

Le bassin stéphano-permien de Réalmont

Un bassin post-varisque peu connu de la partie méridionale du Massif Central

Essai de synthèse

Philippe FAURÉ

Résumé

Le bassin de Réalmont (Tarn, France) est un bassin à remplissage molassique stéphano-permien (Carbonifère supérieur, Permien) d'étendue limitée, situé dans la partie sud-occidentale du Massif Central. Sont identifiées quatre unités sédimentaires, Série grise, stéphanienne, Série grise et rosée, à faciès autunien, Série rouge et Série conglomératique rouge, à faciès saxono-thuringien. Malgré l'absence de datation radiométrique due au manque de roche volcanique interstratifiée, l'âge de ces dépôts continentaux a pu être précisé. Nous présentons une tentative de corrélation entre les épisodes sédimentaires et les principaux événements tectoniques et magmatiques qui se sont produits dans le domaine continental de Réalmont.

Mots-clés : Carbonifère, Permien, Bassin stéphano-permien, Tarn, Montagne Noire, tectono-magmatisme.

Abstract

The Réalmont basin (Tarn, France) is a Stephano-Permian (Upper Carboniferous, Permian) molasses-filled basin of limited extent, located in the southwestern part of the Massif Central. Four sedimentary units are identified, Grey Serie, Stephanian, Gray and Dew Series, with Autunian facies, Red Series and Red Conglomeratic Series, with Saxono-Thuringian facies. Despite the absence of radiometric dating due to the lack of interstratified volcanic rock, the age of these continental deposits could be specified. We present an attempt to correlate sedimentary episodes with the main tectonic and magmatic events that occurred in the continental Réalmont domain.

Keywords : Carboniferous, Permian, Bassin stéphano-permien, Tarn, Montagne Noire, tectono-magmatism.

1. Introduction

La chaîne varisque est un imposant système montagneux qui s'étend sur plus de 8 000 km du Caucase aux Appalaches. Sa formation est induite par la convergence des deux plaques lithosphériques, Gondwana (Afrique, Europe méridionale) et Laurussia (Laurentie, Baltique, Avalonie) du Silurien supérieur au Carbonifère (Matte, 2001). L'orogénèse varisque est caractérisée par une tectonique polyphasée qui aura duré près de 150 Ma, entre il y a 430 Ma et 300 Ma, et aboutit à la formation du supercontinent Pangée. Après la période d'épaississement crustal qui voit la mise en place des structures chevauchantes, l'orogène varisque est soumis, dans toute l'Europe occidentale

et centrale, à des réajustements tectoniques syn- et post-orogéniques, avec amincissement crustal et phénomènes transtensionnels tardifs qui en disloquent le bâti (Faure *et al.*, 2005 ; 2009). Ils déterminent, durant la période Stéphanien-Permien, la formation de multiples fossés d'effondrement et de bassins intra-montagneux étroits, de type pull-apart, ou demi-graben, orientés par des accidents de socle. Les molasses fini-hercyniennes issues de l'érosion de la chaîne nouvellement formée vont s'y accumuler dès le Carbonifère supérieur (Pennsylvanien supérieur) et durant toute la durée du Permien. L'activité thermique est marquée par une activité magmatique particulièrement intense autour de la limite Carbonifère – Permien dont témoigne la mise en

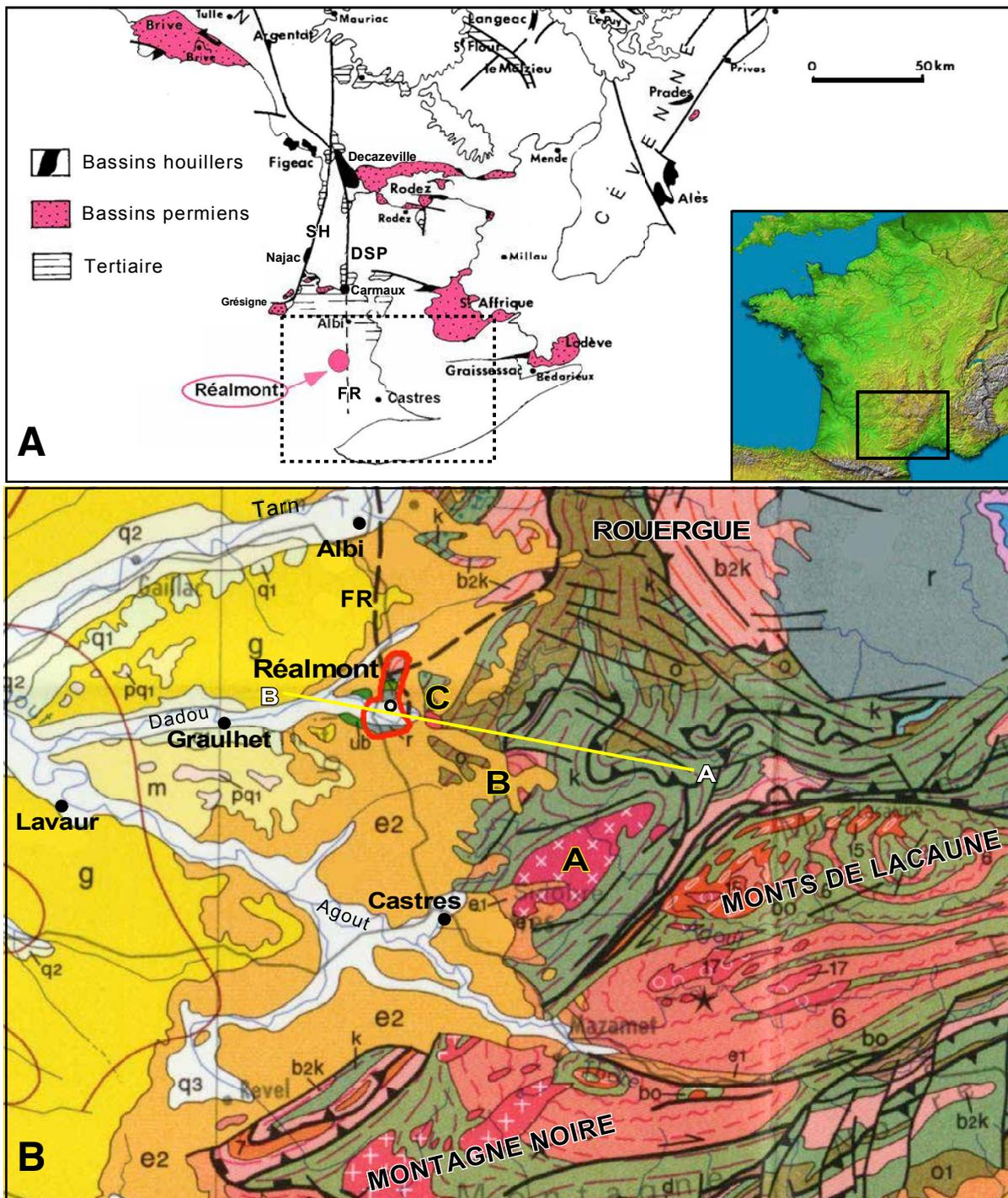


Fig. 1 – **A.** Situation géographique du bassin de Réalmont par rapport aux autres bassins stéphano-permiens du sud du Massif Central. DSP : Dislocation de la Salvetat-Peyrales ; FR : Faille de Réalmont ; SH : Sillon houiller. **B.** Cadre géologique du bassin de Réalmont (carte géologique au 1 :1000000è, B.R.G.M).
Légende. A : laccolithe du Sidobre ; B : Granite de Montredon-Labessonié ; C : Granite de Peyrebrune ; Ligne A-B : axe de la coupe de la Fig. 3.

place de multiples plutons de granitoïdes, dits tardi-hercyniens, qui recourent les structures précoces et sont synchrones des déformations tardives de l'orogénèse varisque.

Le bassin de Réalmont est l'un de ces bassins. Il est une excellente zone d'étude car il enregistre une

séquence sédimentaire exceptionnellement complète qui va du Stéphanien au Permien supérieur (Delsahut, 1981). L'objectif de cette étude est de contraindre l'évolution structurale du fossé de Réalmont dans le cadre chronologique de l'évolution post-varisque de la Montagne Noire.

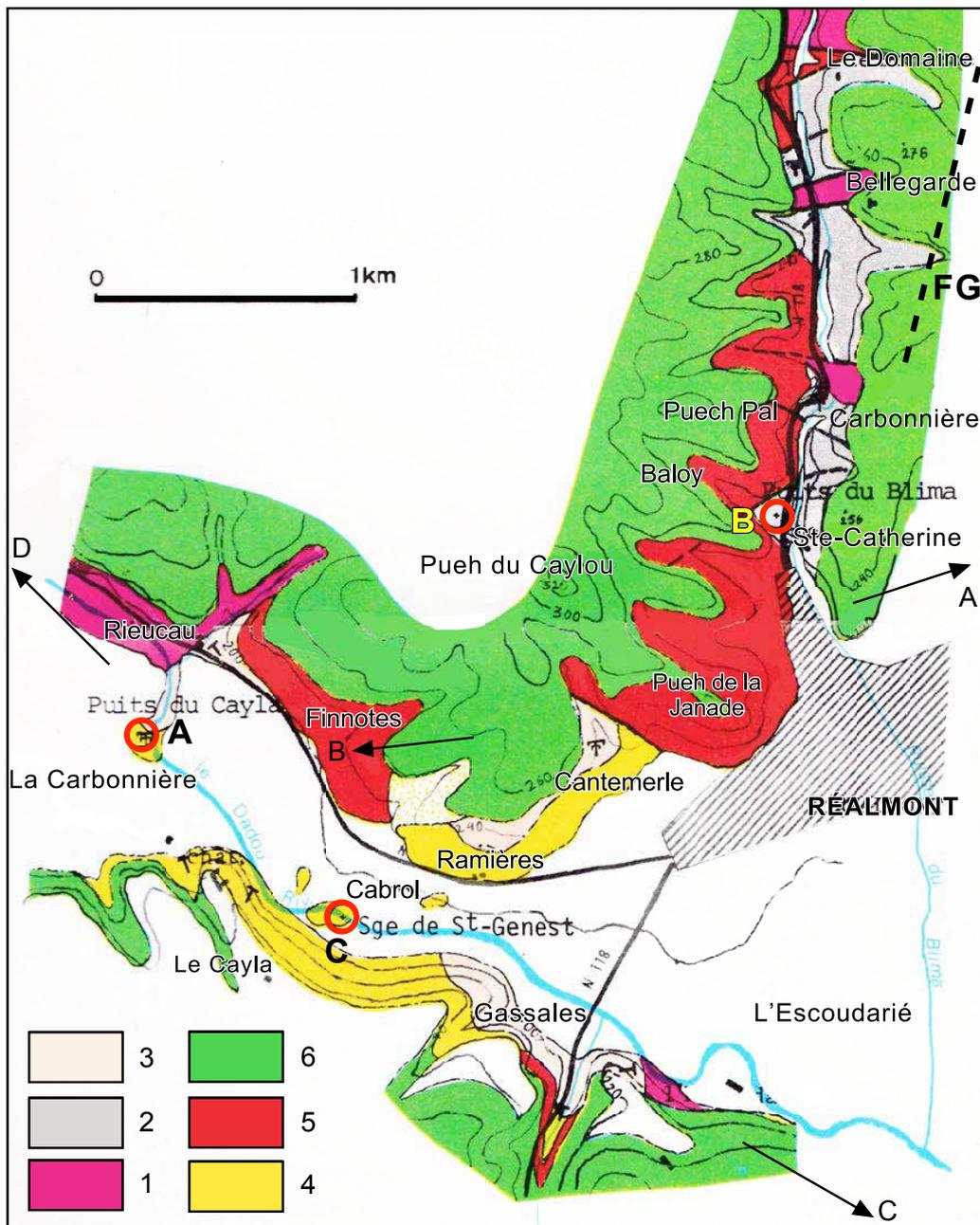


Fig. 2 – Carte géologique à 1/50000ème du Stéphanien du bassin de Réalmont, reproduite de Delsahut (1981). **Légende** : 1. Socle leptynitique ; 2. Série grise. Stéphanien ; 3 et 4. Série grise et rouge ; 3. Formation conglomératique rosée de base et Formation grésopélique grise ; 4. Formation argilo-pélique grise et rouge ; 5. Série rouge et Série conglomératique rouge supérieure ; 6. Tertiaire discordant. **Cercles rouges** : A. puits du Moulin de Cayla ; B. puits du Blima ; C. sondage de Saint-Genest ; FG. Faille de Gédoul ; Lignes fléchées : tracé approximatif des coupes illustrées **Fig. 16**. A-B, coupe haut ; C-D, coupe bas.

2. Contexte géologique

Le bassin de Réalmont est le plus méridional des bassins stéphanien-permiens du Massif Central (**Fig. 1**). Situé à l'ouest des Monts de l'Agout et du Ségalas, ses dépôts apparaissent sous les Argiles à graviers du Tertiaire de l'Aquitaine, à la faveur d'une fenêtre d'érosion, découvrant un bassin molassique de dimensions pluri-kilométriques (7 km dans le sens

nord-sud, 2,5 km dans le sens est-ouest, pour 4,5 km²) (**Fig. 1, 2**) correspondant à un fossé d'effondrement (**Fig. 3**). Il est orienté par une faille de direction nord-sud, la Faille de Réalmont, reconnue depuis les travaux de Bergeron (1889). Elle se place dans le prolongement méridional d'un réseau de plusieurs failles disposées en relais, qui unit les bassins houillers de Decazeville et de Carmaux et se prolonge vers Réalmont : la Dislocation de la Salvetat-Peyralès

(Collomb, 1970) (**Fig. 1A**). A Réalmont, cet accident de socle n'est pas visible à l'affleurement, mais la « Faille de Gédoul » identifiée par Servelle (1979), dans l'Éocène proche, pourrait exprimer le jeu de cet accident plus ancien, sous-jacent (**Fig. 2**).

Les dépôts stéphano-permiens sont hachés par un réseau de failles de direction prédominante est-ouest, n'affectant pas le Tertiaire, de signification vraisemblablement synsédimentaire, délimitant de multiples horsts de socle (Bergeron, 1889 ; Delsahut, 1981) (**Fig. 2, 8**).

Le socle leptynitique altéré et rubéfié et le Stéphano-Permien de Réalmont sont recouverts par le Tertiaire discordant du Bassin d'Aquitaine dont les sédiments les plus anciens sont d'âge éocène, bartonien vraisemblable : les « Argiles à graviers de l'Albigeois et du Carmausin » (**Fig. 1, 16**). Ce sont des argiles rutilantes intercalées de lits de galets de quartz blancs et d'éléments métamorphiques arrachés au socle sous-jacent. Leur intense coloration rouge est héritée du remaniement des dépôts du Permien.

2.1. Contexte structural

Les structures varisques les plus représentatives qui constituent l'environnement du bassin de Réalmont sont représentées par une superposition d'unités structurales à vergence méridionale dont la mise en place est rapportée à un événement tectono-métamorphique tangentiel d'âge Carbonifère inférieur (345-330 Ma) (Guérangé-Lozes & Burg, 1990 ;

Costa, 1990 ; Faure *et al.*, 2005) (**Fig. 3**). Elles y sont affectées par un métamorphisme de faible degré, ne dépassant pas le faciès « schistes verts ».

Le socle des formations stéphano-permiennes proprement-dites est très altéré mais, à l'ouest de Réalmont (Rieucan), il apparaît, en fenêtre sous les Argiles à graviers du Tertiaire (Durand, 1939) à la faveur d'une faille de direction NE-SW. Le talus de la RD 631, en montre un long affleurement (**Fig. 4**). Il s'agit d'un corps constitué de gneiss leptynitiques foncés, grenus, massifs, intercalés de lits d'amphibolites vert clair, au niveau desquels on peut reconnaître une foliation de direction N10-20 °E, de faible pendage vers l'Ouest (20°). Plusieurs faciès pétrographiques y sont reconnus : gneiss à petits yeux (leptynites) à amphibole et à grenats, amphibolites sombres ; amphibolites vert-clair ; gneiss amphibolitiques ; aplites et granodiorite en filons (Guérangé-Lozes *et al.*, 1996).

Ce corps se prolonge vers l'Albigeois où sa répartition cartographique se superpose à une anomalie gravimétrique lourde (Corpel *et al.*, 1987). On lui rapporte aussi des gneiss et des amphibolites identiques affleurant aux environs de Carmaux, de Laguépie et de Najac, suggérant de rassembler l'ensemble sous l'appellation de Complexe leptyno-amphibolitique de Réalmont-Najac-Laguépie. Ce complexe relève, notamment dans le Massif Central, d'un magmatisme bimodal d'âge Ordovicien basal (480 Ma, environ) (Pin & Lancelot, 1982 ; Lotout *et al.*, 2016 ; Pouclet *et al.*, 2016). Il pourrait correspondre

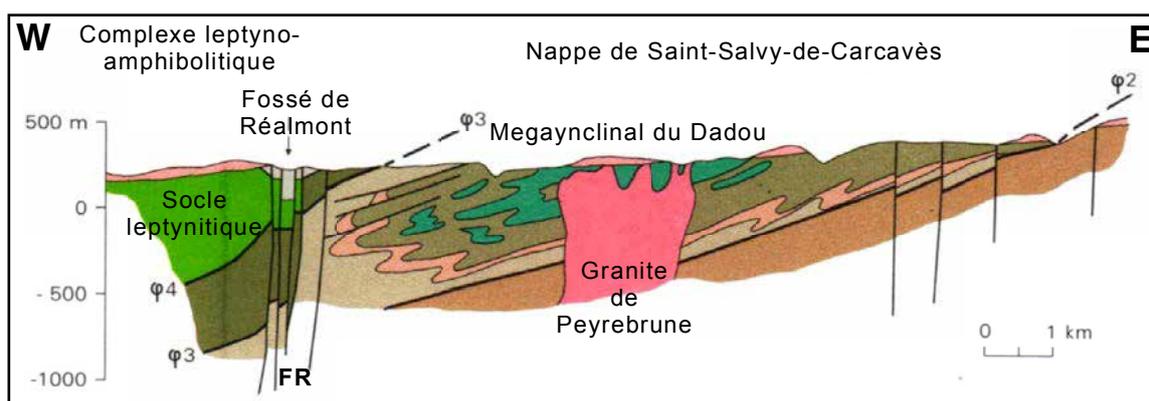


Fig. 3 – Coupe est-ouest passant par Réalmont (voir axe **Fig. 1**), d'après la carte géologique B.R.G.M. de Réalmont au 1/500000è. D'est en ouest : **La nappe de Saint-Salvy de Carcavès** est constituée de plusieurs ensembles lithologiques échelonnés du Cambrien inférieur à l'Ordovicien, ployés en un synclinal couché, déversé vers le sud, le Mégasyngclinal du Dadou. Des sills et des coulées de « roches vertes » (métadolérites et metabasaltes) (en vert) témoignent d'un volcanisme basique ordovicien de type tholéitique. Les **granites de Peyrebrune** (en rouge) sont en relation très vraisemblable avec un corps granitique profond caché. Le **Complexe leptyno-amphibolitique** (en vert clair) appartient à une unité supérieure chevauchante. Les gneiss forment le substratum du fossé d'effondrement de Réalmont qui est délimité par un faisceau de failles normales subméridiennes dont la Faille de Réalmont (FR).



Fig. 4 – Les gneiss leptynitiques du Complexe leptyno-amphibolique, à l’ouest de Rieucan (ouest de Réalmont). **A.** long affleurement le long du talus de la RD 631 ; **B.** gneiss foncés, massifs, de composition basique; **C.** pendage de la foliation en direction de l’ouest.

à une ancienne croûte d’un domaine océanique plus ou moins étendu, disloquée et métamorphisée, ou bien à un bassin arrière-arc. Sa signification et sa structuration présenteraient de grandes analogies avec d’autres séries leptyno-amphibolitiques du Massif Central, telle celle qui caractérise la « Ceinture du Levezou » (Bodinier & Burg, 1980-81 : Lotout *et al.*, 2016).

De nombreux corps de granitoïdes d’âge pennsylvanien supérieur à permien inférieur recoupent les structures hercyniennes précoces et sont synchrones des déformations les plus tardives de l’orogénèse varisque, pour les principaux et les plus proches, les massifs du Sidobre, de Montredon-Labessonnié et de Peyrebrune, situés respectivement au sud-est et à l’est du bassin de Réalmont (**Fig. 1B**).

2.2. Le contexte chronostratigraphique général

Le découpage chronostratigraphique des dépôts du Carbonifère et du Permien qui prévalait jusque dans

les années 1990, était fondé en Europe occidentale sur des successions sédimentaires déposées en milieu uniquement continental, difficiles à synchroniser d’un bassin à un autre, sujettes à des variations latérales de faciès et dépourvues de repères paléontologiques autres que ceux donnés par les flores et les microflores. Ce découpage stratigraphique n’a pu résister à la confrontation avec des échelles chronostratigraphiques élaborées sur des séries marines, reposant sur la stratigraphie des foraminifères (fusulines), des conodontes ou des ammonoïdés. Des stratotypes et des références de limite d’étage (points GSSP) définis dans des aires souvent très éloignées (Alpes Carniques, Dolomites, Tunisie, Iran, Amérique, Chine) ont été depuis entérinés par les référentiels internationaux (ICN, 2021)(**Fig. 5**).

Il est, depuis lors, devenu essentiel de pouvoir corréler les molasses européennes continentales de la fin du Carbonifère (Stéphanien) et du Permien (Autunien, Saxonien, Thuringien) avec l’échelle chronostratigraphique globale établie dans des séries

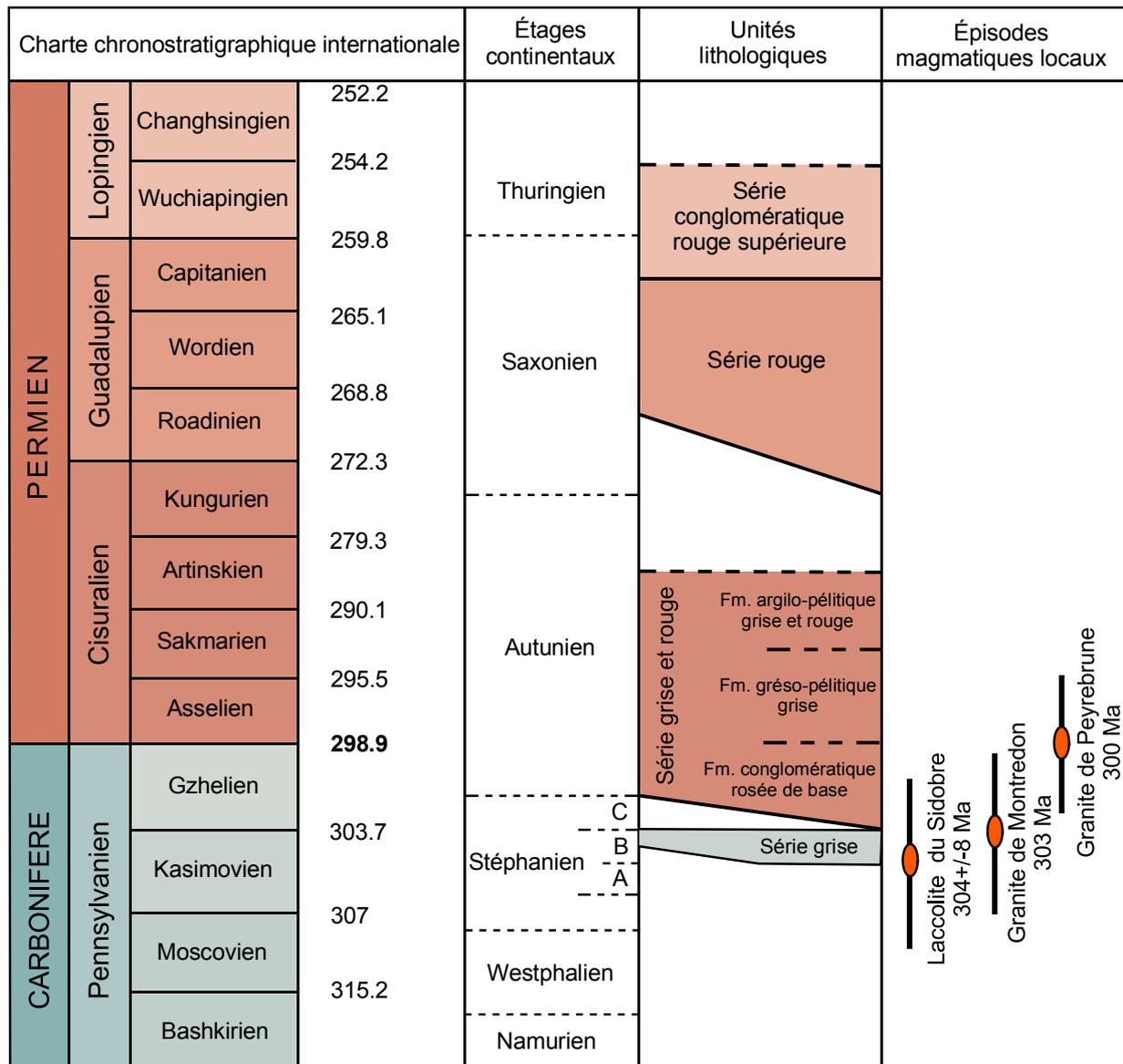


Fig. 5 – Schéma de corrélation entre la charte internationale des étages (Cohen *et al.*, 2013, modifiée 2021) et les étages continentaux (Montanez & Poulsen, 2013). Proposition de corrélation avec les formations lithologiques identifiées dans le Stéphanio-Permien du bassin de Réalmont. Trois intrusions de granitoïdes géographiquement proches sont replacées dans le contexte des âges radiométriques connus.

Remarques : La limite entre le Carbonifère et le Permien, aujourd'hui précisément placée à **298.9±0,15 Ma** (Cohen *et al.*, 2013), est aussi la limite entre les étages Gzhélien et Assélien (**Fig. 5**). La première interrogation a été de situer cette limite par rapport à la limite entre les deux étages continentaux Stéphanien et Autunien. Rappelons qu'en domaine continental, le premier de ces « étages » est considéré comme le dernier du Carbonifère, le second, comme le premier du Permien. Les études les plus récentes tendent à prouver que la limite Carbonifère-Permien se placerait beaucoup plus bas que la limite Stéphanien-Autunien, la partie inférieure de l'Autunien faisant ainsi partie du Carbonifère. Les intuitions des auteurs (Feys & Greber, 1972) qui réunissaient dans le bassin d'Autun, le Stéphanien et la base de l'Autunien dans un « étage Stéphanio-Autunien » rattaché à l'étage Pennsylvanien, se trouvent confirmées par la datation d'un tonstein de l'Autunien inférieur du bassin d'Autun autour de la limite Gzhélien- Assélien (Pellenard *et al.*, 2017).

La subdivision du Permien en trois parties, Autunien, Saxonien, Thuringien, qui prévalait jusqu'aux années 1990, était fondée sur des faciès continentaux d'Europe occidentale. L'Autunien était choisi comme type de l'étage inférieur par référence aux formations du bassin d'Autun, le Saxonien à partir des grès rouges d'Europe centrale (« Nouveaux Grès rouges »), notamment de la Saxe, et le Thuringien, mis en équivalence avec le Zeichstein allemand. En l'absence de critère chronostratigraphique, la limite entre l'Autunien et le Saxonien était conventionnellement placée au niveau de la discordance qui exprime la phase saaliennne (Feys & Greber, 1972), la limite entre Saxonien et Thuringien ne trouvant aucun repère, dans les zones non atteintes par la transgression marine du Zeichstein. Fondée sur des bases uniquement continentales, la stratigraphie de cette trilogie du Permien a dû faire place à une chronostratigraphie élaborée en domaine marin et les étages continentaux d'Europe occidentale sont désormais utilisés en tant que faciès. Le système Permien est désormais divisé en trois séries et neuf étages définis par leurs limites (GSSP), mais la corrélation entre les séries « autunienne, saxonnienne et thuringienne » avec cette charte internationale reconnue en milieu marin, reste encore l'objet de nombreuses controverses.

marines. Mais la plupart des travaux se sont heurtés à la difficulté de corrélérer les contenus floristiques et faunistiques continentaux avec les organismes marins qui ont servi à l'élaboration des standards internationaux (Deroin *et al.*, 2005).

Depuis les années 2000, la chronologie absolue est devenue un outil de corrélation incontournable. Cette technique permet maintenant de disposer d'échelles parallèles à l'échelle planétaire permettant de proposer une corrélation fiable entre les « stratotypes » continentaux et leurs équivalents en domaine marin (Montanez & Poulsen, 2016). La charte chronostratigraphique 2013 de l'IUC (International Commission on Stratigraphy) (Cohen *et al.*, 2013) est ici prise comme référence (Fig. 5).

2.3. Contexte stratigraphique local

La prédominance de brèches, de conglomérats et de grès grossiers gris ou rouges, suggère une sédimentation détritique d'origine continentale et des apports d'origine locale, proche (Delsahut, 1981). L'âge des formations reste imprécis, principalement en raison du manque de fossile à valeur biostratigraphique dans les dépôts détritiques et de l'absence, à ce jour, de donnée d'âge absolu. Dans ces environnements continentaux, les dépôts sont diachrones ce qui rend difficile leur corrélation au sein du même bassin, mais aussi avec d'autres bassins stéphano-permiens de l'extrémité méridionale du Massif Central, comme les bassins de Carmaux et de Najac. Dans tous ces bassins, la subdivision continentale des dépôts permien reste couramment utilisée (Delsahut, 1981, 1989), mais le manque de contraintes d'âge absolu rend difficile sa corrélation précise avec la charte chronostratigraphique internationale (Cohen *et al.*, 2013) (Fig. 5). La position de la limite Carbonifère-Permien, la position du Stéphaniens et le découpage du Permien restent controversés.

Dans ce travail, nous avons distingué quatre groupes lithologiques principaux, inspirés du découpage lithologique de Delsahut (1981, 1989) et de Broutin *et al.* (1983), qui peuvent être corrélés d'un bassin du Massif Central à l'autre. Leur épaisseur totale, à Réalmont, n'excède pas 450 m. Aucun épisode volcanique interstratifié n'y est repéré.

Nous distinguons :

- **La Série grise** ou « Houiller », à faciès carbonifère ;
- **La Série grise et rouge**, à faciès autunien ;
- **La Série rouge**, à faciès saxonien ;
- **La Série conglomératique rouge**, à faciès saxono-thuringien.

3. La Série grise ou « Houiller » du Bassin de Réalmont

Dépôts les plus anciens du bassin de Réalmont, ils sont très tôt reconnus comme appartenant aux « formations houillères » et on fait, en conséquence, l'objet d'une recherche opiniâtre de houille exploitable.

3.1 Histoire de la recherche de houille à Réalmont

Caraven-Cachin (1898, p. 121) nous donne des indications originales sur l'histoire des recherches de charbon à Réalmont. Il nous apprend « qu'un charbon de bonne qualité que des forgerons employaient avec succès » était exploité dans une mine « découverte au Cayla » en 1756 (Fig. 6). Au point que le Chevalier de Solage, qui a déjà main mise sur l'exploitation du charbon du bassin de Carmaux, veut se l'approprier. En 1768, il « fit faire des fouilles sur la rive droite du Dadou pour pénétrer par dessous la rivière dans la mine du Cayla, mais les propriétaires du terrain s'y opposèrent, ainsi que les commissaires du Diocèse ».

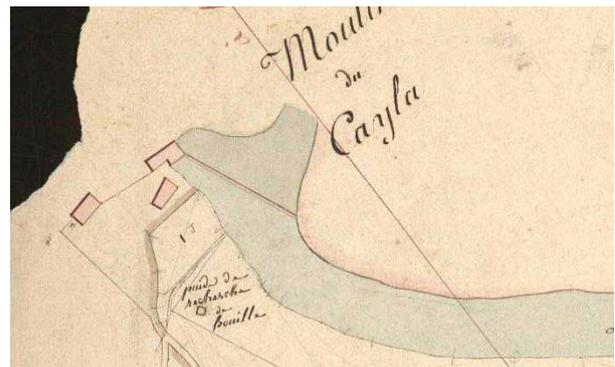


Fig. 6 – Le « puits de recherche de houille » du Moulin de Cayla est bien localisé sur la rive droite du Dadou sur une carte du 18^{ème} siècle.

L'ingénieur des mines Manès (1836) nous donne les rapports de deux sondages effectués par « une société », le premier, dans la vallée du Blima (Fig. 2, nord de Réalmont), aurait atteint 102 m de profondeur, le second, au niveau du château de Cayla (Fig. 2, Ouest de Réalmont), 109 m. Selon Manès (1836) et de Boucheporn (1848), tous deux ont traversé une série de schistes et de grès pouvant appartenir au Houiller « sans fournir de charbon exploitable », au point que la question de l'âge réel du « Houiller » de Réalmont sera posée.

Bergeron (1889), dans sa magistrale étude du Massif Central, reprend l'étude géologique du Houiller de Réalmont dont il souligne la complexité tectonique (Fig. 8A). Il découvre une flore dans les déblais provenant du forçage du puits du Moulin

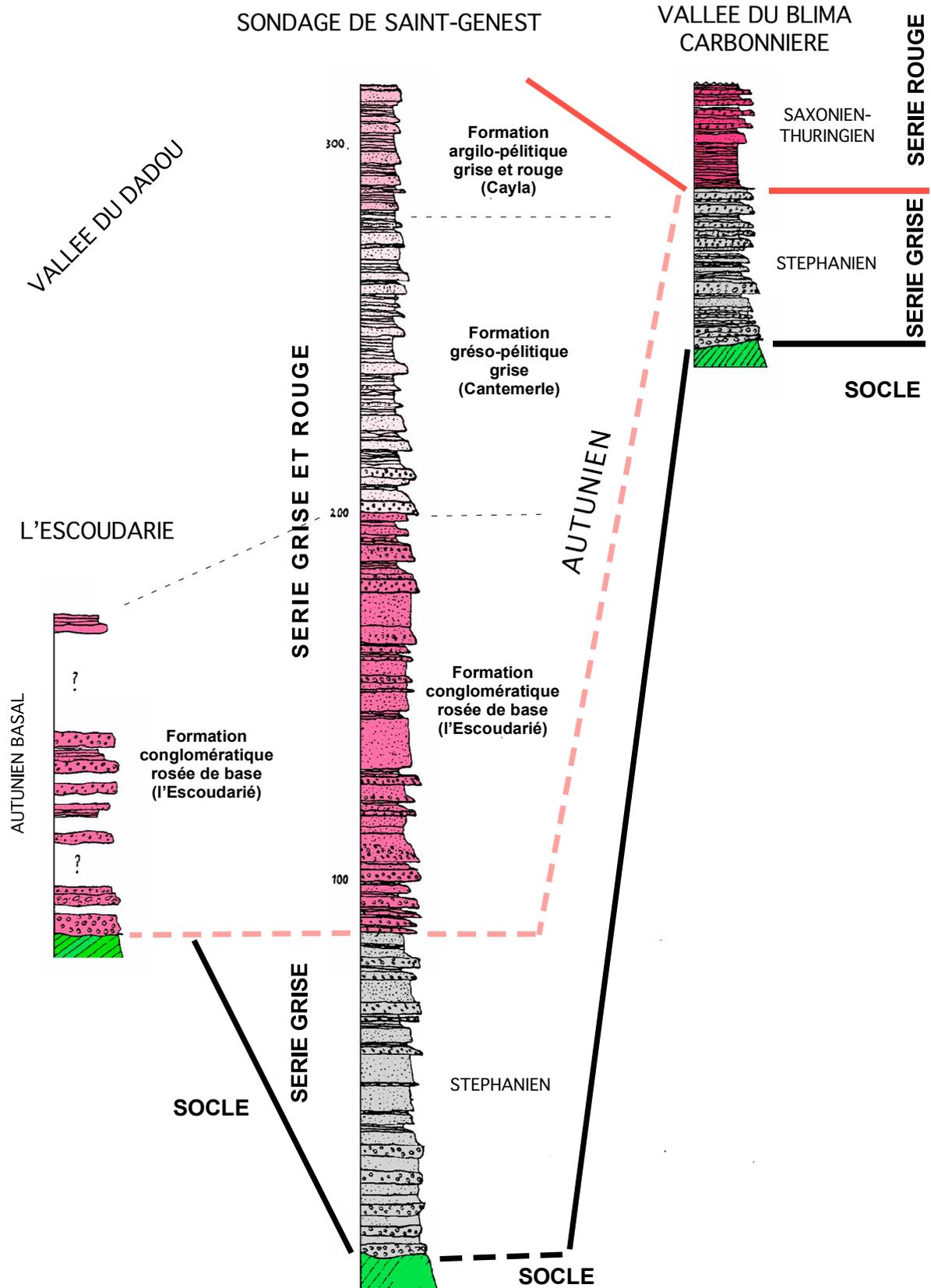


Fig. 7 – Succession lithologique des dépôts du Stéphano-Permien du bassin de Réalmont, d'après Delsahut (1981) modifié. Au centre, succession lithologique du sondage d'exploration de Saint-Genest, avec coupe du Stéphanién et des trois formations de la série autunienne. Comparaison avec : à gauche, la coupe de l'Escoudarié ; à droite, la coupe de la vallée du Blima au niveau de Carbonnière.

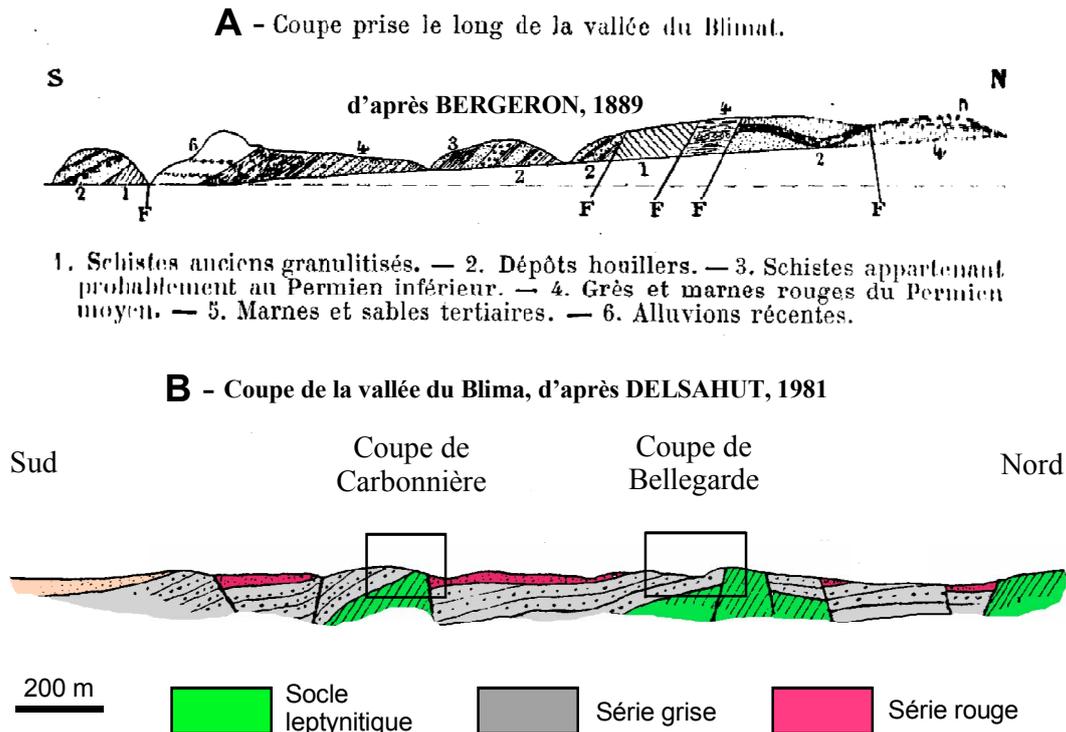


Fig. 8 – Coupe nord-sud de la vallée du Blima (nord de Réalmont). **A** : d'après Bergeron (1889) ; **B** : d'après Delsahut (1981). Le Stéphanien est haché de failles de direction est-ouest.

du Cayla (**Fig. 6**), qui lui confirme son attribution au Houiller, avec « *Callipteridium ovatum*, *C. gigas*, *Pecopteris hemithelioides*, *Odontopteris minor*, *Nevropteris heterophylla*, *Asterophyllites equisetiformis*, *Samaropsis* sp. ». Caraven-Cachin (1898, 1902) complète ces récoltes de végétaux mais ne fournit aucune précision supplémentaire quant à l'âge de ces couches.

L'intérêt pour la recherche de houille dans le bassin de Réalmont reprend dans les années 1970-80, avec les études de Vetter & Mazeaud (1976) et de Doubinger (1976), et la réalisation par les Houillères du bassin d'Aquitaine, d'un sondage d'exploration, dit de Saint-Genest (**Fig. 7**). La synthèse géologique de Delsahut (1981, 1989) sera le dernier travail sur la « Série du Blima » (Delsahut, 1981), encore appelée « Série de Réalmont » par Delsahut (1989). Nous ferons de nombreux emprunts à ce travail.

3.2 Stratigraphie de la Série grise

Les dépôts « houillers » affleurent principalement au nord de Réalmont où ils montrent de bons affleurements dans la vallée du Blima, le long du talus de la RN 612. Les couches sont hachées par un réseau de faille de direction prédominante est-ouest, interdisant d'en lever une coupe continue. A

Bellegarde, elles s'y disposent en panneaux de part et d'autre d'un horst du socle leptynitique altéré, déjà observé par Bergeron (1889) et Delsahut (1981) (**Fig. 8**).

Entre Carbonnière et Puech Pal (nord de Réalmont), le socle leptynitique n'est plus visible depuis les travaux de déviation de la RN 612 et seule la partie basale du Carbonifère affleure le long du talus de l'ancienne route. Avec un pendage de 35° vers le sud-ouest, on observe d'est en ouest (**Fig. 9A et 10**) :

- 2-3 m : Plusieurs bancs compacts de brèches sédimentaires polygéniques constituées de fragments anguleux, hétérométriques et mal triés, de quartz et de gneiss à amphibole, de dimensions décimétriques, remaniant des éléments du substratum, cimentés par une matrice siliceuse peu abondante.
- 20 m, environ : superposition de séquences grano-classées de type fluvatile, d'épaisseur métrique, montrant la répétition des termes suivants, de bas en haut :

- Conglomérats en bancs compacts ravinant la séquence précédente. Ils sont constitués de galets polygéniques roulés (quartz, gneiss, aplite verdâtre,...) dans une matrice grés-micacée peu abondante.
- Grès arkosiques grossiers, très micacés, lités.

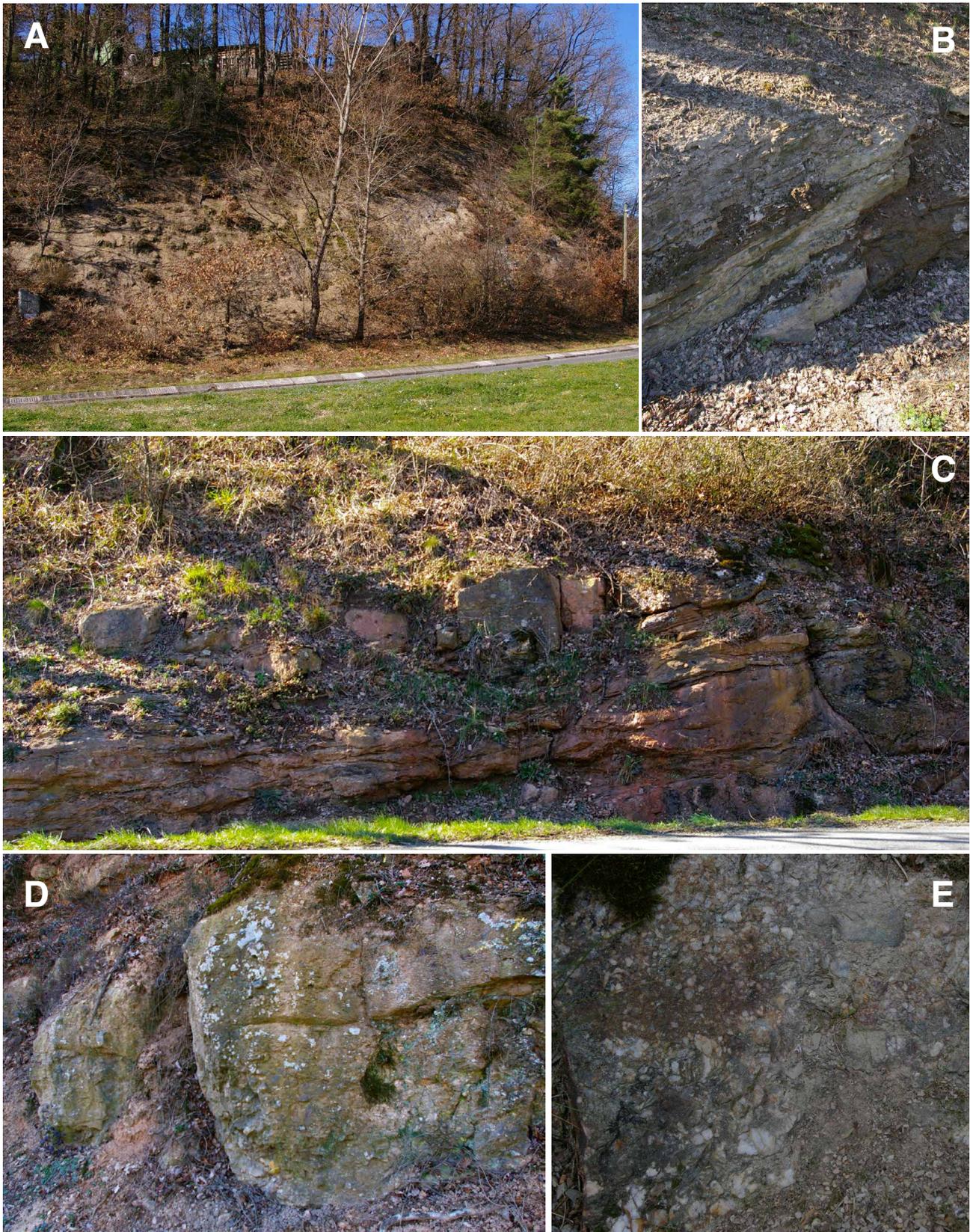


Fig. 9 – Série grise. Le Stéphanien de la vallée du Blima. **A.** Coupe de Puech Pal - Carbonnière, bancs de conglomérats, de grès et de pélites avec un pendage de 35° vers le sud-ouest, le long de la déviation de la RD 612, au niveau d'une stèle. **B-E.** Coupe de Bellegarde : **B.** Silts sombres riches en matière organique qui ont fourni une flore en ce point ; **C.** coupe des bancs du Stéphanien. Vue générale du talus de la RD 612 ; **D.** Banc grano-décroissant à la base d'une séquence fluviatile, de brèche polygénique à grès grossiers ; **E.** Brèche polygénique à éléments de quartz blanc et de roches métamorphiques.

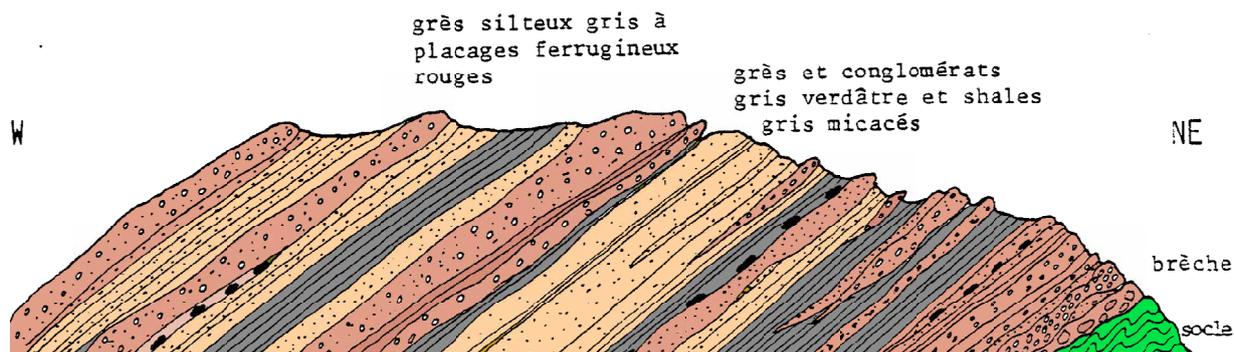


Fig. 10 – Coupe du Stéphanien de Carbonnière, relevée sur le talus de la déviation de la RD 612 (voir Fig. 9A, d'après Delsahut, 1981).

- Grès silteux gris - verdâtres, micacés, souvent très altérés.

Face à Bellegarde, le Carbonifère, affleure sur une trentaine de mètres d'épaisseur le long du talus de la RN 612, au sud d'un horst de leptynites altérées. Les sédiments sont représentatifs d'un niveau élevé, non sommital, du Stéphanien de Réalmont (**Fig. 9B-E**). Ils s'y agencent en plusieurs séquences sédimentaires grano-classées, de type fluvatile, dont la succession des termes est, de bas en haut :

- Banc grés-conglomératique grano-classés massifs et compacts, à base érosive, constitué de galets polygéniques roulés dans une matrice grésomiacée peu abondante (**Fig. 9D, E**).
- Grès arkosiques grossiers, très micacés, à stratifications irrégulières, souvent obliques.
- Grès silteux et micacés gris verdâtres, souvent épais, finement lités, à nodules de sidérite, pouvant comporter des lits de matière organique.

Les niveaux silteux, riches en matière organique, plus nombreux et plus épais dans cette partie plus élevée du Carbonifère (**Fig. 9B**), ont fourni en ce point la flore stéphanienne déterminée par Vetter & Mazeaud (1976).

Les couches carbonifères les plus récentes sont affectées par une rubéfaction probablement liée à la contamination des dépôts du Permien rouge qui leur succèdent en discordance.

3.3 Autres affleurements

La « Série du Blima » (Delsahut, 1981) est traversé sur 90 m d'épaisseur par le sondage de Saint-Genest, implanté dans la vallée du Dadou, à proximité de Cabrol, qui en donne une coupe continue avant d'atteindre le socle hercynien à 300 m de profondeur (*in* Delsahut, 1981) (**Fig. 7**). Après une série bréchiq ue reposant sur un socle leptynitique altéré, se succèdent des séquences répétitives de type fluvatile associant,

dans des proportions variables, des conglomérats, des grès et des silts à niveaux riches en matière organique et débris de végétaux. La taille des éléments diminue globalement de la base vers le sommet au sein d'une succession globalement grano-décroissante (Delsahut, 1981). Le sondage ne traverse aucune couche de houille, mais une veinule de houille aurait été traversée lors du fonçage du puits du Blima en 1813 (*in* Manès, 1836).

A l'ouest de Réalmont, les couches stéphanien nes affleurent au raz de l'eau, dans le lit du Dadou, en amont de La Carbonnière (Moulin du Cayla), où Manès (1836) et Bergeron (1889) avaient constaté la présence de plusieurs sondages d'exploration effectués au XIX^e siècle (**Fig. 6**).

3.4. Signification sédimentologique

Le Stéphanien de Réalmont débute partout par une assise bréchiq ue qui remanie des éléments provenant du substratum. Celle-ci est particulièrement développée au sud de Sainte-Catherine (nord de Réalmont) où son épaisseur peut témoigner de la proximité de la faille bordière active du bassin (Delsahut, 1981).

L'examen sédimentologique montre ensuite une prédominance des dépôts détritiques grossiers agencés en séquences de type fluvatile, dans un environnement clairement continental, qui témoignent d'écoulements torrentiels de haute énergie et de la proximité des apports détritiques.

3.5. Âge de la Série grise du bassin de Réalmont

Les récoltes de Bergeron (1889) ont été complétées par celles de Caraven-Cachin qui publie en 1898 et en 1902 une liste exhaustive de la flore de Réalmont. Mais la nécessité d'une révision taxonomique des espèces citées et l'absence de figuration ne permettent pas de préciser l'âge carbonifère supérieur.

Plus récemment une flore à cachet stéphanien évident est recueillie à Bellegarde (nord de Réalmont)

par Vetter et Mazeaud (1976, liste inédite reproduite dans Delsahut, 1981) (**Fig. 9B**). Une microflore déterminée par Doubinger (1976 *in* Delsahut, 1981) indique plus précisément la **partie supérieure du Stéphanien B**.

Ce niveau est actuellement corrélé avec la partie supérieure de l'étage **Kasimovien** (307,0–303,7 Ma). Montanez & Poulsen (2013) privilégient un Stéphanien B court, d'une durée inférieure à 1 Ma, autour d'il y a 303–304 Ma (**Fig. 5**).

A noter que le Carbonifère de Réalmont est plus récent que celui du bassin de Carmaux (Stéphanien inférieur), mais que son âge est identique à celui des bassins de Najac et de Laguëpie.

4. La Série grise et rouge du Bassin de Réalmont

4.1. La découverte du Permien

Manès (1836) avait déjà constaté que le « Houiller » de la vallée du Dadou était surmonté « de grès psamnitiques et d'argiles schisteuses » qu'il attribuait au « Grès bigarré ». Bergeron (1889) montre à son tour que le Houiller, qu'il vient de dater, est surmonté en continuité par des « schistes du Permien inférieur ou Autunien (...) » et les grès rouges du Permien moyen ou Rothliegende ». Caraven-Cachin (1898) en donne encore une bonne description lithologique et cet auteur distingue trois assises principales : le Houiller, l'Autunien et le Saxonien. Depuis, le Permo-Carbonifère de Réalmont est divisée en trois groupes sédimentaires : une formation houillère, attribuée au Stéphanien, une « Formation à dominante grise, ou série grise » qui représente le groupe Autunien et une « Formation à dominante rouge, ou série rouge », qui représente le groupe Saxonien (Delsahut, 1981).

Il faudra attendre les données du sondage d'exploration dit de Saint-Genest (*in* Delsahut, 1981) pour enfin disposer d'une coupe complète montrant la superposition des différents faciès et les rapports des formations entre elles (**Fig. 7**).

4.2. Stratigraphie

4.2.1 Formation conglomératique rosée de base

A l'ouest de l'Escoudarié (sud de Réalmont), les couches de la base du Permien reposent directement sur le socle leptynitique très altéré. La piste de l'Escoudarié les recoupe sur 60 m d'épaisseur (**Fig. 11A**).

On observe de bas en haut :

- Brèches à éléments non classés de quartz et de roches cristallophylliennes arrachés au substratum (couches actuellement non affleurantes) (3 m).

- Grès et silts à lamines sombres, riches en matière organique (2-3 m).

- Superposition de séquences grésopélitiques, de couleur rouge, d'abord incomplètes, comportant ensuite trois termes sédimentaires principaux :

- Conglomérats plus ou moins chenalisés à galets de quartz et matrice argilo-gréseuse rouge (**Fig. 11C**) ;

- Grès arkosique rouge ;

- Grès et passées argilo-gréseuses grises ou rouges (**Fig. 11B**).

Les faciès dominants sont des grès et des conglomérats organisés en séquences grano-décroissantes de type fluvio-torrentiel dont la succession résulte de crues au fort pouvoir érosif sur le substratum, d'épandages de rivières à fort débit ou de cônes conglomératiques.

Cette formation est définie par Delsahut (1981) comme « Ensemble de l'Escoudarié ou Autunien I » ou comme « Conglomérats de base » (Delsahut, 1989). Elle affleure aussi à Rieucan dans le lit du Dadou, au droit du Moulin du Cayla, à Cantemerle et à Ramières. Elle est traversée sur 120 m d'épaisseur par le sondage de Saint-Genest (**Fig. 7**).

Elle fait suite aux dépôts du houiller, sans discontinuité, ni discordance apparente.

À l'Escoudarié, elle repose directement sur le socle.

4.2.2. Formation grésopélitique grise

Dans le quartier de Cantemerle, des grès fins et des pélites grises et beiges disposés en bancs massifs affleurent de façon discontinue à la faveur de travaux ou de talus (**Fig. 12**). Les sédiments, bien lités, sont agencés en séquences rythmiques grano-décroissantes, de type fluvatile, d'épaisseur métrique, dont les plus complètes comportent de la base au sommet (**Fig. 12D-E**) :

- Conglomérats ou grès grossiers plus ou moins ravinant à la base, évoquant un dépôt de chenal.

- Silts à lamines planes ou à traces de rides et pélites silteuses et micacées correspondant à des dépôts de plaine d'inondation.

- lits de siltites charbonneuses litées à traces de végétaux et écailles de poissons.

Il s'agit encore de séquences de type fluvatile, résultant de la divagation de rivières au pouvoir érosif moyen sur une plaine d'inondation distale. L'énergie globale des cours d'eau est en nette diminution alors que se développent les environnements palustres.

Cette formation est définie par Delsahut (1981, 1989) comme « Ensemble de Cantemerle ou Autunien II » ou encore Autunien gris. Elle affleure également à Ramières. Le sondage de Saint-Genest la traverse sur 60 m d'épaisseur.

4.2.3 Formation argilo-pélimitique grise et rouge

Sur la rive gauche du Dadou, entre Gassalès et le Cayla, les dépôts du Permien constituent l'ossature du relief est-ouest qui domine la rive gauche du Dadou. Une centaine de mètres à l'ouest de Gassalès, plusieurs carrières abandonnées situées au NW du point côté 250 montrent, avec un pendage vers le sud, une centaine de mètres de grès micacés fins et de shales argilo-gréseux de couleur alternativement grise, verte, ou rouge lie-de-vin (**Fig. 13**).

Les séquences, d'épaisseur métrique, qui se

superposent voient se succéder les faciès suivants :

- Grès à rides de courant, lamines obliques et entrecroisées évoquant un chenal ou un lit majeur de rivière ;
- Pélimites rouges de plaine d'inondation ;
- Silts laminés et pélimites charbonneuses d'environnement palustre, à débris de végétaux.

Il s'agit encore de séquences de type fluvatile, évoquant une plaine d'inondation soumise au vagabondage méandrique périodique de rivières de faible énergie.

Cette formation est définie par Delsahut (1981) comme « Ensemble du Cayla ou Autunien III » ou « Autunien gris et rouge » (Delsahut, 1989). Elle est traversée sur plus de 100 m par le sondage de Saint-Genest.



Fig. 11 – Formation conglomératique rosée de base. Coupe à l'ouest de l'Escoudarié.

A. Vue générale de la coupe en talus de la piste de l'Escoudarié ;
B. Sommet de séquence grésopélimitique et base de séquence gréseuses plus ou moins chenalisée ;
C. Base de séquence bréchique à éléments de quartz et de roches métamorphiques.

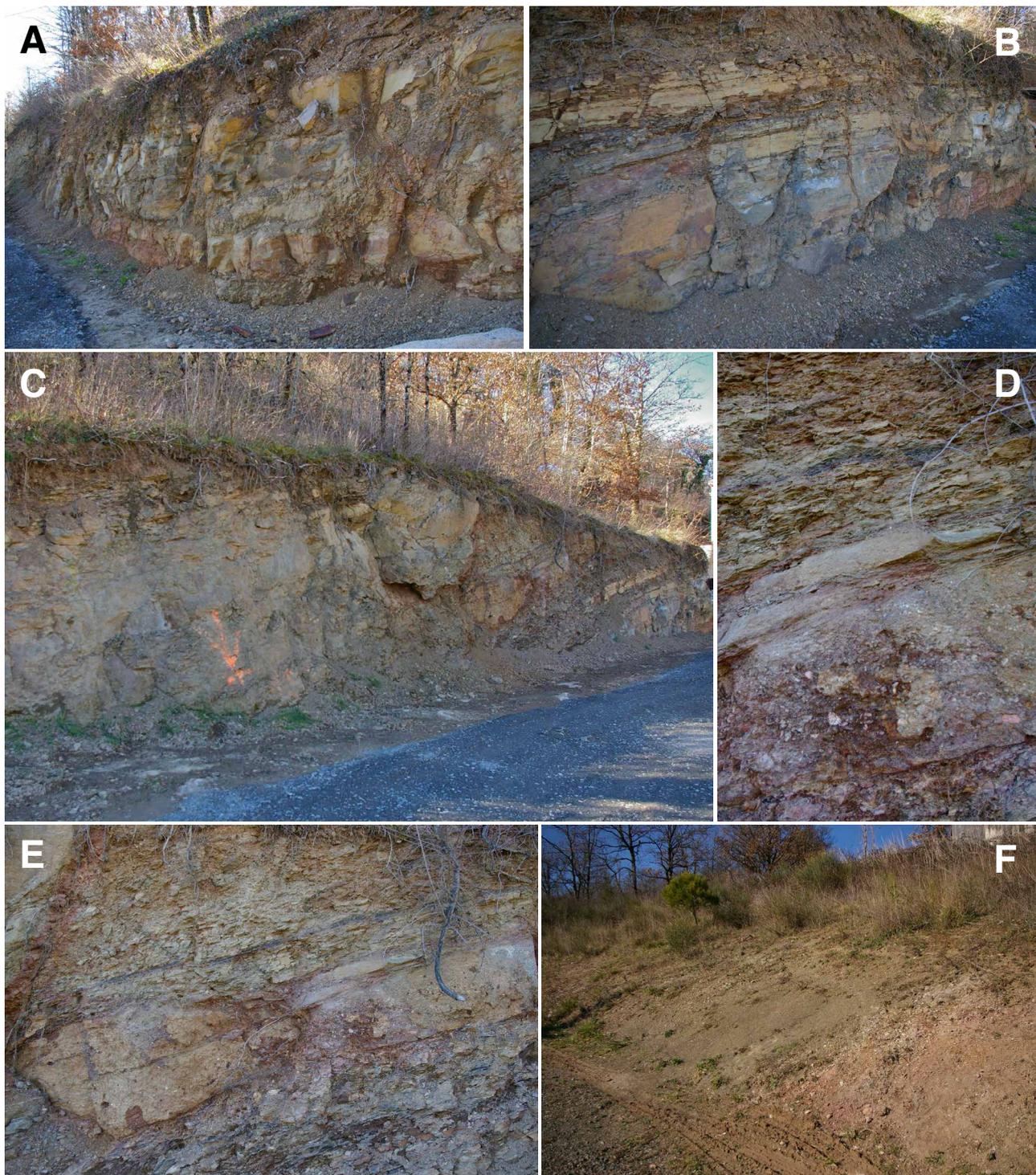


Fig. 12 - Formation grésopélimitique grise. Affleurements du quartier de Cantemerle, à Réalmont. **A.** Succession rythmique de bancs compacts de grès et de pélites grises et beiges ; **B.** Les pélites gréseuses en bancs compacts passent à des pélites silteuses tendres, microlitées et laminées ; **C.** Vue générale de l'un des affleurements ; **D, E.** Séquence complète, détail (D) et vue générale (E), avec de la base au sommet : conglomérat érosif à sa base, grès, pélites intercalées d'un lit riche en matière organique ; **F.** Pélites silteuses grises et beiges tendres.

4.2.4. Âge de la Série grise et rouge :

Les rares flores récoltées dans le Permien ne permettent pas de préciser davantage l'âge Autunien donné à la Série grise et rouge de Réalmont :

- Le Conglomérat rosé de base n'a fourni aucune flore

permettant de préciser son âge, encore stéphanien ou déjà autunien. La présence dans un niveau équivalent du sondage de Lavour, de shales bitumineux à faciès euxinique suggère à Delsahut (1981) un âge encore carbonifère, que l'on peut, par comparaison avec le

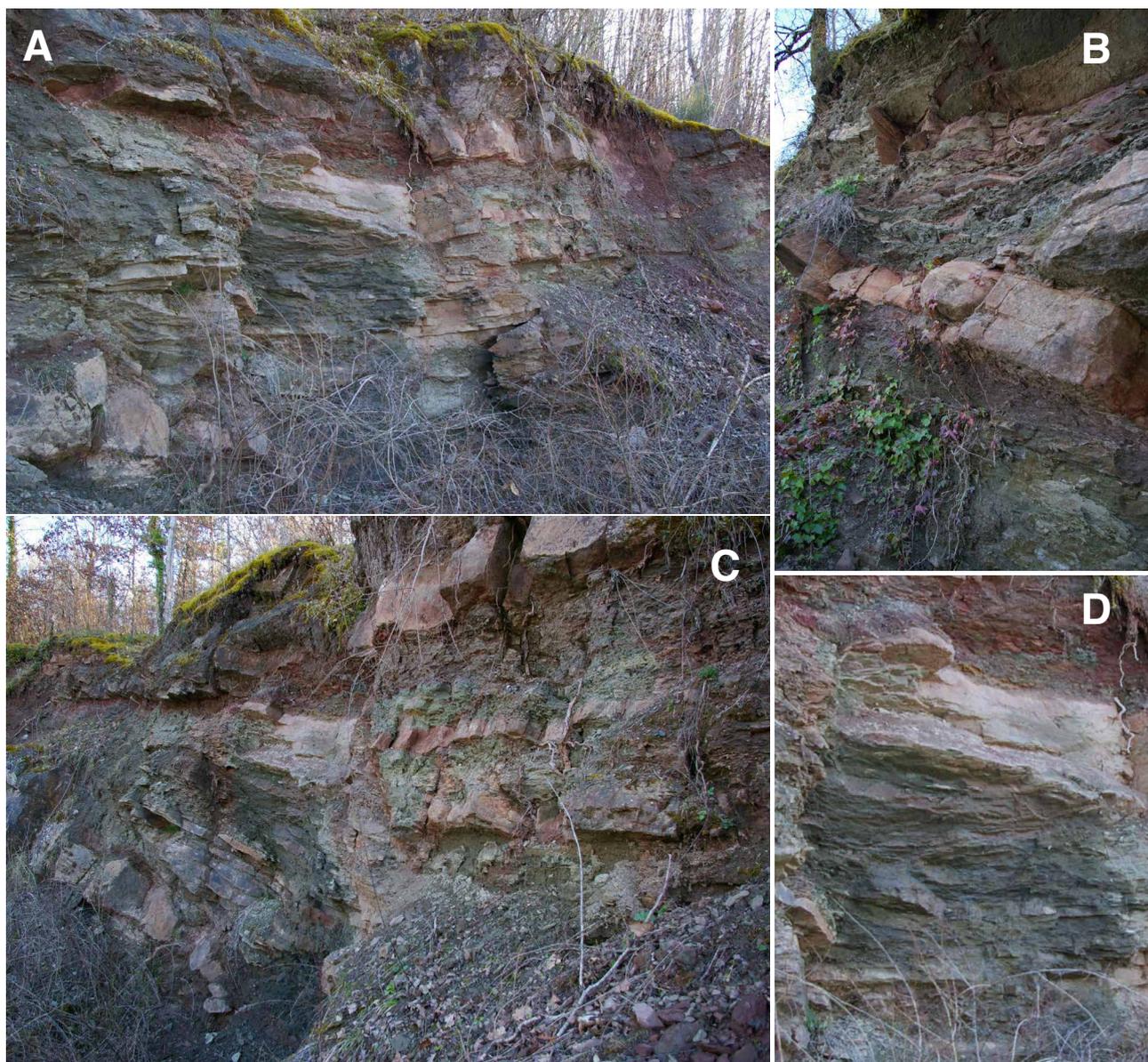


Fig. 13 - Formation argilo-péltique grise et rouge. Affleurement dans une carrière située à l'ouest de Gassalès. Grès micacés et pélites vertes ou rouges agencés en séquences.

bassin de Salagou (Schneider *et al.*, 2006) ou le bassin d'Autun (Pellenard *et al.*, 2017), placer dans l'étage Gzhélien (Carbonifère terminal) (**Fig. 5**).

- Seule la partie moyenne de la Série grise et rouge de Réalmont a fourni quelques végétaux fossiles à Mazeaud & Vetter (1976), avec *Callipteris conferta*, *Odontopteris*, comparables à ceux trouvés dans les Schistes de Muse du bassin d'Autun (Broutin *et al.*, 1983), assise que l'on place actuellement dans un intervalle compris entre le Gzhélien et le Sakmarien inférieur (Gand *et al.*, 2017) (**Fig. 5**).

- La partie supérieure de l'Autunien, qui a fourni *Lebachia piniformis* et divers *Odontopteris* dans le bassin de Najac, serait absente à Réalmont sous la discordance des pélites à faciès saxonien.

5. La Série rouge du Bassin de Réalmont

Au nord de Réalmont, les dépôts du Permien affleurent assez largement sur la rive droite du Blima où ils sont faciles à observer sur le talus de la RN 612, entre Sainte Catherine et Puech Pal.

5.1. Stratigraphie

A l'est de Baloy, une trentaine de mètres (visibles) de pélites rouges présentent le faciès typique des ruffes de la Grésigne ou du Salagou. Il s'agit d'une alternance cyclique et monotone de bancs de grès rouges, de siltites rouges et de lits argileux rouges ou verdâtres (**Fig. 14**), dans lesquels s'intercalent de rares bancs carbonatés peu épais.



Fig. 14 - Série rouge à faciès saxonnier de la vallée du Blima. Affleurement à l'est de Baloy, au nord de Réalmont. Succession rythmique de bancs de grès rouges et d'épais lits de siltites rouges.

Cette formation est définie par Delsahut (1981) comme « Formation rouge » et par Guérandé-Lozes *et al.* (1996) comme « Formation de Réalmont ».

La Série rouge de Réalmont repose en discordance sur des niveaux d'âges variables : sur la Série grise stéphanienne, au nord de Réalmont (vallée du Blima) ; sur les Conglomérats rosés de base de l'Autunien, à l'ouest de Réalmont (entre Ramières et Rieucan) ; sur la Série grésopélitique grise de la partie moyenne de l'Autunien, au sud de Réalmont (Cantemerle, Gassalès)(**Fig. 16**).

5.2. Sédimentologie

Ses dépôts résultent d'une sédimentation fluviale distale, de faible énergie, sur une large plaine

d'inondation parcourue d'oueds. Des sebkhas ou des lacs désertiques expliquent la présence de niveaux carbonatés, parfois de gypse, dans ces dépôts. Ils permettent d'envisager un environnement semi-aride, désertique, rythmé par de courtes périodes de pluviosité abondante. La signification de la coloration rouge est discutée (Delsahut, 1981, p. 172). Il est maintenant établi qu'elle n'est pas l'indice d'un climat désertique mais d'un environnement chaud et humide, en zone intertropicale, la couleur pouvant aussi être héritée de l'érosion de reliefs altérés sous un climat rubéfiant (Delsahut, 1981).

5.3. Âge de la Série rouge

Aucun fossile ne permet de dater les dépôts de

la Série rouge de Réalmont qui est, par convention, attribuée au **Saxonien** par analogie avec les régions voisines (Grésigne, Salagou,..). Les faciès saxoniens sont assimilables à ceux du OberRotliegend. Dans le bassin de Lodève, ils peuvent être parallélisés avec ceux de la Formation Salagou (Mb. Octon en particulier), dont l'âge Cisuralien supérieur à Guadalupien (étages Kurugien à Capitanien) est suggéré par Schneider *et al.* (2006). A noter qu'une entomofaune fossile, trouvée dans ces dépôts fournit un âge indicatif à l'étage Wordien (Deroin *et al.*, 2005) (**Fig. 5**).

6. La Série conglomératique rouge supérieure du Bassin de Réalmont

6.1. Stratigraphie

A l'ouest de Saint-Catherine (sortie nord de Réalmont), la Série rouge est surmontée par une vingtaine de mètres de conglomérats plus ou moins lités, en bancs métriques, à éléments quartzeux et cristallophyliens, intercalés de lits d'arkose, dont les éléments sont emballés dans une matrice silteuse rouge (**Fig. 15A, B**). Nous retrouvons également d'importantes accumulations bréchiqes, peu ou mal stratifiées, dans la partie haute de l'agglomération, sur le flanc oriental du Puech de la Janade (**Fig. 15C, D**), suggérant, pour cette formation, une épaisseur d'une cinquantaine de mètres.

Ces accumulations conglomératiques deltaïques signifient que la faille de Réalmont était active en créant une zone d'alimentation à partir de laquelle les débris grossiers s'étaient vers l'ouest (**Fig. 16**).

6.2. Âge de la Série conglomératique rouge supérieure

Pour Delsahut (1981), la série conglomératique de Réalmont évoque, par son faciès et ses environnements de dépôt, la partie supérieure de la série de la Grésigne, « Complexe détritique de Merlin », que l'on retrouve également dans le sondage de Lavour. Son âge thuringien a été évoqué par Durand-Delga (1979) parce que cette assise est recouverte par des pélites rouges à niveaux de gypse (Fm. de Merlin), qu'il propose de corréliser avec le Zeichstein allemand. A savoir que le Zeichstein allemand représenterait la série lopingienne (**Fig. 5**). Mais tous ces « étages » au contenu paléontologique absent ou d'attribution ambiguë, ne peuvent être conservés qu'en tant que faciès que l'on peut qualifier de saxono-thuringien.

On observe, dans le bassin de Lodève, une évolution identique. Au sommet du Permien, les faciès

de la Formation de Lieude sont aussi caractérisés par l'arrivée soudaine de coulées conglomératiques, avec progradation de cônes alluviaux en rapport avec un changement climatique et de fortes précipitations épisodiques. Cet épisode est placé dans le Capitanien inférieur par Schneider *et al.* (2006).

7. Discussion

7.1. Géodynamique des dépôts (**Fig. 16**)

Le manque d'affleurement et leur exiguïté rendent difficile une reconstitution de la géodynamique des dépôts du Stéphano-Permien de Réalmont.

Les dépôts du Stéphaniens sont les premiers à recouvrir le socle varisque (**Fig. 16**). Il n'existe aucune continuité sédimentaire entre les bassins intramontagneux du sud du Massif Central qui sont étroits et profonds, et dont l'évolution sédimentologique et les âges représentés sont différents (Stéphaniens A à Carmaux ; Stéphaniens C à Réalmont).

Les dépôts de l'Autunien débutent par des conglomérats de base qui suggèrent la proximité d'une faille active. A Réalmont, cette assise est placée en continuité avec le Stéphaniens (**Fig. 16**), mais peut être discordante sur lui, comme dans le Bassin de Carmaux (Delsahut, 1981). La répartition et les faciès du Stéphaniens et de la base de l'Autunien sont très proches, mais ces derniers débordent largement l'aire de dépôt du Stéphaniens. Ils sont par exemple discordants sur le socle au sud-est de Réalmont (**Fig. 16**). Les sédiments permieniens s'étendent largement sous les dépôts éo-oligocène de l'Albigeois comme en témoignent les nombreux sondages qui les ont atteint, par exemple, le sondage de Lavour (Delsahut, 1981). Cet élargissement de l'aire de dépôt des faciès autuniens, par rapport à ceux du Stéphaniens, est un phénomène général en Europe occidentale reconnu sous le nom de « inondation autunienne » (Pruvost, 1947). Tous les bassins du sud du Massif Central présentent une même succession stratigraphique. Cette homogénéisation des compositions stratigraphiques suggère qu'ils appartenaient à une beaucoup plus vaste entité qui les intégrait tous, un bassin nord-aquitain (Delsahut, 1981).

Les dépôts du Saxonien et du Thuringien recouvrent toujours des faciès carbonifères ou permieniens préexistants. Jamais, ils ne sont retrouvés directement transgressifs sur le socle. Alors que dans de nombreux bassins, il existe une continuité apparente entre les dépôts autuniens et saxoniens, à Réalmont, la Série rouge est clairement discordante et repose tantôt sur le Stéphaniens (vallée du Blima),



Fig. 15 - Série conglomératique rouge supérieure. **A-B** : Affleurement de Sainte-Catherine (sortie nord de Réalmont). Brèches polygéniques à matrice silteuse rouge litées ; **C-D** : Affleurement sur le versant sud-est du Puech de la Janade.

tantôt sur les faciès autuniens (vallée du Dadou) suggérant que son dépôt succède à une importante phase tectonique (**Fig. 16**). L'absence de l'Autunien rouge, sous le Saxonien, permet de supposer que cette formation a été érodée (Delsahut, 1981, 1989). Cette pulsation intra-permienne constante en Europe de l'Ouest, avec discordance angulaire, marque la phase saaliennne des anciens auteurs. Elle est induite par un changement des contraintes tectoniques, avec passage d'un régime de décrochement dextre à un régime sénestre, phénomène synchrone d'un changement des caractéristiques chimiques du magmatisme aux alentours de 275 Ma (Deroin *et al.*, 2005). Bien que

parfois particulièrement épais (3000 m dans le sondage de la Grésigne), il semble que les faciès saxoniens présentent une répartition plus étroite que celle des faciès autuniens. Il pourrait s'agir du remplissage de bassins résiduels particulièrement subsidents, à l'intérieur des bassins autuniens (Delsahut, 1981).

7.2. Le contexte structural

Le rôle des grandes failles dans la mise en place des bassins molassiques stéphano-permiens n'est plus à prouver. Les failles subméridiennes de Réalmont et de Rieucan, sont très probablement à l'origine d'une structure extensive de type pull-apart, subsidente,

au sein de laquelle s'accumulent les produits de l'érosion des escarpements de faille et des reliefs de voisinage (**Fig. 16**). Ces deux failles principales sont reliées par des failles transversales, suscitées par le mouvement de cisaillement, bien repérables lorsque la sédimentation est relativement réduite (vallée du Blima), alors qu'elles sont peu visibles et masquées par le caractère syntectonique des dépôts, lorsque la sédimentation est plus épaisse (vallée du Dadou).

Le remplissage de la gouttière stéphanienne de Carmaux en donne un bon exemple qui montre la complexité des phénomènes tectoniques. Plusieurs modèles structuraux ont été élaborés par Delsahut (1981) qui, tous, suggèrent le cisaillement d'une espace préalablement fracturé ou non, compris entre deux failles subméridiennes. L'hypothèse d'un décrochement sénestre est privilégiée par cet auteur.

Le mécanisme structural à l'origine du bassin de Réalmont peut être éclairé par l'étude des contraintes structurales subies par la région de Réalmont lors de la mise en place des massifs de granitoïdes géographiquement proches, dont les âges proposés de mise en place, stéphanien et autunien, obligent à admettre le synchronisme avec le dépôt des molasses de Réalmont (**Fig. 5**). Les massifs de granitoïdes les plus proches sont (**Fig. 1**) :

- **Le laccolite du Sidobre**, daté de 304±8 Ma (Pin, 1991 *in* Gebelin *et al.*, 2009). Son âge, situé autour du passage entre les étages Kasimovien et Gzhélien, est synchrone des dépôts du Stéphanien B de Réalmont (303 – 304 Ma). Orienté NE-SW (Nord 50°E), sa mise en place dans la nappe des Monts de Lacaune est rattachée à la phase de déformation tardive D4 (Guérangé-Lozes & Burg, 1990). Elle est contemporaine d'un cisaillement dextre de direction NE-SW (Moisy, 1993), né d'une compression de direction WNW-ESE. Ce mouvement aurait permis au magma d'intruder les méta-sédiments cambro-ordoviciens à la faveur de l'ouverture de discontinuités préexistantes (Magontier, 2016).

- **Le massif de Montredon** relève probablement d'un même mécanisme structural. Repéré par son anomalie gravimétrique légère (Coppel *et al.*, 1987), l'existence de ce corps granitique caché d'orientation NE-SW est confirmée par des affleurements granitiques (Barras, 1979 ; Béziat & Tollon, 1980) et un métamorphisme de contact qui a pu être daté autour de 303 Ma (Costa, 1990), soit un âge stéphanien sensiblement identique à celui du laccolithe du Sidobre.

- **Le massif de Peyrebrune** et les corps filoniens annexes qui l'accompagnent sont intrusifs dans les

schistes ordoviciens du flanc inverse du Synclinal du Dadou (**Fig. 3**). L'un d'eux, plissé par D5, a fourni un âge minimal à 300 Ma sur biotite (Costa, 1990), ce qui date sa mise en place du passage Carbonifère - Permien inférieur, base de l'Assélien, période que l'on peut synchroniser avec le dépôt de la Série rouge et grise de Réalmont. L'orientation NE-SW des corps intrusifs et leur disposition en échelons (Magontier, 2012), évoquent des fentes de tension au cours d'un cisaillement dextre en réaction à une compression persistante, selon un modèle similaire à celui du Sidobre. Pour Durand (1966 *in* Guérangé-Lozes, 1987 et Guérangé-Lozes & Burg, 1990), ces filons seraient en relation avec un granite caché sous-jacent de même orientation, hypothèse déjà évoquée par Raguin & Vincienne (1947).

L'essentiel du plutonisme se déroule donc sur une durée de moins de 10 Ma qui coïncide avec le Pennsylvanien supérieur et la base du Permien (Guérangé-Lozes & Burg, 1990 ; Magontier, 2012) (**Fig. 5**). L'ouverture du bassin de Réalmont et son remplissage molassique sont ainsi contemporains de la mise en place de plusieurs massifs de granitoïdes géographiquement proches, dont l'âge s'échelonne du passage Kasimovien-Gzhélien (Sidobre, Montredon-Labessonié) à la base de l'Assélien (Peyrebrune).

Bien que géographiquement relativement proches, il n'existe aucune relation géométrique entre les granitoïdes et les couches sédimentaires du bassin molassique de Réalmont. L'absence de volcanites dans les dépôts de l'Autunien apparaît frappante et singulière, malgré la proximité géographique des granitoïdes de Peyrebrune (moins de 5 km) (**Fig. 1**) et bien que ces derniers présentent des faciès sub-volcaniques (microgranites, granophyres...) (Raguin & Vincienne, 1947 ; Guérangé-Loze *et al.*, 1996).

Une synchronisation exacte des phénomènes magmatiques et des dépôts sédimentaires impliquerait toutefois de disposer d'âges absolus sur des intercalations de volcanites « fini-hercyniennes » (**Fig. 5**), non disponibles ici. Aucune n'est identifiée dans les séries de Réalmont mais « un tuf volcanique et un tuf porphyrique » ont été recoupés dans le sondage de Lavaur, au-dessus d'un épisode de schistes bitumineux de la partie basale de l'Autunien (Delsahut, 1981), dont l'âge se situe vraisemblablement dans l'étage Gzhélien.

La majorité des massifs de granitoïdes de l'extrémité méridionale du Massif Central se sont mis en place au cours des phases tardives de la

. **La Série conglomératique rouge**, à faciès saxono-thuringien (50 m, environ), qui pourrait représenter la série lopingienne.

On peut qualifier de syntectonique l'ensemble de ces dépôts molassiques qui sont contemporains des phases compressives hercyniennes tardives D4-D5, auxquelles on rapporte l'essentiel du plutonisme avec la mise en place de plusieurs massifs de granitoïdes, géographiquement proches (**Fig. 1**), dont les âges s'échelonnent du passage Kasimovien-Gzhélien (Sidobre, Montredon-Labessonié) à la base de l'Assélien (Peyrebrune) (**Fig. 5**).

Un même régime de contraintes, cette fois appliqué sur deux failles décrochantes de direction subméridienne, doit pouvoir rendre compte de la structuration en pull-apart du bassin de Réalmont.

L'absence de dépôt volcanoclastique ou de coulée dans la région de Réalmont, proche des massifs de granitoïdes doit être relativisée par la présence de volcanites gzhéliennes à l'aplomb de Lavaur.

Malgré l'absence de données géochronologiques concernant des roches volcaniques interstratifiées dans les unités sédimentaires, l'âge des dépôts continentaux du bassin de Réalmont a pu être révisité et précisé à la lumière des datations effectuées dans d'autres bassins stéphano-permiens (bassins de Lodève, d'Autun,...). Nous avons aussi tenté de le corrélérer avec les principaux événements tectoniques et magmatiques qui se sont produits dans le domaine continental de Réalmont au Carbonifère supérieur et au Permien (**Fig. 5**).

L'histoire sédimentaire du bassin stéphano-permien de Réalmont, et les événements tectono-magmatiques qui lui sont associés, s'inscrivent dans un contexte extensif post-orogénique NE-SW à l'échelle du Massif Central Français, permettant ainsi l'achèvement de l'amincissement de la croûte continentale (Faure & Becq-Giraudon, 1993 ; Faure, 1995 ; Faure *et al.*, 2005, 2009) épaissie au Dévono-Carbonifère, à la suite de l'orogénèse hercynienne.

Remerciements : Un grand merci à Jacques Magontier pour sa relecture du manuscrit, ses judicieux conseils éclairés par une grande connaissance des mécanismes structuraux qui ont modélé notre région, et qui ont permis de grandement améliorer la portée de cette étude.

Références

Baras E. (1979) – Le dôme « orthogneissique » de Montredon-Labessonié (Tarn) et son enveloppe métamorphique. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

Bergeron J. (1889) – Étude géologique du Massif ancien situé au Sud du Plateau central. *Masson Ed.*, Paris, 355 p., 9 pl. 1 carte.

Béziat P. & Tollon F. (1980) – Le district à W-Sn (F) de Montredon-Labessonié (Tarn) France. Itinéraires géologiques, 26^e CGI. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 3 : 435-439.

Bodignier J.L. & Burg J.P. (1980-81) – Évolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bulletin du B.R.G.M.*, sect I : 315-339.

Boucheporn Bertrand de F. (1848) – Explication de la carte géologique du département du Tarn. Imprimerie nationale, Paris, 114 p.

Broutin J., Châteauneuf J.-J., Delsahut B., Doubinger J. & Vetter P. (1983) – Flore et microflore des terrains autuniens situés entre Réalmont, Najac et la Grésigne (Quercy et Albigeois). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 297, II : 753.

Caraven-Cachin A. (1898) – Description géographique, géologique, minéralogique, paléontologique, paléthnologique et agronomique des départements du Tarn et Tarn et Garonne. *Privat, Toulouse & Masson, Paris*. 684 p.

Caraven-Cachin A. (1902) – Flore fossile des terrains houillers du Tarn. *Ed. Masson*, Paris, 34 p.

Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L. & Fan J.-X. (2013 update 2021) – The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Épisodes*, 36: 199-204.

Collomb P. (1970) – Étude géologique du Rouergue cristallin. *Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique de France*. 419 p.

Corpel J., Debégliat N. & Guérangé-Lozes J. (1987) – Apport de la gravimétrie à la cartographie et structurale de l'Albigeois. Rapport B.R.G.M. 87 DT 015 GPH.

Costa S. (1990) – De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II. 441 p.

Delsahut B. (1981) – Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse 3^e cycle, Toulouse.

Delsahut J. (1989) – Le Permien de la Grésigne et des environs (Quercy – Albigeois) B9, *in* Synthèse

- géologique des bassins permien français. *Éditions du B.R.G.M.*, 128 : 85-89.
- Deroin J.P., Broutin J., Cassinis G., Gand G., Henderson C., Menning L. & Vachard A. (2005) – Permien. *Annales de la Société géologique du Nord*, 11, 2 : 159-167.
- Doubinger J. (1976) – Études palynologiques des secteurs de la vallée du Cérou et de Réalmont. Rapport inédit Houillères d'Aquitaine in Delsahut (1981, annexe I-2).
- Durand J. (1939) – Carte géologique à 1/800000^e, 2^{ème} édition. Feuille d'Albi, 219.
- Durand-Delga M., Bou C., Cubaynes R. & Sajus J.G. (1979) – Documents sur la géologie de la Grésigne. *Document de l'académie de Toulouse*. 48 p.
- Faure M. & Becq-Giraudon J.F. (1993) – Sur la succession des épisodes extensifs au cours du des épaisissements carbonifères du Massif Central français. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences*, 2, 316 : 967-973.
- Faure M. (1995) – Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics*, 14 : 132-153.
- Faure M., Mézème E., Duguet M., Cartier C. & Talbot J.Y. (2005) – Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain, in The Southern Variscan Belt. Edited by R. Carosi *et al.*, *J. Virtual Explorer*, 19, Paper 4.
- Faure M., Lardeaux J.M. & Ledru P. (2009) – A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 2 : 202-213.
- Feys R. & Greber C. (1972) – L'Autunien et le Saxonien en France In *Rotliegend Essays on European Lower Permian*. E.J. Brill édit : 1114-1136.
- Gand G., Pellenard P., Galtier J., Broutin P. & Stéyer J.S. (2017) – Le stratotype autunien du bassin d'Autun (Bourgogne, France) : Evolution de la stratigraphie et des âges. *Bulletin de la société d'histoire naturelle d'Autun* : 19-36.
- Gébelin A., Roger F. & Brunel M. (2009) – Syntectonic crustal melting and high grade metamorphism in a transpressional regime, Variscan Massif Central, France. *Tectonophysics*, 477 : 229-243.
- Guérangé-Lozes J. (1987) – Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. Thèse d'État, Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 135. 259 p. (+ 7 annexes).
- Guérangé-Lozes J. & Burg J.P. (1990) – les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central (cartes géologique et structurale à 1/250000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, 3-4 : 71-106.
- Guérangé-Lozes J., Guérangé B., Mouline M.P. & Delsahut B. (1996) – Carte géologique à 1/50000^e, feuille Réalmont (959). Orléans, BRGM.
- Lotout C., Pitra P., Poujol M. & Van den Driessche J. (2016) – Ordovician magmatism in the Lévézou massif (French Massif Central): tectonic and geodynamic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 106, 2 : 501-515.
- Magontier J. (2012) – Géologie de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcaves. Lithostratigraphie et déformations. Site ASNAT. <https://asnats.fr/Dossier%20geologie/dossier-saintsalvy/Nappe-de-Saint-Salvi.pdf>
- Magontier J. (2016) – Le Massif du Sidobre (Tarn, France) : un laccolithe monzo-granodioritique finicarbonifère mis en place par bouffées magmatiques successives. *Carnets natures*, 3 : 13-29.
- Manès M. (1836) – Mémoire géologique et statistique sur les terrains de grès avec houille, dans les départements du Tarn et de l'Aveyron. *Annales des Mines*, 3, X : 147-191.
- Matte P. (2001) – The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13 : 122-128.
- Moisy M. (1993) – Évolution de la perméabilité et de la circulation des fluides hydrothermaux dans une zone de cisaillement fragile. Thèse Université de Grenoble. 214 p.
- Montanez I.P. & Poulsen C.J. (2013) – The late Paleozoic Ice age: An evolving paradigm. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41: 24.1-24.28. doi: 10.1146/annurev.earth.031208.100118
- Pellenard P., Gand G., Schmidt M., Galtier J., Broutin P. & Stéyer J.S. (2017) – High-precision U-Pb Zircon ages for explosive volcanism calibrating the NW European continental Autunian stratotype. *Gondwana Research*, 51: 118-136.
- Pin C. & Lancelot J.R. (1982) – U-Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contribution Mineralogy Petrology*, 79 : 1-12.
- Poucllet A, Álvaro J.J., Bardintzeff J.M., Imaz A.G., Monceret E. & Vizcaïno D. (2016) – Cambrian-early Ordovician volcanism across the south armorican and occitan domains of the variscan belt in France : continental break-up and rifting

- of the northern Gondwana margin. *Geoscience Frontiers* : 1-38.
- Pruvost P. (sous la direction de) (1947) – Paléozoïque supérieur, fasc. 4all. Lexique stratigraphique international. Éd. du CNRS.
- Raguin E. & Vincienne H. (1947) – Le gisement plombo-zincifère de Peyrebrune, Tarn. *Bulletin de la Société française de Minéralogie*, 70, 1-6 : 153-163.
- Schneider J.W., Körner F., Roscher M. & Kroner U. (2006) – Permian climate development in the northern peri-Tethys area. The Lodève basin, French Massif Central, compared in a European and global context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240 : 161-183.
- Servelle C. (1979) – Le rôle morphologique de la faille de Gédoul (près de Réalmont, Tarn). *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse*, 115, 1-2 : 197-298.
- Vetter P. & Mazeaud N. (1976) – Rapport inédit Houillères d'Aquitaine in Delsahut (1981), annexe I-2.

Soumis le 30 mai 2020

Accepté le 20 juin 2022

Publié en ligne (pdf) le 5 juillet 2022