

Découverte de turbidites du Crétacé supérieur métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites dans les Pyrénées occidentales (vallée d'Aspe, France). Vers une révision de l'âge des ophites pyrénéennes

Christian Desreumaux*, Bernard Clément, Richard Fabre, Bruno Martins-Campina

Centre de développement des géosciences appliquées, université Bordeaux-1, av. des Facultés, 33405 Talence cedex, France

Reçu le 9 janvier 2002 ; accepté le 4 février 2002

Présenté par Jean Dercourt

Abstract – Discovery of contact metamorphism in Upper Cretaceous turbidites related to ophites intrusions in the western Pyrenees (Aspe Valley, France). Toward a revision of the age of the Pyrenean ophites. On the French side of the Pyrenees, in the Bedous area of the Aspe Valley, fine-grained turbidites classically dated as Carboniferous and Triassic are attributed to the Upper Cretaceous. They contain fucoids and Globotruncanidae assemblages of the *Dicarinella concavata* Zone (Upper Turonian–Lower Santonian) and are metamorphosed at the contact of ophites intrusions. This discovery implies a new interpretation of the regional stratigraphy and palaeogeography. Moreover, it questions the age of the ophites emplacement in the region as well as the structural relationships between the ‘Bedous basin’ and the North Pyrenean Zone to the north and the Palaeozoic High Chain to the south. *To cite this article: C. Desreumaux et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 197–203.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Pyrenees / Cretaceous / turbidites / fucoids / Globotruncanidae / ophites

Résumé – Sur le versant français des Pyrénées, dans la région de Bedous en vallée d'Aspe, des turbidites fines datées classiquement du Carbonifère et du Trias sont attribuées au Crétacé supérieur. Elles contiennent des fucoïdes et des associations de Globotruncanidae de la zone à *Dicarinella concavata* (Turonien supérieur–Santonien inférieur) et sont métamorphisées au contact d'intrusions d'ophites. Cette découverte implique une interprétation nouvelle de la stratigraphie et de la paléogéographie régionales. Elle remet aussi en question l'âge d'émission des ophites de la région ainsi que les relations structurales du « bassin de Bedous » avec la Zone nord-pyrénéenne au nord et la Haute chaîne primaire au sud. *Pour citer cet article : C. Desreumaux et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 197–203.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Pyrénées / Crétacé / turbidites / fucoïdes / Globotruncanidae / ophites

Abridged version

1. Introduction

The Bedous area of the Aspe Valley is of high interest, because it is located at the Europe and Iberia plates boundary (Fig. 1A), in an area where Pyrenean general metamorphism is absent. A first geological setting was defined by Fournier [12], Carez [4, 5], and Bresson [2]. Towards the north, the Layens–Ourdinse secondary chain of the North Pyrenean Zone is built up of Mesozoic platform forma-

tions of Triassic to Lower Cretaceous age that are affected by a north-vergent tangential tectonics. Towards the south, the High Chain comprises a Palaeozoic basement and an Upper Cretaceous sedimentary cover that consists of hippurites platform limestones and a fucoids flysch. Between these two zones is a median zone composed of a Palaeozoic basement, Triassic formations and ophites that overthrust the High Chain cover towards the south.

More recently, Canérot [3], Ribis [17], Ternet [21], Castéras et al. [7, 8] mainly took this geological setting again (Fig. 1B).

* Correspondance et tirés à part.

Adresses e-mail : christian.dx@wanadoo.fr (C. Desreumaux), b.clement@cdga.u-bordeaux.fr (B. Clément).

The north-vergent tangential tectonics of the Layens–Ourdinse secondary chain is confirmed [11, 16] as well as the south-vergent tangential tectonics of the High Chain cover [8].

The median zone is considered as a part of the High Chain where the Palaeozoic basement forms the Bois de la Traillère and Igountze massifs [8, 15], whereas the ‘Bedous basin’ corresponds to a trough where sedimentary formations and ophiolites that are both considered as Triassic in age crop out (Fig. 1B). This zone overlies the cover of the High Chain with a major abnormal contact (Fig. 1C).

The geology of the northern and southern zones appears to be admitted as a whole. On the contrary, it is not at all the case for the median zone. For Viers [24], the Igountze massif is mainly composed of Upper Cretaceous formations. The occurrence of Upper Cretaceous is recognized in the ‘Bedous basin’ [9].

The problem of the age of the ophiolites remains very debated. The metamorphism at their contact is described by Lacroix [14] that considers their emplacement as post-Triassic. Carez [5] observes ophiolites intruded into Upper Cretaceous formations. Most of the authors refute the existence of a contact metamorphism that affects post-Triassic formations and consider the ophiolites as Triassic in age [3, 19, 21–23]. Bossière [1] thinks that the problem of the age of the ophiolites is not solved. Several authors observe that the age of the ophiolites is younger than the age of the Cretaceous formations that are metamorphosed at their contact [9, 10, 13, 25, 26].

2. New field data and datings

The preliminary results presented herein have been obtained in the eastern part of the median zone between the Arricq and Gabarret creeks to the north and the Malugar and la Berthe creeks to the south (Fig. 2). They concern a turbidite formation metamorphosed around ophiolite intrusions.

2.1. Description

The turbiditic formation is mainly composed of mud turbidites that display incomplete Piper and Stow sequences (in [20]) in which T7 terms dominate. Silt and sand turbidites are much less frequent, rudites are absent. The calcareous content is very low or inexistent. However, some calcilutite beds are present. Fucoids occur at points F1 to F4 (Figs. 1B and 2). They are frequent within the Coniacian flyschs in the western Pyrenees.

The ophiolite intrusions crop out at points of variable sizes. The most important is the diapiric dome of the Soum de Pirait (Fig. 2). These ophiolites are related to oversaturated tholeiitic magmatism. On their edges whitish to very pale green rock masses with a talcous touch frequently crop out. These masses are of hydrothermal origin. When weathered, they often display a motley aspect, which explains why they have been wrongly considered as Keuper sediments.

At the ophiolite contact, the schists acquire an annealing aspect with a light grey to yellowish colour. At point P4 (Figs. 1B and 2), the Globotruncanidae are completely rubefacted. The limestones are dolomitised and mimic cellular dolomites. They also were wrongly attributed to the Triassic.

Most frequent minerals are quartz and pyrite. Some exceptional outcrops contain albite, pyrrhotite and phlogopite. The first $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ datings on phlogopites (Desreumaux and Monié, in preparation) give ages from 62 to 63 Ma.

2.2. Datings

Only seven points were positive: points P1 to P7 (Figs. 1B and 2). Table 1 summarizes the results. According to the stratigraphic repartition of the planktic foraminifera [6], the age intervals attributed to these points are the following: P1, P2, P5, P7, Upper Turonian–Lower Santonian; P3 (only two species): Middle Turonian–Lower Santonian; P4: Upper Turonian–Middle Santonian; P6 (only one species): Middle Turonian–Upper Santonian.

Consequently, the main probable age interval of the Globotruncanidae microfauna of the turbidites in the Bedous area is the Upper Turonian–Lower Santonian interval, that corresponds to the *Dicarinella concavata* Zone [18]. The microfauna and facies of P1 are identical with those of P2, P3 and P4. This confirms the absence of a major abnormal contact at this level. Westwards, the flysch of the High Chain cover contains Globotruncanidae up to the Upper Maastrichtian, such as *Rosita contusa* [17].

3. Conclusion

A new geological pattern is proposed (Fig. 3). The formations previously considered as Palaeozoic or Triassic in age in the median zone of the Bedous area must be attributed now to the Upper Cretaceous. The platform limestones of the cover of the Palaeozoic High Chain are older than the turbidites that are Upper Turonian to Lower Santonian in age. Therefore, their top cannot be attributed to the Campanian. Revising their stratigraphy would be useful.

During a period of extension and transtension, the subsidence of the area begins in the Turonian. This subsidence leads to the formation of a basin in which turbidites accumulate until the end of the Maastrichtian. During the Danian, the presence of faults related to the weakening of this basin allows the rise of a tholeiitic magma that is often diapiric. This magma leads to the contact metamorphism of the enclosing formations.

Then, during the Pyrenean compressive phases, the tholeiitic magmatism diapiric features and the tectonic inversions explain the double-verging tangential tectonics to the north and to the south observed both in the Layens–Ourdinse secondary chain and in the sedimentary cover of the Palaeozoic High Chain.

1. Introduction

La région de Bedous en vallée d'Aspe est d'un grand intérêt, car elle se situe aux confins des plaques Europe et Ibérie (Fig. 1A), dans un secteur où le métamorphisme général pyrénéen est absent. Un premier cadre géologique est défini par Fournier [12], Carez [4, 5] et Bresson [2]. Au nord, le chaînon Layens–Ourdinse de la Zone nord-pyrénéenne est constitué de formations mésozoïques de plate-forme, du Trias au Crétacé inférieur, qui sont affectées par une tectonique tangentielle à vergence nord. Au sud, la Haute chaîne comprend un socle paléozoïque et une couverture sédimentaire du Crétacé supérieur, composée de calcaires de plate-forme à hippurites et d'un flysch à fucoïdes. Entre ces deux zones se trouve une zone médiane (bassin de Bedous et massif du Bois-de-la-Traillère), à socle paléozoïque et à formations du Trias et d'ophites qui chevauchent la couverture de la Haute chaîne vers le sud (Fig. 2).

Canérot [3], Ribis [17], Ternet [21], Castéras et al. [7, 8] reprennent, pour l'essentiel, ce cadre géologique (Fig. 1B).

La tectonique tangentielle à vergence nord du chaînon Layens–Ourdinse est confirmée [11, 16], de même que la tectonique tangentielle à vergence sud de la couverture de la Haute chaîne [8].

La zone médiane est considérée comme un diverticule de la Haute chaîne, dans lequel le socle paléozoïque constitue le massif du Bois-de-la-Traillère et le massif d'Igountze [8, 15], tandis que le « bassin de Bedous » correspond à une zone d'ennoyage où affleurent des formations sédimentaires et des ophites attribuées au Trias (Fig. 1B). Cette zone repose par un contact anormal majeur sur la couverture de la Haute chaîne (Fig. 1C).

La géologie des zones nord et sud paraît acquise dans son ensemble. Il n'en est pas de même pour la zone médiane. Son contenu, d'une part, ses rapports structuraux avec les zones nord et sud, d'autre part, doivent être révisés.

Pour Viers [24], le massif d'Igountze est constitué essentiellement de formations du Crétacé supérieur. La présence de Crétacé supérieur est signalée dans le « bassin de Bedous » [9].

Le problème de l'âge des ophites reste très controversé. Lacroix [14] décrit le métamorphisme à leur contact et considère que leur mise en place est postérieure au Trias. Carez [5] observe des ophites intrusives dans le Crétacé supérieur. La plupart des auteurs réfutent l'existence d'un métamorphisme de contact qui affecterait des formations postérieures au Trias et considèrent que les ophites datent du Trias [3, 19, 21–23]. Néanmoins, selon Bossière [1], l'âge des ophites n'est pas résolu. Plusieurs auteurs observent qu'il est

postérieur aux formations du Crétacé métamorphisées à leur contact [9, 10, 13, 25, 26].

2. Nouvelles données de terrain et datations

Les travaux de cartographie détaillée sont en cours. Les résultats préliminaires présentés ici ont été obtenus dans la partie est de la zone médiane comprise entre les ruisseaux l'Arricq et Gabarret, au nord, et les ruisseaux Malugar et la Berthe, au sud (Fig. 2). Ils concernent une formation turbiditique métamorphisée autour d'intrusions d'ophites.

2.1. Description

La formation turbiditique est identique à celle de la zone sud. Elle se compose surtout de turbidites vaseuses à séquences de Piper et Stow (in [20]) incomplètes, à termes T7 dominants. Les turbidites silteuses et sableuses sont beaucoup moins fréquentes, les rudites sont absentes. L'ensemble n'est que très peu ou calcaire. Quelques bancs de calcilutites sont cependant présents.

Cette formation, traversée par des intrusions d'ophites, présente des directions et des pendages quelconques, ce qui rend impossible tout calcul d'épaisseur et tout établissement de colonnes stratigraphiques. Des fucoïdes sont présents aux points F1 à F4 (Figs. 1B et 2). Ces ichnofossiles sont fréquents dans les flyschs du Coniacien des Pyrénées occidentales.

Le substratum de la zone est constitué par des intrusions d'ophites, qui affleurent en des pointements de taille variable. Le plus important est le dôme diapirique de la Soum de Pirait (Fig. 2) qui présente une section elliptique, avec un grand axe N110° d'environ 5 km et un petit axe N20° d'environ 2 km. Ces ophites sont issues d'un magmatisme tholéitique sursaturé. Jusqu'à près de 10 % de quartz apparaissent dans la norme CIPW. Les textures et les altérations sont très variables. La taille du grain diminue du cœur de l'intrusion vers la périphérie, tandis que les altérations hydrothermales s'accroissent. À la bordure des ophites affleurent fréquemment des masses blanchâtres à vert très pâle et à toucher talqueux. Ce sont des masses d'origine hydrothermale, qui présentent des paragenèses à quartz–chlorite–muscovite, quartz–chlorite–actinote ou encore à quartz–chlorite–talc. Quand elles sont altérées, elles présentent souvent un aspect bariolé, ce qui explique qu'elles aient été considérées à tort comme des sédiments du Keuper.

L'épaisseur de l'auréole de métamorphisme de contact varie de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres. Les schistes prennent un aspect recuit et une teinte gris clair à jaunâtre. Au point P4

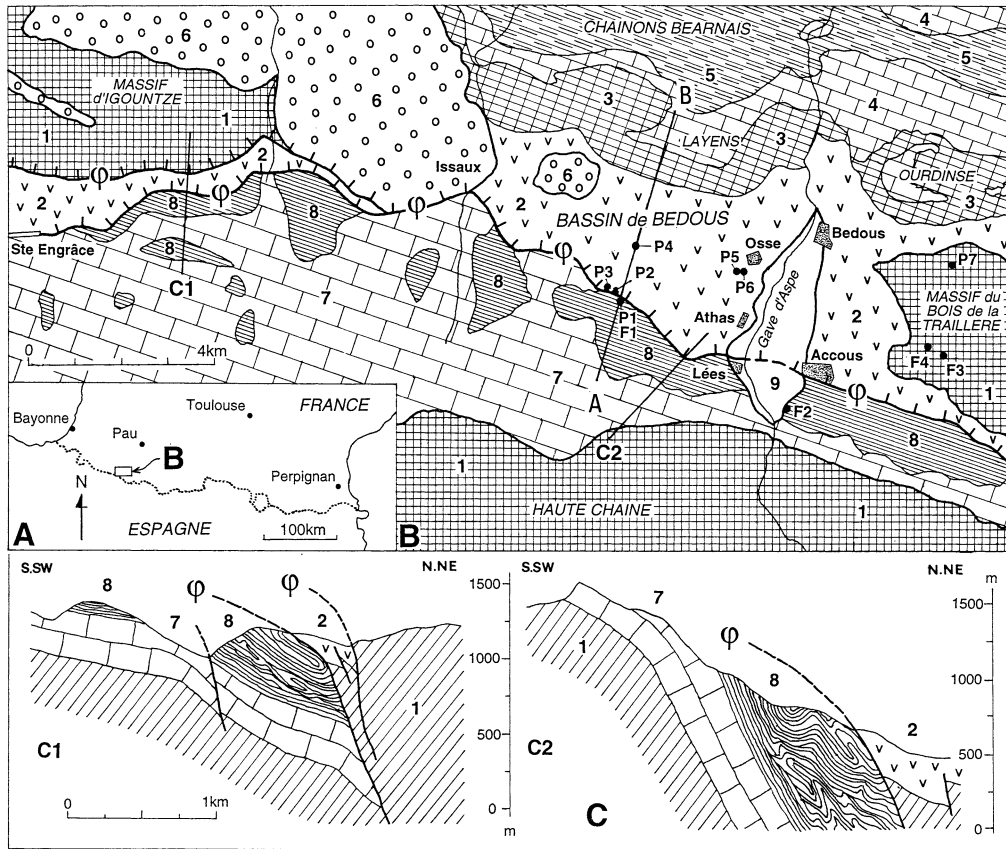


Figure 1. A. Localisation de **B. B.** Cadre géologique régional d'après des travaux antérieurs [3, 7, 8, 17, 21]. **C.** Coupes géologiques C1 et C2 d'après Ribis (1965). **1 :** Paléozoïque indifférencié ; **2 :** Permien–Trias (formations sédimentaires et ophites) ; **3 :** Jurassique ; **4 :** Crétacé inférieur ; **5 :** Albien ; **6 :** Albien–Cénomaniens ; **7 :** Cénomaniens à Campanien *p.p.* ; **8 :** Campanien *p.p.*–Maastrichtien ; **9 :** alluvions ; ϕ : chevauchement majeur. P1 à P7 et F1 à F4 : localisation des échantillons ; C1, C2 : position des coupes géologiques d'après Ribis [17] ; AB : position de la coupe géologique de la Fig. 3.

Figure 1. A. Location of **B. B.** Regional geologic setting after previous works [3, 7, 8, 17, 21]. **C.** Geologic cross-sections C1 and C2 after Ribis (1965). **1:** Undifferentiated Palaeozoic; **2:** Permian–Triassic (sedimentary formations and ophites); **3:** Jurassic; **4:** Lower Cretaceous; **5:** Albian; **6:** Albian–Cenomanian; **7:** Cenomanian to Campanian *p.p.*; **8:** Campanian *p.p.*–Maastrichtian; **9:** alluvions; ϕ : major thrust. P1 to P7 and F1 to F4: location of samples; C1, C2: position of geologic cross-sections after Ribis [17]; AB: position of the geologic cross-section of Fig. 3.

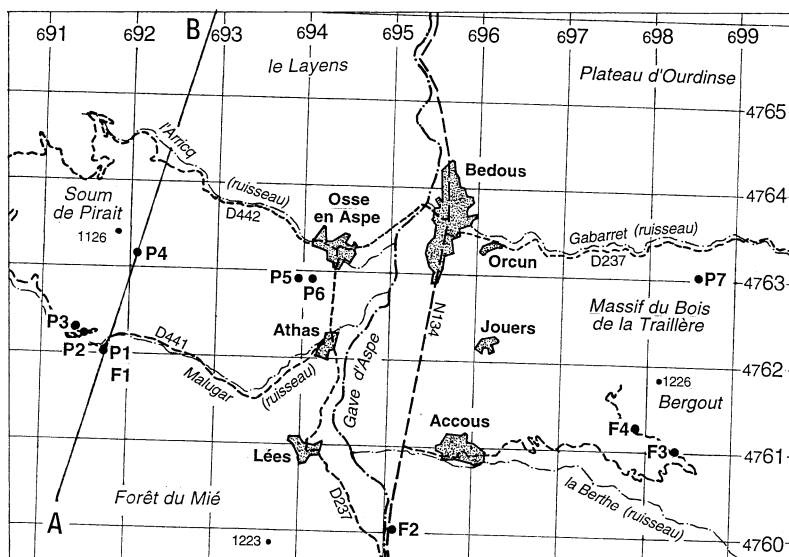


Figure 2. Localisation détaillée des échantillons. Les lignes chiffrées correspondent au quadrillage kilométrique UTM, fuseau 30. P1 à P7 et F1 à F4 : localisation des échantillons. AB : position de la coupe géologique de la Fig. 3.

Figure 2. Detailed location of samples. Numbered lines indicate the kilometric UTM grid, zone 30. P1 to P7 and F1 to F4: location of samples. AB: position of the geologic cross-section of Fig. 3.

Tableau 1. Échantillons : données et résultats.**Table 1.** Samples: data and results.

N° échantillon	Données UTM (fuseau 30)	Nature de la roche	Traitement	Globotruncanidae Ichnofossiles
P1	x = 691,700 y = 4762,050	schiste ocre à noirâtre	lavage	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>M. sigali</i> (Reichel), <i>M. coronata</i> (Bolli), <i>M. sinuosa</i> Porthault, <i>M. marginata</i> (Reuss), <i>M. undulata</i> (Lehmann), <i>M. angusticarinata</i> (Gandolfi), <i>Dicarinella primitiva</i> (Dalbiez)
P2	x = 691,400 y = 4762,185	schiste ocre à noirâtre	lavage	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>M. sigali</i> (Reichel), <i>M. marginata</i> (Reuss), <i>M. undulata</i> (Lehmann), <i>M. coronata</i> (Bolli), <i>M. angusticarinata</i> (Gandolfi)
P3	x = 691,380 y = 4762,260	schiste ocre à noirâtre	lavage	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>M. sigali</i> (Reichel)
P4	x = 692,075 y = 4763,160	schiste gris à noirâtre	lavage	<i>Marginotruncana coronata</i> (Bolli), <i>M. sinuosa</i> Porthault, <i>M. marginata</i> (Reuss), <i>Hedbergella flandrini</i> Porthault
P5	x = 693,925 y = 4762,900	schiste noir satiné	lame mince	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>M. renzi</i> (Gandolfi), <i>M. coronata</i> (Bolli), <i>M. schneegansi</i> (Sigal), <i>M. sinuosa</i> Porthault, <i>Dicarinella primitiva</i> (Dalbiez), <i>Hedbergella delrioensis</i> (Carsey)
P6	x = 694,110 y = 4762,900	schiste noir satiné	lame mince	<i>Marginotruncana marginata</i> (Reuss)
P7	x = 698,575 y = 4763,040	schiste noir	lame mince	<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i> Pessagno, <i>M. renzi</i> (Gandolfi), <i>M. coronata</i> (Bolli), <i>M. marginata</i> (Reuss), <i>M. sigali</i> (Reichel), <i>M. schneegansi</i> (Sigal)
F1	x = 691,700 y = 4762,050	turbidite sableuse	–	Fucoïdes
F2	x = 695,075 y = 4760,025	schiste ocre satiné	–	Fucoïdes
F3	x = 698,310 y = 4761,000	schiste ocre satiné	–	Fucoïdes
F4	x = 697,850 y = 4761,250	turbidite silteuse	–	Fucoïdes

(Figs. 1B et 2), les Globotruncanidae sont complètement rubéfiées. Les calcaires sont dolomités et ont un aspect caverneux, vacuolaire. Ils présentent une couleur ocre jaunâtre et miment les cargneules. Ils étaient eux aussi attribués à tort au Trias.

Les minéraux les plus fréquents sont le quartz et la pyrite. Quelques affleurements exceptionnels renferment de l'albite, de la pyrrhotite et de la phlogopite. Les premières datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur phlogopites (Desreumaux et Monié, en préparation) donnent des âges s'étageant de 62 à 63 Ma.

2.2. Datations

Seuls sept sites ont fourni des résultats positifs : les points P1 à P7 (Figs. 1B et 2). Le Tableau 1 résume les résultats obtenus. D'après la répartition strati-

graphique des foraminifères planctoniques [6], les tranches d'âge attribuables à ces points sont les suivantes : P1, P2, P5, P7, Turonien supérieur–Santonien inférieur ; P3 (deux espèces seulement) : Turonien moyen–Santonien inférieur ; P4 : Turonien supérieur–Santonien moyen ; P6 (une espèce seulement), Turonien moyen–Santonien supérieur.

Par conséquent, la tranche d'âge la plus probable des microfaunes de Globotruncanidae récoltées est l'intervalle Turonien supérieur–Santonien inférieur, ce qui correspond à la zone à *Dicarinella concavata* [18]. Les microfaunes et faciès de P1 sont identiques à ceux de P2, P3 et P4. Cela étaye la continuité de ces séquences. Vers l'ouest, le flysch de la couverture de la Haute chaîne renferme des Globotruncanidae, dont les plus récentes caractérisent le Maastrichtien supérieur, *Rosita contusa* en particulier [17].

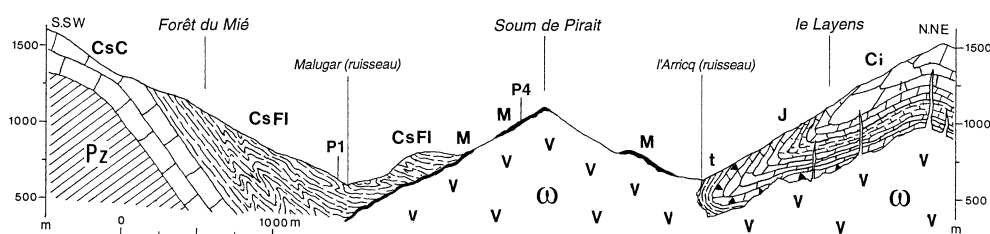


Figure 3. Coupe géologique AB de la zone sud à la zone nord (position sur la Fig. 2). **Pz** : Paléozoïque ; **t** : Trias ; **J** : Jurassique (Lias inférieur–Oxfordien) ; **Ci** : Crétacé inférieur (Aptien supérieur) ; **CsC** : Crétacé supérieur, calcaires (Cénomaniens–Turonien supérieur *p.p.* ?) ; **CsFI** : Crétacé supérieur, flysch (Turonien supérieur *p.p.* ?–Santonien inférieur) ; **ω** : ophite ; **M** : métamorphisme de contact ; **P1**, **P4** : affleurements fossilifères.

Figure 3. AB geologic cross-section from the south zone to the north zone (position in Fig. 2). **Pz**: Palaeozoic; **t**: Triassic; **J**: Jurassic (Lower Liassic–Oxfordian); **Ci**: Lower Cretaceous (Upper Aptian); **CsC**: Upper Cretaceous, limestones (Cenomanian–Upper Turonian *p.p.* ?); **CsFI**, flysch (Upper Turonian *p.p.* ?–Lower Santonian); **ω**: ophite; **M**: contact metamorphism; **P1**, **P4**: fossiliferous outcrops.

3. Conclusion : vers un nouveau modèle géodynamique du secteur

Une nouvelle structure géologique est proposée (Fig. 3). Les formations considérées précédemment comme datant du Paléozoïque ou du Trias dans la zone médiane de la région de Bedous doivent être attribuées dorénavant au Crétacé supérieur. Les calcaires de plate-forme de la couverture de la Haute chaîne primaire sont antérieurs aux turbidites du Turonien supérieur–Santonien inférieur. Leur sommet ne peut donc pas être attribué au Campanien. Cette découverte implique une révision de leur stratigraphie.

Remerciements. Nous remercions infiniment Marie-José Fondcave-Wallez pour la détermination spécifique des foraminifères planctoniques ; cet apport est majeur dans la découverte que nous présentons. Jean-Luc Schneider a assuré la traduction en anglais, nous lui en exprimons notre reconnaissance.

Références

- [1] G. Bossière, Étude pétrographique des ophites de la région de Bedous (Basses-Pyrénées), thèse 3^e cycle, université de Paris, 1968, 135 p.
- [2] A. Bresson, Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Pyrénées occidentales, Bull. Soc. géol. France VI (4) (1906) 777–852.
- [3] J. Canérot, Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (BP), thèse 3^e cycle, université de Toulouse, 1964, 200 p., 22 pl., 7 pl. h.t.
- [4] L. Carez, Note sur une coupe des montagnes des environs de Bedous (feuille de Mauléon), Bull. Soc. géol. France V (4) (1905) 517–519.
- [5] L. Carez, Études géologiques sur la feuille de Mauléon (Basses-Pyrénées), Bull. Soc. géol. France X (4) (1910) 73–90.
- [6] M. Caron, Cretaceous planktic foraminifera, in: H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.), Plankton stratigraphy, Cambridge University Press, 1985, pp. 17–86.

Au cours d'une période d'extension et de transtension, la subsidence de la région débute au Turonien. Cette subsidence entraîne la formation d'un bassin où s'accumulent des turbidites jusqu'à la fin du Maastrichtien. Au Danien, la présence de failles permet la montée d'un magma tholéitique souvent diapirique. Ce magma induit un métamorphisme de contact dans les terrains encaissants.

Par la suite, au cours des phases compressives pyrénéennes, les caractères diapiriques du magmatisme tholéitique et les inversions tectoniques expliquent la tectonique tangentielle à double vergence nord et sud observée dans le chaînon Layens–Ourdinse et dans la couverture sédimentaire de la Haute chaîne primaire.

- [7] M. Casteras, P. Souquet, R. Mirouse, Carte géologique détaillée de la France à 1:80 000^e, feuille Urdos n° 250 et notice explicative, 2^e éd., Serv. Carte géol. France, BRGM, Orléans, 1966.
- [8] M. Casteras, P. Souquet, P. Lamare, R. Mirouse, H. Alimen, J.P. Paris, Carte géologique détaillée de la France, feuille Mauléon n° 239 et notice explicative, 2^e éd., Serv. carte géol. France, BRGM, Orléans, 1969.
- [9] C. Desreumaux, M.J. Wallez, Position des ophites de la haute vallée d'Aspe (Pyrénées occidentales) dans leur environnement Jurassico-Crétacé, in: 118^e Cong. nat. Soc. hist. sci., Pau, 1993, p. 194, résumés.
- [10] A. Duffour, Roches basiques du Castillonnais et de la Belongue (Ariège), Bull. Soc. géol. France XXVIII (4) (1928) 273–279.
- [11] R. Fabre, C. Desreumaux, T. Lebourg, Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales), Bull. Soc. géol. France 171 (4) (2000) 407–418.
- [12] E. Fournier, Études géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive, Bull. Soc. géol. France V (4) (1905) 699–723.

- [13] E. Fournier, Sur quelques points de la tectonique de la lisière septentrionale des Pyrénées, *Bull. Soc. géol. France* XXV (4) (1925) 279–285.
- [14] A. Lacroix, Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées, *Bull. Carte géol. France* 6 (42) (1894) 307–446.
- [15] R. Mirouse, Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées, *Mém. Carte géol. France*, 1966, 451 p., 3 pl. h.t.
- [16] J.-P. Paris, Observations géologiques dans la région du pic de Layens (Basses-Pyrénées), *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse* 105 (3–4) (1969) 270–278.
- [17] R. Ribis, Contribution à l'étude géologique du Crétacé supérieur de la Haute chaîne dans la région de la Pierre-Saint-Martin, thèse 3^e cycle, université de Paris, 1965, 200 p., 27 pl., 15 pl. h.t.
- [18] F. Robaszynski, M. Caron, Foraminifères planctoniques du Crétacé : commentaire sur la zonation Europe-Méditerranée, *Bull. Soc. géol. France* 166 (6) (1995) 681–692.
- [19] M. Roubault, Au sujet de l'âge des ophites et du métamorphisme des terrains secondaires dans les Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège, *C. R. somm. Soc. géol. France* (1928) 184–185.
- [20] D.A.V. Stow, D.J.W. Piper, Deep-water fine-grained sediments: facies models, in: D.A.V. Stow, D.J.W. Piper (Eds.), *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies*, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 15 (1984) 611–646.
- [21] Y. Ternet, Étude du synclinal complexe des Eaux-Chaudes (Basses-Pyrénées), thèse 3^e cycle, université de Toulouse, 1965, 166 p., 24 pl., 9 pl. h.t.
- [22] J. Thiébaud, Au sujet des ophites des Pyrénées (Le point des travaux actuels), *Ann. sci. Univ. Besançon, Géol.* 20 (3) (1973) 5–13.
- [23] P. Viennot, Recherches géologiques dans les Pyrénées occidentales françaises, *Bull. Carte géol. France* XXX (163) (1927) 1–268.
- [24] G. Viers, Observations structurales sur les Pyrénées occidentales, *Bull. Soc. géol. France* VI (6) (1956) 713–726.
- [25] J. Zandvliet, The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, *Centr. Pyrenees, Leidse geol. Meded.* 25 (1960) 1–127.
- [26] H.J. Zwart, Sur les lherzolites et ophites des Pyrénées, *Leidse geol. Meded.* XVIII (1953) 281–286.