite dans ce réseau de couloirs de fantômisatipn par tassement de l'altérite.

Ce réseau hydrographique ne fonctionne que lorsque l'infiltration est inhibée, par le gel du sol par exemple, ou par engorgement hydraulique en crue ; le reste du temps il assure la fonction de recharge de l'aquifère drainé par les couloirs de fantômisatipn et de brèches karstiques.

Ces dynamiques induites par l'abaissement du niveau de base sont remplacées par une évolution en reculée dès que celui-ci ne peut plus s'abaisser, lorsque le toit de l'imperméable est atteint ou qu'une phase d'aggradation fluviale intervient.

Figure 34 :
Le réseau maillé de vallons secs du bassin du Lévéjac



5.2.6.2 Le système en reculée de la Sorgues : couloirs fantômés et soutirage dans le Jurassique moyen

Les reculées de la haute vallée de la Sorgue se fraient un chemin entre les structures imperméables triasiques et liasiques du faisceau de la faille de la Pezade. Cette phase d'érosion provoque le démantèlement de la surface à 650 m jusqu'aux contreforts du causse du Guilhaumard.

Les petites reculées et quelques cirques perchés en corniche correspondent au morçèlement du plateau en plusieurs bassins d'alimentation drainant les dolomies ruiniformes. Leur extension est faible car leur impluvium ne constitue pas de zones de recharge suffisante. Par contre, ces systèmes ont eu un rôle important dans l'ablation et l'évacuation des couvertures superficielles par soutirage. Ces couvertures étaient vairées : résidus de bauxite et de Crétacé supérieur, argiles à chailles, résidus volcaniques.

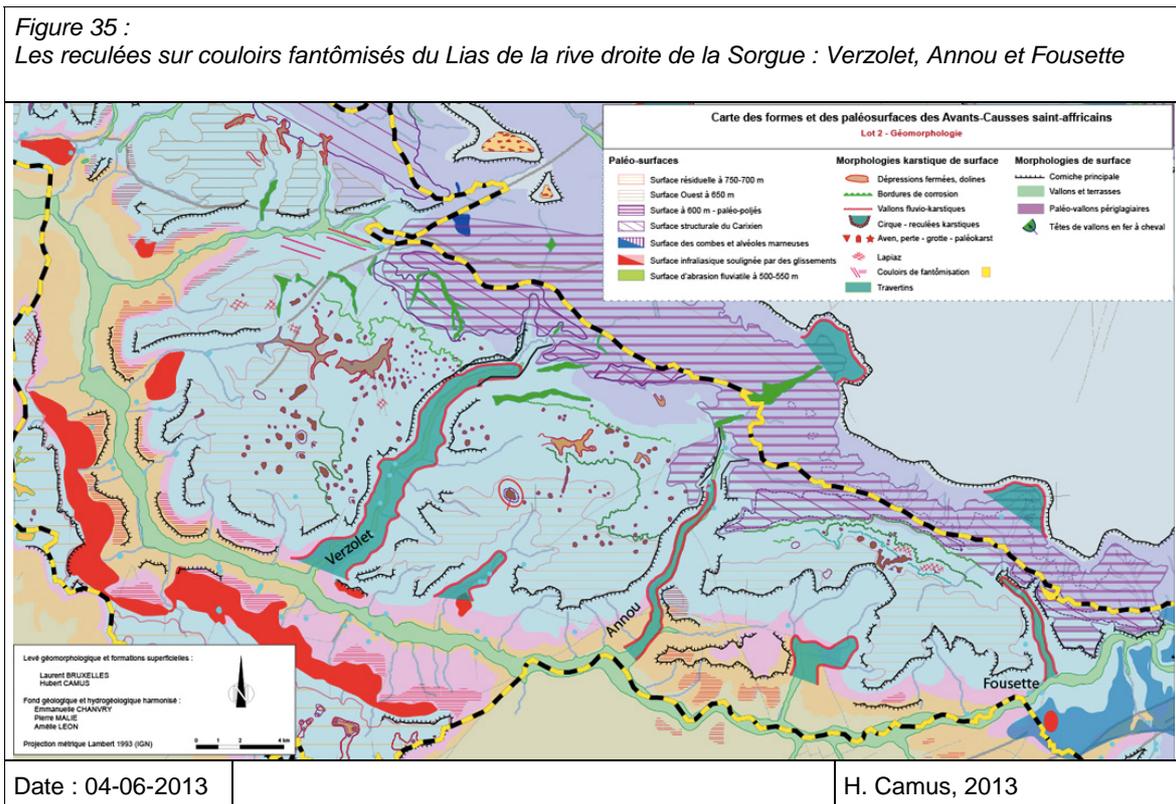
Le principal de ces bassins d'alimentation est drainé vers la source de la Sorgue. Son expansion s'est opérée par décolmatage des couloirs de fantômisation, parfois vidés de leurs altérites jusqu'à la surface comme le montrent les exemples des avens du Mas Raynal et de Tapiès. Ce système bénéficie d'une alimentation régulière des formations volcaniques de l'Escandorgue, ce qui lui a conféré une capacité importante de propagation en exploitant notamment la dimension verticale des couloirs de fantômisation permettant des drainages à contre pendage. Cette dynamique hydrosédimentaire a permis de capturer la partie occidentale du bassin d'alimentation voisin anciennement drainé vers la Vis.

5.2.6.3 Les reculées en rive droite de la Sorgue dans le Lias

Les reculées karstiques sont étroitement liées à ces processus de déboufrage d'altérites des systèmes fantômisés par vague d'érosion régressive dans le réseau de couloirs fantômisés car leur dynamique de mise en place est contrôlée par le même moteur, l'incision des vallées. Elles se mettent en place suite à une phase d'incision, lorsque le niveau de base se stabilise, plus particulièrement lorsqu'il y a une aggradation ou une remontée de ce niveau de base. Le réseau de couloirs fantômisés emprunté par les circulations souterraines exploite des axes de drainage préférentiels matérialisés par les couloirs de brèches sur lesquels se calent les reculées selon deux modèles :

- sur la bordure du Larzac, les reculées sont directement branchées sur les couloirs de brèches ayant souvent évolués en pseudo-endokarsts (Cabanes de St-Paul, Sorgue-Mas Raynal) et dont la zone de recharge est constituée de mégalapiés dolomitiques ;
- dans la cuesta de Lias calcaro-dolomitique, les reculées sont branchées sur des couloirs de fantômisation alimentés par des zones de recharge karstifiées en fonction du recul du recouvrement de marnes liasiques selon deux modalités :
 - recul ancien avec développement de bordures de corrosions permettant le développement de champs de dolines ; le développement de la reculée correspond au creusement d'une vallée ;
 - recul plus rapide ou plus récent du front de couverture des marnes, induisant peu ou pas de formes karstiques de surface, mais révélant le rôle des couloirs de fantômisation par un réseau de vallons secs à maillage orthogonal ou du moins strictement contrôlé par la fracturation altérée.

Figure 35 : Les reculées sur couloirs fantômisés du Lias de la rive droite de la Sorgue : Verzolet, Annou et Fousette



6. SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS GEOMORPHOLOGIQUES.

6.1 SYNTHÈSE DE L'HISTOIRE GEOMORPHOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

Afin de répondre de manière pertinente à l'organisation du drainage de l'ensemble du secteur étudié, il est important de prendre en compte l'histoire géologique mais aussi géomorphologique car elle permet de comprendre l'organisation du drainage karstique tel que nous le connaissons aujourd'hui.

Pendant une longue période allant de la fin du Crétacé supérieur jusqu'au début du Néogène, le domaine des causses évolue en pénéplaine. Il en découlera une surface fondamentale qui tronque les structures tectoniques pyrénéenne et à partir de laquelle vont s'inscrire les canyons caussenards. Puis, à partir du Miocène, le soulèvement de l'ensemble du Massif central se traduit par le début de l'incision du réseau hydrographique. Sur le Causse de Guilhaumard, cela se traduit par l'emboîtement des surfaces karstiques. L'organisation des formes de surfaces montre que les eaux de surface circulaient en direction du centre du plateau, conformément à la structure. Comme les combes n'étaient pas évadées, le drainage souterrain se faisait ensuite vers l'est et rejoignait très probablement le système de la Vis.

La poursuite du creusement des canyons, le développement des vallées périphériques et l'évidement des combes de la Sorgues et de l'Orb bouleverse cette organisation du drainage. Avec l'érosion des marnes liasiques et la mise à l'affleurement des Avants-Causses de nouvelles sources apparaissent et certaines d'entre-elles, comme la Sorgues, bénéficient de la mise en contact par faille de l'aquifère du Lias inférieur avec l'aquifère du Jurassique moyen et supérieur. Ces sources, beaucoup plus proches du causse vont progressivement pouvoir capturer les extrémités occidentales du bassin-versant de la Vis. En corollaire, des sources de déversement vont pouvoir se mettre en place au toit des marnes liasiques et drainer une petite portion de la bordure du causse. Ces sources entrent en concurrence avec les sources plus importantes qui émergent au fond des combes mais, du fait de leur situation au toit des marnes, elles restent perchées et n'ont pas la possibilité d'étendre leur bassin-versant qui reste bien souvent très local.

La poursuite de l'évidement de la partie amont de la reculée de la Sorgues tout comme de la boutonnière des Sièges est donc propice à la mise en place de nouvelles sources karstiques. On assiste donc, au fur et à mesure de l'encaissement du réseau hydrographique, à un morcellement des bassins d'alimentation des sources. Certainement unique au départ puisque seul la Vis drainait l'ensemble du Guilhaumard, il a ensuite été fractionné par la mise en place des sources (la Sorgue, le Cernon) au fond des combes de la partie ouest du Larzac. Enfin, des sources de déversement se sont mises en place au toit des marnes et ont évolué en reculées karstiques.

Dans ces parties les plus orientales, l'évolution morphologique est retardée et l'on observe encore des fonctionnements reliques de type poljés et lacs temporaires. Plus à l'ouest, les ségalas ont complètement disparu du fait de l'élargissement des combes. On ne retrouve plus que des portions d'anciens poljés dont il manque toute la partie méridionale (dépression de la Frayssinède, de la Bastide-des-Fonts).

Ce démantèlement des paléo-poljés est dû à l'expansion des vallées périphériques du Cernon et de la Sorgue jusqu'à ce que leurs têtes atteignent les alvéoles marneuses et les déblaient par érosion différentielle. Deux grandes phases d'érosion différentielle ont scandé la dynamique régressive de ces deux bassins versants en fonction de seuils hydrographiques matérialisés par le niveau de travertins du Plateau de France pour ce qui est du Cernon, et par la surface infra-liasique qui repose sur différents termes du trias sujets à des glissements de masse dans la vallée de la Sorgue. Avant que ces seuils ne soient atteints, des poljés occupent les alvéoles marneuses, notamment pendant toute la période de stabilité relative du niveau de base du Pliocène. Dès que ces seuils ont été entaillés par l'incision des cours d'eau, une nouvelle phase d'érosion régressive a déchaussé les structures calcaires ou dolomitiques en favorisant une évolution rapide des reculées karstiques jusqu'à détruire les planchers marneux de ces poljés en développant un bassin hydrographique de surface raccordé par un défilé.

Enfin, l'effet de ces seuils agit aussi directement sur la dynamique régressive souterraine qui provoque l'expansion du bassin d'alimentation dans les aquifères des altérations fantômisées drainés à contre-pendage du système du Lévêjac ou de celui de la Sorgue.

6.2 CONTROLE DES INFILTRATIONS

Les modalités d'infiltration révèlent l'existence d'un drainage karstique hypogé plus ou moins organisé. Avec le creusement des canyons, les formes karstiques de surface tendent à se morceler et à s'approfondir. D'ailleurs

nombre de dolines coalescentes ne correspondent pas à des ouvalas dans le sens génétique du terme, mais plutôt à une multitude de points de soutirage qui désorganisent les anciennes morphologies planes.

La concentration de pertes ainsi que la fréquence d'apparition de points soutirages traduit une certaine dynamique karstique. Elle matérialise l'organisation de plus en plus efficace des circulations karstiques et l'extension des surfaces drainées. Ainsi, les secteurs qui avaient pu conserver des fonctionnements reliques, grâce notamment aux couvertures d'argiles à chailles, enregistrent un nombre croissant de soutirages.

En outre, une perte karstique se met classiquement en place dans un secteur topographiquement en creux, capable de collecter un certain bassin-versant. L'existence de formations peu ou pas perméables en amont contribue largement à l'apparition de pertes karstiques. Ainsi, les résidus de la couverture crétacée, les argiles à chailles ou les édifices volcaniques constituent autant de formations capables de concentrer les eaux en surface. Ailleurs, l'absence de couverture ne permet pas la concentration des eaux superficielles. Celles-ci s'infiltreront de manière diffuse à travers les multiples fissures de l'épikarst. Leur impact sur la morphogenèse karstique est quasi-nul permettant la conservation des très vieilles formes : c'est ce que l'on appelle l'immunité karstique.

Plusieurs types de pertes ont été définis en fonction du contexte lithologique, des formations superficielles concernées et des données morphologiques :

- Dans Les secteurs dolomitiques sont généralement assez riches en cavités et en pertes. Lors du développement des surfaces successives, la profonde altération des dolomies les a rendu d'autant plus sensibles au soutirage karstique que le gradient hydraulique est marqué. Les pertes localisées dans les secteurs où le grésou dolomitique constitue l'essentiel des formations superficielles ont un bassin-versant réduit. Elles sont rarement fonctionnelles du fait de la porosité du sable dolomitique qui ne favorise pas la concentration des eaux de surface. Toutefois, lors d'évènements pluvieux exceptionnels, le colmatage sablo-argileux provoque un ennoiement de l'épikarst et l'apparition de lacs. Ils sont drainés par des pertes qui peuvent fonctionner pendant plusieurs semaines.
- Les argiles à chailles sont associées à des formes plus amples. Leur forte teneur en argile permet l'étanchéification de la partie supérieure du karst et donc favorise la concentration des écoulements. Les pertes se situent en bordure de la couverture d'argiles à chailles, le long de la bordure de corrosion. Ce sont donc des secteurs où le soutirage est très actif. Plusieurs pertes de ce type se situent le long de la bordure de corrosion entre les Rives et le Cros. Cette bordure recoupe la limite entre les bassins-versants de la Vis et de la Sorgue.
- L'épaisseur des dépôts crétacés et leur forte teneur en argile favorisent également la concentration des eaux en surface. Des pertes peuvent donc être temporairement fonctionnelles en bordure des dépressions et des vallons fluviokarstiques. Leur bassin est cependant relativement réduit. Ces formations concernent essentiellement la partie orientale du Causse de l'Hospitalet, autour de la Couvertorade, et le Causse de Sorbs.
- Toute la bordure de l'Escandorgue, dans la zone de contact avec la dolomie, est susceptible de receler des pertes actives ou fossiles. Celles-ci ont bénéficié des eaux collectées sur les formations volcaniques. Aujourd'hui encore, le massif de l'Escandorgue alimente, de manière concentrée aussi bien que diffuse, les circulations karstiques du Causse de Guilhaumard. Il joue notamment un grand rôle dans le maintien d'un débit d'étiage de la source de la Sorgue.
- Sur les Avants-Causses, apparaissent des particularismes liés aux évolutions récentes du réseau hydrographique qui ont moins d'impact sur les Grands Causses en raison de l'immunité karstique :
 - Infiltrations dans les vallons du bassin versant du Lévéjac, alimentée par une nappe de sub-surface des grésous à chailles et drainés par le maillage de couloirs de fantômisation ;
 - La déconnexion des surfaces karstiques des causses de rive droite de la Sorgue de leur niveau de base local constitué par les paléo-poljés successifs en deux stades :
 - Un stade de recul de la vallée qui soutire d'abord les couvertures karstiques du causse le plus en aval et conserve celles du causse le plus en amont ;
 - Un stade de morcèlement et d'individualisation de ces causses par la mise en place de reculées karstiques associée au décolmatage de zone de fantômisation en couloirs à partir de seuils hydrographiques constitués généralement par le toit du Trias lorsqu'il est atteint par l'incision de vallée.

Enfin, il faut préciser que d'autres pertes existent aussi en dehors de ces contextes précis. Toute doline dont le fond est un tant soit peu imperméabilisé est capable d'alimenter, au moins temporairement, une perte karstique. En réalité, il existe un grand nombre de pertes que les activités agricoles et les pratiques caussenardes se sont évertuées à colmater plus ou moins efficacement.

6.3 LE ROLE AMBIGÛ DES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations superficielles ont souvent été considérées par les aménageurs comme une protection pour les eaux souterraines, soit comme filtre, soit comme couche imperméable permettant de retenir les effluents pollués en surface. C'était sans compter sur leur extrême variabilité et, dans certains secteurs, leur grande fragilité.

Nous reprendrons ici les cinq grands types de formations superficielles répertoriés dans le secteur étudié :

- Dans le grésou dolomitique est extrêmement poreux. Il est également très sensible au soutirage. Nombre de fractures altérées et remplies de grésou descendent directement jusqu'au niveau de base karstique. Ainsi, même s'il peut y avoir une forte épaisseur de grésou, ces secteurs peuvent être considérés comme très sensibles à toute pollution.
- La couverture d'argiles à chailles est une formation des plus pernicieuses. Elle offre l'aspect d'une couverture épaisse et étanche capable de maintenir une pollution en surface. En fait, son imperméabilité permet la concentration des eaux et des polluants. Ceux-ci sont ensuite absorbés de manière massive et sans la moindre filtration par une série de pertes, notamment le long de la bordure de corrosion entre Le Cros et les Rives.
- Les dépôts crétacés offrent localement une des meilleures protections. Leur épaisseur et leur consistance sableuse concourent à une infiltration lente, et donc à une pollution moindre des aquifères. Néanmoins, lors d'épisodes pluvieux exceptionnels, la formation de véritables ruisseaux et leur enfouissement massif élimine toute possibilité de filtration.
- Les dépôts volcaniques remaniés sur le pourtour de l'Escandorgue et des environs de la Couvertorade n'offrent pas une grande protection pour les eaux souterraines. Tout au plus, ils colmatent le fond des vallons fluviokarstiques et les dolines périphériques. Mais, ils n'entravent que très ponctuellement l'absorption des écoulements superficiels par le karst.

Outre la constitution des formations superficielles et leur épaisseur, la notion de dynamique karstique introduit une variable de taille dans l'appréciation de leur rôle. L'ensemble du secteur drainé par la Sorgue est caractérisé par un fort gradient hydraulique entre la surface et le niveau de base. De fait, les formations superficielles perchées plus d'une centaine de mètres au-dessus du niveau des circulations sont en position précaire. Il semble d'ailleurs possible d'envisager, compte tenu de la structure et de la différence d'altitude des différents exutoires, que le bassin-versant de la Sorgue bénéficie d'une dynamique bien plus importante que le bassin-versant de la Vis qui perd peu à peu en extension. C'est d'ailleurs dans ce secteur que l'on retrouve les fonctionnements reliques de type poljé. Il est alors prévisible, en l'absence d'obstacle structural ou lithologique de taille, qu'à l'avenir l'hydrosystème karstique de la Sorgue s'étende progressivement en direction de l'est, peut-être jusqu'aux environs du Cros. Ceci devrait se traduire en surface par un soutirage accru et par un démantèlement des formes karstiques planes où transitent, aujourd'hui encore, des argiles à chailles.

7. CONCLUSION

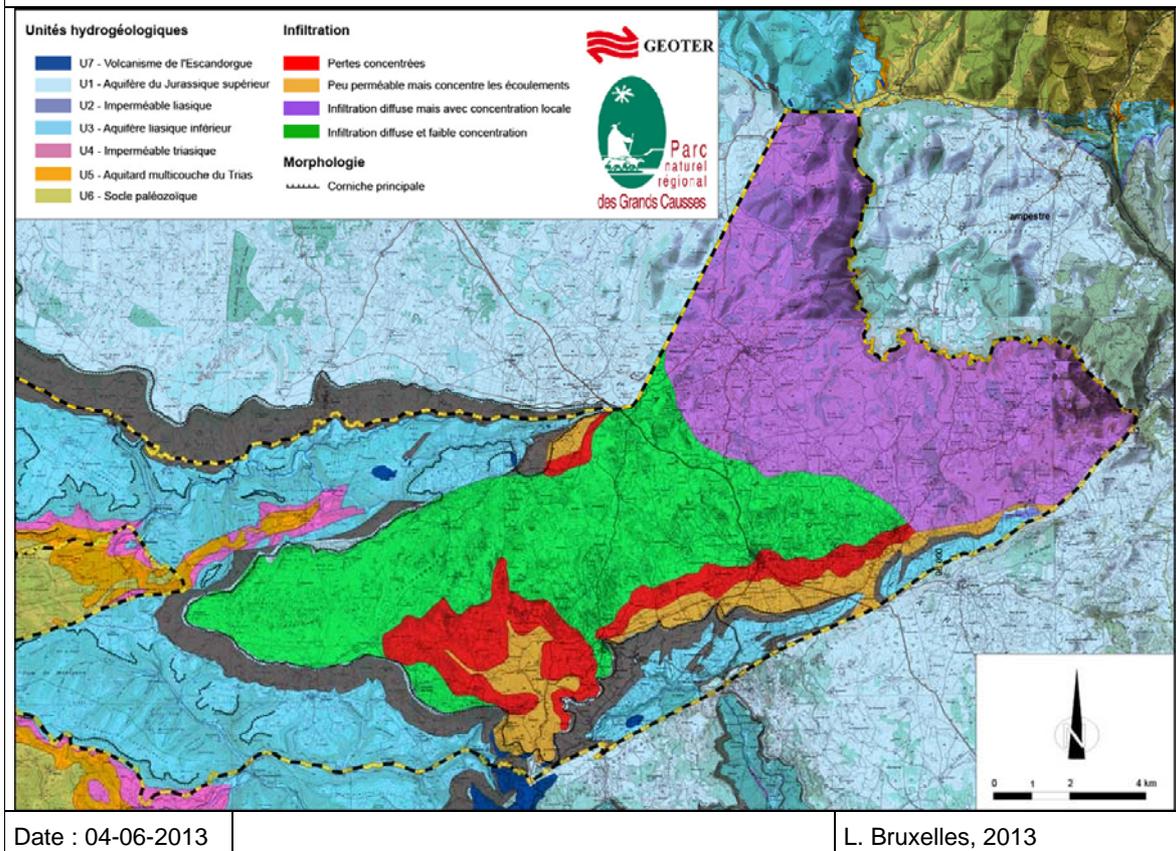
Ce travail de cartographie des formes et des formations superficielles du Causse de Guilhaumard et des Avants-Causses du Saint-Affricains a donc permis de comprendre les grandes étapes de la structuration du drainage de surface mais aussi souterrain.

Afin de faciliter l'utilisation de ces données, une carte interprétative des modalités d'infiltration depuis la surface a été réalisée. La zone d'étude a été divisée en un certain nombre de secteurs dont les caractéristiques d'infiltration sont comparables. Malgré une histoire géologique en partie commune, ces caractéristiques sont suffisamment différentes pour que l'on sépare ici aussi le Causse de Guilhaumard des Avants-Causses saint-affricains.

Sur le Causse de Guilhaumard, nous avons distingué quatre ensembles (fig. 36 et annexe 3) :

- ❑ **Infiltration diffuse et faible concentration** : ce sont les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans avoir la possibilité, grâce aux formations superficielles, de se concentrer. Cet ensemble concerne essentiellement les replats et les reliefs dolomitiques où les dépressions sont tapissées de grésou.
- ❑ **Infiltration diffuse mais avec concentration locale** : les formations superficielles sont très localisées mais elles permettent localement, et au cours d'évènements climatiques rares, la concentration des eaux en surface. Cela concerne surtout les reliefs autour de la Couvertoirade et la Causse de Sorbs où des formations résiduelles issues des dépôts crétacés empâtent le fond des dépressions.
- ❑ **Peu perméable mais concentre les écoulements** : ces secteurs constituent un impluvium où les eaux s'infiltrent relativement lentement. En temps normal, l'infiltration et le drainage par le karst sont fonctionnels (drainage du massif de l'Escandorgue par la Sorgue). Mais l'engorgement est rapide et les eaux de surface ruissellent lors d'évènements pluvieux modérés à forts. Ce sont les ségalas couverts d'argiles à chailles et les secteurs où les formations volcaniques sont suffisamment cohérentes et épaisses (Escandorgue).
- ❑ **Zone de perte concentrée** : ce sont les réceptacles des eaux collectées dans les zones peu perméables. Les eaux se perdent de manière concentrée et rejoignent rapidement les circulations karstiques profondes. Ce sont donc des zones très sensibles en termes de pollutions. Le pourtour du massif de l'Escandorgue mais aussi la bordure de corrosion entre le Cros et les Rives correspondent à ces zones sensibles.

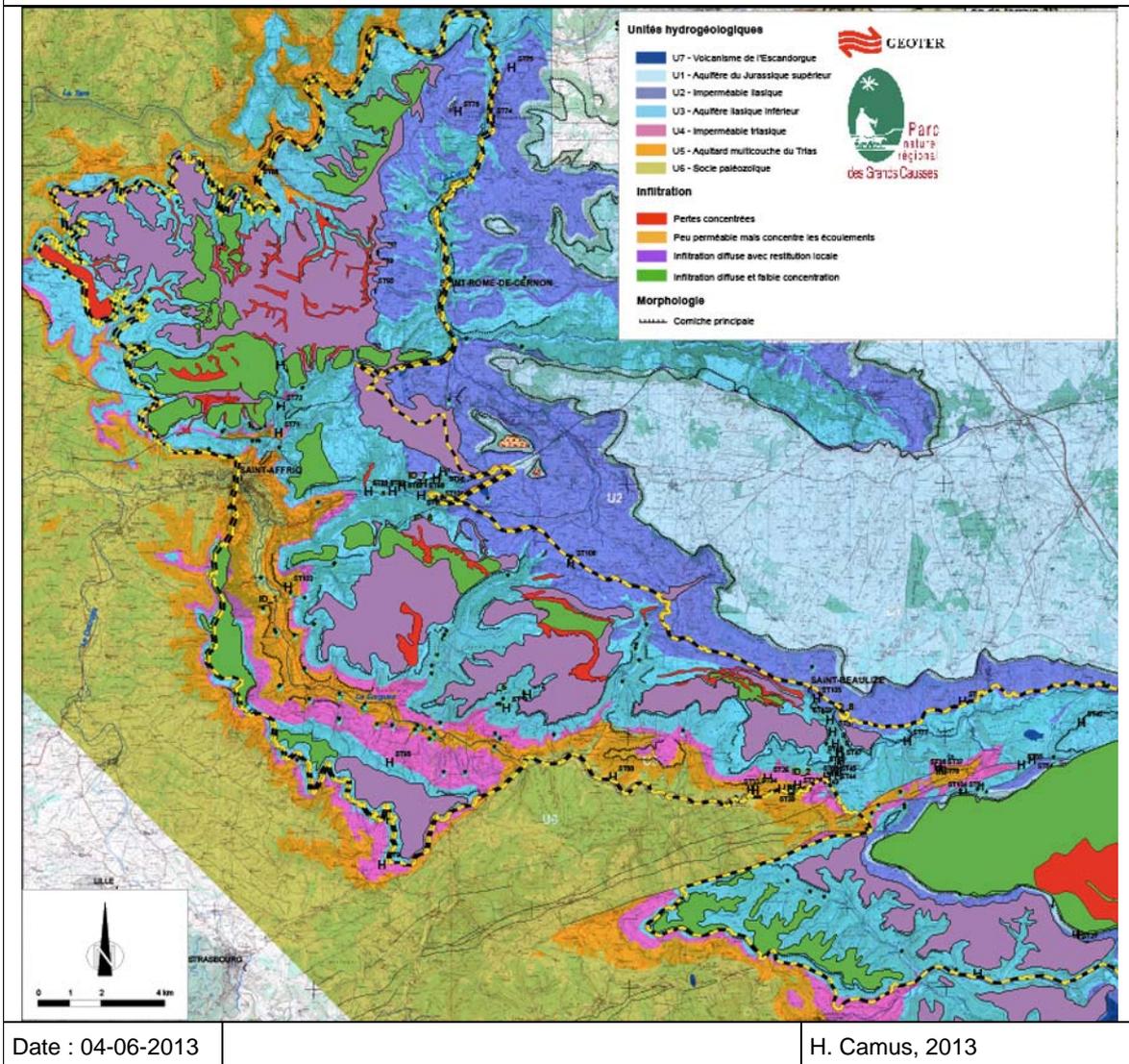
Figure 36 :
Carte interprétative des modalités d'infiltration depuis la surface du Causse de Guilhaumard



Sur les Avants-Causse, nous avons distingué quatre ensembles différents de ceux du Causse de Guilhaumard (fig. 37 et annexe 3) :

- **Infiltration diffuse et faible concentration** : ce sont les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans se concentrer en surface. Cela correspond aux surfaces associant des secteurs de lapiaz dolomitiques associés à des dolines et des vallons fluviokarstiques remplis de grésou, notamment la surface à 600 m en rive droite de la Sorgue, les zones de cryptolapiaz qui ceinturent le bassin versant du Lévéjac, les crêtes de massifs périphériques de la Loubière (secteur nord) et de la Teysserières.
- **Infiltration diffuse mais avec restitution locale en sub-surface** : ce sont les secteurs où l'essentiel des eaux de surface s'infiltrent directement sans se concentrer en surface. Cela concerne les formations superficielles plus ou moins continues du plateau au nord de St-Affrique. Elles permettent la concentration des eaux en sub-surface et leur restitution partielle au niveau des têtes de vallon en fer à cheval. Ailleurs, cela correspond aux surfaces à 700 m ayant perdu une partie de leurs couvertures et aux surfaces emboîtées à 650 m supportant des couvertures, mais affectées de dolines et vallons fluviokarstiques.
- **Zone de perte concentrée** : ce sont les réceptacles des eaux collectées dans les zones peu perméables. Les eaux se perdent de manière concentrée et rejoignent rapidement les circulations karstiques profondes. Cet ensemble concerne essentiellement les abords des bordures de corrosion et les lapiaz dolomitiques associés où les dépressions sont tapissées de grésou (paléo-poljé à 600 m en rive droite de la Sorgue). On leur rattache les vallons karstiques alimentés par la surface par les sourcins dont les débits sont soutenus par les nappes de sub-surface (réseau du Lévéjac) et enfin les zones de contact avec un impluvium binaire, comme à l'est de Coste-Gozon. Ce sont donc des zones très sensibles en termes de pollutions.
- **Peu perméable mais concentre les écoulements** : ces secteurs constituent un impluvium où les eaux s'infiltrent relativement lentement. En temps normal, l'infiltration et le drainage par le karst sont faiblement fonctionnels, voir ponctuels. Mais, l'engorgement est rapide et les eaux de surface ruissellent lors d'événements pluvieux modérés à forts. Il s'agit des surfaces calcaires décapées par l'érosion des marnes liasiques, notamment le toit du Carixien. Ce sont aussi les secteurs de ségalas couverts d'argiles à chailles suffisamment continue et épaisses (surface à 650 m des causses de la Sorgue) ; ces surfaces sont modestes et non représentés sur la carte.

Figure 37 :
Carte interprétative des modalités d'infiltration depuis la surface des Avants-Causse du Saint-Affricain



Enfin, les modalités d'infiltration des formations superficielles s'insèrent dans des schémas de fonctionnements hydrodynamiques à l'échelle des systèmes karstiques. En fait, on observe plusieurs types de modèles de dynamiques morphokarstiques qui contrôlent les zones de recharge des aquifères à travers les modalités d'infiltration et les types de connexion entre la surface (poljés, vallons fluviokarstiques, dolines, lapiaz) et l'endokarst (réseaux karstiques, couloirs fantômisés, aquifères temporaires perchés), jusqu'aux sources.

Sur le Causse du Guilhaumard, 2 principaux modèles morphokarstiques s'imposent :

- L'aquifère de la Foux de la Vis, structuré avec l'incision de son canyon à la fin du Néogène, puis avec l'oscillation eustatique messino-pliocène et le développement d'un karst profond ; toute la structure du Causse du Guilhaumard a dû être drainée par ce système karstique avant de perdre une partie de son bassin d'alimentation ;
- L'aquifère de la Sorgue, beaucoup plus récent, lié à l'érosion régressive de la vallée périphérique de la Sorgue ; il est structuré par le décolmatage des zones d'altérations distribuées en couloirs fantômisés et ayant évolués en endokarst comme la rivière de l'Aven du Mas Raynal ; son bassin d'alimentation en en voie de capture des bassin voisin, notamment celui de la Vis.

Sur les Avants-Causse, 3 modèles s'imposent :

- ❑ Les aquifères captifs dégagés par le recul de la couverture sédimentaire marneuse qui formait le plancher d'une surface karstique ; cette surface a provoqué la troncature d'un réseau de couloirs de fantômisations qui permettent l'infiltration rapide de façon concentrée directement vers les points les plus bas des vallées (surface à 600 m drainée vers par le système de St-Rome du Tarn) ;
- ❑ Les aquifères karstiques partiellement captifs sous les couvertures héritées et paléo-poljés, démantelés par des reculées sur couloirs de fantômisations (causses de rive droite de la Sorgue et paléo-poljé de St-Beaulize-St-Jean).
- ❑ Les petits massifs périphériques individualisés et isolés des massifs principaux ; les uns sont drainés par des pertes concentrées en direction des vallons (Costes et Gozon, nord St-Affrique) et constituent des karsts binaires ; les autres sont strictement isolés en position de butte au-dessus d'un imperméable et ayant connu une structuration de karsts couverts (Loubière, Tesserieyres).

Sur le causse au nord de St-Affrique, les lambeaux de plateaux sont drainés par la couverture de grésou à chailles vers des têtes de vallons en fer à cheval ce qui inhibe en partie les infiltrations vers l'endokarst sujet à un fort engorgement.

Enfin, les surfaces structurales dégagées par l'érosion différentielle des marnes du Lias (au toit de l'aquifère) présentent une très faible capacité d'absorption, mais aussi des indices de flux hypogènes hérités de la phase de fonctionnement captif. Au contraire, au mur de l'aquifère et sur les contacts anormaux, l'aquifère liasique est caractérisé par une très forte hétérogénéité dû au développement de zones fantômées.

Ces résultats et leurs apports en termes de vulnérabilité des eaux d'infiltration et de la ressource ouvrent des perspectives sur les approches karstologiques intégrées qui pourraient prendre en compte les données de l'endokarst et des zones capacitives (fantômes, brèches karstiques, altérites) et le contrôle hydrodynamique des niveaux de base au cours de la structuration des aquifères karstiques.

Par ailleurs, l'aspect novateur d'une partie de ces résultats, tant en ce qui concerne l'extension de la zone d'étude dont une grande partie n'a fait l'objet que de très rares investigations, qu'en ce qui concerne les phénomènes karstiques et la méthodologie d'investigation mise en œuvre, mettent en évidence la nécessité de réviser les données acquises ailleurs sur la Grands Causses.

8. BIBLIOGRAPHIE

- AGUILAR J.P. (1981). Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée Occidentale. – Thèse Sc. Montpellier II, 203 p.
- ALABOUVETTE B. (1988). Carte géologique de la France et notice associée, feuille de Le Caylar à 1/50.000. *Edition BRGM Feuille n°962*.
- 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.
- ALLEGRE C., DOUSSAINT L., MECHLER P. et PROUST F. (1964). Contribution à l'étude séismologique du volcanisme de l'Hérault et des Causses. – *B. S. G. F.*, pp 113-116.
- AMBERT P., (1979). Recherches de géomorphologie karstique en Languedoc et en Provence. Le Causse de Guilhaumard (Grands Causses). *C.E.R.G.H._Mémoire n°20 Travaux E.R.A. 282, 1979, n°8*.
- AMBERT P. (1979). L'évolution géomorphologique des Grands causses méridionaux depuis le néogène. *Géologie de la France n°4, 1995, p. 37-50*.
- AMBERT P. (1982). Le Causse de Guilhaumard, Recherches Géomorphologiques, (carte à 1/25 000^è). – *Mém. Et Doc. du CNRS, Phénomènes Karstiques III*, pp. 17-32.
- AMBERT P., (1984). La région de Millau (Grands Causses). *Méditerranée, troisième série, Tome 52, 3-1984, 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° 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 M. et AMBERT P. (1992). Grands Causses dolomitic kluftkarren : Neogenr 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. AMBERT P., (1995). Kartsification 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, 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., 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., MARTIN, GUENDON J-L (1994). Le canyon de la Dourbie et le karst de la source de l'Esperelle (Aveyron, France). *Etude de Géographie Physique, n°XXIII*.

- BOGDANOFF S., DONNOT M., et ELLENBERGER F. (1984). Notice explicative de la feuille Bédarieux à 1/50000°. – *Carte géologique de la France n° 988*, B.R.G.M. ed., Orléans, 105 p.
- BONTE A. (1958). Réflexions sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. – *C. R. 83^{ème} Congr. Soc. Sav.*, pp. 147-165.
- BRUXELLES L. (2001). Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement. Thèse 3^{ème}, Université de Provence. - Document du BRGM, n°304, Orléans, 2004. - 266 p. + 5 cartes couleur.
- BRUXELLES L. (2002 a). - Dépôts et formations superficielles du Larzac central : Rôle morphologique et intérêt pour la reconstitution des paléo-paysages. – *Karstologia*, n°38, pp. 15-28.
- BRUXELLES L. (2002b). Ghost structures in the Bajocian limestones of the Causse du Larzac (France). – *Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting*, Leuven, 11-15 septembre 2002, Aardk. Mededel., 2002, 12, 149-152.
- BRUXELLES L. (2003). La doline du Luc Bas (Campestre-et-Luc, Gard) : Témoin des paléaltérations successives des grands causses et de leur morphogenèse. Congrès de l'Association des Sédimentologues Français, Bordeaux, p.45-46
- BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.L. et TRONCHETTI G. (1999). Les affleurements de Crétacé Supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *C. R. de l'Acad. Sci.*, Paris, t. 329, n°10, pp. 705-712.
- BRUXELLES L., AMBERT P. et GUENDON J.L. (1999). Altération et karstification sous couverture : le rôle morphologique de certaines formations superficielles du Causse de l'Hospitalet (Larzac, Aveyron). – In : Livret-guide des excursions, Colloque Karst-99, *Cahiers Savoisiens de Géographie*, n° 1, pp 39-53.
- BRUXELLES L. et BRUXELLES S. (2004). Le concept de fantômisiation à partir de quelques exemples caussenards. Application à la recherche de cavités dans les Cévennes gardoises, *Annales du XI^e Rassemblement des spéléologues caussenards*, Millau (Aveyron), 2004, p. 43-52.
- BRUXELLES L. et CAMUS H. (2010). Géodynamique et évolution géomorphologique des Grands Causses. – In : Grottes et karsts de France. *Karstologia Mémoires*, n° 19, Association française de karstologie, p. 312-313.
- BRUXELLES L., SIMON-COINÇON R. (2003). Nouvelles données sur la transgression crétacée dans les Grands Causses et en Aquitaine orientale. – Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale, 6-7 novembre 2004, Paris. Livre des résumés, 3 p.
- BRUXELLES L., SIMON-COINÇON R., GUENDON J.-L. et AMBERT P. (2007). Formes et formations superficielles de la partie ouest du Causse de Sauveterre (Grands Causses, Aveyron et Lozère), *Karstologia*, n°49, 2007, p. 1-14.
- BRUXELLES L. et TRONCHETTI G. (2002). New evidences of Upper Cretaceous deposits in the southern Grands Causses (S France) : palaeogeographical consequences. – *Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting*, Leuven, 11-15 septembre 2002, Aardk. Mededel., 2002, 12, 31-34.
- BRUXELLES L. et S. (2003). La chasse aux fantômes dans les Grands Causses. Utilisation d'un nouveau concept de spéléogenèse dans la recherche de cavités. – *Spelunca*, 88, p. 14-20.
- CADILLON M. (1970). Les sols du Causse du Larzac. – Thèse 3^{ème} cycle, Montpellier, 219 p.
- CALS D. (1978). Les terres rouges des Causse Noir et Méjean. – Thèse de 3ème cycle, Université de Provence-Marseille.
- CALS D., PREVER-LOIRI R. et ROUSSET Cl. (1980). Les terres rouges des Grands Causses du Massif Central (France). – *Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phy.*, vol. 22, fasc. 4-5, pp. 343-356.
- CAMUS H. (1999). L'organisation des réseaux de drainage à différents stades de l'évolution du paysage karstique de la bordure carbonatée sud-cévenole (de l'Aigoual à la basse vallée de l'Hérault). *Excursion 3 du 12 septembre 1999*.
- CAMUS H. (2001). Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. *BSGF*, n° 172, 5, pp. 549-562.
- 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. (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.
- COULET E. (1962). Morphologie des Grands-Causse. – *Bull. Soc. Lang. Géog.*, t. 33, 1-2, pp. 1-62.
- 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.
- DUBOIS P., (1993). Notes karstologiques sur les Grands Causse. *Bulletin de la société languedocienne de géographie t.19, fascicule 34.*
- 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.
- FENELON P., (1971). Compte-rendu de Colloque International de karstologie dans les Causse du Languedoc, du Rouergue, du Quercy et du Périgord. *Comité National de Géographie, Actes du Colloque International de Karstologie et de spéléologie, 21-25 août 1971, pp. 1-28.*
- GASTAUD J., CAMPREDON R., FERAUD G., (1983). Les systèmes filoniens des Causse et du Bas Languedoc (Sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes. *Bull. Soc. Geol. France. t. XXV, n°5, pp. 787-746.*
- GASTAUD J. (1981). Le volcanisme des Causse 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 Causse et du Bas Languedoc (sud de la France) : géochronologie, relations avec les paléocontraintes. – *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, t. 25, n° 5, pp. 737-746.
- GEZE B., (1954). Le volcanisme des Causse et du Bas_Languedoc (France).
- GEZE., (1980). Les venues volcaniques de St Sauveur et de St Michel (commune de Nant, Aveyron). *Bull. BRGM (2), 1, 3.*
- GILLOT P. Y. (1974). Chronométrie par la méthode potassium-argon des laves des Causse et du Bas-Languedoc. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Paris-Sud (Orsay), 99 p. + 32 pl.
- GHRISTI C., BERGER E. et BROUSSE R. (1985). La province volcanique des Causse-Bas Languedoc : âges, guides structuraux, morphologie et magmatisme. – *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, t. 19, fasc. 3-4, Montpellier, pp.181-195.
- 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.
- GUERANGE-LOZES J., GUERANGE B., (1991)., feuille de Camarès à 1/50000. *Edition BRGM Feuille n°961.*
- GUERANGE-LOZES J., BURG J-P., VINCHON C., ALABOUVETTE B., DEFAUT B., ASTRUC J.G., GALHARAGUE J., LEYRELOUP A., MICHARD A.G., PERRIN C., SERVELLE C., (1995). Carte géologique de la France et notice associée, feuille Réquista à 1/50000. *Edition BRGM Feuille n°934.*
- HAQ B. U., HARDENBOL J. et VAIL P. R. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, vol. 235, pp. 1156-1166.
- KHODAYAR M., DE GOER DE HERVE A., BOLZE J, LAROUZIERE F-D., (1989) Importance des phénomène hydromagmatique dans les phases initiales du volcanisme de l'Escandorgue (Hérault). *C.R. Acad. Sci. Paris, t 308, Série II, p 1605-1611.*
- 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.
- 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.

- 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. (1977). – Lapiès couverts, modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique. – *Abh. Zur karst und Höhlenkunde*, 15, pp. 101-121.
- PALOC H., (1972). Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses. *Feuille n°2 de la carte hydrogéologique du Languedoc-Roussillon à l'échelle du 1/200 000.. BRGM*
- PARRON C. (1975). – Contribution à l'étude des paléaltérations des grès du Crétacé Supérieur du Gard (de Pont-Saint-Esprit à Uzès). Thèse 3^{ème} cycle, Université de Provence, Marseille, 103 p.
- PNRGC (2011). Excursions Grands Causses. Livret-Guide. JOURNÉES AFK / AGSO / CFH-AIH. 17-18-19 juin 2011. 65 p.
- PREVER-LOIRI R. (1979). Terres rouges et sidérolithique dans le nord des Grands Causses (Massif Central français). – Thèse 3^{ème} cycle, Université de Provence, 146 p.
- 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., VANDYCKE S. et VERGARI A. (1997). Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts créacés du Hainaut (Belgique). – *Bull. Soc. Géol. France*, t. 168, n° 4, pp. 463-472.
- QUINIF Y. et BRUXELLES L. - 2011. – L'altération de type « fantôme de roche » : processus, évolution et implications pour la karstification - Géomorphologie, 2011, n°4, p. 349-358.
- RANCON J-P., (1986). Le volcan de Romiguières : caractérisation d'une évolution hydro-magmatique à magmatique dans la province de l'Escandorgue, d'âge plio-pleistocène. C.R. Acad. Sc. Paris, t.303, Série II n°14.
- RICARD J., BAKALOWICZ M., (1996). Connaissance, aménagement et protection des ressources en eau du Larzac septentrional en vue de l'établissement des périmètres de protection (Aveyron). *Rapport BRGM R38953, 94 p., 200 annexes, 12 pl. ht.*
- ROUIRE J. ROUSSET C. (1974). Etude géomorphologique et spéléologique des Avant-Causses de Millau et de St Affrique (Aveyron). *Mémoires et Documents, 1974 nouvelle série, vol. 15. Phénomènes Karstiques, tome II.*
- ROUSSET Cl. (1970). Note préliminaire sur les terra rossa des Grands Causses (Massif Central, France). – *Act. Du 95^{ème} Cong. Nat. Soc. Sav. Sci.*, t. 1, pp. 227-237.
- SALVAYRE H., (1971). Reflexions sur la morphologie des cirques de la bordure S-SW du Larzac. *Actes du colloque international de karstologie et de spéléologie 21-25 aout.*
- SCHWARZ H., (1971). L'influence de la tectonique et de la structure des roches sur les reliefs des Grands Causses. *Actes du colloque international de karstologie et de spéléologie 21-25 aout.*
- SERANNE M., CAMUS C., LUCAZEAU F., BARBARAND J., QUINIF Y., (2001). Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente.
- THIRY M., QUESNEL F., YANS J., WYNS R., THEVENIAUT H., SIMON-COINÇON R., MOREAU M.G., GIOT D., DUPUIS C., BRUXELLES L., BARBARAND L. & BAELE J.M. (2004). La France et la Belgique continentales au Crétacé inférieur : paléaltérations et paléotopographies. Colloque de Paléogéographie, 8 et 9 Mars, 2004, Académie des Sciences, Paris, Livre des résumés 2p.
- THIRY M., QUESNEL F., YANS J., WYNS R., THEVENIAUT R., SIMON-COINÇON R., MOREAU M.G., GIOT D, DUPUIS J., BRUXELLES L., BARBARAND J. & BAELE J.M. – 2006. – La France et la Belgique continentales au Crétacé inférieur : paléaltérations et paléotopographies. – *Bull. Soc. géol. France*, t.177, n°3, p. 155-175.
- 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). – *Geodinamica Acta*, 10, 4, pp. 175-187.
- 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.

Rapports GEOTER

GTR/IPSN/0199-97.: Cartographie et analyse du fonctionnement exo et endokarstique de la partie occidentale du causse du Larzac et de ses Avants-Causse.

ANNEXES

ANNEXE 1 : Carte des formations superficielles du Causse de Guilhaumard et des Avants-Causse saint-affricains au 1/100 000

ANNEXE 2 : Carte des morphologies du Causse de Guilhaumard et des Avants-Causse saint-affricains au 1/100 000

ANNEXE 3 : *Carte interprétative des modalités d'infiltration au 1/100 000*