



HAL
open science

Les Points Stratotypiques Mondiaux (PSM) de France.

Bruno Galbrun, Markus Aretz, Olivier Bert, Delphine Desmares, Sixto Fernandez-Lopez, Silvia Gardin, Fabienne Giraud, Danièle Grosheny, Myette Guiomar, Jörg Mutterlose, et al.

► **To cite this version:**

Bruno Galbrun, Markus Aretz, Olivier Bert, Delphine Desmares, Sixto Fernandez-Lopez, et al.. Les Points Stratotypiques Mondiaux (PSM) de France.. *Géochronique*, 2022, 163. hal-03808545

HAL Id: hal-03808545

<https://hal.science/hal-03808545>

Submitted on 10 Oct 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GÉOCHRONIQUE

n°163

Magazine des Géosciences
Septembre 2022 / 20 €

Les Points Stratotypiques Mondiaux de France

REGARDS SUR...

une coédition



« Le site PSM Maastrichtien à Tercis-les-Bains dans les Landes (Photo @ A. Duclau)
et stèle pointant vers le PSM (Photo @ S. Gardin) »

Les Points Stratotypiques Mondiaux (PSM) de France

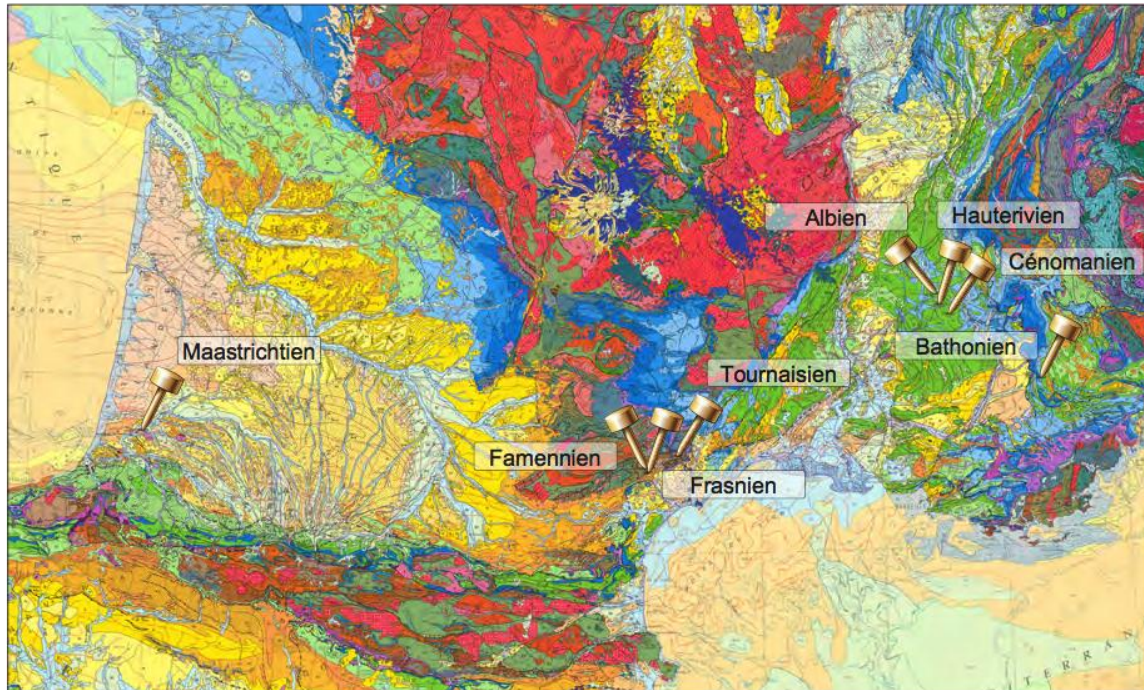
Bruno Galbrun

CNRS, Sorbonne-Université, ISTE_P, Paris

Si William Smith (1769-1839), géologue britannique, est considéré comme le fondateur de la stratigraphie, c'est par l'étude des bassins sédimentaires d'Europe continentale, en particulier de France, que cette discipline fondamentale de la géologie allait se développer et permettre aux stratigraphes et paléontologues d'établir l'essentiel du calendrier géologique. C'est Alcide d'Orbigny (1802-1857) qui suggéra de diviser les systèmes géologiques (Crétacé, Jurassique...) en étages, qui devinrent les unités chronostratigraphiques de base. A. d'Orbigny et les stratigraphes qui suivirent, définirent ainsi de nombreux étages, dans des régions ou sur des coupes précises, les stratotypes et, le plus souvent, dans des séries de plate-forme peu profonde avec des limites d'étages souvent lacunaires. Il en résulta une charte chronostratigraphique qui était plutôt une échelle de temps discontinue.

C'est dans la deuxième moitié du XX^e siècle qu'une réflexion émergea dans le cadre des travaux de la Commission Internationale de Stratigraphie, une des commissions de l'Union Internationale des Sciences Géologiques (UISG), sur la nécessité de définir un calendrier géologique, une charte chronostratigraphique internationale, basée sur des limites d'étages présentant une sédimentation continue. Ces limites devaient pour chaque étage être clairement définies en un lieu précis, et basées sur un critère utilisable à l'échelle globale. C'est ainsi que furent établis à partir des années 70 les premiers Points Stratotypiques Mondiaux (PSM), équivalent du terme anglais *Global Boundary Stratotype Section and Points (GSSP)*, qui marquent la base des étages. Symboliquement lorsqu'un PSM est ratifié par l'UISG, un Clou d'or (en acier généralement) est planté sur le site considéré. Actuellement 78 PSM ont été ratifiés sur les 102 étages composant l'éonothème Phanérozoïque ; 8 de ces PSM sont situés en France (voir figure). Le plus récemment ratifié d'entre eux, en 2019, est l'Hauterivien (Crétacé inférieur), tout près du village de La Charce (Drôme). L'inauguration du Clou d'or Hauterivien, retardé pour cause de Covid-19, est programmée pour 2022, voire 2023, ce qui nous donne l'occasion de présenter dans ce dossier les huit PSM de France.

Au même titre que les stratotypes historiques de France, pour la plupart maintenant protégés au titre du patrimoine géologique national, les huit PSM devraient en toute logique profiter d'un classement en site patrimonial protégé et valorisé. La situation est toutefois contrastée : certains PSM sont effectivement intégrés dans des réserves naturelles sous divers statuts, d'autres sont un peu perdus dans la nature, voire sur un terrain privé, sans valorisation. Il est de la responsabilité de la communauté des stratigraphes de France, vis à vis de la Commission Internationale de Stratigraphie, en coopération avec les collectivités locales, de préserver et valoriser ces sites. Le statut de chacun de ces PSM est précisé dans leur présentation. Cependant, les personnes désirant visiter ces sites sont invitées à se renseigner sur les conditions d'accès aux parcelles concernées (publiques ou privées) et sur les réglementations locales ou régionales relatives à l'échantillonnage de roches et/ou de fossiles.



Localisations des huit Clous d'or (PSM) de France sur la carte géologique à 1/1 000 000.

1 > Des stratotypes historiques aux Points Stratotypiques Mondiaux

Bruno Galbrun

CNRS, Sorbonne-Université, IStEP, Paris

Étages et stratotypes

L'histoire de la Terre se lit dans les roches et, pour cette lecture, il est nécessaire d'établir les relations géométriques entre les formations rocheuses et leurs relations temporelles, ou plus simplement de dater pour corréliser : c'est l'objet de la stratigraphie, une des plus anciennes et fondamentales disciplines des Sciences de la Terre. Selon le principe de superposition, énoncé par Nicolas Stenon en 1669, il est ainsi clair qu'une succession de corps rocheux représente un certain intervalle de temps. C'est William Smith, Georges Cuvier et Alexandre Brongniart qui, dans la première moitié du XIX^e siècle montrèrent que les séries sédimentaires stratifiées pouvaient être classées temporellement et corrélées à l'échelle d'un bassin sédimentaire, grâce à leurs contenus en fossiles. La chronostratigraphie était née, ainsi que la cartographie. Les renouvellements majeurs dans les associations de fossiles servirent ainsi à définir, dès le milieu du XIX^e siècle, les limites des unités chronostratigraphiques les plus longues, les ératèmes (Cénozoïque, Mésozoïque, Paléozoïque) et la plupart des systèmes (Néogène, Paléogène, Crétacé, Jurassique, Trias, Permien, Carbonifère...). Alcide d'Orbigny,

considérant aussi les contenus en fossiles, divisa les systèmes en unités chronostratigraphiques plus petites, les étages, qui devinrent ainsi les unités chronostratigraphiques de base (d'Orbigny, 1849-1852, 1850-1852). A. d'Orbigny, avec l'objectif de donner à ces étages un pouvoir de corrélation aussi large que possible, définit ainsi 11 étages, essentiellement du Jurassique et du Crétacé, la plupart situés dans le bassin de Paris (De Wever *et al.*, 2008). A. d'Orbigny précisa : « *Pour qu'un étage soit complet, il doit montrer un ensemble d'êtres terrestres ou marins, qui puisse représenter une époque toute entière, analogue au développement que nous voyons actuellement sur la terre* ». La plupart des étages de A. d'Orbigny sont toujours utilisés dans la charte chronostratigraphique internationale, notamment ceux définis dans le bassin de Paris, à l'exception du Sénonien (de la région de Sens et de la tribu gauloise des Sénonnes) qui fut plus tard divisé en Coniacien, Santonien, Campanien, Maastrichtien.

Du concept de départ, définir les étages à partir d'associations de fossiles les caractérisant, il résulta que leurs limites se caractérisaient par des renouvellements plus ou moins importants des paléofaunes. Ces renouvellements sont d'autant plus nets qu'ils se situent au niveau de discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire (fig. 1-1) et, comme nombre d'étages ont été définis dans des séries néritiques, comme celles du bassin de Paris, leurs limites correspondent généralement à des discordances ou des hiatus de sédimentation. Ceci est totalement assumé par A. d'Orbigny qui écrit en 1849 : « *La ligne de séparation entre deux étages est, disons nous, marquée par une discordance de stratification dans les couches, par des dénudations, par le polissage, l'usure de la superficie de l'étage le plus ancien des deux...* ». Il définit par exemple, dans le bassin de Paris, le Sinémurien (Jurassique inférieur) près de Semur-en-Auxois (Yonne), le Bajocien (Jurassique moyen) près de Bayeux (Calvados), le Cénomaniens et le Turonien (Crétacé supérieur) respectivement près du Mans (*Cenomanum*, Sarthe) et dans la région de Tours. Si ces étages ont ainsi une origine géographique qui a servi à les nommer, ils n'ont pas toujours fait l'objet d'une description précise en un lieu donné, une coupe type, qu'on appellera bien plus tard un stratotype d'unité, même si cette notion est en germe chez A. d'Orbigny, notamment lorsqu'il définit l'étage Toarcien (Jurassique inférieur), emblématique de sa démarche.

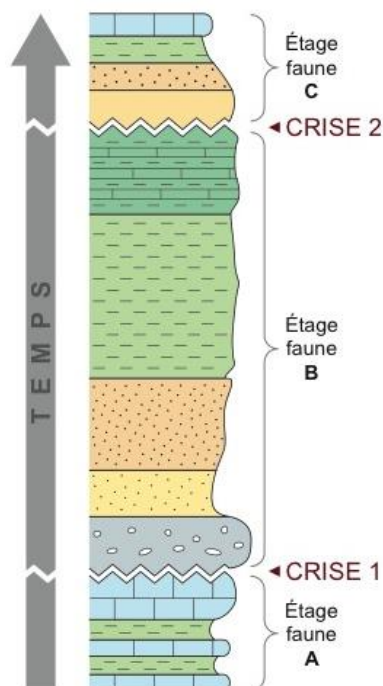


Fig. 1-1. – Représentation schématique de la définition des étages géologiques au XIX^e siècle : les étages correspondent à des associations de fossiles séparées par des crises apparaissant plus ou moins importantes car situées généralement au niveau de discordances et hiatus sédimentaires.

A. d'Orbigny écrit en 1849-1850 : « 3^e étage : TOARCIEN, d'Orb. Ce nom est dérivé de la ville de Thouars (*Toarcium*), Deux-Sèvres, où l'on ne trouve que cet étage sur les roches azoïques ; où il a le plus beau développement en France, et peut être regardé comme le point type, point étalon... ». Sur un des affleurements décrits par A. d'Orbigny, à Vrines, au nord-ouest de Thouars, la limite inférieure du Toarcien correspond clairement à une discontinuité, les premiers niveaux du Toarcien reposent sur un sable du Pliensbachien (fig. 1-2) et en d'autres lieux directement sur le socle paléozoïque. Bien plus tard il a été démontré que, dans le Centre-Ouest de la France et sur la façade atlantique, le Toarcien était constitué de 27 horizons d'ammonites, mais que près de Thouars, le Toarcien débutait à l'Horizon VI ; il y avait donc un hiatus correspondant aux cinq premiers horizons (Gabilly 1962, 1976).



Fig. 1-2. – Le Toarcien (Jurassique inférieur) dans sa région type près de Thouars (*Toarcium*) dans les Deux-Sèvres. Le site est classé en Réserve naturelle nationale (<https://www.reserves-naturelles.org/toarcien>). Le Toarcien y est incomplet et repose parfois en discordance sur le Paléozoïque. © B. Galbrun

Dans la deuxième moitié du XIX^e siècle et la première partie du XX^e, de nombreux étages furent ainsi définis selon les mêmes principes, avec parfois des descriptions plus élaborées de stratotypes. Il en résulta cependant une échelle chronostratigraphique des temps phanérozoïques discontinue à la plupart des limites d'étages. Nombre d'étages créés faisaient également double emploi en couvrant partiellement le même intervalle de temps, d'autres n'avaient qu'une utilisation régionale. Il devenait nécessaire d'apporter de la clarté.

L'avènement des PSM

Une réflexion avait été initiée dès le 1^{er} Congrès Géologique International (CGI) tenu à Paris en 1878 pour uniformiser la définition des étages et la terminologie utilisée dans l'échelle chronostratigraphique, mais c'est lors du XIX^e CGI à Alger en 1952 que fut créée la Commission Internationale de Stratigraphie (CIS) dans sa forme actuelle. Les objectifs de cette commission sont de préciser les principes de la classification stratigraphique, de

mettre au point une nomenclature universelle, d'élaborer au final un langage commun aux stratigraphes du monde entier. Sous l'impulsion du stratigraphe américain Hollis D. Hedberg, un Guide stratigraphique international fut ainsi publié à la fin des années 70 (Hedberg, 1976, 1979). Petit à petit s'est imposée l'idée que les limites des unités chronostratigraphiques ne devaient pas forcément être définies par des événements majeurs, quels qu'ils soient, ou correspondre à des ruptures dans l'enregistrement stratigraphique. Émergea ainsi, plutôt à l'instigation des stratigraphes anglo-saxons, la notion de stratotype de limite, en complément de la notion, plutôt française, de stratotype d'unité stratigraphique (d'étage). Il a également été jugé plus approprié de définir les unités chronostratigraphiques par leurs limites inférieures où la sédimentation devait être continue sur un intervalle stratigraphique aussi large que possible autour de la limite (fig. 1-3), les limites supérieures correspondant par définition aux limites inférieures des unités suivantes (Remane *et al.*, 1996 ; Walsh *et al.*, 2004 ; Lucas, 2018). Ainsi, depuis les années 70, la communauté des stratigraphes est mobilisée pour proposer des stratotypes de limite pour tous les étages du Phanérozoïque.

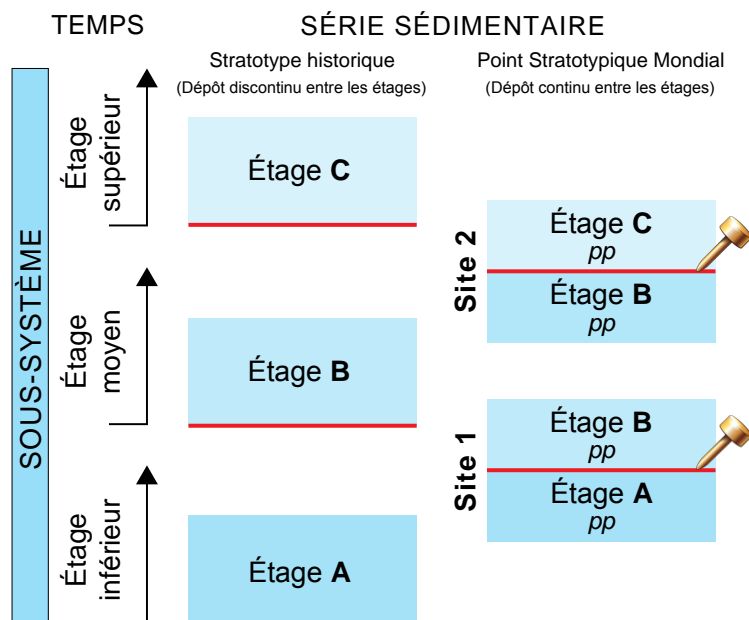


Fig. 1-3. – Représentation schématique des concepts de stratotype historique et de PSM. Les stratotypes historiques présentent la plupart du temps des lacunes de sédimentation à leurs limites, alors que les PSM requièrent une sédimentation continue à la limite entre deux étages (modifié d'après Odin *et al.*, 2004, 2007).

Les propositions de ces stratotypes de limite, ces PSM (Point Stratotypique Mondial), expression proposée par G.S. Odin *et al.* (2004, 2007) en équivalence du terme *GSSP* (*Global Boundary Stratotype Section and Points*), se font dans le cadre de la Commission Internationale de Stratigraphie (CIS). La CIS est constituée de sous-commissions, une par système (Quaternaire, Néogène, Paléogène, Crétacé, Jurassique...), et chaque sous-commission est organisée en groupes de travail, un par étage géologique. Ces groupes de travail, internationaux, essentiellement constitués de géologues du monde académique, ont pour tâche de proposer plusieurs critères (un principal et d'autres secondaires) pour définir un PSM, et de rechercher le site le plus approprié pour placer ce PSM.

Un PSM, qui marque donc la base d'un étage, doit être défini par un marqueur principal avec un pouvoir de corrélation le plus large possible. Dans 90 % des cas, ce marqueur principal est d'ordre biostratigraphique, l'apparition ou la disparition d'un fossile (ammonite, foraminifère, nannofossile, conodonte...) ou d'une association de fossiles (d'un même genre, d'une même famille), voire de plusieurs fossiles de groupes différents (voir l'exemple dans ce dossier du PSM Maastrichtien de Tercis les Bains). Dans de très rares cas, des PSM ont été définis selon un critère chimiostratigraphique, souvent une nette variation isotopique en ^{13}C , ou un critère magnétostratigraphique, c'est-à-dire une transition entre deux magnétochrones de polarités opposées. Une fois le critère principal retenu, ainsi que des critères secondaires en complément afin de multiplier les possibilités de corrélations à l'échelle globale et pallier l'éventuelle absence du critère principal, il reste à proposer un site qui remplisse toutes les conditions de la CIS, celles-ci sont nombreuses :

- un site PSM doit évidemment contenir un marqueur stratigraphique principal qui définit la limite inférieure de l'étage considéré ;
- le marqueur principal doit être non équivoque, indépendant du faciès, d'ordre paléontologique (une première apparition d'une espèce par exemple), ou correspondre à un changement dans les propriétés physiques ou chimiques. Un bon enregistrement paléontologique est toutefois nécessaire car seul un calage biostratigraphique permet des corrélations non équivoques, l'évolution étant irréversible, les associations de faunes ne se retrouvant pas deux fois au cours du temps ;
- des marqueurs secondaires sont indispensables pour élargir le pouvoir de corrélation du marqueur principal ;
- la sédimentation autour de la limite doit être continue, sans changements de faciès majeurs. Les environnements marins sont plus favorables à cet égard ;
- la section proposée doit être suffisamment épaisse pour couvrir un intervalle de temps conséquent, par exemple correspondre à plusieurs cycles eustatiques et/ou astronomiques, pour faciliter les corrélations globales ;
- la section proposée ne doit pas montrer de complications tectoniques (failles) ou sédimentaires (brèches, glissements) ;
- la section proposée doit être accessible librement à tous les chercheurs.

Ce travail de proposition d'un PSM par un groupe de travail d'une sous-commission de la CIS et la ratification définitive par les instances de l'UISG peut prendre des décennies (fig. 1-4).

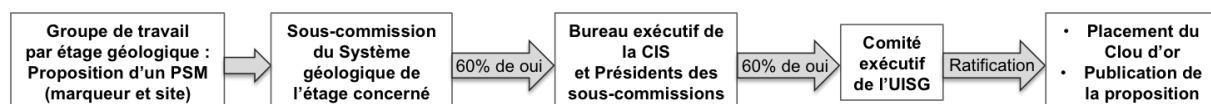


Fig. 1-4. – Procédure de la CIS (Commission Internationale de Stratigraphie) pour l'étude et la ratification d'un PSM par l'UISG (Union Internationale des Sciences Géologiques) avant installation du Clou d'or sur le site choisi. À noter que la première partie du processus, la proposition d'un PSM par un groupe de travail, peut prendre une quinzaine d'années, voire s'étaler sur plusieurs décennies.

À différents stades du processus il y a des votes, et comme, pour un pays, obtenir un PSM est une marque de renom international, les choix ne sont pas toujours dénués de

considérations politiques et nationalistes. Comme le stratotype d'unité idéal n'existe pas, aucun PSM n'est parfait car ne remplissant jamais toutes les conditions de la CIS. Tel PSM sera situé trop haut en altitude pour garantir un accès toute l'année à cause de l'enneigement, tel autre est situé dans une région devenue « à risques » après sa ratification. Selon les règles de la CIS, un PSM est positionné pour 10 ans, si entre temps l'accès n'est plus garanti, si les avancées scientifiques suggèrent un autre critère plus fiable, alors un PSM peut être abandonné et repositionné ailleurs. Quand un PSM est ratifié, une cérémonie officielle est organisée pour planter un Clou d'or (*Golden Spike*) sur le site considéré (fig. 1-5).



Fig. 1-5. – Clou d'or (*Golden Spike*) du PSM Hettangien (premier étage du Jurassique) sur la coupe de Kuhjoch en Autriche. © B. Galbrun

Une vingtaine de PSM reste encore à définir. Certaines sections en France sont en cours d'étude par les groupes de travail correspondant, par exemple pour les étages Oxfordien et Tithonien du Jurassique supérieur, et l'étage Berriasien qui marque aussi la base du système Crétacé. Cependant la participation aux groupes de travail de la CIS est peu encouragée par les instances académiques en France et rares sont les jeunes stratigraphes à s'y investir.

Un PSM définit donc la base d'un étage, mais par défaut il peut aussi définir la base des unités chronostratigraphiques d'ordre supérieur : par exemple le PSM de l'étage Danien à El Kef en Tunisie, défini par un niveau enrichi en Iridium, correspond aussi à la base de la série du Paléocène, du système Paléogène et de l'ère Cénozoïque. Voir également Le Regard sur le Précambrien-Cambrien dans ce numéro. Ainsi sur la base des unités chronostratigraphiques, les étages, définies par leurs PSM, une charte chronostratigraphique standard est maintenant proposée, en continuité, sans hiatus ou recouvrement aux limites d'étages ; la version la plus récente de cette charte est téléchargeable sur le site de la CIS (<https://stratigraphy.org/chart>).

2 > Les PSM du Paléozoïque dans la Montagne Noire

Markus Aretz, Élise Nardin

Géosciences Environnement Toulouse, CNRS, IRD, UPS, Toulouse

Dans le Sud-Est du Massif central, et plus précisément dans les nappes du versant sud de la Montagne Noire, se trouve la plus forte concentration de Points Stratotypiques Mondiaux (PSM) au monde. En effet, il y a une trentaine d'années, pas moins de trois PSM ont été définis dans les séries sédimentaires dévoniennes et carbonifères. Ils donnent le cadre chronostratigraphique du Dévonien supérieur, dont les étages se nomment Frasnien et Famennien. Le premier PSM ratifié se situe au Col du Puech de la Suque (Klapper *et al.*, 1987). Il définit la base du Dévonien supérieur, soit la limite entre le Givétien et Frasnien. Le deuxième PSM, identifiant la limite entre le Dévonien et le Carbonifère, a été établi à La Serre (Paproth *et al.*, 1991). Finalement, le troisième détermine la base du Famennien à Coumiac (Klapper *et al.*, 1993). La définition de ces trois PSM est largement due aux travaux stratigraphiques et cartographiques du chercheur montpelliérain Raimund Feist (*e.g.* Feist, 1985). Grâce à ses travaux, la communauté internationale a compris le grand potentiel stratigraphique des successions dévoniennes et carbonifères de la région. Par la suite, ce potentiel a été exploité par des groupes de travail spécifiques des sous-commissions internationales de stratigraphie du Dévonien (SDS) et Carbonifère (SCSS). Raimund Feist a toujours joué un rôle majeur au sein de ces groupes de travail et a montré un engagement continu pour que ces PSM restent accessibles à la communauté scientifique internationale.

Historique du contexte stratigraphique

Comme pour les autres systèmes géologiques, la nomenclature stratigraphique du Dévonien et du Carbonifère se développe petit à petit au cours du XIX^e siècle. Initialement, les strates dévoniennes et carbonifères des Ardennes belges sont au centre de l'intérêt. C'est grâce aux travaux des pionniers de la stratigraphie et cartographie géologiques de cette région (A. Dumont, L.G. de Koninck, J. Gosselet, E. Dupont, J.J. d'Omalius d'Halloy) que les termes Frasnien, Famennien et Tournaisien sont introduits, et les unités stratigraphiques correspondants définies (Fig. 2-1). Ces divisions temporelles du Dévonien et du Carbonifère ont été appliquées et reconnues par la suite, d'abord en Europe puis dans le monde. Bien qu'elles soient devenues des standards stratigraphiques internationaux, elles étaient souvent utilisées en parallèle d'autres noms régionaux. Les correspondances temporelles étaient alors basées sur des tableaux de corrélations plus ou moins précis et/ou aboutis. Cette situation a changé au cours des années 1970 quand la Commission Internationale de Stratigraphie (CIS) a commencé l'harmonisation mondiale de la chronostratigraphie, les trois noms belges devenant alors l'unique standard international pour cette époque géologique.

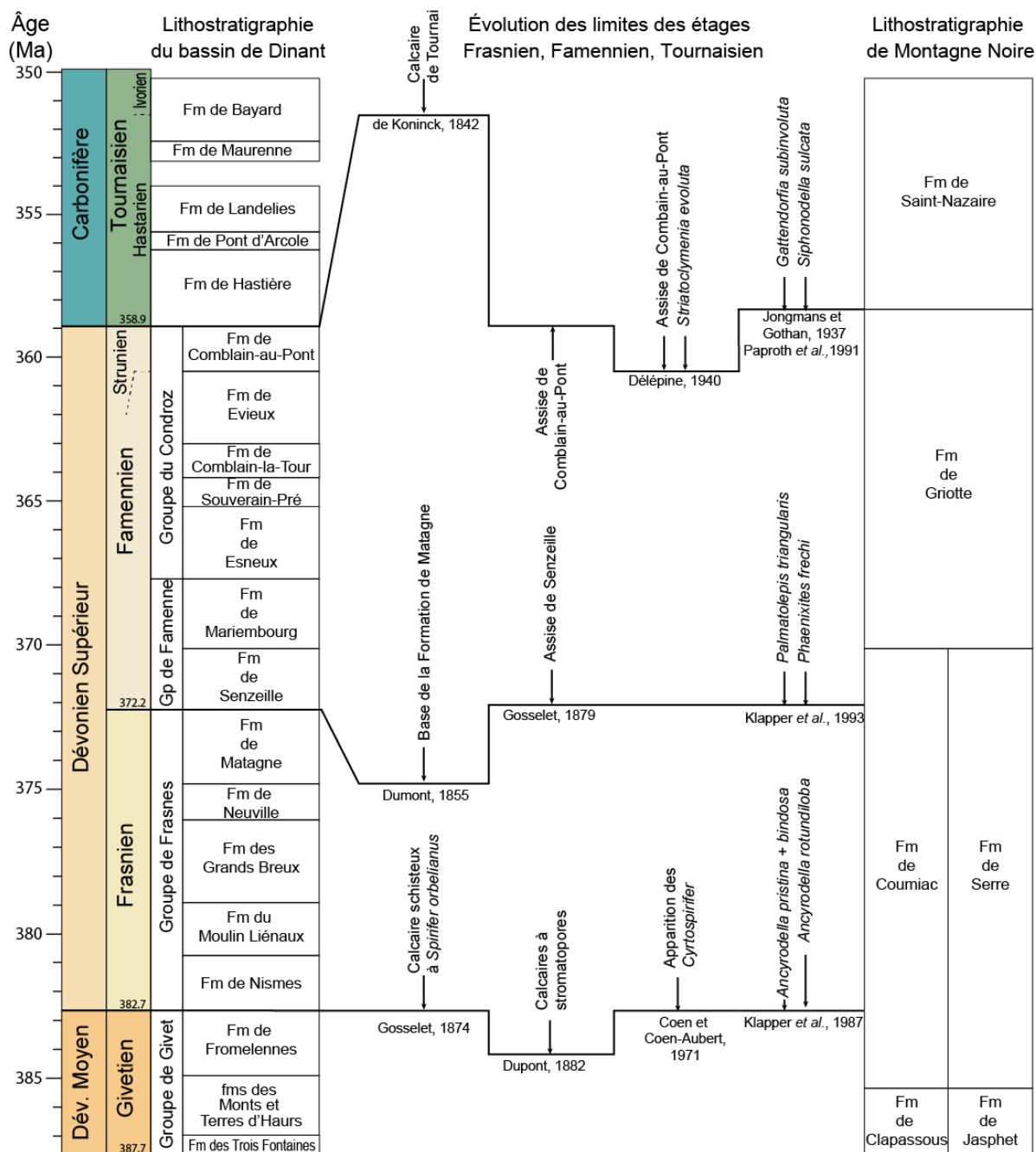


Fig. 2-1 - Schéma chrono- et litho- stratigraphique du bassin de Dinant et de Montagne Noire et évolution des limites des étages Frasnien, Famennien et Tournaisien ; modifié d'après Feist (1985) et Denayer et Mottequin (2015). Abréviations : Fm : formation

Le Frasnien, introduit par Gosselet (1879), remplace des dénominations plus anciennes comme le « Système du calcaire de Frasnes » ou les « schistes et calcaires de Frasnes à *Rhynchonella cuboides* ». Le nom est dérivé de la localité Frasnes (ou Frasnes-lez-Couvin), un petit village situé à quelques kilomètres au nord de Couvin, dans la partie méridionale du Synclinorium de Dinant. Les coupes-clés qui correspondent à la région stratotypique du Frasnien (**Fig. 2-2**), se situent plus précisément entre les villages de Boussu-en-Fagne et Nismes. Le sommet du Frasnien est défini à la base des Schistes de Matagne, dans une localité-type près de Matagne-La-Grande et Matagne-la-Petite (nord de Nismes). La définition de la base du Frasnien a longtemps été controversée. En 1874, Gosselet avait utilisé l'apparition du brachiopode *Spirifer orbelianus*, présent dans

la Formation de Nismes (aujourd'hui à la base du Frasnien). Dix ans plus tard, il place la limite plus bas, dans la partie supérieure du Calcaire de Givet. Cette deuxième limite a alors été acceptée par les stratigraphes belges. Cependant, en France, les stratigraphes ont continué d'inclure cette partie du Calcaire de Givet (aujourd'hui appelé Formation de Fromelennes) dans le Givétien (Dévonien moyen). Il faut attendre le début des années 1970 pour qu'un consensus apparaisse, avec l'utilisation des conodontes du genre *Ancyrodella* en tant que marqueurs stratigraphiques de cette limite (Fig. 2-1). En conséquence, suite à l'alignement des schémas stratigraphiques belges et français, la base du Frasnien retourne plus ou moins à la base du « Calcaire de Frasnes » telle que l'avait initialement définie Gosselet et le Givétien est reconnu dans sa version française.

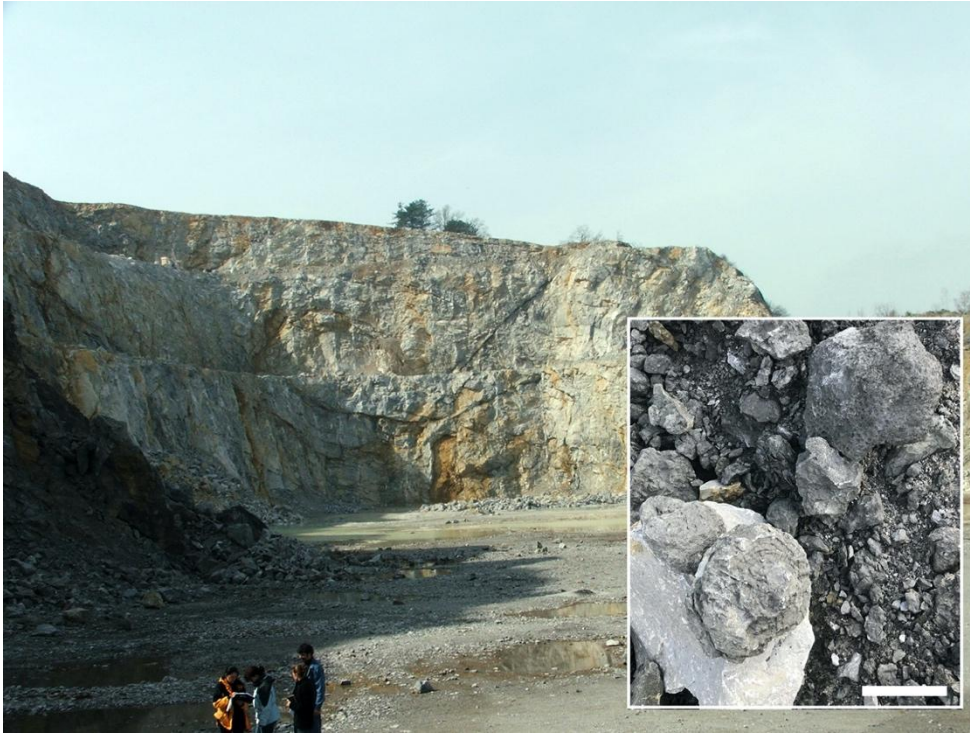


Fig. 2-2 – Calcaires frasniens dans la carrière du Nord en 2005 à l'ouest de Frasnes. Le zoom montre des colonies des coraux dans ces calcaires péri-récifaux (échelle = 10 cm).
© M. Aretz

Le Famennien est introduit par Dumont en 1855 dans la légende de sa carte géologique de l'Europe pour remplacer le « Système condrusien » (Fig. 2-3). Au début, le Famennien incluait encore une partie du Frasnien supérieur (Fig. 2-1), avant d'être successivement restreint à un intervalle stratigraphique allant de l'« Assise de Senzeille » aux « Calcaires et schistes de Comblain-au-Pont » (et leurs nombreux équivalents latéraux de faciès). Le nom Famennien vient de la région de la Famenne qui décrit une dépression morphologique (liée à des schistes et argilites) à l'est et au sud de la Meuse entre les roches plus compétentes du Condruz au nord et de la Calestienne au sud. Famenne a son origine dans le mot latin « *famina* » qui fait référence aux sols pauvres de la région. Plutôt que de parler d'un seul stratotype, il faudrait considérer une multitude d'affleurements dans l'ensemble du Synclinorium de Dinant représentant alors une région stratotypique, de la vallée de l'Ourthe à l'est, avec un faciès beaucoup plus grossier et gréseux que dans l'Avesnois et le Fagne à l'ouest où les strates sont plus silteuses et argileuses.



Fig. 2-3 – Bancs décimétriques des grès grossiers, parfois chenalisés des « Psammites du Condroz » dans la région liégeoise. © M. Aretz

Le nom Tournaisien, base du Carbonifère, est dérivé de la ville de Tournai dans le Hainaut. Son célèbre « Calcaire (carbonifère) de Tournai » (**Fig. 2-4**), introduit par L.G. de Koninck (1842-1844), affleurerait dans de nombreuses carrières autour de la ville. Cette unité est rapidement devenue l'« Étage de Tournai », comme en témoigne la légende de la feuille n°6 de la carte géologique de Belgique (Dupont 1882). Cependant, le « Calcaire (carbonifère) de Tournai » comprend seulement les parties inférieure et moyenne de l'Ivorien qui est aujourd'hui le sous-étage supérieur du Tournaisien (**Fig. 2-1**). Malgré la ratification de la base du Carbonifère en 1935 (Jongmans et Gothan, 1937) correspondant à l'apparition du goniatite *Gattendorfia subinvolata* dans la coupe de Ober-Rödinghausen (All, Massif Schisteux Rhénan) (premier PSM de l'histoire stratigraphique), les stratigraphes belges et soviétiques n'ont pas suivi cette décision. Ils ont continué de placer la limite plus bas. Il faudra attendre 1977 pour que la base du Carbonifère ne soit plus corrélée avec la base du Strunien (aujourd'hui Famennien terminal) en Belgique et qu'ainsi, cette limite soit plus ou moins harmonisée.



Fig. 2-4 – Niveau très fossilifère dans les calcaires micritiques foncés et bien stratifiés du Calcaire de Tournai - Carrière Lemay. © M. Aretz

L'historique des trois étages montre que la définition des PSM (et leur reconnaissance via les Clous d'or) résulte de nombreuses controverses et efforts. Comme discuté ci-dessous, l'histoire des PSM du Frasnien, Famennien et Tournaisien n'est pas encore close.

Contexte géologique du Sud de la Montagne Noire

Au sud du dôme gneissique, qui forme la partie axiale de la Montagne Noire (Fig. 2-5), les processus conduisant à l'empilement de nappes tectoniques (nappes du versant sud) restent un objet de débats et plusieurs modèles existent.

Les nappes du versant sud présentent une succession stratigraphique très complète, du Cambrien inférieur au Carbonifère inférieur, d'une épaisseur atteignant plusieurs milliers de mètres. Les épaisses séries du Paléozoïque inférieur sont dominées par des sédiments détritiques, avec des intercalations d'épisodes carbonatés : les « calcaires à archéocyathes » de la série 2 cambrienne, les « schistes à *Orthis actoniae* et calcaires à cystidés » de l'Ordovicien terminal, et les « Calcaires à orthocères » du Silurien moyen. Le Dévonien contraste avec une série sédimentaire à dominante carbonatée. Le caractère transgressif du Dévonien se manifeste dans la succession par un remplacement de dépôts néritiques par des dépôts pélagiques au cours de l'Emsien et de l'Eifélien basal. La base du Carbonifère s'enregistre également dans des calcaires pélagiques, sauf dans les Écailles de Cabrières. Ils sont surmontés par une sédimentation siliceuse (lydiennes *s.l.*) qui laisse place aux dépôts synorogéniques du cycle varisque à partir du Viséen supérieur. En quelques millions d'années sont déposés plusieurs kilomètres de sédiments détritiques (turbidites, coulées de débris, etc.), connus sous le nom de wildflysch. Leur partie supérieure contient des blocs exotiques (olistolithes), témoins de l'existence de calcaires de plate-forme, qui annoncent la fin du remplissage du bassin d'avant-pays à la fin du Mississippien. Localement, dans la région de Neffiès, les dépôts stéphano-permiens en discordance angulaire correspondent au stade tardi-orogénique à post-orogénique du cycle varisque.

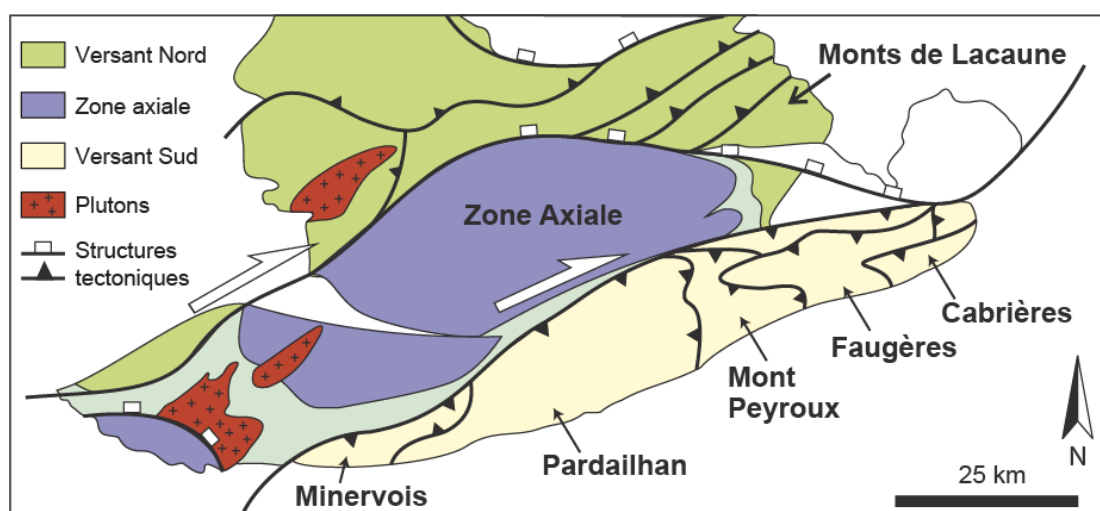


Fig. 2-5. – Carte structurale du SE du Massif central (modifiée d'après Chardon *et al.*, 2020).

Les PSM du Sud-Est de la Montagne Noire

Le PSM du Col du Puech de la Suque et celui de Coumiac se trouvent dans la nappe du Mont-Peyroux alors que celui de La Serre est situé dans les Écailles de Cabrières (Fig. 2-6).

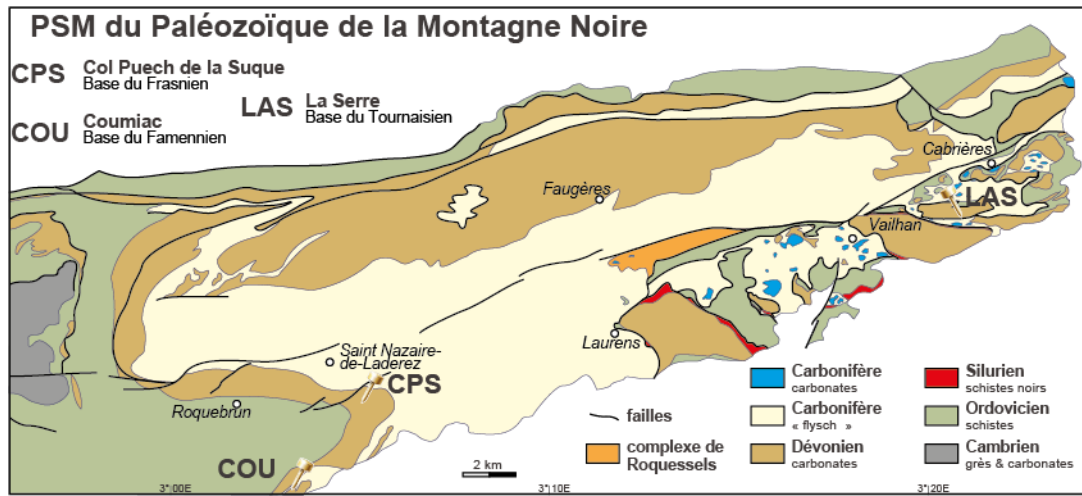


Fig. 2-6. – Localisation des trois PSM sur une carte géologique simplifiée (modifiée d'après Chardon *et al.*, 2020).

Le PSM du Frasnien

En 1982, la sous-commission internationale de stratigraphie du Dévonien (SDS) a choisi de définir la base du Frasnien par l'apparition du conodonte *Ancyrodella rotundiloba*, puis ensuite à partir de l'apparition des espèces d'*Ancyrodella*, dont *An. pristina* (Coen-Aubert et Boulvain, 2006; Klapper, 2021). La SDS a défini le PSM au Col du Puech de la Suque, situé environ 1 km au sud-est de Saint-Nazaire-de-Ladarez (Klapper *et al.*, 1987). L'affleurement se situe près d'une muraille d'une vigne abandonnée et elle est accessible en suivant un petit sentier.

Comme souvent dans cette partie de la Montagne Noire, la série exposée est renversée (pendage d'environ 60° vers l'ouest). Feist et Klapper (1985) ont étudié plusieurs coupes autour du Puech de la Suque. L'affleurement du PSM correspond à leur coupe CPS-E, et la limite est positionnée à la base du banc 42a (Fig. 2-7). L'affleurement expose environ 3,5 m du membre inférieur de la Formation de Coumiac. La coupe CFS-F permet d'ajouter environ 4 m de strates sous la base de la coupe CFS-E. On y observe des bancs de calcaires fins, centimétriques à décimétriques de couleur grisâtre. À partir de la base du Frasnien, les calcaires fins deviennent rougeâtres. Dans la partie frasnienne de la coupe, des *hardgrounds* (surfaces de bancs encroûtées par des oxydes de Fe et Mn) indiquent de nombreuses interruptions de sédimentation.

Le contenu fossilifère de la coupe est typique des calcaires pélagiques, souvent condensés, du Dévonien. On trouve en abondance de la microfaune, des conodontes (notamment les premières espèces du conodonte *Ancyrodella*) et tentaculitides, qui sont les principaux marqueurs biostratigraphiques. Les fossiles macroscopiques, comme des céphalopodes et des trilobites, sont beaucoup plus rares. Mais l'apparition de goniatites du genre *Neopharciceras* dans le banc 43 démontre que ces groupes peuvent fournir des signaux stratigraphiques importants.

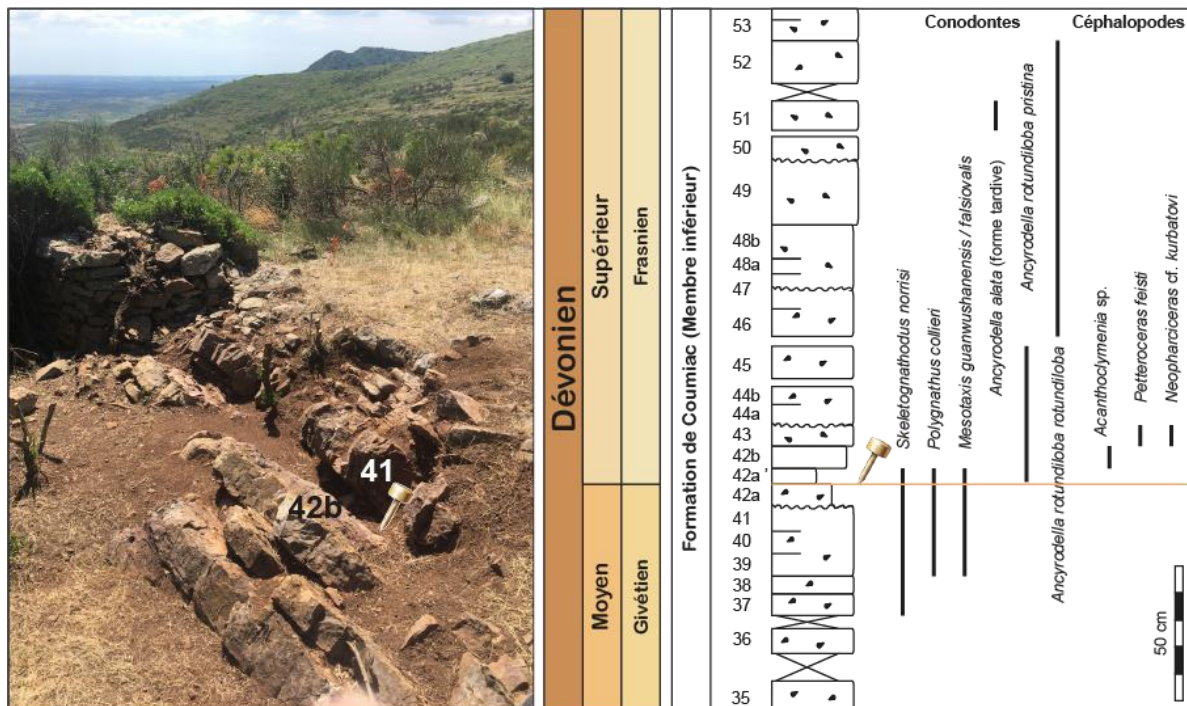


Fig. 2-7. – PSM du Frasnien au Puech de la Suque (Photographie en 2018, © M. Aretz) et log lithologique avec la distribution d’une sélection de marqueurs biostratigraphiques. D’après Klapper *et al.* (1987) et Becker *et al.* (2020).

Depuis la définition du stratotype, des études sur les conodontes ont permis de préciser la composition taxonomique des différents bancs du PSM. Cependant, ces études ont aussi suscité des controverses et mis en lumière la nécessité de renommer des biozones ou de modifier leurs extensions. Ainsi, le plus grand problème dans le contexte du PSM est la présence dans le banc 39 de rares exemplaires du conodonte *Ancyrodella pristina* sous la limite de référence. Becker *et al.* proposent en 2020 un réajustement du PSM à ce niveau, situé quelques décimètres plus bas que le banc 42a. Étant donné la nature condensée des calcaires pélagiques, de faibles épaisseurs peuvent correspondre à des intervalles de temps relativement longs. Aujourd’hui la qualité de l’affleurement est fortement dégradée du fait de son envahissement par la végétation. Seule la partie basale de la coupe de référence reste visible.

Le PSM du Famennien

La Commission Internationale de Stratigraphie (CIS) a ratifié en 1993 la décision de la SDS de placer le PSM de la limite Frasnien-Famennien dans la carrière abandonnée de Coumiac (Klapper *et al.*, 1993). Cette carrière, située à environ 1,5 km au nord-est de Cessenon-sur-Orb, est classée comme réserve naturelle régionale.



Fig. 2-8 – Succession Frasnien moyen au Famennien moyen dans la Carrière de Coumiac (Hérault). L'extinction fini-frasnienne (Kellwasser) est bien exprimée par la dalle à goniates. ©M. Aretz

La carrière de Coumiac expose sur plusieurs dizaines de mètres, du Frasnien moyen au Famennien moyen, une succession de calcaires fins rouges parfois noduleux avec des interbanco argileux (Fig. 2-8). Les couches centimétriques à décimétriques sont sub-verticales. Le PSM est situé aux abords de la carrière supérieure dans la partie sommitale du Membre moyen de la Formation de Coumiac. Le dernier banc du Frasnien, gris-foncé, est extrêmement riche en goniates. La limite est placée entre les bancs 31g et 32a (Fig. 2-9). Les premiers bancs des calcaires famenniens sont un peu plus marneux et grisâtres (Membre supérieur de la Formation de Coumiac), sous-jacents aux calcaires noduleux rougeâtres riches en céphalopodes (« vraie griotte » indiquant la base de la Formation de Griotte) (Feist, 1985).

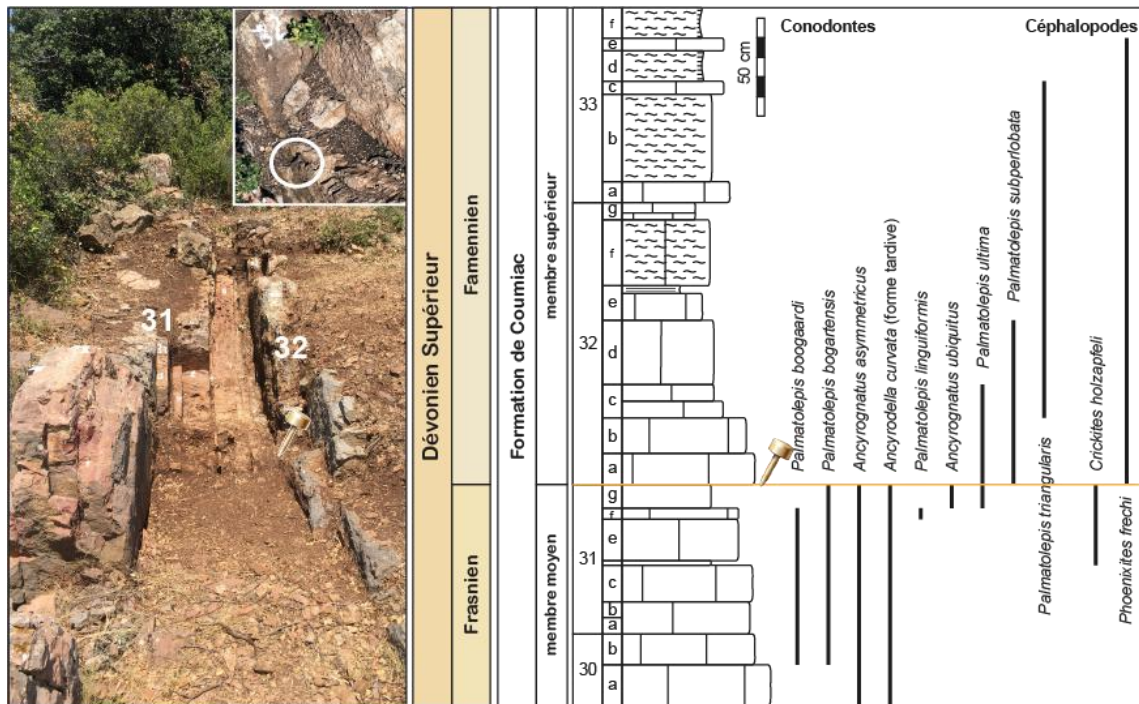


Fig. 2-9. – PSM du Famennien à Coumiac (photographie en 2018, © M. Aretz) et log lithologique avec la distribution d'une sélection de marqueurs biostratigraphiques. D'après Klapper *et al.* (1993) et Becker *et al.* (2020).

La SDS a initialement choisi comme marqueur stratigraphique l'apparition du conodonte *Palmatolepis triangularis* qui définit la base de la biozone du même nom, corrélée avec la base de la biozone à *Phoenixites frechi* chez les goniatites. Il est intéressant de noter que Klapper *et al.* (1993) mentionnaient la présence de très rares spécimens de *Pa. triangularis* dans le tout dernier banc du Frasnien, mais les excluaient de la zone à *Pa. triangularis*.

Mais depuis, l'utilisation des marqueurs a changé. Aujourd'hui, le PSM de la base du Famennien ne correspond plus à l'apparition de *Pa. triangularis*, mais à l'extinction de quelques espèces frasnienne de palmatolepsidés (surtout *Pa. bogartensis*), d'ancyrodellidés et d'ancyrognathidés, et l'apparition de *Pa. subperlobata*. De fait, la première biozone à conodonte du Famennien est devenue la biozone à *subperlobata*, et l'apparition de *Pa. triangularis s.str.* un peu plus haut définit la deuxième biozone famennienne.

Sur le papier, le PSM de Coumiac est mieux protégé et valorisé que les deux autres PSM, mais ce site reste vulnérable du fait de l'envahissement de la végétation et de l'effondrement des anciens fronts de taille.

La limite Frasnien-Famennien est positionnée juste au-dessus d'une des extinctions majeures du Phanérozoïque, connue sous le nom d'événement Kellwasser. Étant donné son ampleur, la plupart des groupes fossiles (des micro-organismes aux grands prédateurs) sont affectés par une forte extinction suivie par un renouvellement taxonomique important. Dans le registre géochimique, la limite correspond à une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ et un pic de $\delta^{18}\text{O}$ (apatite des conodontes) qui pourrait indiquer un refroidissement climatique abrupt. L'enregistrement sédimentaire de cette crise est marqué par deux horizons anoxiques dans de nombreuses coupes. A Coumiac, cette extinction est très bien exprimée dans la partie haute de la carrière inférieure par la "dalle à goniatites" (Fig. 2-8). Ce banc forme le front de taille dans la partie haute de la

carrière inférieure, et forme un affleurement de plusieurs centaines de mètres carrés. Ainsi, on peut y observer des milliers des nodules qui contiennent quasiment tous une goniatite.

Le PSM du Tournaisien (base du système carbonifère)

La limite Dévonien-Carbonifère (DCB) a été définie par la sous-commission de stratigraphie du Carbonifère (SCCS) à l'apparition du conodonte *Siphonodella sulcata* (Paproth *et al.*, 1991). Le PSM se situe dans la tranchée E' au bord d'une vigne à La Serre (environ 2,5 km au sud-ouest de Cabrières). La grande majorité de la succession du Famennien autour de La Serre correspond aux calcaires micritiques à céphalopodes, noduleux et pseudo-noduleux, des couleurs rougeâtres et grisâtres connus sous les noms griottes et supragriottes. Le sommet de ces calcaires correspond biostratigraphiquement à la zone à *Wocklumeria* (Famennien terminal). La colline de La Serre est la seule localité du versant sud de la Montagne Noire, dans laquelle la DCB est documentée dans un faciès peu profond. En effet, l'intervalle DCB est caractérisé dans la tranchée E' (Fig. 2-10) par 3,70 m de calcaires biodétritiques fossilifères sus-jacents aux calcaires fins à céphalopodes du Famennien terminal (Zone à *Wocklumeria*). L'intervalle DCB (bancs 70-98) est divisé en trois unités : unité oolithique inférieure (bancs 70-80), unité silicoclastique moyenne (bancs 81-84) et unité oolithique supérieure (bancs 85-98). Dans cet intervalle, les épaisseurs des bancs sont très variables, et certains bancs peuvent disparaître latéralement. La base du Tournaisien (le premier étage du Carbonifère) correspond au banc 89 dans cette coupe. La coupe est riche en fossiles, mais ils sont remaniés et fragmentés. Les géométries des bancs (y compris hummocky cross stratification) et la préservation des fossiles sont des très bons indicateurs d'une dynamique sous forte énergie avec beaucoup de déplacement sédimentaire.

Au-dessus de ces calcaires suivent des roches siliceuses (lydiennes) qui se déposent pendant une grande partie du Tournaisien. La limite Tournaisien-Viséen est caractérisée par une régression et le faciès carbonaté revient. L'ensemble est englobé et entouré par des schistes (argilites et siltites) du Viséen supérieur qui ne témoignent pas seulement le faciès « flysch » mais aussi la nature olistolithique de la colline de La Serre.

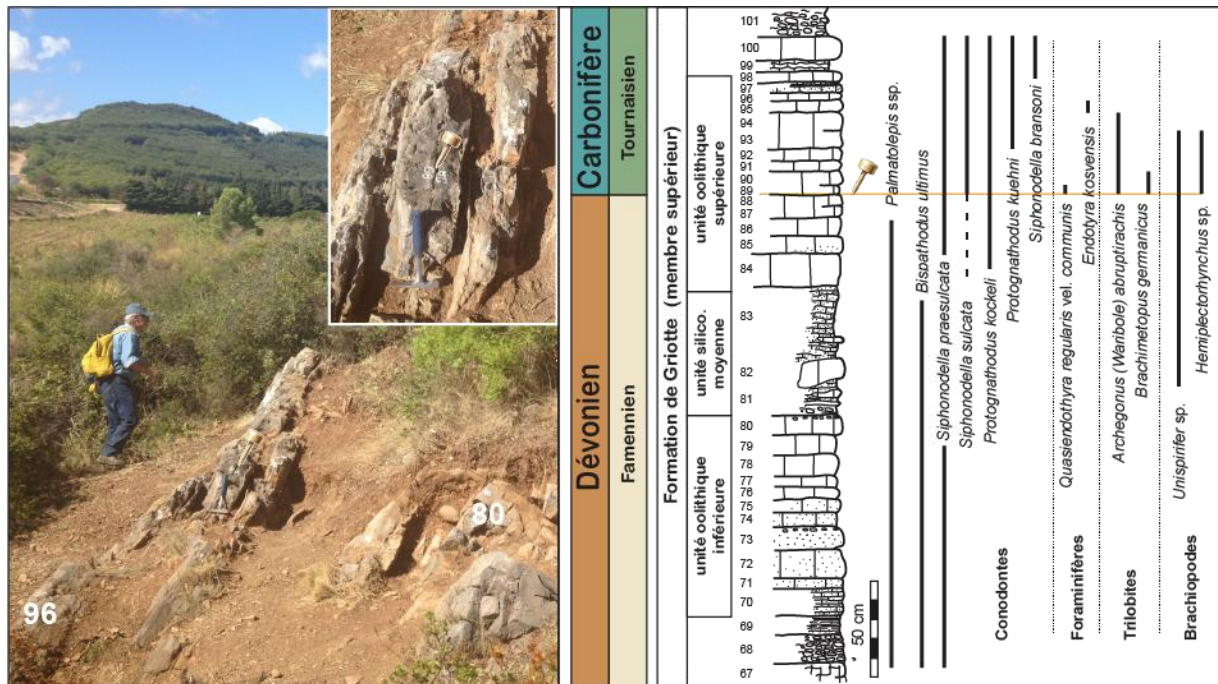


Fig. 2-10.– PSM du Tournaisien à la Serre (Photographie en 2016, © M. Aretz) et log lithologique avec la distribution d’une sélection de fossiles qui illustre le potentiel biostratigraphique et/ou la diversité trouvée dans cet affleurement. D’après Paproth *et al.* (1991), Aretz et Corradini (2021) et Feist *et al.*, (2021).

Dès le début du processus de sélection par la CIS, le choix du PSM à La Serre a été critiqué étant donné la nature des dépôts contenant beaucoup de faunes remaniées, et des problèmes d’identification du marqueur biostratigraphique officiel. Kaiser (2009) a confirmé l’apparition de *Si. sulcata* à la base de l’unité supérieure (banc 85). Cependant, décaler le PSM à la base du banc 85 n’est pas envisageable car une telle limite correspondrait à un changement de faciès entre les unités moyenne et supérieure. De plus, Kaiser et Corradini (2011) ont pu démontrer que le positionnement de la limite basé sur le marqueur *Si. sulcata* était très subjectif. De fait, la variabilité morphologique d’une espèce est traitée très différemment par les spécialistes des conodontes. En conséquence, l’attribution des différents spécimens aux espèces *Si. praesulcata* et *Si. sulcata* dépend plus des conceptions individuelles des spécialistes que d’un consensus au sein de la communauté.

Un groupe de spécialistes réuni par la SCCS et SDS, travaille depuis une dizaine d’années pour remédier les problèmes liés à la base du Carbonifère et au PSM de La Serre. À l’heure actuelle, ce groupe favorise la redéfinition de la base du Carbonifère à partir de critères multiples (biostratigraphie, chemostratigraphie, stratigraphie séquentielle et événementielle) tout en intégrant le scénario de la crise biologique majeure du Dévonien terminal (événement du Hangenberg). Bien que cet événement soit légèrement plus vieux que la limite stratigraphique traditionnelle, ce niveau respecte une certaine contemporanéité et stabilité stratigraphique. Il pourrait correspondre à un changement à l’échelle centi- à déci-métrique dans la majorité des sections stratigraphiques. Il est fort probable que l’affleurement de La Serre perde son statut de PSM dans quelques années, même si la coupe reste une référence internationale.

L’affleurement de La Serre en bord de vignoble n’est pas très bien protégé et une partie est régulièrement envahie par la végétation. De plus, les bords des tranchées et les bancs s’érodent lentement.

En guise de conclusion

La définition de trois PSM dans les séries du Dévonien supérieur et du Carbonifère basal de la Montagne Noire a mis en valeur les travaux de la communauté stratigraphique française. Ces trois PSM ont suscité l'intérêt de la communauté internationale. Leur étude a produit de nombreux résultats qui ont fait avancer différentes questions et problématiques scientifiques. Ce vif intérêt pour ces PSM démontre que la pose du Clou d'or symbolique est un moment important, mais que les limites qu'il indique ne sont pas éternelles. Les études passées sur ces coupes ont révélé des découvertes inattendues au moment de la définition des PSM. Cela donne du fil à retordre aux stratigraphes, mais démontre qu'il nous faut établir des critères pragmatiques pour définir mieux et durablement les limites stratigraphiques.

Les trois PSM décrits ici illustrent aussi les difficultés de préserver ces affleurements importants, pas seulement *via* une protection administrative, mais aussi *via* un investissement pour leur mise en valeur et leur entretien pérennes. La France porte la responsabilité non seulement de garantir l'accès aux PSM, mais aussi de les préserver pour la communauté scientifique internationale.

3 > Les PSM du Mésozoïque (bassin du Sud-Est et bassin d'Aquitaine)

Le PSM Bathonien du site de Bas-Auran (Alpes de Haute-Provence)

Davide Olivero¹, Didier Bert^{2,3}, Sixto Fernandez-Lopez⁴, Myette Guiomar², Giulio Pavia⁵

¹ Université Lyon 1, CNRS LGL-TPE, Villeurbanne, France.

² Réserve Naturelle Nationale géologique de Haute-Provence, Digne-les-Bains, France

³ Université de Rennes-1, CNRS, Géosciences, Rennes, France.

⁴ Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas Madrid, Spain.

⁵ Università Degli Studi di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra, Torino, Italy.

L'étage Bathonien

Le Bathonien, troisième des quatre étages du Jurassique moyen, a été introduit par Jean-Baptiste Omalius d'Halloy en 1843 et défini comme étage par A. d'Orbigny en 1850. Son nom dérive de la « Bath Oolite », une succession de calcaires oolithiques présente dans la région de Bath (Somerset, Angleterre). En réalité, la Bath Oolite est un membre d'un ensemble plus étendu, le « Great Oolite Group », qui recouvre toutes les formations entre la « Inferior Oolite » du Bajocien et les « Kellaways Clay » du Callovien. Ces formations sont constituées de calcaires bioclastiques fins, de mudstones et surtout de calcaires oolithiques, notamment pour le membre de la « Bath Oolite », appelé aussi « Bath

Stone », utilisé comme matériau de construction depuis l'époque romaine dans tout le sud de l'Angleterre.

C'est en 1962 et 1967, lors des deux congrès « Colloque du Jurassique » au Luxembourg, que la limite entre le Bajocien et le Bathonien a été définie entre les zones à *Parkinsoni* et *Zigzag*. La base de l'étage Bathonien commence avec la zone à *Zigzag* et la sous-zone à *Convergens*, avec comme taxons index respectifs *Zigzagiceras zigzag* et *Gonolkites convergens*. La sous-zone à *Convergens* caractérise la province paléobiogéographique nord-ouest européenne. Dans la province subméditerranéenne, elle passe à la sous-zone à *Parvum*, et à la sous-zone à *Dimorphitiformis* dans la province méditerranéenne (Fernández-López *et al.*, 2009).

La zone à *Zigzag*, qui suit la zone à *Parkinsoni* du Bajocien, a été définie par Oppel en 1857 d'après des récoltes d'ammonoïdes sur la Montagne de Crussol (Ardèche), tandis que la sous-zone à *Convergens* a été citée pour la première fois par Maubeuge en 1950. Toutefois, les localités autour de Bath et à Crussol n'ont pas été considérées comme conformes à la définition typologique de l'étage, parce que les successions qui y affleurent sont souvent discontinues, condensées et lenticulaires. Il était donc nécessaire de trouver d'autres localités avec des successions plus continues, et riches en contenus fossilifères.

Le secteur de Digne-Castellane (Alpes de Haute-Provence) est considéré depuis la fin du XIX^e siècle comme l'un des plus favorables pour étudier le Jurassique. En effet, les successions jurassiques, en particulier celles du Bajocien-Bathonien, affleurent largement et sont particulièrement riches en fossiles. C'est ici, à Bas-Auran, que les attentions se sont portées pour trouver le site caractérisant la base du Bathonien.

Cadre géologique

La région se situe dans le bassin subalpin français (classiquement appelé bassin Vocontien), un golfe ouvert, au Jurassique, sur la marge nord-occidentale de la Téthys. Les terrains appartenant à ce bassin intracontinental, dont la profondeur ne devait pas dépasser les 600-700 m, sont aujourd'hui situés entre le Massif Central à l'Ouest et la chaîne des Alpes occidentales à l'Est.

Le Jurassique moyen autour de Digne se présente comme des successions de bas de talus - bassin, sous la forme d'alternances marno-calcaires : les « marno-calcaires à *Zoophycos* » (anciennement « marno-calcaires à *Cancellophycus* »), d'âge aalénien à bathonien, surmontées par la puissante formation marneuse des Terres noires, épaisses jusqu'à 700 m dans la région de Digne. En descendant vers le sud, les Terres noires se réduisent progressivement jusqu'à être remplacées par des calcaires grumeleux, tandis que les alternances à *Zoophycos* passent à des alternances plus carbonatées, les « Calcaires à *Zoophycos* du Verdon » (Olivero et Atrops, 1996), d'âge plus récent, bathonien-callovien, qui témoignent d'un environnement un peu moins profond, de talus. Le secteur de Bas-Auran correspond à la partie profonde, plutôt de bassin. On y rencontre donc les alternances à *Zoophycos* et les Terres Noires.

Historique : premières propositions et ratification

En 1891, Emile Haug cite pour la première fois Bas-Auran, localité caractérisée par une richesse remarquable des fossiles du Bathonien. Le site est ensuite visité lors d'une excursion de la Société Géologique de France le 23 septembre 1895. Toutefois, il faut attendre 1967 pour voir publiée la première étude paléontologique détaillée du Bajocien supérieur - Bathonien. Carlo Sturani, de l'université de Turin (Italie), avec l'aide de Giulio Pavia et d'étudiants, continue le travail de récolte sur le terrain et entreprend la rédaction de sa monographie sur Bas-Auran ; malheureusement, C. Sturani décède suite

à un accident en 1975. Il faut donc attendre quelques années pour que les travaux reprennent. À la suite de plusieurs publications, en 1990, Innocenti *et al.* proposent officiellement Bas-Auran comme candidat au stratotype de limite avec le banc 23 de C. Sturani comme base du Bathonien, et l'apparition des ammonoïdes *Gonolkites convergens* et *Morphoceras parvum* (Fernández-López *et al.*, 2009).

Au cours des deux décennies suivantes, plusieurs réunions de travail ont été organisées par le *Bathonian Working Group* à Digne, La Palud, Budapest, Lyon et Turin. Sur le site, où trois coupes ont été sélectionnées, plusieurs missions de terrain ont permis de récolter de nouvelles données, non seulement sur les ammonoïdes, mais aussi sur d'autres faunes, et d'améliorer sensiblement les connaissances sédimentologiques, stratigraphiques, ichnologiques...

Les publications et les rapports du *Working Group* se sont succédé de 1985 à 2007.

La proposition finale a été présentée et soumise au vote (favorable) de tous les membres du groupe de Travail du Bathonien en décembre 2007. Ensuite, le dossier a été présenté à la sous-commission du Jurassique de la CIS en février 2008. Finalement, après le vote favorable de la CIS en juin 2008, la proposition a été ratifiée en juillet 2008, et le site de Bas Auran accepté comme PSM du Bathonien. Une autre coupe candidate, celle du Cabo Mondego (Portugal), est alors considérée comme stratotype de limite auxiliaire permettant de fournir des données complémentaires sur la succession à ammonoïdes et le cadre biochronostratigraphique de la sous-zone à *Parvum* subméditerranéenne et de la sous-zone à *Convergens* nord-ouest européenne.

Le PSM de Bas-Auran : cadre géographique et stratigraphique

Le site de Bas-Auran est localisé sur la commune de Chaudon-Norante (département des Alpes de Haute-Provence), environ 25 km au S-SE de Digne les Bains, 2,5 km au sud du village de Norante et 4 km à l'ouest de Barrême, sur la rive gauche de l'Asse (fig. 3-1). Trois coupes ont été sélectionnées dans deux ravines proches. La première, coupe du Ravin du Bès (RB) se situe près de la ferme de l'Amata (le site du PSM, coordonnées : 43°57'38"N, 6°15'55"E, altitude 730 m) ; la deuxième, coupe du Ravin d'Auran (RA), se situe en face de la ferme de Bas-Auran (coordonnées : 43°57'17"N, 6°18'56"E, altitude 790 m) ; la troisième, coupe du Ravin des Robines (RR), se localise à environ 400 m au sud de la coupe précédente (coordonnées : 43°57'09"N, 6°18'50"E, altitude 830 m).

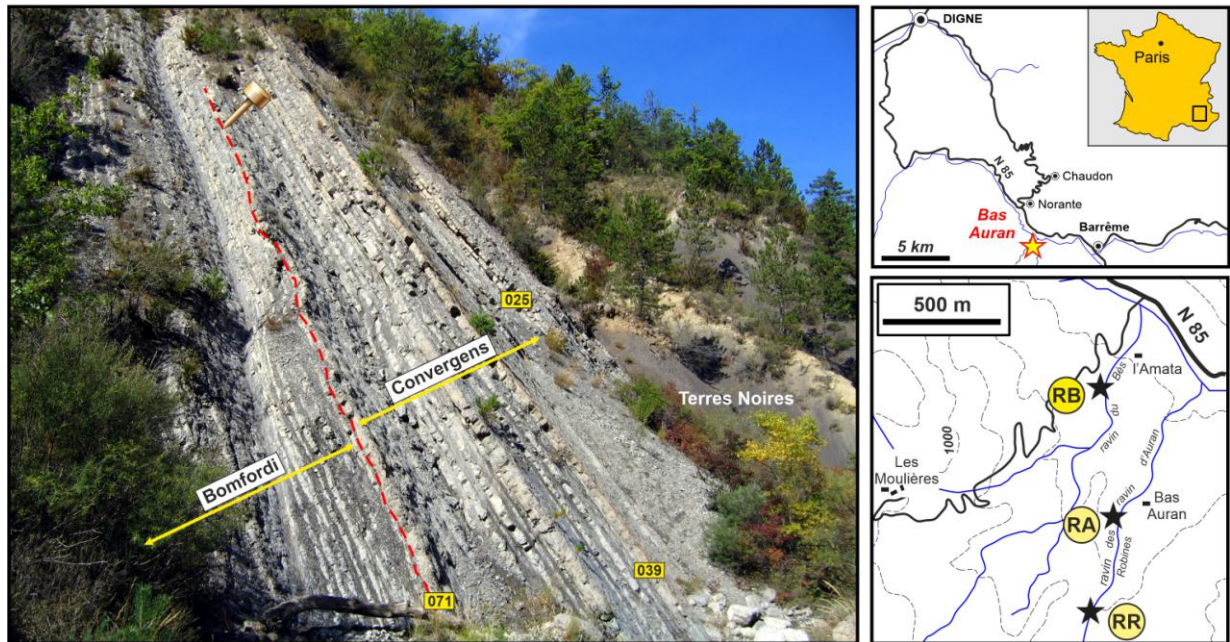


Fig. 3-1. – Localisation du site de Bas-Auran, avec les trois coupes : RB (Ravin du Bès), RA (Ravin d'Auran), RR (Ravin des Robines). À gauche, photo de la coupe du ravin du Bès, avec la limite (banc RB071) entre le Bajocien supérieur (Sous-zone à *Bomfordi*) et le Bathonien inférieur (Sous-zone à *Convergens*).

La succession correspond aux alternances des marno-calcaires à *Zoophycos* (fig. 3-2), d'âge bajocien supérieur (zone à *Parkinsoni*, sous-zone à *Bomfordi*) à bathonien inférieur (zone à *Aurigerus*, sous-zone à *Tenuiplicatus*). Ces dépôts sont constitués d'une alternance de calcaires gris à noir (mudstones-wackestones) et de marnes, renfermant des minéraux détritiques tels que quartz, biotite et muscovite, formés dans un environnement hémipélagique, sous le niveau de base des vagues de tempête. L'épaisseur totale et le nombre de cycles élémentaires du Bathonien inférieur sont plus importants pour les coupes des ravins des Robines et d'Auran par rapport à celle du ravin du Bès, qui devrait donc correspondre à un environnement un peu moins profond. Les alternances sont surmontées par une surface durcie, sur laquelle repose la formation des Terres Noires, qui présente, à la base, des niveaux lenticulaires ayant livré quelques ammonites du Bathonien moyen-supérieur (Sturani, 1967). Des trois coupes, c'est celle du ravin du Bès qui a été choisie pour le PSM, car elle présente les meilleures conditions d'affleurement, avec tous les bancs en section, ce qui facilite l'étude précise de leur succession et de leur épaisseur, ainsi que de nombreux bancs en surface structurale dégagée, ce qui facilite les échantillonnages (fig. 3-1). Pour une épaisseur totale de 13 m, on compte 113 niveaux, avec des bancs calcaires entre 3 et 35 cm d'épaisseur. L'ensemble présente un fort pendage d'environ 40° vers l'est et affleure sur la rive gauche du Bès.

Biostratigraphie

Les macrofossiles observés comprennent de rares nautiloïdes, éponges, brachiopodes, bivalves, bélemnites, échinoïdes, crinoïdes et gastéropodes. Mais ce sont les ammonoïdes qui sont les plus abondants. Ces céphalopodes sont en effet présents dans l'ensemble de la coupe, même si leur abondance et leur concentration augmentent entre

le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur, justement au passage entre les deux étages (Pavia *et al.*, 2008).

Au cours d'une quarantaine d'années de récoltes 629 ammonoïdes ont été identifiés au niveau spécifique : 120 pour la sous-zone à *Bomfordi* (Bajocien supérieur), 398 pour la sous-zone à *Convergens* de la base du Bathonien et 111 pour la sous-zone à *Macrescens*, pour un total de 63 espèces. Les Phylloceratina et Lytoceratina, caractéristiques de la province méditerranéenne, représentent environ 20 % de l'ensemble. De par leur large extension et leur intérêt biostratigraphique limité, elles n'ont pas été utilisées pour établir le cadre biochronostratigraphique. Les Parkinsoniinae, des taxons nord-ouest européens, sont également communs, de même que les Bigotitinae (13 % de l'ensemble), qui sont des taxons sub-méditerranéens. Ceci représente donc un assemblage qui regroupe trois provinces biogéographiques et facilite les corrélations.

Dans la fig. 3-2 sont représentés les 512 spécimens du sous-ordre des Ammonitina récoltés entre le sommet de la sous-zone à *Bomfordi* (zone à *Parkinsoni*, Bajocien supérieur) et la sous-zone à *Convergens* jusqu'à la base de la sous-zone à *Macrescens* (zone à *Zigzag*, Bathonien inférieur).

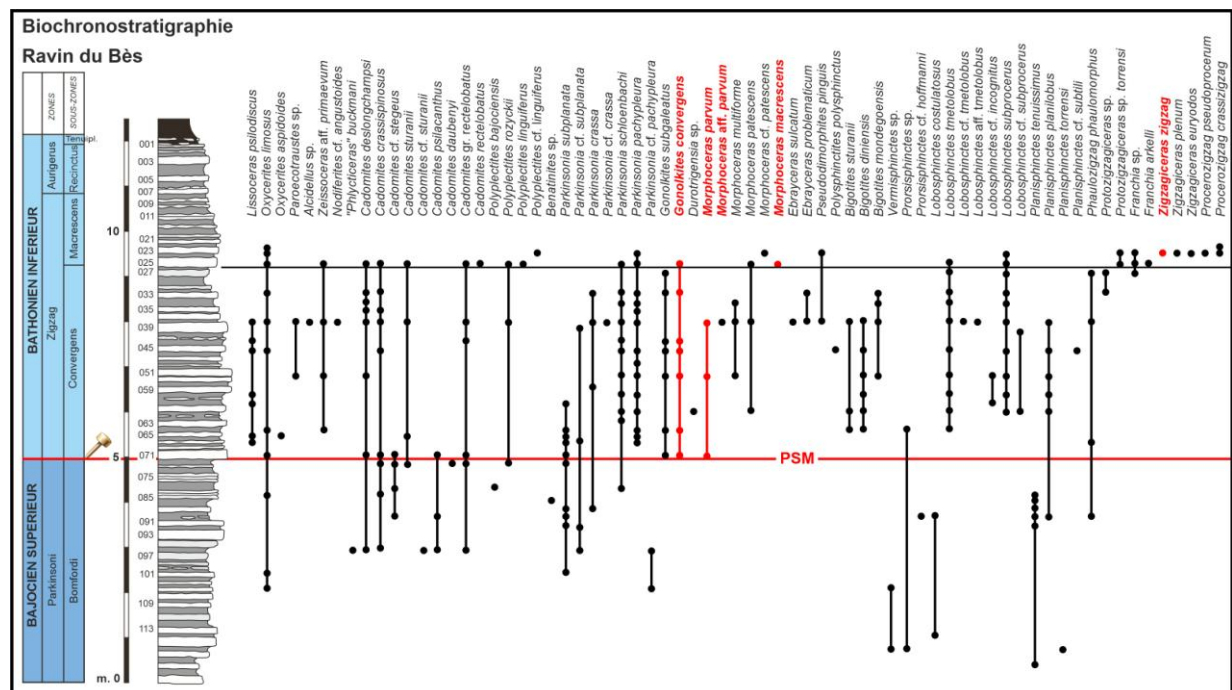


Fig. 3-2. Tableau biochronostratigraphique de la coupe du ravin du Bès. En rouge la limite inférieure du Bathonien avec les taxon-index des sous-zones à *Convergens* et *Macrescens*.

On remarque, à la base du banc RB071, la première apparition de *Gonolites convergens* et le renouvellement des Parkinsoniidae, avec *Parkinsonia pachypleura*, ainsi que la première apparition de *Morphoceras parvum*. De ce fait, la base des deux sous-zones, à *Convergens* (nord-ouest européenne) et à *Parvum* (subméditerranéenne) sont représentées dans le secteur de Bas-Auran, ce qui représente un intérêt certain pour les corrélations entre ces deux provinces biogéographiques. Enfin, la limite inférieure de la sous-zone à *Macrescens* est fixée à la base du banc RB025 (Pavia *et al.*, 2008), avec l'apparition de *Morphoceras macrescens* (fig. 3-3).

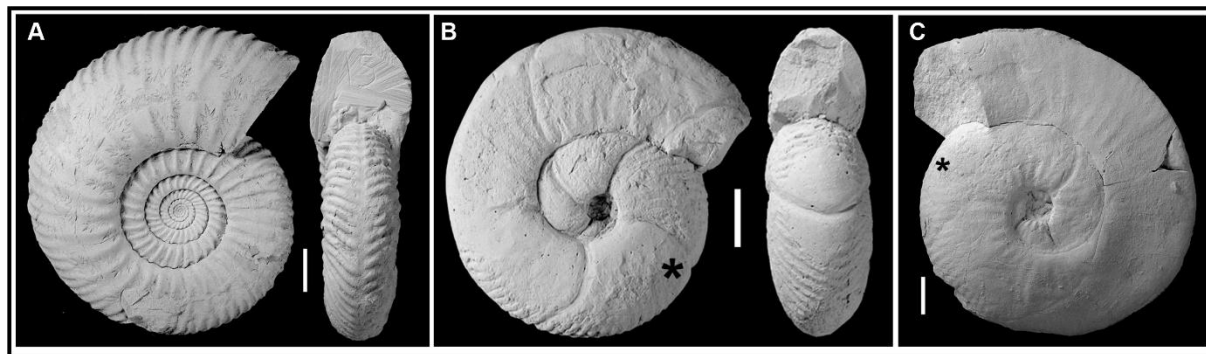


Fig. 3-3. – Les taxon-index de la sous-zone à *Convergens* (A = *Gonolkites convergens* ; B = *Morphoceras parvum*) et de la sous-zone à *Macrescens* (C = *Morphoceras macrescens*). Échelle = 1 cm.

C'est donc la base du banc RB071 (anciennement niveau 23 de Sturani, 1967) du ravin du Bès qui est considérée comme la limite Bajocien-Bathonien (fig. 3-1 et 3-2). C'est ici que l'enregistrement paléontologique et stratigraphique est très complet (surtout pour la Sous-zone à *Convergens*), avec une excellente continuité biostratigraphique.

Concernant les données taphonomiques, la préservation des fossiles est similaire de part et d'autre de la limite entre le Bajocien et le Bathonien. Les ammonoïdes, des moules internes calcaires à remplissage complet, semblables à l'encaissant, sont peu ou pas écrasés. Parfois, certains moules internes sont partiellement phosphatisés ou à nuclei pyritisés. On observe de très rares déformations dues à des compactions et il n'y a aucun signe de bioérosion ou d'encroûtement. Il y a donc absence de tout mélange stratigraphique, de remaniement ou de discontinuité au passage Bajocien-Bathonien. Ceci prouve que la succession alternante du ravin du Bès est la coupe la plus appropriée pour servir de référence à la limite inférieure de la zone à *Zigzag* et de l'étage Bathonien (Fernández-López *et al.*, 2009).

Parmi les autres groupes fossiles, on rencontre dans les marnes des foraminifères (*Lenticulina*, *Dentalina*) et des ostracodes, souvent mal préservés (Pavia *et al.*, 2008). Les taxons les plus représentés sont *Pontocyprilla*, *Isobythocypris* et *Cordobairdia*, caractéristiques de milieux profonds (au-delà de -200 m). Les nannofossiles sont présents dans tous les niveaux, en particulier au passage entre les deux étages. Trente-sept taxons ont été reconnus, parmi lesquels *Watznaueria britannica*, *W. communis*, associés à *Schizosphaerella punctulata* et *W. manivitia*. Les ichnofossiles sont présent dans l'ensemble de la succession, avec une dense bioturbation de fond, ce qui suggère un milieu à sédimentation continue et régulière, une oxygénation normale et un substrat de type soup-ground. À cette bioturbation diffuse, se rajoutent, dans la partie haute de la coupe, d'autres traces fossiles à contours mieux définis, comme *Zoophycos* (*Cancellophycus* des anciens auteurs), *Chondrites*, *Thalassinoides* et *Rhizocorallium*, tous indicateurs d'une sédimentation irrégulière et saccadée. Dans le hard-ground sous les Terres noires, on observe également des perforations (*Zapfella*), confirmant la présence d'une discontinuité majeure. En conclusion, l'analyse de l'ichnofaune montre une sédimentation irrégulière dans les derniers mètres de la succession, mais cependant bien continue et régulière au passage Bajocien-Bathonien.

Les études sédimentologiques montrent que les alternances marno-calcaires sont essentiellement d'origine primaire, avec une sédimentation qui ralentit graduellement du Bajocien supérieur au Bathonien inférieur, pour s'arrêter au passage vers les Terres

Noires. Du point de vue de la stratigraphie séquentielle on reconnaît un cycle de troisième ordre, avec un bas niveau marin sous le niveau RB093, suivi d'un cortège transgressif jusqu'à la surface durcie sous les Terres Noires. Ce cycle s'insère dans un cycle transgressif de deuxième ordre, qui débute à l'Aalénien supérieur et se poursuit jusqu'au Bathonien supérieur-Callovien. Dans ce contexte, le passage Bajocien-Bathonien ne se traduit par aucune discontinuité, aucune perturbation majeure ou absence de séquence.

Les données géochimiques et paléomagnétiques n'ont pas donné de résultat satisfaisant pour le ravin du Bès, mais on peut utiliser ceux des successions très proches et similaires (Chaudon-Norante). Des relevés de terrain par spectrométrie à rayons Gamma montrent un approfondissement entre le Bajocien terminal et le sommet du Bathonien inférieur et une absence de discontinuité au passage Bajocien-Bathonien (banc RB071).

Le choix de Bas-Auran pour le PSM du Bathonien

La coupe du ravin du Bès présente d'excellentes conditions d'affleurements. Ceci a permis de récolter des associations à ammonioïdes très complètes qui ont conduit à un découpage biochronostratigraphique très fin. Les taxons observés, que ce soit des macro- ou micro-fossiles, permettent une bonne corrélation entre les provinces Nord-Ouest européenne, sub-méditerranéenne et méditerranéenne. Au passage entre le Bajocien et le Bathonien (banc RB071) aucune discontinuité n'est enregistrée, la sédimentation est régulière et continue. L'enregistrement sédimentaire est on ne peut plus complet. Les coupes du ravin des Robines et d'Auran sont des coupes complémentaires (Fernández-López *et al.*, 2009).

Le classement en Réserve Naturelle Nationale (RNN) du site de Bas-Auran représente un atout majeur puisque sa protection et sa pérennité sont ainsi assurées par une protection juridique forte et les moyens associés. Les autres sites sont classés dans le périmètre de protection de la Réserve géologique (<https://www.reserves-naturelles.org/geologique-de-haute-provence>), et font partie du projet d'extension RNN. Grâce à ce classement, le patrimoine d'intérêt international du site de Bas-Auran, avec ses trois coupes, sera à la fois mieux protégé et réservé à la poursuite et au développement des activités de recherche scientifique.

Le PSM Hauterivien de La Charce (Drôme)

Stéphane Reboulet¹, Jörg Mutterlose² et Peter Rawson³

¹ Université Lyon 1, CNRS, LGL-TPE, Villeurbanne, France.

² Ruhr-Universität Bochum, Germany.

³ University of Hull, United Kingdom.

Conception et définition de l'étage Hauterivien

L'Hauterivien a été introduit par Eugène Renevier (1874). La définition de cette unité chronostratigraphique était basée sur des affleurements situés en Suisse près

d'Hauterive (Neuchâtel). Ils sont constitués de formations sédimentaires dont la succession définit le stratotype d'unité (ou stratotype historique) qui sert d'étalon pour la définition et l'identification de l'unité stratigraphique dans sa totalité. Elle comprenait à l'origine trois formations : la Marne jaune de Morteau à *Ammonites astierianus*, la Marne bleue d'Hauterive à *Ammonites radiatus* et la Pierre Jaune de Neuchâtel. Quelques décennies plus tard, la Marne à *A. astierianus* fut intégrée dans le Valanginien. Plus récemment, il a été démontré que les formations Marne bleue et Pierre Jaune ne représentent pas tout l'Hauterivien mais correspondent seulement à l'Hauterivien inférieur.

La région d'Hauterive est apparue insatisfaisante du fait de la mauvaise succession des formations, et la nature condensée et lacunaire de certaines parties de la série stratigraphique ; de plus, le faciès néritique de ces séries pauvres en ammonites ne permettait pas de faire des corrélations fiables à grande échelle. Ainsi, dès la fin du XIX^e siècle, les auteurs français ont préféré étudier et utiliser les séries hémipélagiques du bassin du Sud-Est de la France où les coupes sont plus dilatées et relativement continues. Le développement d'une approche moderne de l'étage Hauterivien est notamment due à Wilfrid Kilian, Charles Lory et Victor Paquier qui ont étudié ces séries alternantes calcaire-marne. Leur richesse en ammonites a permis de faire évoluer la définition de l'étage d'une conception originelle lithostratigraphique vers une conception biostratigraphique (en termes de zones d'ammonites). La recherche d'un hypostratotype (coupe de référence décrite dans un autre bassin que celui du stratotype initial) a été formalisée lors du Colloque sur le Crétacé de Lyon (1963). Depuis, même si quelques coupes ont été recommandées, aucune n'a été sélectionnée pour représenter l'Hauterivien par un intervalle stratigraphique.

Dans l'approche de la définition d'un étage par sa limite inférieure (stratotype de limite), les nombreux travaux réalisés depuis les années 1970 sur la coupe de La Charce (Drôme) ont fourni assez de critères géologiques pour proposer ce site comme coupe candidate au PSM Hauterivien et aboutir à sa ratification par l'IUGS en 2019 (Mutterlose *et al.*, 2020) : la base de l'étage est dorénavant mise à la base du banc LCH 189 caractérisé par l'apparition phylétique du genre *Acanthodiscus* qui permet d'identifier la base de la zone à ammonite *Acanthodiscus radiatus*. Cette définition présente trois avantages : suivre la conception originelle de la limite Valanginien–Hauterivien ; s'affranchir de problèmes taxonomiques en utilisant le genre (et non une de ses espèces) ; *Acanthodiscus* est relativement bien représenté dans les provinces méditerranéenne et boréale-atlantique, notamment dans les paléoenvironnements peu profonds.

Historique de la proposition à la ratification.

Thieuloy (1977) a été le premier auteur à suggérer la coupe de la Charce (site du Serre de l'Âne) comme stratotype de limite pour l'étage Hauterivien. Il avait déjà remarqué la bonne continuité lithologique et la richesse en ammonites de l'intervalle stratigraphique encadrant la limite Valanginien–Hauterivien. Cette proposition a été retenue lors du 1^{er} Symposium international sur les limites d'étages du Crétacé à Copenhague en 1983. Aucune autre coupe n'ayant été proposée ailleurs dans le monde comme alternative, le groupe de travail sur l'Hauterivien, réuni à Bruxelles en 1995 lors du 2nd Symposium a recommandé la coupe de La Charce comme candidate au PSM de cet étage. Lors du Congrès géologique international de Florence en 2004, Peter Rawson, alors président de la Sous-commission internationale de stratigraphie du Crétacé, suggéra d'attribuer le PSM Hauterivien à la coupe de La Charce. Suite à cela, le groupe de travail sur

l'Hauterivien (présidé par Jörg Mutterlose) fut chargé de rédiger une proposition formelle dans laquelle serait présenté l'ensemble des caractères stratigraphiques de la coupe et le choix du premier marqueur qui servirait à définir la base de l'étage. Une douzaine de chercheurs ont contribué à la réalisation de ce document sous la co-direction de Luc Bulot, Jörg Mutterlose, Peter Rawson et Stéphane Reboulet. En avril 2019, cette synthèse a été largement approuvée par le groupe de travail sur l'Hauterivien. Elle a ensuite été transmise aux membres votants de la Sous-commission Internationale de Stratigraphie du Crétacé qui accepta la proposition. Après avoir tenu compte de certaines de leurs remarques, le document a été transmis à la Commission internationale de stratigraphie qui vota à l'unanimité le choix de la coupe de La Charce. La dernière étape a été réalisée en décembre 2019 avec la ratification à l'unanimité, par le comité exécutif de l'IUGS, du PSM Hauterivien assigné à la coupe de La Charce en considérant que la base de cette unité chronostratigraphique est définie par l'apparition du genre d'ammonite *Acanthodiscus* (Mutterlose *et al.*, 2020).

Cadre géologique

Le PSM Hauterivien est localisé sur la commune de La Charce, dans le département de la Drôme. Cette localité est située environ à 35 km au sud de Die et à 70 km au sud-est de Valence (fig. 3-4 ; 44°28'09.77"N, 5°26'37.95"E). La succession lithologique est exposée à 600 m à l'ouest du village, au lieu-dit Serre de l'Âne (*cf.* feuille géologique de Luc-en-Diois, 1/50 000).

La coupe de La Charce est située paléogéographiquement dans le bassin Vocontien. Pendant le Crétacé inférieur, ce bassin intracontinental, localisé à une paléolatitudes de 30° Nord, formait un golfe ouvert sur la Téthys occidentale. Il correspondait à un environnement de dépôt relativement profond (quelques centaines de mètres ; faciès hémipélagique), orienté ouest-est, incluant les régions Diois-Baronnies et l'arc tectonique de Digne-Castellane. Excepté dans sa partie orientale, le bassin Vocontien était entouré par des plates-formes carbonatées (Vercors, Vivarais et Provence) constituant un environnement de dépôt peu profond (faciès néritique). Ce domaine se raccordait au bassin par une zone de transition ou talus.

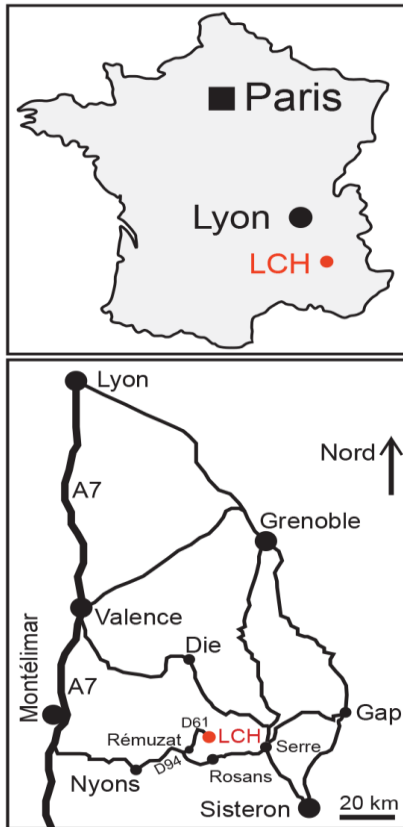


Fig. 3-4. - Localisation du village de La Charce (LCH, Drôme).

Stratigraphie intégrée et corrélations

La succession lithologique de La Charce est relativement dilatée et correspond à une répétition décimétrique de cycles binaires de bancs calcaires beiges (type mudstone) et d'interbancs de marnes grises. Cette série monotone est irrégulière ; le Valanginien supérieur et l'Hauterivien inférieur sont représentés par des successions à dominante respectivement marneuse et calcaire (fig. 3-5). Sous la limite entre ces deux étages, l'intervalle stratigraphique couvert par la zone à ammonite *Criosarasinella furcillata* a une épaisseur de 30 m, des bancs LCH 164 à 188 (fig. 3-6 ; Reboulet, 1996 ; Mutterlose *et al.*, 2020). Au-dessus de la limite, l'intervalle correspondant à la zone à *A. radiatus* fait également 30 m d'épaisseur, des bancs LCH 189 à 218 ; la partie supérieure est perturbée par un petit glissement synsédimentaire (niveau LCH 215) de 3,50 m d'épaisseur.



Fig. 3-5. – La série alternante calcaire-marne de la coupe de La Charce avec localisation du PSM et de l'aire aménagée de l'Espace Naturel Sensible (ENS). La limite entre le Valanginien et l'Hauterivien est indiquée par le trait rouge. © S. Reboulet

Les bancs calcaires ont livré de nombreuses ammonites, de rares bélemnites et quelques brachiopodes, bivalves et gastéropodes. L'essentiel du calcaire micritique est composé de nannoconides. Au niveau des interbancs, les marnes sont riches en coccolithes ; les foraminifères planctoniques sont présents. Les radiolaires se trouvent principalement dans les calcaires et sont rares à absents dans les marnes. Le matériel détritique dans les calcaires (> 80 % CaCO₃) est principalement composé de smectite. Les marnes sont enrichies en kaolinite, illite, chlorite et en grains fins de quartz. Les calcaires et les marnes sont bioturbés ; les terriers de type *Chondrites* et *Zoophycos* sont fréquents dans les calcaires (Mutterlose *et al.*, 2020).

L'étude paléontologique des faunes d'ammonites et de leur distribution verticale a permis de dater précisément la coupe de La Charce (Thieuloy, 1977 ; Reboulet, 1996 ; fig. 3-6). Les (sous)-zones utilisées sont des (sous)-zones d'intervalle définies par l'apparition du taxon index ou marqueur. Elles correspondent à la Zonation standard de la Province méditerranéenne (domaine de la Téthys). La distribution stratigraphique des taxons (fig. 3-6) est principalement basée sur les données de Reboulet (1996) complétées par celles de Mutterlose *et al.* (2020). Quand Thieuloy proposa en 1977 de choisir La Charce comme stratotype de limite pour l'Hauterivien, il mit la base de cet étage à la base de la zone à *A. radiatus* définie par l'apparition du genre *Acanthodiscus*. Les groupes de travail des 1^{er} et 2nd Symposiums internationaux sur les limites d'étages du Crétacé ont recommandé d'utiliser cet événement biostratigraphique. Reboulet (1996) est aussi en faveur de cette solution car il considère qu'*Acanthodiscus* pourrait représenter une espèce biologique caractérisée par une large variabilité morphologique illustrée par les formes intermédiaires que sont les espèces typologiques de la littérature. À La Charce, la première espèce qui apparaît est *Acanthodiscus rebouli* (fig. 3-7) dans le banc LCH 189 (fig. 3-6 ; Reboulet, 1996). Les premiers *Acanthodiscus vaceki* (fig. 3-8) et *A. radiatus* (fig. 3-9) ont été récoltés respectivement dans les bancs LCH 191 et 193 (fig. 3-6). *Acanthodiscus* a été signalé dans plusieurs régions de la marge nord de

la Téthys, de la France au Caucase. Sur la marge sud, le genre a été enregistré au Maroc. *Acanthodiscus* est fréquent dans les séries condensées du Jura suisse et de la plate-forme Nord provençale mais relativement rare dans les successions hémipélagiques du bassin Vocontien. Quand *Acanthodiscus* est très rare ou absent, *Breistrofferella* peut être utilisé pour caractériser la base de la zone à *A. radiatus* car ce genre est bien représenté dans ces séries hémipélagiques. Dans la Province méditerranéenne, la distribution paléogéographique de *Breistrofferella* est plus large que celle d'*Acanthodiscus* en incluant l'Espagne, la Tunisie et la Crimée (Mutterlose *et al.*, 2020). Au sein de la distribution des nanfossiles de la coupe de La Charce, l'événement notable qui approche le mieux la limite Valanginien–Hauterivien est la dernière présence d'*Eiffelithus windii* qui est enregistrée dans la partie supérieure de la zone *A. radiatus* (fig. 3-6, banc LCH 213 ; Mutterlose *et al.*, 2020). L'apparition de *Staurolithites mitcheneri* a été observée près de la base de la zone (banc LCH 190) ; cependant cette espèce est extrêmement rare en Domaine boréal, limitant ainsi son intérêt dans les corrélations. La limite Valanginien–Hauterivien est localisée dans la zone de nanfossiles CC4a.



Fig. 3-6. – La coupe de La Charce. Lithologie, distribution des principaux taxons d'ammonites (traits noirs) et zonation, modifiées d'après Reboulet (1996) ; distribution de certains taxons (traits gris) complétée d'après Mutterlose *et al.* (2020). Deux événements dans la distribution des nanfossiles sont indiqués (apparition de *S. mitcheneri* et dernière présence d'*E. windii*), d'après Mutterlose *et al.* (2020).



Fig. 3-7. – *Acanthodiscus rebouli*, banc LCH 189, UCBL-FSL488870, barre d'échelle 1 cm. © S. Reboulet

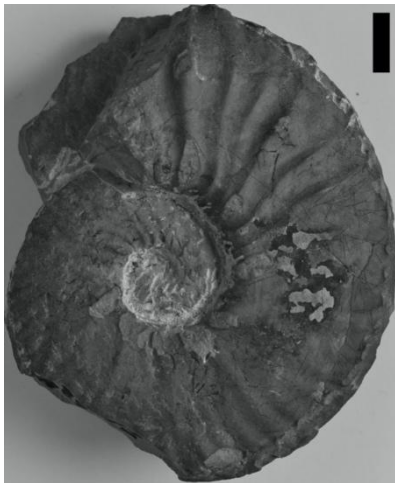


Fig. 3-8. – *Acanthodiscus vaceki*, banc LCH 191, UCBL-FSL488875, barre d'échelle 1 cm. © S. Reboulet



Fig. 3-9. – *Acanthodiscus radiatus*, banc LCH 208, UCBL-FSL488929, barre d'échelle 1 cm. © S. Reboulet

Les courbes isotopiques du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ont été établies pour le bassin Vocontien (Mutterlose *et al.*, 2020) : une valeur de 0,707376 est enregistrée pour la partie supérieure du Valanginien (zone à *C. furcillata*), et une valeur de $0,707383 \pm 0,000005$ est mesurée pour la base de l'Hauterivien (zone à *A. radiatus*). Les données isotopiques du carbone sont également publiées, notamment grâce à l'étude de la coupe composite de La Charce-Vergol (Montbrun-les-Bains, Drôme). L'événement notable est l'excursion positive des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ qui se situe dans l'intervalle autour de la limite

Valanginien inférieur–Valanginien supérieur ; c'est l'événement *Weissert*. Afin d'établir une échelle magnétique sur l'intervalle encadrant la limite Valanginien–Hauterivien, un forage de 50 m de profondeur avait été effectué à La Charce. Le faible signal enregistré correspond à l'anomalie magnétique M10. Des études cyclostratigraphiques ont été faites sur les séries alternantes des coupes vocontiennes de référence comme La Charce et Vergol. La calibration astrochronologique de l'intervalle Valanginien–Hauterivien a permis de déterminer des durées pour ces deux étages. Une corrélation avec une coupe du bassin de Neuquen (Argentine), où des âges radiochronologiques étaient disponibles, a permis de proposer un âge absolu pour la base de l'Hauterivien à 131,29 Ma (Mutterlose *et al.*, 2020).

Dans le cas du PSM Hauterivien, la biostratigraphie par ammonites et la chiostratigraphie *via* les isotopes du strontium sont les deux principaux outils pour dater les séries sédimentaires et contrôler leur corrélation à large échelle. Cette approche couplée a permis de montrer que la base de l'Hauterivien dans la Province boréale-atlantique devrait se situer dans la partie basale de la zone d'ammonite à *Endemoceras amblygonium*. La zonation standard par ammonites des étages Valanginien et Hauterivien construite pour la Province méditerranéenne (à laquelle appartient la coupe de La Charce) a été corrélée aux schémas zonaux établis dans certaines provinces des domaines boréal et austral.

Valorisation et protection du site

Un Espace Naturel Sensible (ENS) a été créé en 2012 pour valoriser le site de La Charce qui était à l'époque la coupe candidate au PSM Hauterivien. Depuis 2014, la municipalité de La Charce, ainsi que 85 autres communes de la Drôme et des Hautes-Alpes, ont intégré le Parc Naturel Régional (PNR) des "Baronnies provençales". La classification du site en ENS intégré dans ce PNR garantit sa protection et un libre accès permanent. L'ENS du Serre de l'Âne est le fruit de la collaboration de représentants du département de la Drôme, de la municipalité de La Charce et de la communauté scientifique. Le site appartient désormais au département qui a fourni un financement à hauteur de 1 200 000 euros pour les travaux relatifs au déplacement de la route D61, afin d'éviter l'installation d'un filet de protection contre les chutes de pierres qui aurait limité l'accès à la coupe, et de 320 000 euros investis dans la construction de l'aire de réception du public qui regroupe trois ensembles : un parking, un coin pique-nique et une zone d'interprétation géologique qui est décrite dans la partie « Réalité terrain » de ce dossier.

Le PSM de l'Albien de Pré-Guittard (Drôme)

Emmanuel Robert¹, Fabienne Giraud², Danièle Grosheny³, Stéphane Reboulet¹

¹ Université Lyon 1, CNRS, LGL-TPE, Villeurbanne, France

² Université Grenoble Alpes, CNRS, ISTERre, Grenoble, France

³ Université de Lorraine, ENSG, GeoRessources, Vandœuvre-lès-Nancy, France

Les auteurs remercient Michel Delamette pour les photographies d'ammonites de sa collection provenant de la coupe de Pré-Guittard, ainsi que pour les échanges, conjoints avec Jean-Gabriel Bréhéret, sur le contexte du PSM.

Conception et définition de l'étage Albien

Alcide d'Orbigny considère le terme historique de « Gault », introduit par les géologues anglais, comme trop restrictif aux faciès argileux qu'il définit, alors que les formations de cet intervalle présentent des lithologies variées. Il mentionne l'étage Albien pour la première fois dans son second volume de la Paléontologie française, paru en 1843. Il rédige une longue description de la sédimentologie et liste 12 coupes caractéristiques de France et d'Angleterre. Au XIX^e siècle, le département de l'Aube présente de nombreux « terriers », exploités pour la fabrication de briques et de tuiles, et de nombreux affleurements sur les berges de la vallée éponyme, où la récolte de fossiles est facile. Cela conduit d'Orbigny (1843) à proposer ce département comme région stratotypique de l'Albien, dont il complète la description dans le 2nd volume de son Prodrôme de paléontologie stratigraphique universelle, paru en 1850 et 1852. Au cours du XIX^e siècle d'autres géologues comme Haldouin Michelin, Alexandre Leymerie et Charles Barrois, publient des études détaillées des fossiles de l'Aube. Plus récemment, entre 1979 et 2010, les géologues Pierre Rat, Francis Amédéo et Claude Colleté, décrivent précisément les successions des fossiles de l'Aube. La valeur historique de la région est indéniable mais, comme F. Amédéo l'indique dans plusieurs articles, les affleurements sont discontinus et la couverture végétale est trop importante. Le rapport du congrès international sur les limites d'étage du Crétacé de 1983 entérine définitivement le fait qu'aucune coupe de valeur stratotypique ne peut y être définie.

Simultanément, plusieurs autres bassins sédimentaires européens sont étudiés, notamment dans le Nord de l'Allemagne (Hannover-Braunschweig), le Sud de l'Angleterre (Sussex et Surrey) et le Sud-Est de la France. La recherche d'un hypostratotype est initiée dès la fin du XIX^e siècle. À partir des travaux de Wilfrid Kilian, Charles Lory et Victor Paquier, les auteurs français orientent leurs recherches dans le bassin Vocontien (Sud-Est de la France), où les séries de « marnes bleues » sont dilatées et paraissent continues. L'abondance des ammonites dans les séries vocontiennes est également à l'origine de l'approche biostratigraphique, plutôt que lithostratigraphique, de la définition de l'étage.

Depuis la première synthèse de Maurice Breistroffer (1947) sur les zones d'ammonites de l'Albien, la définition de la limite Aptien/Albien a fait l'objet de très nombreux articles. En 1979 et 1982, Hugh Owen propose qu'une coupe près de la ville de Vöhrum en Allemagne soit désignée comme stratotype, en soutenant la proposition d'Edwin Kemper en 1973 de retenir la zone à *Leymeriella schramenni* comme base de l'étage. Cependant, cette espèce est restreinte à la province boréale, empêchant les corrélations avec d'autres bassins. De nombreuses publications sur la définition de la limite Aptien/Albien par les ammonites sont publiées dans les années 1990-2000. Mais le provincialisme des populations d'ammonites est une difficulté importante. De plus, il faut noter que de nombreux auteurs, à la suite de Charles Jacob en 1908 ou Roland Brinkmann en 1937, raisonnent à l'échelle régionale quand ils définissent respectivement la base de l'étage à l'apparition de l'association de l'« Horizon de Clansayes » ou de *Leymeriella schramenni*. Néanmoins, les bases d'une définition de l'étage selon le concept de stratotype de limite sont posées.

Historique, des différentes propositions à la ratification

À partir des travaux de Maurice Breistroffer (1947), la base de l'Albien a longtemps été corrélée avec le début de la zone (ammonite) à *Leymeriella (L.) tardefurcata* et plus précisément avec celui de l'horizon à *L. schrammeni*. Lors du Symposium de Copenhague de 1983 sur les limites d'étage du Crétacé, les discussions sont centrées sur les faunes d'ammonites pouvant être utilisées pour définir le PSM de l'Albien. Il est confirmé que l'espèce *L. schrammeni* est restreinte à la province boréale et ne peut, donc, être retenue comme marqueur global. L'apparition de l'espèce *L. tardefurcata* comme marqueur principal est débattue jusque dans les années 2000. Cette même année, elle est à nouveau proposée par William James Kennedy, mais rejetée par la sous-commission du Crétacé.

L'utilisation des genres cosmopolites, communément admis comme marqueurs de l'Albien inférieur est régulièrement suggérée par différents auteurs, jusqu'aux dernières discussions précédant la ratification du PSM de Pré-Guittard. Comme Jean-Louis Latil l'a déjà récemment évoqué (Latil *et al.*, 2011), ces propos concernant le genre *Douvilleiceras* ont déjà été débattus lors du congrès de Copenhague (mais la répartition avait été mal comprise) ; il en est de même pour les espèces primitives des genres *Oxytropidoceras*, *Prolyelliceras*, *Parengonoceras* ou *Parabranoceras*. Cependant, à ce jour, il n'y a jamais eu de consensus international sur le choix d'un taxon précis qui puisse être retenu comme premier marqueur de la base de l'Albien.

Les microfossiles, abondants et diversifiés dans les séries sédimentaires marines, sont progressivement intégrés dans les discussions, jusqu'à être considérés comme arguments de premier ordre dans les propositions récentes. Les études sur les répartitions des nanofossiles calcaires du passage Aptien/Albien se multiplient à partir des années 1970. Le stratotype de Pré-Guittard est un bon exemple de ce changement de paradigme. La première apparition de l'espèce *Prediscosphaera columnata* est proposée comme marqueur permettant d'identifier la base de l'étage lors du congrès de Copenhague (Hart *et al.*, 1996).

Lors du symposium sur les limites d'étages du Crétacé de Bruxelles en 1995, plusieurs propositions de stratotype de limite sont faites pour l'Albien et ses sous-étages (Hart *et al.*, 1996). Jean-Gabriel Bréheret considère la coupe de Pré-Guittard comme étant la plus complète pour la limite Aptien/Albien (Bréheret *et al.*, 1996). Elle présente l'avantage d'être bien exposée, sans risque de végétalisation et d'accès facile. Les marqueurs potentiels, retenus en conclusion du symposium, sont la première apparition des ammonites *Leymeriella tardefurcata* (toujours index de la première zone à ammonite du standard international) ou *Douvilleiceras* ex. gr. *mammillatum*, la dernière présence de l'ammonite *Hypacanthoplites jacobi* (espèce-index de la dernière zone de l'Aptien), l'apparition du nanofossile calcaire *Prediscosphaera columnata*, la base ou le sommet du Niveau Paquier ou la partie supérieure du Niveau Kilian (Hart *et al.*, 1996).

Plus récemment, dans les années 2010, plusieurs études coordonnées par Maria Rose Petrizzo (Université de Milan) mettent en évidence un renouvellement majeur de foraminifères planctoniques pendant l'intervalle Aptien/Albien. La première apparition de l'espèce *Microhedbergella renilaevis* est rapidement proposée comme le meilleur biomarqueur de la base de l'Albien au sein d'une série essentiellement marneuse quasi uniforme.

Finalement, le comité exécutif de l'UISG ratifie en 2016 la coupe de Pré-Guittard comme PSM de l'Albien. La limite est définie à la première apparition du foraminifère

planctonique *Microhedbergella renilaevis*, positionné dans le Niveau Kilian, au mètre 37,4 de la coupe, et contemporaine d'une incursion négative de 1 ‰ du $\delta^{13}C$.

Cadre géologique

La coupe stratotypique de l'Albien est localisée sur la commune d'Arnayon (Drôme). La localité est située à environ 20 km au nord-est de Nyons et à 60 km au sud-est de Valence, au sein du Parc Naturel Régional des Baronnies provençales (fig. 3-10 ; coordonnées GPS 44°30'28.3"N, 5°17'50.1"E). La coupe est exposée à 1 km au nord du Col de Pré-Guittard (cf. feuille géologique de Dieulefit, n°867, échelle 1/50 000). Il faut préciser que la localisation de la coupe et les coordonnées géographiques indiquées dans l'article de Kennedy *et al.* (2017), sont erronées et correspondent à un autre affleurement situé 800 m plus au sud.

Pendant l'Albien, le secteur de Pré-Guittard correspond à la partie centrale du bassin Vocontien, bassin intracontinental orienté ouest-est, situé sur la marge nord de l'océan Téthys occidentale. Bordé par des plates-formes carbonatées peu profondes au nord (Jura), au sud (Provence) et à l'est (Ardèche et Bas-Vivarais), il témoigne d'un environnement marin ouvert et profond de plusieurs centaines de mètres (le secteur de Pré-Guittard appartient à la partie la plus profonde du bassin), en contexte transgressif : il y siège des conditions régulièrement anoxiques comme en témoigne l'événement anoxique OAE-1b enregistré dans le niveau Paquier. La limite Aptien/Albien marque le début de la fermeture du bassin Vocontien, qui sera totalement comblé au Crétacé supérieur.

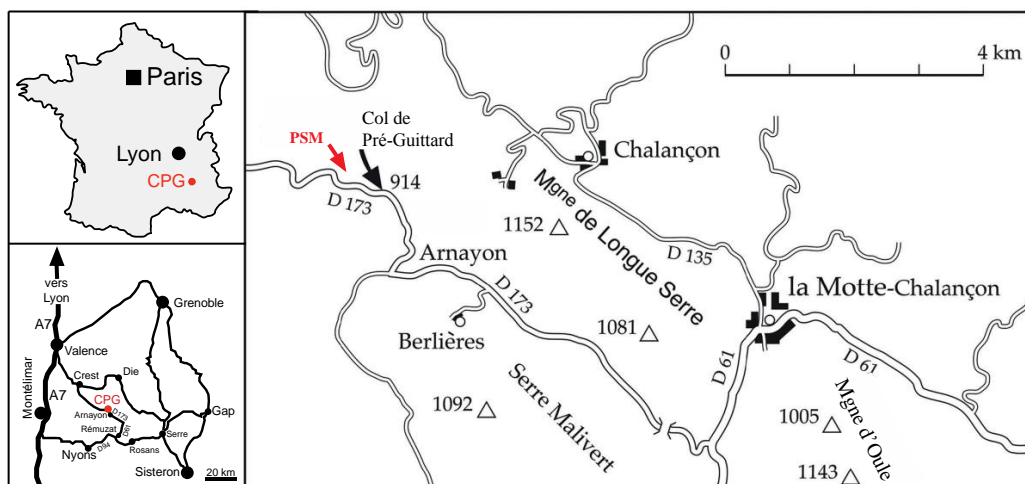


Fig. 3-10. – Localisation de la coupe de Pré-Guittard (CPG). Carte détaillée d'après Kennedy *et al.* (2017). Le PSM se situe au nord-ouest du col homonyme (coordonnées GPS 44°30'28.3"N, 5°17'50.1"E).

Stratigraphie intégrée et corrélations

Sur la coupe de Pré-Guittard, la formation des « marnes bleues » affleure sur une centaine de mètres (fig. 3-11). Tous les 3 à 10 m, la succession est interrompue par de

fins bancs plus carbonatés comme le niveau Fromaget à la base de la coupe. Ces bancs sont observables sur une très grande partie du bassin Vocontien et permettent des corrélations à haute-résolution. La série sédimentaire est aussi caractérisée par des intervalles métriques d'argilites noires, riches en matière organique et en fossiles écrasés. Ils sont nommés en l'honneur des illustres géologues alpins du début du XX^e siècle (Charles Jacob, Wilfrid Kilian, Victor Paquier, Frantz Leenhardt). Une discontinuité sédimentaire mineure a été mise en évidence à la base du niveau Paquier (Kennedy *et al.*, 2017 ; fig. 3-11) même si la série des marnes bleues du secteur est considérée par les stratigraphes comme étant peu affectée par les interruptions sédimentaires. Il est toutefois difficile de le démontrer dans un faciès aussi monotone. Sur le terrain, plus globalement, l'identification du niveau Kilian et du PSM est très difficile à cause de cette lithologie monotone (Fig. 3-12) et en l'absence d'ammonites dans le niveau Kilian. Par contre, la coupe de Pré-Guittard garantit une pérennité de l'affleurement car elle correspond à des ravines fortement pentues ; elle est soumise à une érosion fréquente qui renouvelle les affleurements et empêche sa végétalisation.

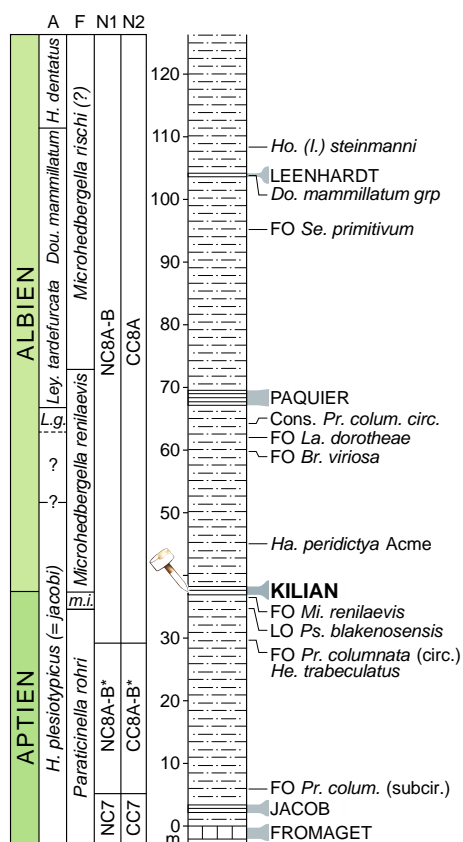


Fig. 3-11. – Stratigraphie du PSM Albien de Pré-Guittard . Biozonations (A : Ammonites, F : Foraminifères, N1/N2 : nanofossiles calcaires), lithologie (argilites essentiellement et quatre niveaux plus riches en matière organique), apparitions et disparitions des espèces de micro- et macrofossiles (modifié d'après Kennedy *et al.*, 2017).



Fig. 3-12. – Accès au PSM Albien de Pré-Guittard depuis le futur panneau d'interprétation sur la D 914 (image Google Earth), et détail de l'affleurement. Photo © S. Reboulet

Le PSM de l'Albien est défini par la première apparition du foraminifère planctonique *Microhedbergella renilaevis*, au niveau 37,4 m de la coupe de Pré-Guittard (Kennedy *et al.*, 2017 ; figs. 3-11, 3-13). En dehors du bassin Vocontien, cette espèce est identifiée dans plusieurs sites de forages océaniques de zones septentrionales des mers albiennes subtropicales : plateaux de Blake en Atlantique Nord, des Falkland dans l'Atlantique Sud et d'Exmouth du Sud-Est de l'océan Indien.

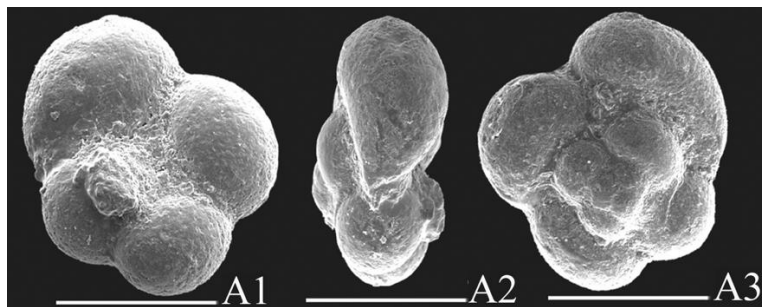


Fig. 3-13. – Foraminifère marqueur du PSM de Pré-Guittard : *Microhedbergella renilaevis* (échantillon FK+7.0, photographies de Kennedy *et al.*, 2017).

Ce marqueur principal est complété par 28 marqueurs secondaires définis par la répartition d'autres foraminifères planctoniques, de nannofossiles calcaires, d'ammonites et d'inocérames, les variations isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ et des discontinuités sédimentaires régionales. En revanche, aucune datation radiométrique n'a pu être réalisée en l'absence de dépôts volcaniques intercalés dans la série sédimentaire.

La limite Aptien/Albien se situe pendant une crise globale qui affecte les foraminifères planctoniques au sein de la zone à nanfossiles NC8/CC8 qui contient le PSM. Plusieurs espèces, également identifiées dans les forages océaniques, disparaissent dans le niveau Kilian ou juste en-dessous : *Hedbergella infracretacea*, *Hedbergella aptiana*, *Paraticinella rohri* et *Pseudoguembelitra blakenosensis*.

La lignée évolutive de l'espèce de nanfossile calcaire, *Prediscosphaera columnata* (fig. 3-14) est utilisée comme un marqueur secondaire de la transition Aptien/Albien : apparition de la forme subcirculaire de l'espèce puis apparition des formes circulaires et, enfin apparition consistante des formes circulaires. En particulier, la première apparition des formes circulaires proche de la limite Aptien/Albien, représente un bioévénement reconnu à l'échelle globale. D'autres espèces sont retenues comme marqueurs secondaires, par exemple les apparitions d'*Helicolithus trabeculatus* et de *Gartnerago stenostaurion* sous le PSM, et identifiées à l'échelle globale.

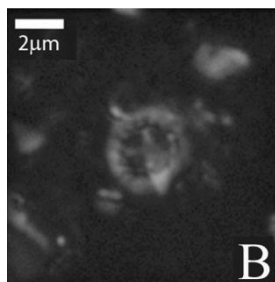


Fig. 3-14. – Nanfossile marqueur de la base de l'Albien : *Prediscosphaera columnata* (forme circulaire). Collection et photo F. Giraud.

Les macrofossiles caractéristiques de l'Albien inférieur ne sont pas contemporains de l'intervalle stratigraphique au plus près du PSM. Ils ne sont identifiés que dans le niveau Paquier, situé au mètre 68 de la coupe. Il s'agit, en particulier de l'inocérame *Actinoceramus salomoni coptensis* et des ammonites *Leymeriella (L.) tardefurcata* (fig. 3-15), *Douvilleiceras* et *Oxytropidoceras*. Ces taxons d'ammonites ont une distribution géographique globale et sont considérés par les paléontologues comme des marqueurs sûrs de l'Albien inférieur. Ainsi, le genre *Douvilleiceras* a été décrit dans près de 30 pays d'Europe, d'Afrique, d'Amérique et d'Asie.

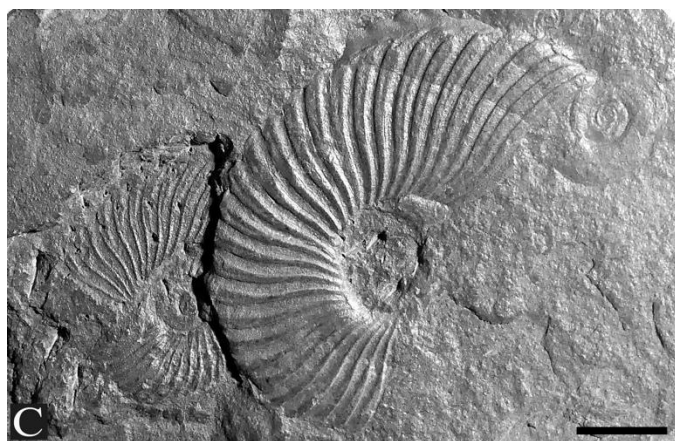


Fig. 3-15. – Ammonite marqueur de la base de l'Albien de Pré-Guittard : *Leymeriella tardefurcata* (échantillon MD-2339, barre d'échelle 1 cm). Collection et photo M. Delamette.

Le PSM est contemporain d'une excursion négative de 1 ‰ du $\delta^{13}\text{C}$, repérable sur l'ensemble du domaine atlantique. Un autre événement géochimique majeur inscrit dans le niveau Paquier de Pré-Guittard est l'événement anoxique océanique global OAE-1b.. Certains auteurs considèrent que le niveau Kilian, incluant le PSM, pourrait être un témoignage partiel d'un épisode anoxique OAE-1b durable, qui débiterait dès le niveau Jacob, daté de l'Aptien terminal.

Protection et valorisation du site

La coupe de Pré-Guittard est située sur le territoire du PNR des "Baronnies provençales". Un projet de valorisation du site est en cours, dans le cadre d'une collaboration entre le PNR, la direction de l'environnement du conseil départemental de la Drôme, la municipalité d'Arnayon et la communauté scientifique. Un parking et un espace de pique-nique surplombant l'affleurement vont être réaménagés grâce au conseil départemental de la Drôme. Un panneau d'interprétation sera installé dans cet espace. Il présentera le contexte géologique et paléoenvironnemental de la coupe, rappellera certaines notions de stratigraphie et détaillera les arguments scientifiques ayant conduit à retenir la coupe de Pré-Guittard comme PSM de l'Albien.

Le PSM Cénomaniens du Mont Risou (Hautes-Alpes)

Delphine Desmares¹, Danièle Grosheny², Fabienne Giraud³ et Stéphane Reboulet⁴

¹ CR2P, Sorbonne Université-MNHN-CNRS, Paris

² GeoRessources, Université de Lorraine, ENSG, Vandœuvre-lès-Nancy

³ ISTerre, Université Grenoble Alpes – CNRS, Grenoble

⁴ Université Lyon 1, CNRS, LGL-TPE, Villeurbanne

Conception et définition de l'étage Cénomaniens

En 1847, Alcide d'Orbigny assigne la partie inférieure de son étage Turonien au Cénomaniens. Le paléontologue ne l'associe pas à un site de référence, car il considère l'ensemble des terrains cénomaniens de la région du Mans (*Cenomanum*) dans la Sarthe comme type de cet étage. Trois ans plus tard, dans le second volume de son prodrome, A. d'Orbigny liste 809 taxons caractéristiques du Cénomaniens, dont 46 espèces d'ammonites. Les faunes du Cénomaniens ont ensuite été décrites et illustrées par Guéranger en 1867 dans son album paléontologique du département de la Sarthe. Il faudra toutefois attendre plus d'un siècle avant que les dépôts sédimentaires et la stratigraphie du Cénomaniens type ne soient réétudiés en détail par Jim Hancock, Pierre Juignet, Jim Kennedy et Francis Robaszynski. Malgré la richesse fossilifère de la région type, ces travaux soulignent la rareté et la fragilité des affleurements disponibles ; en effet, aucun site ne permet d'observer correctement et de manière continue la limite entre l'Albien et le Cénomaniens. De plus, la formation des Marnes de Ballon, au sein de laquelle est placée la limite, présente un grand nombre de discontinuités.

Historique : de la proposition à la ratification

Dans les années 1990, un groupe de travail mène une approche intégrant l'étude des ammonites, des foraminifères planctoniques, des nannofossiles calcaires et des isotopes du carbone dans la formation des Marnes bleues située sur les pentes du Mont Risou (Hautes-Alpes). Cette étude montre l'intérêt de cette coupe qui présente une riche succession d'événements biostratigraphiques pour différents groupes fossiles. Ces résultats sont alors présentés au Second Symposium international sur les limites des étages crétacés, tenu à Bruxelles en 1995 (Rawson *et al.*, 1996). Au cours de ce symposium, d'autres candidats au titre du PSM de la limite inférieure du Cénomaniens sont aussi proposés. Deux localités sont retenues pour le vote. La coupe du Mont Risou est soutenue par un groupe de travail anglo-saxon. Des collègues français et belges portent la candidature d'affleurements près de Kalaat Senan en Tunisie centrale. Suite au vote, la coupe du Mont Risou obtient la majorité des voix (17 sur 27). Huit ans plus tard, la Commission Internationale de Stratigraphie votera à l'unanimité le choix de la coupe du Mont Risou. La dernière étape est réalisée en décembre 2001 avec la ratification à l'unanimité par le comité exécutif de l'UIGS avant sa publication (Kennedy *et al.*, 2004).

Cadre géologique

Le PSM Cénomaniens est localisé dans une des ravines du flanc ouest du Mont Risou (1 183 m), à 6,5 km à vol d'oiseau à l'est du village de Rosans dans les Hautes-Alpes (fig. 3-16, 3-17).

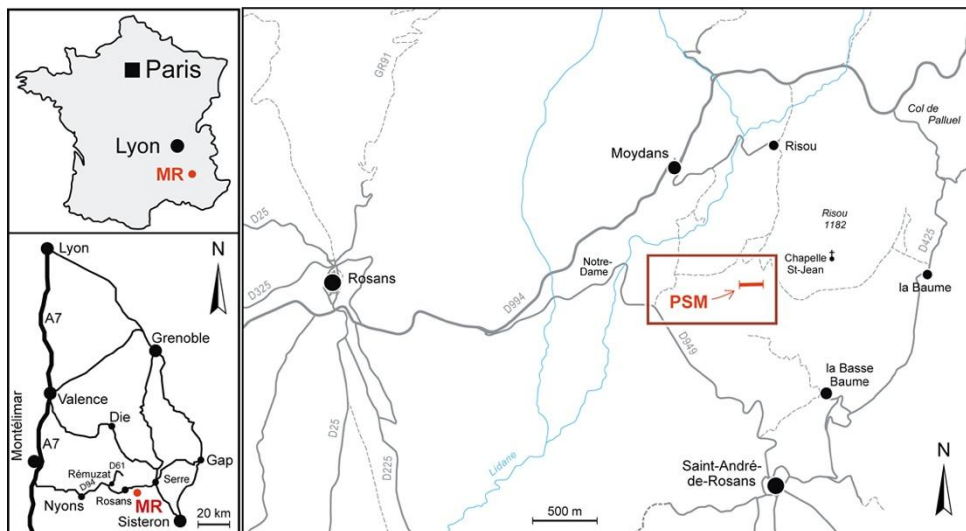


Fig. 3-16. – Localisation du PSM Albien au Mont Risou (MR). L'encadré correspond à la fig. 3-17.

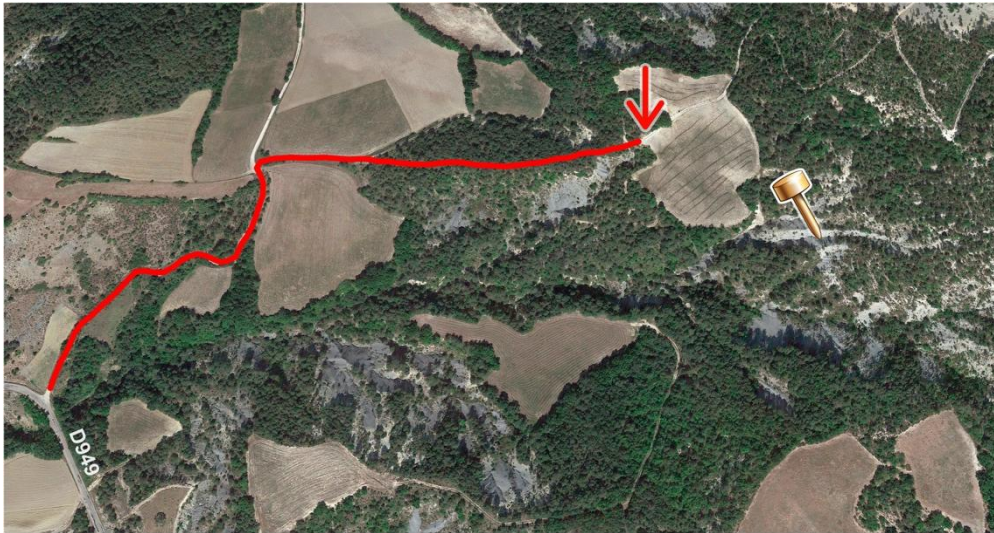


Fig. 3-17. – Chemin d'accès depuis la D949 à la ravine où se situe le PSM. Les lecteurs sont informés qu'au niveau de la flèche rouge, un portail ferme le chemin avec un panneau « propriété privée » (vue Google Earth de septembre 2019). Les coordonnées ($5^{\circ}30'43''\text{E}$, $44^{\circ}23'33''\text{N}$) données dans Kennedy *et al.* (2004) ne correspondent pas à celles de la ravine ($5^{\circ}30'39''\text{E}$, $44^{\circ}23'28''\text{N}$).

La limite entre l'Albien et le Cénomaniens, qui correspond à la limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur, se situe dans une série épaisse et continue de marnes sombres. Cette formation des Marnes bleues, qui peut atteindre jusqu'à 750 m dans la région, s'est déposée dans une mer relativement profonde, le Bassin Vocontien, ouverte sur la Téthys. Si les Marnes bleues sont assez monotones, les teneurs en carbonates de calcium et en matière organique fluctuent. Certains niveaux plus carbonatés et plus résistants à l'altération forment des repères dans la succession. Ainsi, le PSM de la base du Cénomaniens se situe à 36 m sous le sommet des Marnes bleues, marqué par un banc repère plus carbonaté épais de 50 cm bien visible dans la ravine (fig. 3-18).

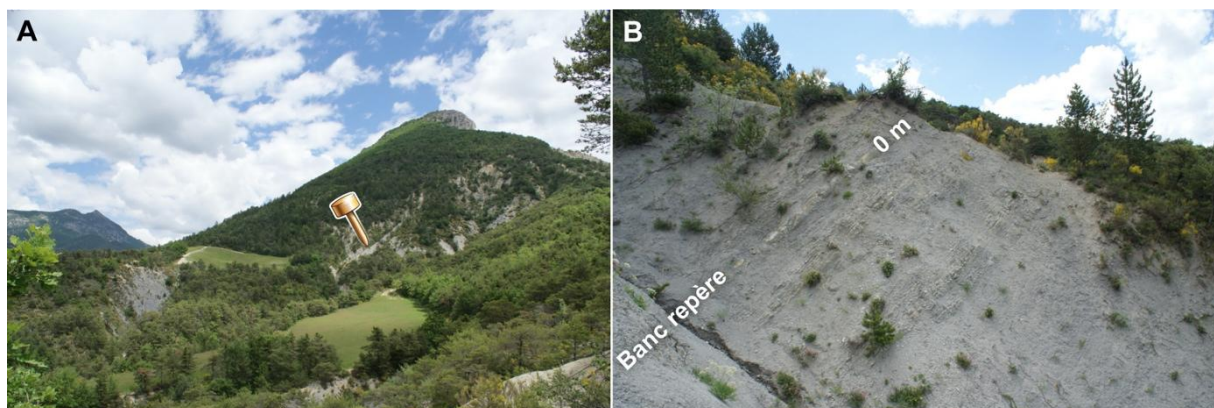


Fig. 3-18. – Le PSM Cénomaniens au Mont Risou (Photos Stéphane Reboulet). A) Vue d'ensemble du flanc ouest du Mont Risou. Le sommet est coiffé par les calcaires du Turonien. B) Le sommet des Marnes bleues est marqué par un banc calcaire de 50 cm. Le PSM se situe 36 mètres sous la base de ce banc repère.

Marqueurs principal et secondaires

Trois groupes de fossiles, abondants et bien préservés au Mont Risou, fournissent des marqueurs biostratigraphiques pour l'intervalle limite : les foraminifères planctoniques, les ammonites et les nannofossiles calcaires. Un autre groupe, intéressant pour caractériser temporellement la limite Albien-Cénomanién, est celui des inocérames (bivalves), mais ces fossiles sont peu représentés dans les Marnes Bleues.

Le marqueur principal permettant de positionner la limite inférieure du Cénomanién est l'apparition du foraminifère planctonique *Thalmanninella globotruncanoides* (fig. 3-19). Cette espèce est facilement reconnaissable dans les assemblages de foraminifères. De grande taille (0,5 mm ou plus), elle présente une carène saillante, des loges en croissant et des ouvertures secondaires sur la face ombilicale. Kennedy *et al.* (2004) illustrent deux spécimens de *Th. globotruncanoides*. Si le spécimen figuré dans leur publication pour le niveau -23 m sous le banc repère peut être identifié sans ambiguïté comme *Th. globotruncanoides*, celui du niveau -36 m (PSM) est moins convaincant. Il paraît correspondre à *Thalmanninella brotzeni*, une espèce de plus petite taille mais morphologiquement proche de *Th. globotruncanoides*.

La série dilatée du Mont Risou reflète un taux de sédimentation conséquent, ce qui permet l'enregistrement de différents événements biologiques considérés comme des marqueurs encadrant la limite (fig. 3-19). Ces marqueurs dits secondaires correspondent à des apparitions et disparitions de foraminifères planctoniques, d'ammonites et de nannofossiles calcaires. Sous la limite, il s'agit ainsi de l'apparition des foraminifères planctoniques *Pseudothalmanninella tehamaensis* et *Thalmanninella gandolfii*, respectivement à -48 m et -40 m sous le banc repère, et de la disparition de *Pseudothalmanninella ticinensis* à -40 m. Ce même niveau se distingue aussi par l'apparition du nannofossile calcaire *Calculites anfractus*. Quatre mètres au-dessus de la limite (à -32 m), la disparition de plusieurs espèces d'ammonites albiennes, comme *Lechites gaudini* et *Stoliczkaiella clavigera*, est enregistrée. À -30 m sous le banc repère, les premières ammonites typiques du Cénomanién sont reconnues, comme *Mantelliceras mantelli*, espèce-indice de la première zone de l'étage. À -27 m, le marqueur *Th. globotruncanoides* devient commun dans les sédiments. À -12 et -8 m sous le banc repère, la disparition et l'apparition des nannofossiles calcaires *Staurolithites glaber* et *Gartnerago theta* constituent aussi des marqueurs secondaires.

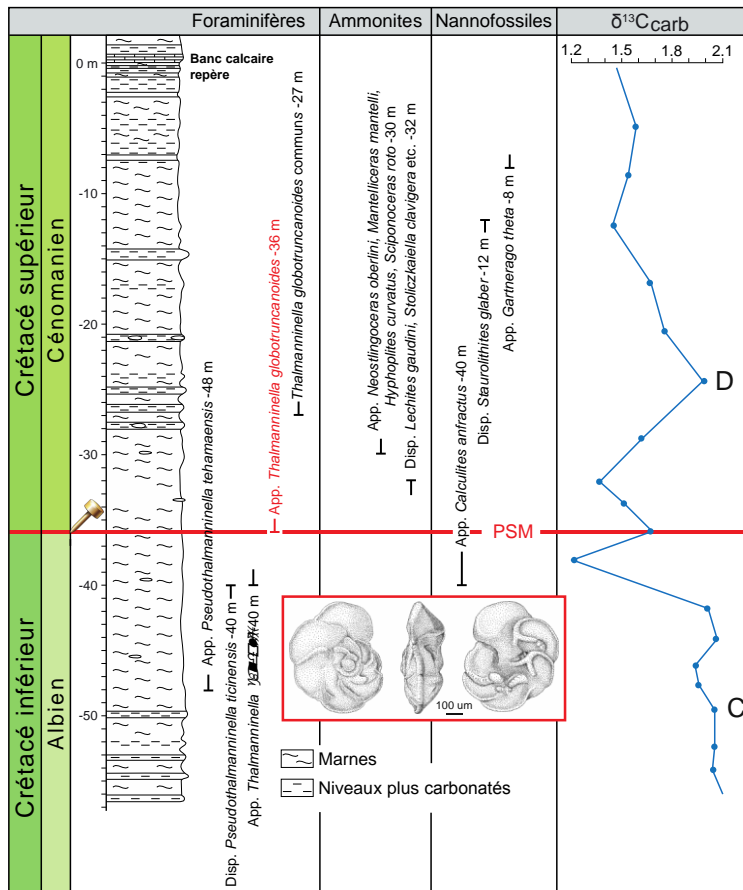


Fig. 3-19. – Lithologie (formation marneuse interrompue par quelques niveaux de calcaires marneux résistants à l’altération), distribution des foraminifères planctoniques, des ammonites et des nannofossiles de la coupe du Mont Risou App. = Apparition (première occurrence), Disp. = Disparition (dernière occurrence). L’apparition de *Th. globotruncanoides* (encadré rouge) est le marqueur principal permettant de positionner la base du Cénomanien. Sur la courbe du $\delta^{13}C$ les lettres C et D correspondent à deux des quatre pics (A-D) reconnaissables à l’échelle globale sur un intervalle plus large. Le niveau 0 m correspond à la base du banc carbonaté repère (figure établie d’après les données de Kennedy *et al.*, 2004).

De plus, le site du Mont Risou préserve un excellent enregistrement de la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}C$) considérée comme un signal stratigraphique robuste. Au passage Albien-Cénomanien, la courbe isotopique montre une large excursion vers des valeurs plus positives du $\delta^{13}C$ qui s’étend sur une grande partie de la coupe du Mont Risou. La limite Albien-Cénomanien est comprise entre les pics C et D (fig. 3-19) d’une série de quatre pics (notés A, B, C, D) décrits sur un intervalle stratigraphique plus large dans d’autres sections, notamment en Angleterre et en Italie. L’allure de la courbe du $\delta^{13}C$ fournit donc un marqueur secondaire robuste et globalement reconnaissable.

Valorisation et protection du site

Actuellement le PSM Cénomanien du Mont Risou ne bénéficie d’aucune mesure de protection et valorisation. Il se situe sur un terrain privé. Les éventuels visiteurs sont priés de s’informer auprès des propriétaires sur l’accessibilité.

Le PSM Maastrichtien de Tercis-les-Bains (Landes)

Silvia Gardin

CNRS, Sorbonne-Université, Paris

L'étage Maastrichtien

Le Maastrichtien, étage le plus récent du système Crétacé, fut introduit par Dumont en 1849 en référence aux « Calcaires de Maastricht » affleurant dans la région de Maastricht (Pays-Bas). Le stratotype historique a fait l'objet de nombreuses études lithostratigraphiques depuis les années 1950, car des ambiguïtés subsistaient sur l'inclusion de certaines formations dans la définition du Maastrichtien « *sensu* » Dumont. Finalement, dans les années 1990 les stratigraphes concluaient que, dans la région type, le Maastrichtien était affecté par une tectonique synsédimentaire régionale et qu'il existait une large lacune à sa base, à la transition avec le Campanien.

Le Maastrichtien a donc été confronté très tôt à d'évidents problèmes quant à la définition de ses limites. Lors des discussions dans les colloques internationaux, pas moins de neuf taxons potentiels étaient proposés comme marqueurs pour définir la limite Campanien-Maastrichtien (C/M) (Birkelund *et al.*, 1984 ; Rawson *et al.*, 1996). Parmi ces taxons, on retrouve des ammonites (*Hoploscaphites constrictus*, *Pachydiscus neubergicus*), des bélemnites (*Belemnella lanceolata*), des foraminifères planctoniques (*Globotruncana falsostuarti*, *Radotruncana calcarata*), des nannofossiles calcaires (*Aspidolithus parvus constrictus*, *Uniplanarius trifidus*). Ces taxons n'ont jamais été retrouvés en totalité, ou au moins une majorité d'entre eux, dans une même section, et la succession chronologique de leurs biohorizons, c'est-à-dire leur apparition/disparition, pouvait varier d'un bassin à un autre. Parmi ces biohorizons, deux étaient couramment utilisés pour définir la limite C/M dans les domaines téthysien et boréal, respectivement la disparition de *R. calcarata* et celle de *B. lanceolata*. Ces deux biohorizons sont apparemment séparés d'environ 2,5 Ma (Odin et Amorosi, 2001) mais on ne les a jamais retrouvés ensemble dans une même section car ils appartiennent à des domaines paléogéographiques différents. Ainsi, le groupe de travail de la Commission Internationale de Stratigraphie (CIS) sur le Maastrichtien a fait la proposition d'utiliser un biohorizon stratigraphiquement intermédiaire : l'apparition de l'ammonite *P. neubergicus*, critère qui fut accepté par la majorité des membres du groupe. Il a ensuite fallu choisir la coupe se prêtant le mieux au positionnement de ce critère principal.

Le PSM Maastrichtien de Tercis-les-Bains

La coupe de Tercis-les-Bains, près de Dax (Landes), sur la rive gauche de l'Adour, étudiée en détail pendant huit ans par le groupe de travail du Maastrichtien, s'est révélée être la plus propice pour décrire en détail le passage C/M, car au moins huit des neuf biohorizons initialement proposés y sont présents, dont l'apparition de l'ammonite *P. neubergicus* et la disparition du foraminifère planctonique *R. calcarata*. Non seulement la coupe de Tercis est exceptionnellement bien exposée dans une ancienne carrière exploitée jusqu'en 1992 (fig. 3-20 et page de couverture), mais elle est de plus située dans un domaine paléobiogéographique intermédiaire qui permet des corrélations entre les domaines boréal et téthysien, l'Europe occidentale et l'Amérique du Nord.

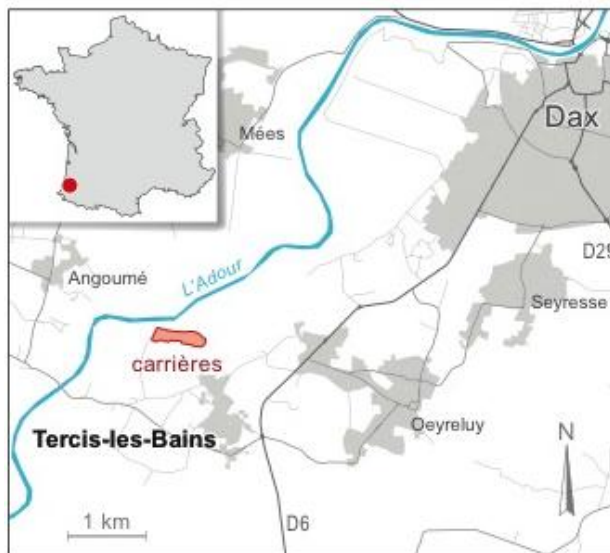


Fig. 3-20. – Localisation de la carrière de Tercis-les-Bains (Landes).

La série du Crétacé supérieur de Tercis les Bains, épaisse d'environ 310 m, est constituée essentiellement de calcaires crayeux. Sur la base de la teneur en glauconie et du développement de niveaux à silex, la série est subdivisée en cinq unités lithologiques principales : de bas en haut, les unités Lacave et Hontarède, les unités dites « pré-carrière », puis les unités d'Avezac et Les Vignes (les unités qui ont été exploitées), et l'unité de Bédât, l'unité « post-carrière ». La carrière est organisée en cinq paliers hauts chacun de 5 à 7 m qui permettent l'observation en continu de toute la série sédimentaire des étages campanien et maastrichtien (Odin et Odin, 1994). Ainsi tout au long des années 1990, cette série a été intensivement étudiée selon toutes les disciplines de la stratigraphie (Odin et Odin, 1994 ; Odin *et al.*, 2001) jusqu'à l'adoption du PSM Maastrichtien en 2001 (Odin et Lamaurelle, 2001). Mais c'est, comme souvent, les données biostratigraphiques qui se sont révélées les plus pertinentes par leur pouvoir de corrélation. Ont ainsi été analysées les répartitions des nannofossiles calcaires, kystes de dinoflagellés, foraminifères benthiques et planctoniques, ammonites, inocérames (fig. 3-21). Le groupe de travail a exprimé sa préférence comme « événement-guide » pour l'apparition de l'ammonite *P. neubergicus*, un biohorizon qui se situe au niveau 116,1 m du palier 4 de la carrière (fig. 3-22). Le concept d' « événement-guide » (Odin *et al.*, 2001) prend en considération le fait que baser la définition d'une limite sur un seul biohorizon n'est pas suffisamment univoque, car il peut exister des problèmes d'interprétation taxinomique ou des enregistrements locaux sans la présence de ce biohorizon, ce qui en limite le pouvoir de corrélation. Cependant, si l'on prend en considération plusieurs biohorizons proches de cet « événement-guide », alors cette combinaison peut représenter un niveau chronologiquement significatif et plus robuste. Cette démarche originale a été adoptée pour fixer la limite C/M, et donc le PSM Maastrichtien à Tercis, par la moyenne arithmétique de 12 biohorizons à la cote 115,2 m, donc proche de l'apparition de *P. neubergicus* à 116,2 m (fig. 3-22).

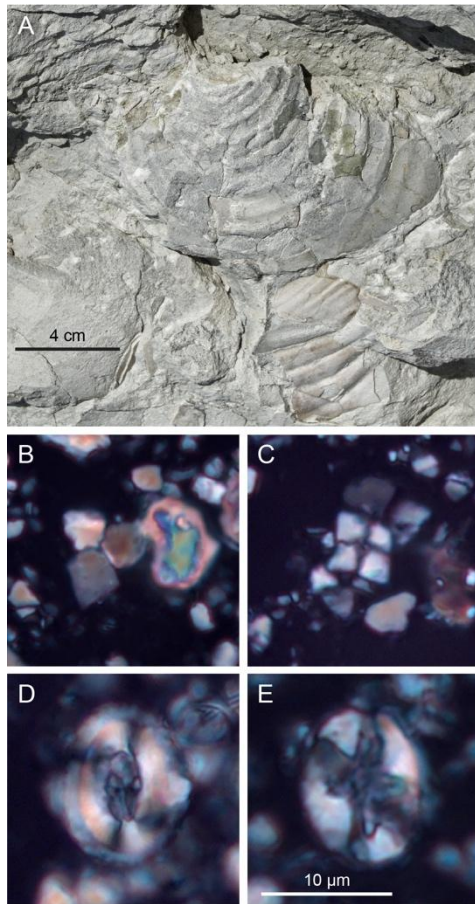


Fig. 3-21. – A) Empreinte d'incérame, mollusque bivalve dont le groupe s'éteint au Maastrichtien inférieur. B-E) Espèces clé de nannofossiles calcaires (ici en microscopie optique polarisée) dont les apparitions/disparitions aident à contraindre la position de la limite Campanien/Maastrichtien, B : *Uniplanarius trifidus* (éch. II-92), C : *Uniplanarius gothicus* (éch. II-92), D : *Aspidolithus parvus constrictus* (éch. II-45), E : *Eiffellithus eximius* (éch. II-90), (Photos Silvia Gardin).

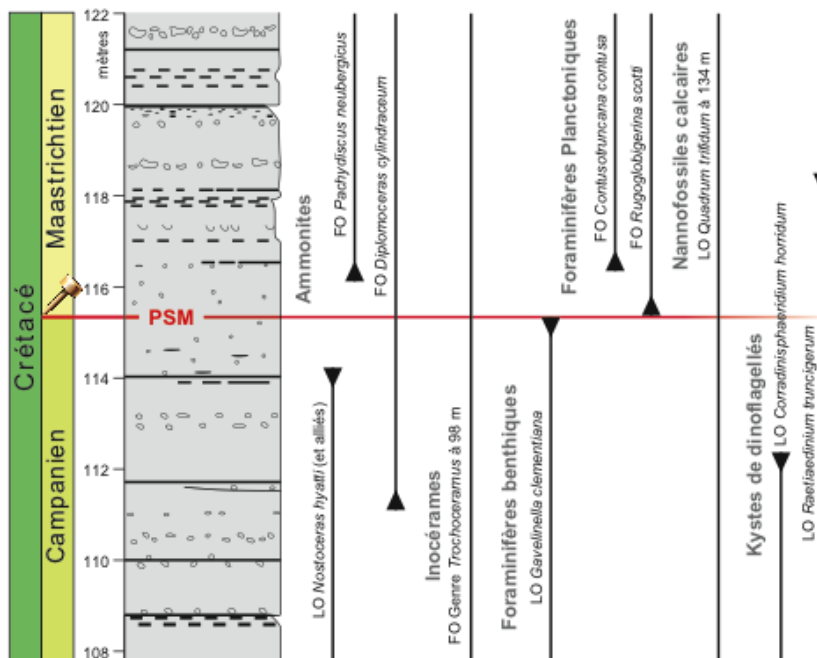


Fig. 3-22. – Lithologie et données biostratigraphiques du PSM Maastrichtien de Tercis-les-Bains (FO : *First Occurrence*, première occurrence ; LO : *Last Occurrence*, dernière occurrence, modifié d'après Odin *et al.*, 2001).

Outre la biostratigraphie, l'apport de la magnétostratigraphie et de la chimiostratigraphie autorise des corrélations très sûres entre la coupe de Tercis et des

séries de domaines paléogéographique éloignés. C'est particulièrement le cas des variations du $\delta^{13}\text{C}$ qui permettent des corrélations précises avec le domaine téthysien, par la section de référence du Crétacé de Gubbio en Italie, et avec l'océan Indien, par le forage océanique de référence de l'*Ocean Drilling Program* 762 au large de l'Australie (fig. 3-23) (Thibault *et al.*, 2012). Ces données géochimiques ont été acquises plus de 10 ans après le choix du PSM et confortent donc la décision du groupe de travail Maastrichtien basée essentiellement sur des données biostratigraphiques.

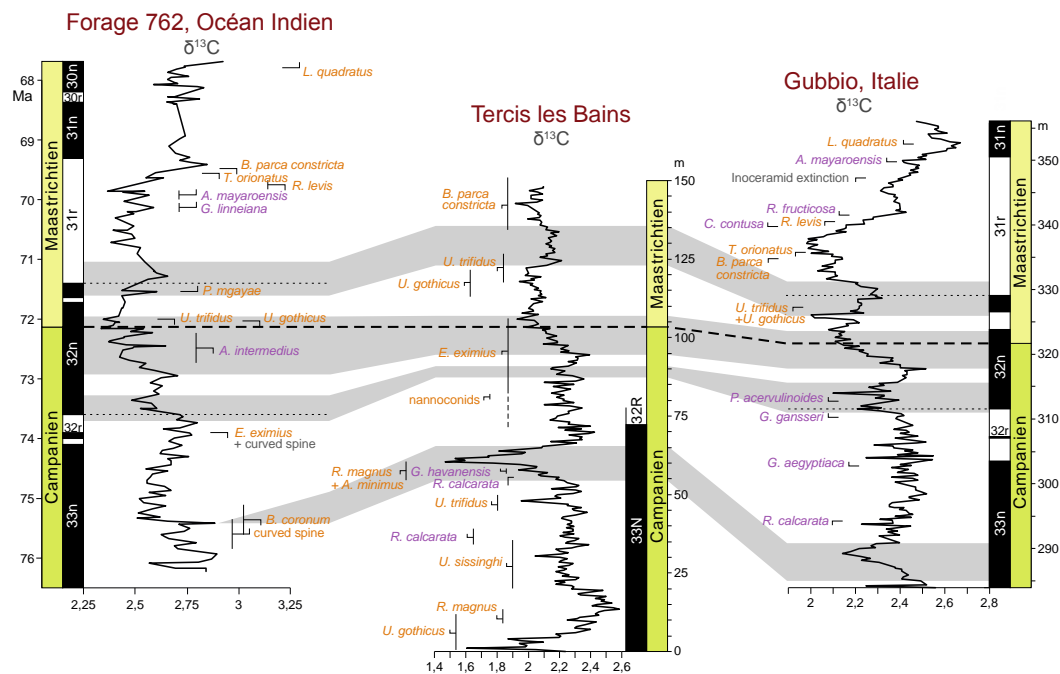


Fig. 3-23. – Variations du $\delta^{13}\text{C}$ entre la coupe de Tercis-les-Bains, PSM du Maastrichtien, la coupe téthysienne de Gubbio en Italie, et le forage ODP 762 dans l'océan Indien. L'intégration de ces données géochimiques, de la magnétostratigraphie et de la biostratigraphie (apparition/disparition des espèces, foraminifères planctoniques en violet et nannofossiles calcaires en orange) dans les trois coupes, a permis de corréliser à travers les continents la limite C/M telle qu'elle a été définie à Tercis-les-Bains (modifié d'après Thibault *et al.*, 2012).

Valorisation et protection du site

Le site de la carrière de Tercis-les-Bains, librement accessible, mais réglementé, est classé depuis 2015 en Réserve Naturelle Régionale géologique, RNRg (<https://cen-aquitaine.org/reserve-naturelle-regionale-geologique-des-carrieres-de-tercis>). Les aspects géologiques du site sont gérés par la Réserve Naturelle géologique de Saucats – La Brède (Gironde) qui doit être contactée pour tout échantillonnage scientifique, l'échantillonnage sauvage étant interdit.

Une première phase d'aménagement, essentiellement de sécurisation, est en cours. Une deuxième phase de valorisation pédagogique aura lieu en 2023. À cette occasion une inauguration officielle du PSM, avec plantage d'un Clou d'or, par la Commission Internationale de Stratigraphie devrait avoir lieu.

Réalité terrain

L'Hauterivien de La Charce (Drôme) : sites du Serre de l'Âne et des Fournas

Stéphane Reboulet¹ et Fabienne Giraud²

¹ Université Lyon 1, CNRS, LGL-TPE, Villeurbanne, France.

² Université Grenoble Alpes, ISTERre, Grenoble, France.

Fin 2019, le comité exécutif de l'IUGS assignait le PSM Hauterivien à la coupe de La Charce en considérant que la base de cette unité chronostratigraphique est définie par l'apparition du genre d'ammonite *Acanthodiscus* (Mutterlose *et al.*, 2020). L'historique de cette ratification ainsi qu'une description simplifiée de la coupe sont présentés dans l'article sur « Le PSM Hauterivien de La Charce (Drôme) » (ce dossier).

Deux arrêts seront traités dans cette réalité terrain : le premier sera consacré à l'Espace Naturel Sensible (ENS) du Serre de l'Âne et le deuxième au site des Fournas, respectivement positionnés à l'ouest et l'est du village de La Charce (fig. 1). Il est conseillé de laisser son véhicule sur le parking de l'arrêt 1 et de faire les déplacements à pied jusqu'à l'arrêt 2.

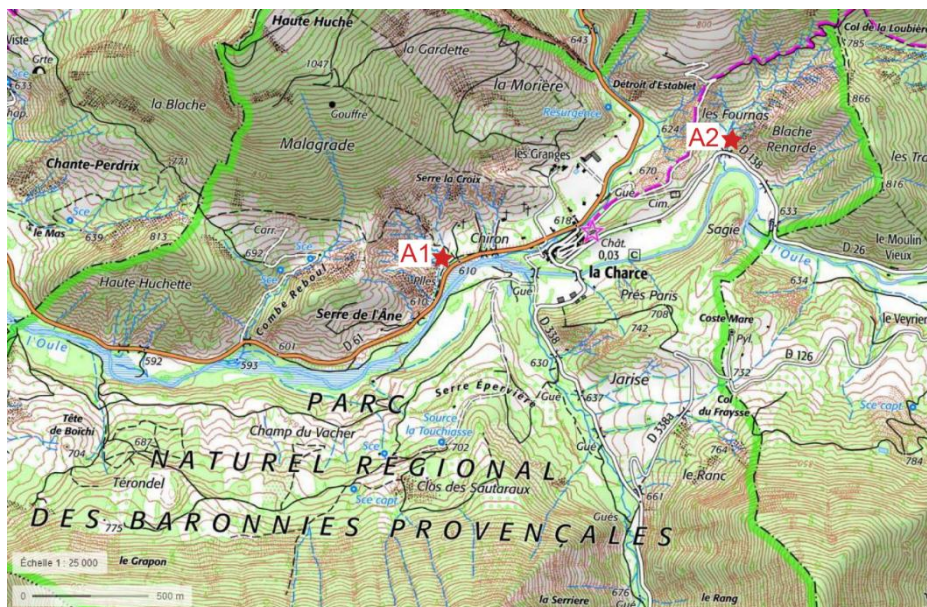


Fig. 1. – Localisation des arrêts - A1, ENS du Serre de l'Âne, 44°28'9.77"N - 5°26'37.95"E ; A2, site des Fournas, 44°28'26.31"N - 5°27'35.48"E. Source Géoportail.

Arrêt 1 - Espace Naturel Sensible (ENS) du Serre de l'Âne.

L'aménagement de la coupe de La Charce au lieu-dit Serre de l'Âne a été réalisé dans le cadre de la création de l'ENS qui a été achevé en 2012. La valorisation du site se fait avec des panneaux. Le triptyque présente la politique ENS du Département de la Drôme (maîtrise d'ouvrage, propriétaire du site du Serre de l'Âne et financeur de l'aménagement) et renvoie aux autres sites d'intérêt géologique du Parc Naturel Régional (PNR) des Baronnies provençales, et permet de visualiser l'organisation du site.

Grâce à sa position haute, la **Terrasse des Grands Paysages** permet une vision d'ensemble du site du Serre de l'Âne. Elle a été conçue pour donner des clés de lecture des paysages (fig. 2) qui sont visibles depuis le site (relief, hydrographie et impact de l'homme sur son environnement).



Fig. 2. – La Terrasse des Grands Paysages. © S. Reboulet

Le **Parcours des Temps Géologiques** se fait en suivant le muret qui borde la coupe géologique (au niveau de l'alternance calcaire-marne de L'Hauterivien inférieur ; fig. 3). L'intérêt des fossiles en biostratigraphie, la reconstitution du paléoenvironnement et le mode de formation de l'alternance calcaire-marne y sont présentés. Sur le parcours, la limite Valanginien-Hauterivien est symbolisée au sol par une bande métallique sur laquelle est gravé l'âge absolu de cette limite.



Fig. 3. – Le muret avec le Parcours des Temps Géologiques. Devant, le Jardin des fossiles. © S. Reboulet

La plaque est positionnée en face du banc LCH 189 dont la base marque le début de l'étage Hauterivien (fig. 4) ; c'est dans ce banc que le premier *Acanthodiscus* a été récolté (*A. rebouli*, Reboulet, 1996). Ce marquage au sol est surmonté par un panneau intitulé *Pourquoi le Serre de l'Âne est-il un point de repère ?* Il montre l'intérêt de définir des stratotypes de limite qui sont désignés par les instances internationales de géologie ; il est souligné que le site de La Charce a été la coupe choisie pour porter le PSM Hauterivien.

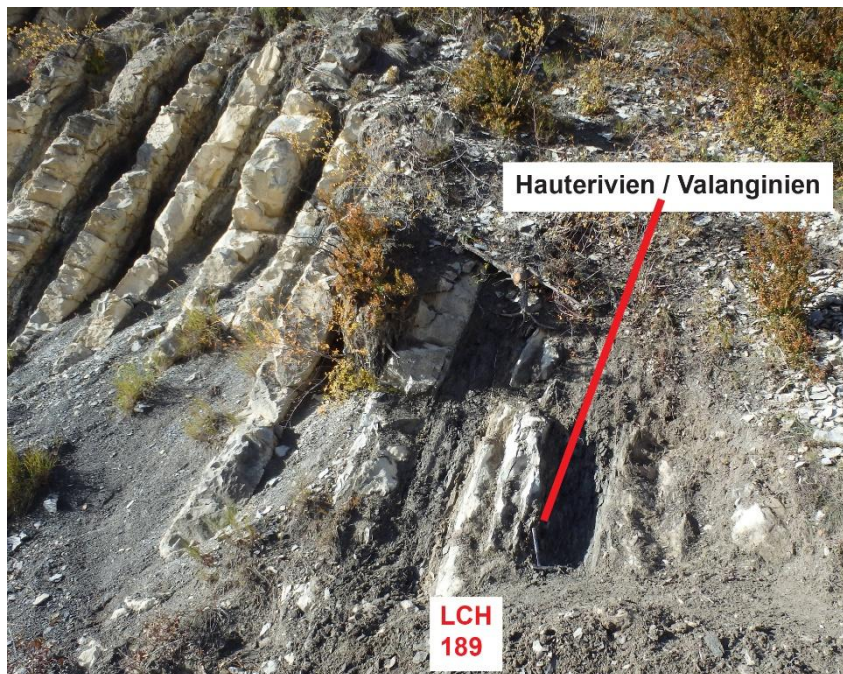


Fig 4. – Coupe de La Charce avec la limite Valanginien-Hauterivien mise à la base du banc LCH 189. © S. Reboulet

Dans le **Jardin des fossiles** (fig. 3), espace situé devant le muret du Parcours des Temps Géologiques, il y a deux tables composées de moulages en résine de fossiles, principalement des ammonites. Elles illustrent différentes formes et ornements, et notamment des espèces-indices de zones d'ammonites du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien inférieur (fig. 5).



Fig. 5. – Table des fossiles stratigraphiques. © S. Reboulet

La protection du site est assurée par son classement en ENS. Aucun aménagement de grande ampleur n'est possible par les services de la voirie du département. Ainsi, la pose d'un grillage sur la falaise pour stopper la chute de blocs de pierre est désormais proscrite, autorisant ainsi un accès pérenne à la coupe. Depuis 2014, la commune de La Charce fait partie du PNR des Baronnies provençales, donnant ainsi plus de moyens, financiers et juridiques, pour protéger le site du Serre de l'Âne.

Arrêt 2 – Site des Fournas

Cet arrêt permet d'observer *in situ* les ammonites caractéristiques de l'intervalle stratigraphique autour de la limite Valanginien-Hauterivien.

À partir du parking de l'arrêt 1 (fig. 1), se diriger à pied vers l'est ; traverser le village en direction du château, puis passer à gauche de celui-ci en empruntant le chemin du cimetière et descendre pour rejoindre la route D138 au niveau du pont surplombé par deux barrières. La fin de parcours permet d'avoir une vue d'ensemble sur les affleurements de l'arrêt 2 (fig. 6).



Fig. 6. – La série alternante calcaire-marne de la coupe de La Charce (Les Fournas) avec ajouts des caractéristiques litho-biostratigraphiques (cf. texte pour un commentaire détaillé).
© F. Giraud

Lithostratigraphie. Pour se repérer sur la coupe, il faut identifier les deux faisceaux à dominante calcaire (F1-F2, Valanginien supérieur) qui bordent la route D138 au niveau du petit pont. Ils sont séparés par une vire à dominante marneuse (V, fig. 6). Les conditions d’affleurement sont meilleures en grim pant quelques dizaines de mètres sur la ravine des Fournas. Il y a quelques bancs repères comme les bancs LCH 159 et LCH 170 qui sont à la base des faisceaux calcaires et le banc LCH 172 qui est composé de 5 petits bancs (fig. 7). Au-dessus du deuxième faisceau calcaire (F2, daté de la zone à *Criosarasinella furcillata*), la succession est à dominante marneuse sur une dizaine de mètres ; dans la partie supérieure, il est relativement facile d’identifier une triplète de doubles bancs (datés de la sous-zone à *Tescheniceras callidiscum*). Environ deux mètres au-dessus, il y a la base de l’Hauterivien qui débute par un faisceau à dominante calcaire (daté de la zone à *Acanthodiscus radiatus* ; fig. 7).

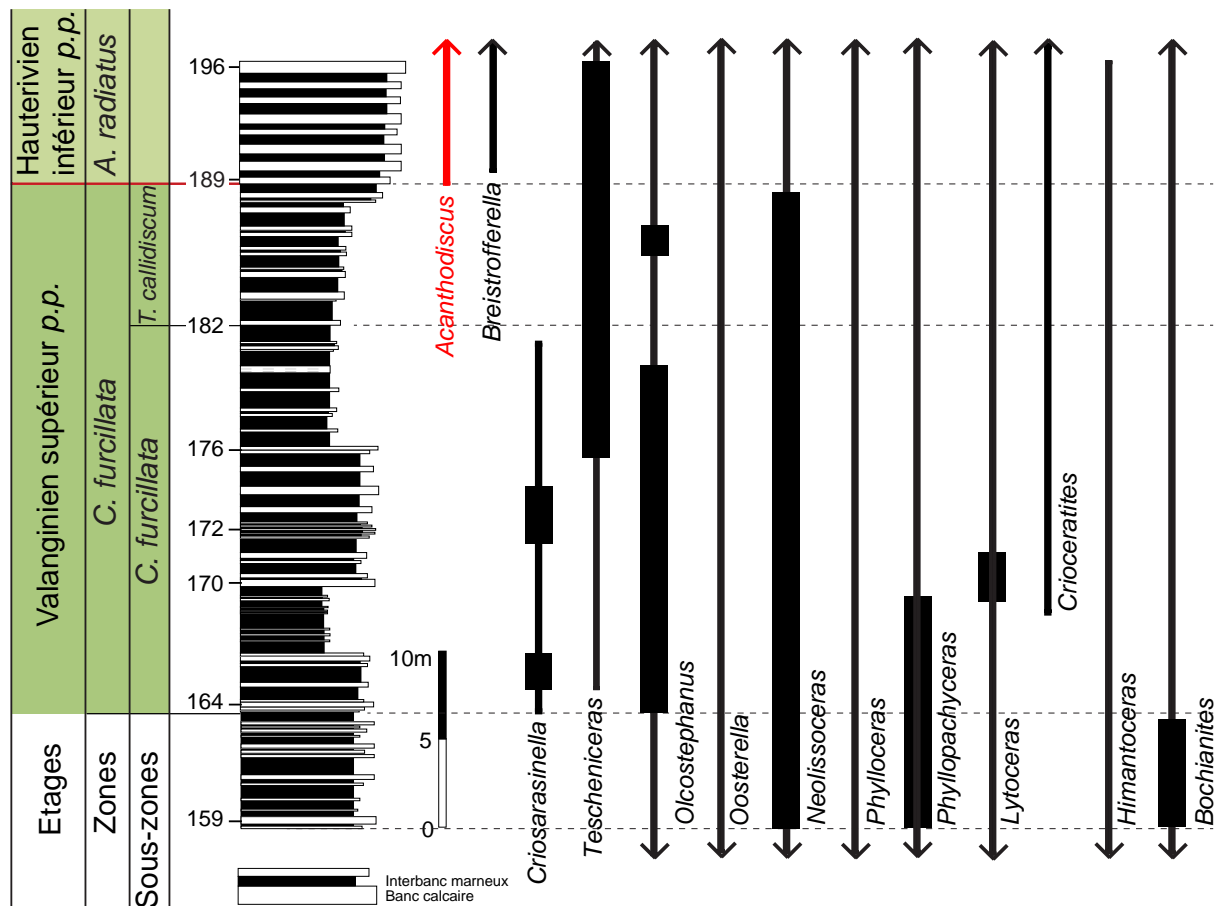


Fig. 7. – Succession lithologique au passage de la limite Valanginien-Hauterivien de la coupe de La Charce, zonation, distribution et abondance des principaux genres d'ammonites.

Biostratigraphie. Dans cette partie, seront abordées quelques notions relatives à la taphonomie et la construction de l'échelle zonale par ammonites. Pour illustrer l'étude systématique, il est proposé sur le site web de *Géochronique* une clé sommaire d'identification des principaux genres d'ammonites avec une planche photos des espèces les plus caractéristiques. Enfin, le lien suivant vous permettra de visualiser des animations 3D de certains spécimens : www.geosoc.fr/complements-et-bibliographie.html (les images qui pourraient être générées par la vision des ammonites en 3D ne peuvent être reproduites sans autorisation des Collections de Lyon).

La coupe est relativement riche en ammonites (fig. 7) ; environ 15 000 ammonites ont été récoltées (Reboulet, 1996), dont plus de 700 dans le banc 174. Les facteurs qui peuvent expliquer cette abondance sont :

- les conditions d'affleurements avec des strates étendues latéralement, se présentant souvent en dalle, ce qui permet une bonne exploitation des surfaces et des volumes de roche offrant ainsi une collecte de fossiles plus aisée ;
- la lithologie avec des bancs calcaires argileux (< 80 % de carbonate de calcium) se cassant facilement selon le plan de stratification ;
- la préservation des ammonites, généralement bonne (peu fragmentées et peu déformées), avec des fossiles préservés sous forme de moules internes calcaires, la coquille originelle en aragonite ayant été dissoute au cours de la fossilisation ;

- un taux de sédimentation assez faible (45 m/Ma) limitant les effets de la dilution du matériel fossile par les apports sédimentaires ;
- les conditions paléoenvironnementales qui étaient certainement propices au développement des ammonites (milieu de mer ouverte).

La distribution verticale ou stratigraphique des espèces d'ammonites est analysée pour établir une chronologie relative. Les (sous-)zones utilisées dans ce travail sont des (sous-)zones d'intervalles. Ainsi, la base d'une unité biostratigraphique est définie par l'apparition phylétique de l'espèce-index ou taxon marqueur ; son sommet est défini par l'apparition du taxon caractéristique de l'unité surincombante. Sur la coupe, les limites de ces (sous-)zones sont identifiées par la première apparition fortuite des taxons. Afin de construire cette échelle zonale (fig. 7, cf. aussi l'article sur le PSM Hauterivien de ce dossier) et choisir au mieux les taxons marqueurs de chaque (sous-)zone, il y a certains critères à prendre en compte qui sont :

- une distribution verticale la plus courte possible du taxon-marqueur pour caractériser un intervalle stratigraphique le plus petit possible ; au sein des assemblages du Valanginien-Hauterivien, cela concerne plus particulièrement les *Criosarasinella*, *Tescheniceras*, *Acanthodiscus* et *Olcostephanus* qui ont une évolution relativement rapide ;
- une distribution paléogéographique du taxon la plus vaste possible afin que la zonation établie dans une localité puisse être reproductible ailleurs comme dans d'autres bassins du pourtour méditerranéen ;
- l'espèce-index doit présenter des caractéristiques morphologiques et ornementales qui permettent de l'identifier aisément et ne pas avoir de doute sur son attribution taxonomique ;
- elle doit être relativement abondante afin d'avoir une grande probabilité de la récolter ;
- si possible, le choix de l'espèce-index devrait également être motivé pour que sa distribution verticale corresponde (approximativement) à un intervalle stratigraphique où un renouvellement faunique a été observé ; ainsi la (sous-)zone est bien caractérisée et plus facilement reconnaissable.

Réalité terrain

Complément en ligne

Biostratigraphie. Dans ce complément électronique, seront abordées quelques notions relatives à l'étude systématique *via* l'utilisation d'une clé sommaire d'identification (ou détermination) des principaux taxons d'ammonites reconnus sur l'intervalle autour de la limite Valanginien-Hauterivien. Pour une approche plus approfondie, le lecteur est invité à se reporter au travail paléontologique réalisé par Reboulet (1996).

Les critères utilisés pour identifier les ammonites au niveau générique ou spécifique sont la morphologie de la « coquille » et son ornementation. Dans l'intervalle étudié, il y a principalement des ammonites à morphologie planispiralée (enroulement du tube coquillier dans un seul plan) à tours jointifs montrant un degré d'involution variable, c'est-à-dire des tours plus (forme involute) ou moins (forme évolutive) recouvrants et la partie visible, non couverte par le dernier tour est nommée l'ombilic (fig. 1). Les genres

rattachés à cet ensemble sont les : *Acanthodiscus*, *Breistrofferella*, *Tescheniceras*, *Criosarasinella*, *Olcostephanus*, *Oosterella*, *Neolissoceras*, *Lytoceras*, *Phylloceras* et *Phyllopachyceras* (tab. 1 ; pl. 1). Les autres genres appartiennent aux hétéromorphes avec deux groupes morphologiques : des ammonites planispiralées à tours disjoints avec les *Crioceratites* et *Himantoceras* (morphologie gyrocônique) et des ammonites à coquille droite avec les *Bochianites* (morphologie orthocônique).

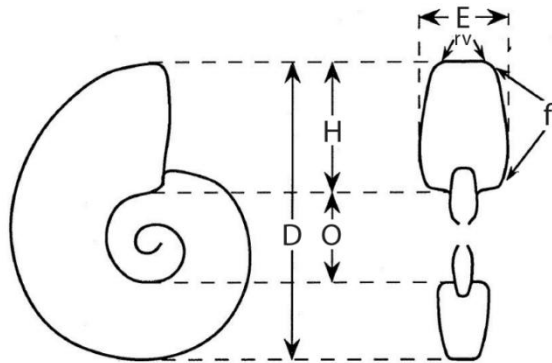


Fig. 1. – Morphologie d'une coquille planispiralée à tours jointifs et paramètres de mesure (D = diamètre maximum, H = hauteur du tour, O = diamètre ombilical, E = épaisseur du tour ; l'ornementation est décrite au niveau du flanc (f) et parfois lorsqu'elle est visible au niveau de la région ventrale (rv)).

L'ornementation des ammonites est parfois assez variable entre les différentes espèces d'un même genre et peut aussi changer au cours de l'ontogenèse d'un individu. L'appréciation qualitative de certains caractères est bien évidemment subjective tenant compte de leur relativité, comme le degré d'involutions de la coquille des formes planispiralées (involute *versus* évolutive), le déroulement (faible ou fort) des tours chez certains hétéromorphes, le relief des côtes ou leur tracé (flexueux *versus* rigide). Les côtes peuvent « naître » isolément à l'ombilic ou être regroupées par 2 ou 3 ou plus (parfois au niveau d'un renflement plus ou moins volumineux) ; elles peuvent rester simples ou se diviser sur les flancs à différentes hauteurs. Afin de pouvoir utiliser facilement la clé d'identification proposée ici (tab. 1), une simplification est appliquée en se limitant à une description des flancs qui correspond généralement au tour externe et en notant les principales caractéristiques de chacun des points ornementaux.

Dans l'intervalle étudié, un seul genre, *Neolissoceras* (pl. 1), est caractérisé par une ornementation lisse (absence de côtes). Pour les autres genres, le flanc de la coquille est orné de côtes plutôt : a) flexueuses (ex. *Tescheniceras*) ou rigides (ex. *Criosarasinella*) ; b) à faible (ex. *Phylloceras* et *Lytoceras*), moyen (ex. *Olcostephanus*) ou fort (ex. *Acanthodiscus*) relief ; c) isolées à l'ombilic (ex. *Acanthodiscus*) ou fasciculées (regroupées) au niveau d'un petit renflement (ex. *Tescheniceras*) ou d'une côte primaire bien marquée (ex. *Olcostephanus*) ; d) simples (ex. *Himantoceras*) ou divisées sur les flancs à différentes hauteurs, vers le tiers externe (ex. *Tescheniceras*) ou vers le quart externe (ex. *Criosarasinella*) ; e) pourvues parfois de tubercules bien nets (ex. *Acanthodiscus*). L'ornementation au niveau de la région ventrale n'est pas présentée ici ; selon les genres, elle peut être traversée par les côtes ou bien rester lisse. Le genre *Oosterella* est caractérisé par la présence d'une carène ventrale. Enfin, des aptychus, parties des ammonites minéralisées en calcite et interprétées comme des pièces operculaires ou mandibulaires, peuvent être trouvés, préservés en l'état et/ou le moule interne (pl. 1).

Coquilles		Genres															
		<i>Acanthodiscus</i>	<i>Breistrofferella</i>	<i>Tescheniceras</i>	<i>Criosarasinella</i>	<i>Olcostephanus</i>	<i>Oosterella</i>	<i>Neolissoceras</i>	<i>Lytoceras</i>	<i>Phylloceras</i>	<i>Phyllopachyceras</i>	<i>Crioceratites</i>	<i>Himantoceras</i>	<i>Bochiamites</i>			
Morphologie...	planispiralée ... à tours disjoints	jointifs	involute	●	●	●		●	●	●							
		évolutive				●			●								
	à tours disjoints	fortement											●				
		faiblement										●					
Ornementation...	avec des côtes plutôt...	droite (orthocône)														●	
		sans côtes (lisse)						●									
	à faible relief	à faible relief							●	●							●
		à relief moyen		●	●	●	●	●				●	●	●			
		à fort relief	●														
		flexueuses		●	●			●									●
		rigides	●			●	●			●	●	●	●	●			
		isolées	●	●						●	●	●	●	●	●	●	
		fasciculées			●	●	●	●									
		simples					●	●		●	●	●	●	●	●	●	
		divisées	●	●	●	●											
		+tubercules	●										●	●			
		+carène						●									

Tab. 1. – Clé d'identification indiquant de façon simplifiée certains caractères morphologiques et ornementaux des principaux genres existant autour de l'intervalle de la limite Valanginien-Hauterivien (cf. texte pour les commentaires).

Planche 1. Tous les fossiles (excepté l'aptychus) sont déposés dans les Collections de géologie de l'Université Claude Bernard Lyon (France), "Collection Reboulet", avec la numérotation "UCBL-FSL". Ils proviennent de la coupe de La Charce (LCH), sauf le spécimen UCBL-FSL488966 qui a été récolté sur la coupe des Sias (LSS, Drôme). L'échelle (barre noire) fait 1 cm. © S. Reboulet.

A- *Acanthodiscus radiatus*, LCH 208, UCBL-FSL488929.

B- *Tescheniceras flucticulum*, LCH 193, UCBL-FSL488889.

C- *Criosarasinella furcillata*, LCH 174, UCBL-FSL488592.

D- *Olcostephanus densicostatus*, LCH 208, UCBL-FSL487105.

E- *Oosterella cultrataeformis*, LCH 179, UCBL-FSL489308.

F- *Neolissoceras grasianum*, LCH 140, UCBL-FSL338222.

G- *Lytoceras subfimbriatum*, LCH 170, UCBL-FSL489108.

H- *Crioceratites heterocostatus*, LCH 170, UCBL-FSL487047.

I- *Himantoceras trinodosum*, LSS 95, UCBL-FSL488966.

J- *Bochianites neocomiensis*, LCH 193, UCBL-FSL488624.

K- *Phyllopacchyceras winkleri*, LCH 165, UCBL-FSL488236.

L- *Phylloceras tethys*, LCH 170, UCBL-FSL488289.

M- *Breistrofferella castellanensis*, LCH 205, UCBL-FSL488927.

N: *Tescheniceras callidiscum*, LCH 184, UCBL-FSL488854.

O- *Aptychus*, La Charce (non repéré).



Des stratotypes historiques aux Points Stratotypiques Mondiaux

- De Wever P., Cornée A., Jonin M., 2008. Des stratotypes pour une échelle des temps géologiques. *Géosciences*, BRGM, 7/8, 120-127.
- d'Orbigny A., 1849-1852. Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques. 3 volumes, Masson, Paris.
- d'Orbigny A., 1850-1852. Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés fossiles. 3 volumes, Masson, Paris.
- Gabilly J., 1962. Stratigraphie et limites de l'étage toarcien à Thouars et dans les régions voisines. Colloque du Jurassique. *C. R. et Mém. Institut Gd. Duc. Luxembourg*, 193-201.
- Gabilly J., 1976. Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France. Comité Français de Stratigraphie, Les stratotypes français, vol. 3, CNRS.
- Hedberg, H.D. (1976). *International Stratigraphic Guide: A Guide to Classification, Terminology, and Procedure*. John Wiley and Sons, New York.
- Hedberg H.D. (1979). *Guide stratigraphique internationale: Classification, terminologie et règles de procédures*. Doin éditeur, Paris.
- Lucas S.G., 2018. The GSSP method of chronostratigraphy: A critical review. *Frontiers in Earth Science*, 6(191), 1–18.
- Odin G.S., Gardin S., Robaszynski F., Thierry J., 2004. Stages boundaries, global stratigraphy, and the time scale : towards a simplification. *Notebooks on Geology*, CG2004_A02
- Odin G.S., Limondin-Lozouet N., Brugal J.P., 2007. Principes de subdivision stratigraphique de l'histoire de la Terre ; le cas du Quaternaire, sa signification et son rang hiérarchique. *Quaternaire*, 18, 9-22.
- Remane J., Bassett M.G., Cowie J.C., Gohrbandt K H., Lane H.R., Michelsen O., Wang N., 1996. Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes*, 19, 77–81.
- Walsh S.L., Gradstein F.M., Ogg J.G., 2004. History, philosophy, and application of the Global Stratotype Section and Point (GSSP). *Lethaia*, 37, 201–218.

PSM du Paléozoïque

- Aretz M., Corradini C. 2021. The Devonian-Carboniferous Boundary: an introduction. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 101 (2), 295-311.
- Becker R. T., Marshall J. E. A., Da Silva A. C. 2020. The Devonian Period. In Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. D., Ogg G. M. (eds), *The Geologic Time Scale*. 733-810.
- Chardon D., Aretz M., Roques D. 2020. Reappraisal of Variscan tectonics in the southern French Massif Central. *Tectonophysics*, 228477.
- Coen-Aubert M., Boulvain F. 2006. Frasnian. *Geological Belgica* 9, 19-25.
- Denayer J. et Mottequin B. 2015. Middle and Upper Devonian Events in Belgium: review and new insights. *STRATA* 2015 16, 40-43
- Dumont A. H. 1855. Carte géologique de l'Europe. Edition E. Noblet, Paris, Liège.
- Dupont E. 1882. Explication de la feuille de Ciney. Carte géologique de la Belgique.
- Feist R. 1985. Devonian stratigraphy of the South-eastern Montagne Noire (France). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 75, 331-352.
- Feist R., Klapper G. 1985. Stratigraphy and conodonts in pelagic sequences across the Middle-Upper Devonian boundary, Montagne Noire, France. *Palaeontographica Abteilung A*, 188, 1-18.
- Feist R., Cornée J.J., Girard C., Corradini C., Hartenfels S., Aretz M. 2021. The Devonian/Carboniferous Boundary in the stratotype area (SE Montagne Noire, France). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 101, 285-293.

- Gosselet J. 1874. Carte géologique de la bande méridionale des calcaires dévoniens de l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 2e série 37, 81-114.
- Gosselet J., 1879. Nouveaux documents pour l'étude du Famennien. Tranchées de chemin de fer entre Féronet et Semeries. Schistes de Sains. *Annales de la Société Géologique du Nord* 6, 389-399.
- Jongmans W. J., Gothan W. 1937. Betrachtungen über die Ergebnisse des zweiten Kongresses für Karbonstratigraphie. In Jongmans W. J., Deuxième Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère, Heerlen, Septembre 1935. *Compte Rendu* 1, 1-40.
- Kaiser S. I. 2009. The Devonian/Carboniferous boundary stratotype section (La Serre, France) revisited. *Newsletters on Stratigraphy* 43, 195-205.
- Kaiser S. I., Corradini C. 2011. The early siphonodellids (Conodonta, Late Devonian-Early Carboniferous): overview and taxonomic state. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 261, 19-35.
- Klapper G. 2021. Revision of the Late Devonian conodont genus *Ancyrodella*. *Bulletin of Geosciences* 96, 295-325.
- Klapper G., Feist R., House M. 1987. Decision on the boundary stratotype for the Middle/Upper Devonian Series. *Episodes* 10, 97-101.
- Klapper G., Feist R., Becker R., House M. 1993. Definition of the Frasnian/Famennian Stage boundary. *Episodes* 16, 433-441.
- Koninck (de) L.G., 1842-1844. Description des animaux fossiles qui se trouvent dans le Terrain carbonifère de Belgique. Liège, H. Dessain.
- Paproth E., Feist R., Flajs G. 1991. Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. *Episodes* 14, 331-336.

PSM Bathonien

- Fernández-López, S., Pavia, G., Erba, E., Guiomar, M., Henriques, M.H., Lanza, R., Mangold, C., Olivero, D., Tiraboschi, D., 2009. Formal proposal for the Bathonian GSSP (Middle Jurassic) in the Ravin du Bès Section (Bas-Auran, SE France). *Swiss Journal Geosciences*, 102 : 271-295
- Olivero, D., Atrops, F., 1996. Les séries à *Zoophycos* du Bathonien-Callovien de l'Arc de Castellane (SE de la France) dans la zone de transition plate-forme/bassin: stratigraphie et paléotectonique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323: 81-88
- Pavia, G., Fernández-López, S.R., Mangold, C., 2008. Ammonoid succession at the Bajocian-Bathonian transition in the Bas Auran area, Digne district, south-east France. *Rivista Italiana Paleontologia stratigrafica*, 114/2 : 287-311
- Sturani, C., 1967. Ammonites and stratigraphy of the Bathonian in the Digne-Barrême area (South Eastern France). *Bollettino Società Paleontologica Italiana*, 5: 3-57.

PSM Hauterivien

- Mutterlose, J., Rawson, P.F., Reboulet, S., with the contribution by Baudin, F., Bulot, L., Emmanuel, L., Gardin, S., Martinez, M., Renard, M., 2020. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Hauterivian Stage (Lower Cretaceous), La Charce, southeast France. *Episodes, Communication of IUGS Geological Standards*, 1-22, <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020072>
- Reboulet, S., 1996. L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauterivien inférieur du bassin vocontien et de la plate-forme provençale (Sud-Est de la France): relations avec la stratigraphie séquentielle et implications biostratigraphiques. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 137 : 1-371.
- Renevier, E., 1874. Tableau des terrains sédimentaires formés pendant les époques de la phase organique du globe terrestre avec leurs représentants en Suisse et dans les régions classiques, leurs synonymes et les principaux fossiles de chaque étage. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences naturelles*, 13 : 218-252.

Thieuloy, J.P., 1977. La zone à *Callidiscus* du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France). Lithostratigraphie, ammonitofaune, limite Valanginien–Hauterivien, corrélations. *Géologie Alpine*, 53 : 83–143.

PSM Albien

- Bréhéret, J.-G., Caron, M., Delamette, M. 1986. Niveaux riches en matière organique dans l'Albien vocontien ; quelques caractères de paléoenvironnement ; essai d'interprétation génétique. Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, numéro 110 : 141-191.
- Breistroffer, M. 1947. Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble, tome 26 : 17-104.
- D'Orbigny, A. 1842-43. Paléontologie française. Terrain Crétacés. Tome 2, Gastéropodes. Éditions Masson, Paris, 1-224 (1842) ; 225-446 (1843).
- Hart, M.B., Amédéo, F., Owen, H.G. 1996. The Albian Stage and Substage boundaries. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, Volume 66 (supplément), 45-56.
- Kennedy, J.W., Gale, A.S., Huber, B.T., Petrizzo, M.R., Bown, P., Jenkyns, H.C. 2017. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Albian Stage, of the Cretaceous, the Col de Pré-Guittard section, Arnayon, Drôme, France. *Episodes*, Volume 40, Number 3, 177-188, <http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/2017/v40i3/017021>
- Latil, J.-L., 2011. Lower Albian ammonites from Central Tunisia and adjacent areas of Algeria. *Revue de Paléobiologie* 30, 321-429.

PSM Cénomaniien

- Kennedy, W.J., Gale, A.S., Lees, J., Caron, M. 2004. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France : *Episodes*, 27, 21-32.
- Orbigny, A. d' 1848-51. Paléontologie française: Terrains Crétacés, 4, Brachiopodes, 1-32 (1847-1848); 33-104 (1849); 105-390 (1851), pls. 513- 599. Masson, Paris.
- Rawson, P.F., Dhondt, A.V., Hancock, J.M., Kennedy, W.J. (eds) 1996. Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries. Brussels, 8-16 September 1995. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences naturelles. Sciences de la Terre : 66, 1-117.

PSM Maastrichtien

- Birkelund, T., Hancock, J.M., Hart, M.B., Rawson, P.F., Remane, J., Robaszynski, F., Schmid F., and Surlyk, F., 1984, Cretaceous stage boundaries: *Bull. geol. Soc. Denmark*, v. 33, pp. 3-20.
- Dumont A., 1849 – Rapport sur la carte géologique du Royaume. Bulletin de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, 16, 351-373.
- Odin, G.S., Amorosi, A., 2001, Interpretative reading of the Campanian- Maastrichtian deposits at Tercis les Bains: sedimentary breaks, rhythms, accumulation rate, sequences: in Odin, G.S., ed., *The Campanian-Maastrichtian stage boundary: characterisation at Tercis les Bains (France): correlation with Europe and other continents*. IUGS Sp. Pub. 36; *Developments in Palaeontology and Stratigraphy Series*, 19, Elsevier Sciences Publ. Amsterdam, pp. 125-135.
- Odin, G.S. et al., 2001 - *The Campanian-Maastrichtian stage boundary: characterisation at Tercis les Bains (France): correlation with Europe and other continents*. IUGS Special Publication 36; *Developments in Palaeontology and Stratigraphy Series*, 19, Elsevier Sciences Publ. Amsterdam, 881 p.
- Odin G.S., Lamaurelle M.A., 2001 – *The global Campanian-Maastrichtian stage boundary*. *Episodes*, 24, 4, p. 229-238.
- Odin G.S. et Odin P., 1994. Première description d'une coupe dans la localité aturienne de Tercis (Landes) : contribution à l'étude de la limite Campanien – Maastrichtien.

Géologie de la France, BRGM, 2, p. 31-37.

- Thibault N., Husson D., Harlou R., Gardin S., Galbrun B., Huret E., Minoletti F. 2012 – Astronomical calibration of upper Campanian-Maastrichtian carbon isotope events and calcareous plankton biostratigraphy in the Indian Ocean (ODP Hole 762C): implication for the age of the Campanian/Maastrichtian boundary. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 337-338, 52-71.
- Rawson, P.F., Dhondt, A.V., Hancock, J.M., Kennedy, W.J., 1996, Proceedings “Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries” Brussels 8-16 September 1995. Bull. Inst. r. Sciences Naturelles de Belgique, v. 66, pp. 1-117.

3ème page de Couverture



Carrière de Coumiac (Hérault), PSM du Fammenien.

4ème page de Couverture



« Les ammonites du PSM Hauterivien de La Charce (Drôme) »