

Découverte de Foraminifères planctoniques paléocènes dans les brèches, précédemment tenues pour aptiennes et d'origine diapirique, des Pyrénées basco-béarnaises

Bernard Peybernès^{a,*}, Marie-José Fondécave-Wallez^a, Pierre-Jean Combes^b

^a « Dynamique des bassins sédimentaires », EA 3029, université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex 04, France

^b UMR CNRS 5573, université Montpellier-2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France

Reçu le 11 décembre 2001 ; accepté le 17 décembre 2001

Présenté par Michel Durand-Delga

Abstract – Discovery of Palaeocene planktonic Foraminifera within the breccias of Western Pyrenees, previously considered as Aptian and diapiric. After the dating, by means of planktonic Foraminifera, of post-metamorphic marine breccias, Upper Danian–Lower Selandian in age, associated to hemipelagites and unconformably overlying the Cretaceous tectogenic axis of the Pyrenees from Roussillon to Bigorre, was it possible to extend westwards the breccia-filled Palaeocene ‘trough’ as far as the ‘Zone des Chaînons béarnais’? This later unit, which belonged to the North-Iberian palaeomargin during Lower Cretaceous, was previously considered by several authors as characterized by an important halokinesis generating, during Aptian/?Albian, collapses of the Jurassic–Lower Cretaceous carbonate cover above dissolved salt domes and spectacular accumulations of breccias. In fact, we have everywhere identified Palaeocene planktonic microfauna within the matrix of these breccias (and within the associated hemipelagites), particularly of the reference ‘diapiric’ breccias of Etchebar, Lauriolle, Layens and Bosmendiette/Beloscare. Deposited into intra- ‘trough’ sub-marine canyons, after karstification and erosion of intermediate mountains with a steep topography previously induced by Uppermost Cretaceous compressions, the herein studied Palaeocene marine breccias should not be hereafter regarded as linked to any Lower Cretaceous diapirism on the North-Iberian palaeomargin. **To cite this article:** B. Peybernès et al., C. R. Palevol 1 (2002) 3–10. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

breccias / submarine canyons / Foraminifera / Palaeocene / diapirism / western Pyrenees

Résumé – Après la mise en évidence et la datation, par les Foraminifères planctoniques, de brèches marines post-métamorphes, d'âge Danien supérieur–Sélandien inférieur, associées à des hémipélagites et discordantes sur l'axe tectogénique crétacé des Pyrénées, du Roussillon à la Bigorre, une incertitude subsistait sur le prolongement vers l'ouest du « sillon » bréchiq ue paléocène jusqu'aux Pyrénées occidentales, notamment dans la zone des Chaînons béarnais. Cette dernière zone, qui appartenait à la paléomarge nord-ibérique pendant le Crétacé inférieur, était jusqu'alors considérée par certains comme le siège d'une importante halocinèse générant, à l'Aptien/?Albien, au droit de diapirs préalablement dissous, des effondrements de la couverture carbonatée jurassique/éocrétacée, caractérisée par d'importantes accumulations de brèches de *collapse*. En fait, nous avons partout identifié des microfaunes planctoniques paléocènes dans la matrice de ces brèches (et dans les hémipélagites qui leur sont associées), notamment dans celles tenues, jusqu'à présent, comme des modèles de brèches prétendues « diapiriques » : Etchebar, Lauriolle, Layens et Bosmendiette/Beloscare. Déposées dans des canyons sous-marins intra-« sillon », après karstification et érosion de paléoreliefs issus de compressions fini-crétacées, ces brèches marines paléocènes ne peuvent donc être les témoins d'un diapirisme d'âge Crétacé inférieur sur la paléomarge nord-ibérique. **Pour citer cet article :** B. Peybernès et al., C. R. Palevol 1 (2002) 3–10. © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

brèches / canyon sous-marin / Foraminifères / Paléocène / diapirisme / Pyrénées basco-béarnaises

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail : peyberne@cict.fr (B. Peybernès).

Abridged version

1. Introduction

From about ten years, chaotic breccias from Western Pyrenees (synthesis in [13]) have been related to an Aptian/?Albian diapirism occurring on the Cretaceous North-Iberian margin of the range. These breccias were interpreted as induced by the collapse of the Jurassic–Lower Cretaceous carbonate cover to the top of former diapirs of Triassic evaporites, activated during Aptian and later dissolved. However, this interpretation was not founded on the direct dating of the breccias and did not take in account the possible ante-breccia compressions marked by an evident angular unconformity over their Mesozoic substratum. The revision of these breccias, particularly cropping out in the reference localities of Etchebar, Lauriolle, Layens and Bosmendiette/Beloscare, shows everywhere the presence of Palaeocene planktonic Foraminifera (P1c to P3 interval, Upper Danian to Lower Selandian) either within their matrix, or within interbedded hemipelagites. This kind of breccias has the same characters than the Danian/Selandian breccias (Comus, Baixas) recently dated [18–20], more to the east (between the Mediterranean Sea and the Garonne River). Regarded as submarine canyon deposits, all these breccias are never induced by halokinesis.

2. Palaeocene age of the ‘Etchebar Breccias’ in their type locality

Southwest of Tardets (Fig. 1), a (supposed thick) brecciated formation, called the ‘Etchebar Breccias’, has been described and assigned to Upper Aptian [3–5, 14, 21]. It unconformably overlies the Jurassic carbonate substratum, previously karstified and itself brecciated [9], which is reworked in their clasts. Historically, the ‘Etchebar Breccias’ [3–5] have been considered as one of the most representative model of Lower Cretaceous so-called diapiric breccias, later applied [6, 13, 14] to other localities (Lauriolle, Layens, Bosmendiette/Beloscare), also belonging to the ‘North-Iberian’ margin of the Lower Cretaceous axial rift (‘Chaînons Bearnais Zone’) (Fig. 1). In reality, the matrix of the ‘Etchebar Breccias’ contains Palaeocene ‘Globigerinids’, such as *Globanomalina compressa*, *Gl. imitata*, *Gl. ehrenbergi*, *Morozovella angulata*, *Acarinina strabocella*, *Praemurica inconstans*, *Igorina pusilla* and *I. aff. tadjikistanensis*. These Danian–Selandian taxa are also associated to reworked Globotruncanids, Upper(?) Maastrichtian in age. Those breccias can be correlated to the marine Palaeocene breccias known more to the east (‘Pibeste Breccias’ [20]; ‘Comus/Baixas Breccias’ [18, 19]) and restricted to the Cretaceous tectogen. We interpret the ‘Etchebar Breccias’ as a debris-flow accumulation on the slopes and the bottom of submarine canyons; their elements come from the post-Maastrichtian erosion of intermediate palaeolandscapes, partly emerged and karstified [20]. Unconformably overlying a previously folded substratum (Uppermost Cretaceous compressions), these breccias are later themselves folded by the ‘Pyrenean’ com-

pressions, Upper Eocene in age. This scenario is only induced by successive compressional/transpressional tectonics. The identification of Palaeocene marine breccias in this part of Pyrenees (Béarn, Basque Country) allows to considerably extend westwards the breccia-filled ‘trough’, which is now 350 km long at least (and 20–30 km wide). The ‘Etchebar Breccias’ also contain Neogenic phyllites induced by an epimetamorphism, ‘Upper’ Palaeocene or Eocene in age, which must be separated from the Mid-Cretaceous thermometamorphism characterized by scapolites such as dipyre.

3. Extension of the results to other localities

The spectacular polygenic breccias of the Pic de Lauriolle [1, 2, 6, 7, 13, 14, 21], also previously interpreted as Aptian/?Albian diapiric breccias, are folded in a ‘Pyrenean’ dissymmetric syncline and reach at least 150 m in thickness. They unconformably overlie Triassic and Jurassic formations to the south and Urgo-Aptian/Albian complex to the north. Their clasts, which belong to the immediate substratum, are not more recent than the Clansayesian. In their matrix, also epimetamorphic, have been observed Danian–Selandian planktonics, such as *Gl. compressa*, *Gl. imitata*, *Gl. ehrenbergi*, *I. pusilla*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoïdes*, *Morozovella praeangulata*, *M. angulata* and *Ac. strabocella*. This significant microfauna allows to correlate the ‘Pic de Lauriolle Breccias’ to the ‘Comus/Baixas Breccias’ [18, 19] and to the newly dated Etchebar ones. On the southern slope of the Pic de Layens, the same Palaeocene marine breccias fill palaeolapies, particularly deep within the ‘Infraliassic’ limestones of Col de Bergout. The breccias are associated to argillaceous hemipelagites (microrhythmites including glauconitic microbreccias) similar to the hemipelagites associated to the Comus/Baixas ones. They are also dated of Danian–Selandian by *Gl. compressa*, *Gl. imitata*, *Gl. ehrenbergi*, *I. pusilla*, *Parasubbotina variospira*, *P. varianta*, *P. pseudobulloides*, *Praemurica spiralis*, *Ac. strabocella* and *S. aff. triloculinoïdes*. In the Basque Country, the Bosmendiette/Beloscare region is characterized by the same type of Palaeocene marine breccias, always overlying the ‘Infraliassic’ limestones. They are also associated to hemipelagites and contain the same planktonic assemblage.

4. Conclusion

The long breccia-filled Palaeocene ‘trough’, now identified from Roussillon to Basque Country, is superimposed, east of Lourdes [18–20], to the European margin of the Lower Cretaceous rift and more or less restricted to the Cretaceous Pyrenean tectogen. More to the west, it seems to be only located on the North-Iberian palaeomargin. This ‘unconformity’ over two different plates must be associated to the angular unconformity of these breccias over Uppermost Cretaceous folds, anterior to an important post-Maastrichtian/ante-Upper Danian erosion generating the clasts of the breccias. Afterwards, the Palaeocene

breccias are lightly metamorphised (neogenic phyllites) then folded by the Upper Eocene compressions. Containing significant planktonics and associated to argillaceous

hemipelagites, they are never induced by any kind of diapirism, neither during Lower Cretaceous, nor later during Tertiary.

1. Introduction

Depuis plus d'une décennie, des brèches à éléments jurassiques et éocétacés, souvent chaotiques, sont interprétées (synthèse *in* [13]), dans les Pyrénées basco-béarnaises (zone des Chaînon béarnais), comme des résidus d'un diapirisme d'âge Aptien/?Albien affectant la paléomarge nord-ibérique du rift éocétacé pyrénéen. Ces brèches (que l'on ne connaît pas dans les vrais diapirs triasiques du bassin d'Aquitaine) seraient issues d'un *collapse* de la couverture à dominante carbonatée, d'âge Jurassique à Aptien, effondrée au droit d'anciens diapirs à évaporites triasiques, mobilisées à l'Aptien puis disparues par dissolution. Cette interprétation, plusieurs fois réaffirmée avec force, ne repose pas en fait sur la datation directe des brèches en question et ne tient pas compte d'éventuelles compressions antérieures au dépôt des brèches pourtant en nette discordance sur leur substratum. La révision de ces brèches, objet de la présente note, a été effectuée dans des localités prises jusqu'à présent comme exemples significatifs de brèches dites « diapiriques ». Elle a révélé la présence constante de microfaunes marines planctoniques paléocènes dans la matrice des brèches et dans les hémipelagites argileuses associées. Ces brèches, souvent polygéniques, présentent les mêmes caractères que celles récemment découvertes [18–20] entre la Méditerranée et le Gave de Pau : âge Danien supérieur–Sélandien inférieur (intervalle P1c–P3, selon le standard d'Olsson et al. [15]) ; position discordante sur un substratum au plus jeune Albo-Cénomaniens et nette postériorité au thermométamorphisme mésocétacé ; dépôt dans des canyons sous-marins. Nous montrons que ces brèches appartiennent, d'une extrémité à l'autre des Pyrénées, au même ensemble, déposé à la même époque (Danien–Sélandien) et dans le même contexte tectono-sédimentaire.

2. Attribution au Paléocène des « brèches d'Etchebar » dans leur localité type

Au sud-ouest de Tardets (Fig. 1) a été décrite [3–5, 14, 21], sur le flanc sud-oriental de l'Etchebarmendy, une supposée puissante (plus de 100 m) formation bréchique, les « brèches d'Etchebar », attribuée alors à l'Aptien supérieur. Cette formation, à dominante carbonatée, se développe aussi, plus à l'est, sur les

pentons du Lichançumendy et de la Montagne d'Ahar-gou. Ces mégabrèches ont plutôt l'allure d'un « placage », discontinu mais stratifié, flué vers l'aval et à pendage conforme à la pente actuelle [14]. Elles reposent en discordance angulaire nette (le long d'une surface rubéfiée/dolomitisée) sur les formations mésozoïques, antérieurement karstifiées et bréchifiées [9], qu'elles remanient à l'état de clastes (notamment les calcaires du Lias inférieur, les « calcaires d'Aussurucq » du Dogger et les altérites pisolithiques sus-jacentes). Superficielles, ces brèches ne dépassent pas, en fait, la dizaine de mètres d'épaisseur et leurs rapports avec les « brèches d'Arhansus » (Gargasien supérieur) [9], topographiquement plus hautes, ne sont pas clairs. Ce sont les « Brèches d'Etchebar » qui, historiquement [3–5], ont servi de modèle, afin d'étayer l'hypothèse d'un prétendu diapirisme éocétacé qui serait quasi-généralisé sur la marge nord-ibérique de cette partie des Pyrénées. Ce modèle a été par la suite appliqué [6, 13, 14, 21] aux brèches, supposées synchrones et de même origine, du pic de Lauriolle, de Bosmendiette/Béloscare et du pic de Layens, localités appartenant toutes à la zone des Chaînon béarnais (Fig. 1), donc à la marge nord-ibérique.

En réalité, à Etchebar, comme au Lichançumendy proche, de telles brèches ne sont ni aptiennes, ni d'origine diapirique. Leur matrice, plus ou moins argileuse, parfois microrhythmée (rappelant certaines hémipelagites), contient en effet une microfaune planctonique paléocène (intervalle P1c–P3) de « Globigéridés » au sens large (= superfamille des Globigerinacea), dont *Globanomalina compressa* (PLUMMER) [P1c–P3b], *Gl. imitata* SUBBOTINA [P1b–P6], *Gl. ehrenbergi* (BOLLI) [P2–P4], *Morozovella angulata* (WHITE) [P3–partie inférieure/moyenne de P4], *Acarinina strabocella* (LOEB. et TAPPAN) [P3a–P4a], *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA) [P1c–P3a], *Igorina pusilla* (BOLLI) [P3–partie inférieure de P4] et *I. aff. tadjikistanensis* (BYKOVA) [P3b–P5]. On y trouve également des Globotruncanidés du Maastrichtien (supérieur ?) remaniés, dont *Globotruncanita stuarti* (de LAPPARENT), *Globotruncanella petaloidea* (GAND.) et des spécimens évolués de *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN). Elles sont donc corrélables avec les brèches marines dano-sélandiennes des Pyrénées centrales et orientales, qui sont circonscrites au tectorogène crétacé (« brèches du Pibeste » [20] ; « brèches de Comus » [18] ; « brèches de Baixas » [19]). Elles sont, de plus, traversées par des filons sédimentaires carbonatés et oolithiques,

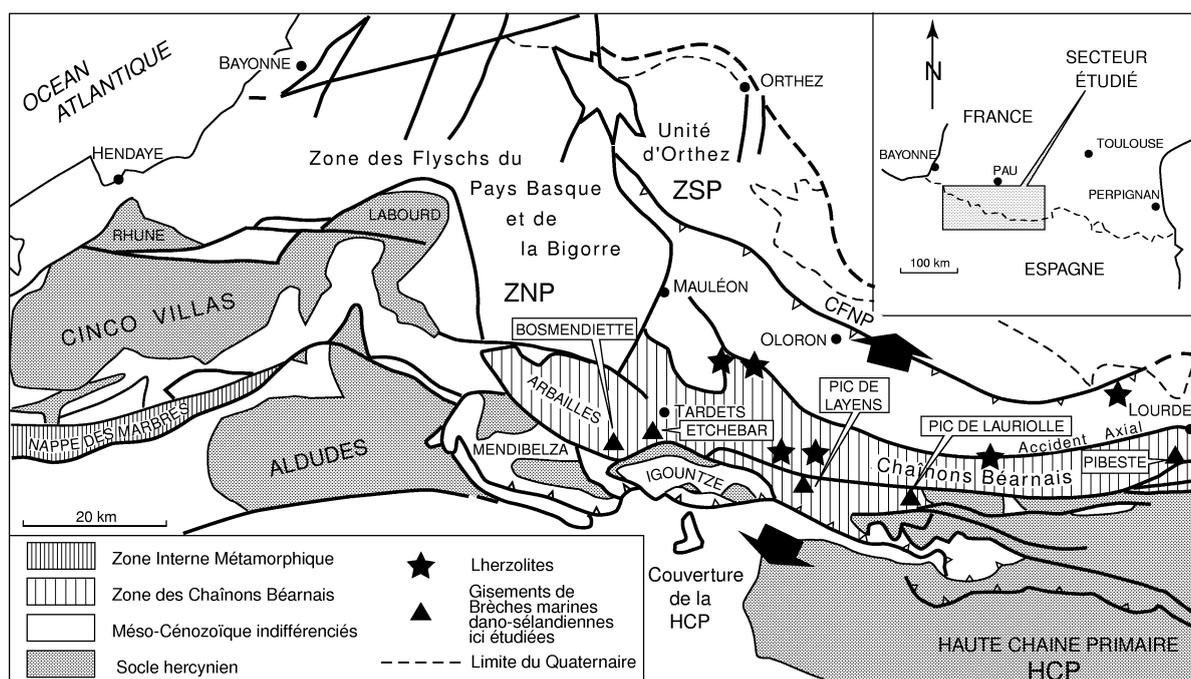


Figure 1. Carte schématique de situation des affleurements de brèches marines paléocènes étudiées ici.

Figure 1. Location map of herein studied outcrops of Palaeocene marine breccias.

également à Foraminifères planctoniques, dont *Gl. compressa*, *M. angulata* et *Igorina albeari* (CUSHMAN) [P3b–P4b/c], visibles au Lichançumendy. Les « brèches d’Etchebar » sont, selon notre interprétation, des brèches accumulées sur les pentes et au fond de canyons sous-marins et proviennent du démantèlement, après érosion post-maastrichtienne (vers la limite K/T ou pendant le Danien inférieur), de paléoreliefs intermédiaires, émergés et karstifiés [20]. Discordantes sur un substratum variable, antérieurement plissé par des compressions/transpressions anté-paléocènes (fini-crétacées), ces brèches sont ensuite reprises par une compression ultérieure « pyrénéenne » (probablement Éocène supérieur), qui fracture et replisse le tout. Il s’agit là d’un dispositif induit par les seules tectoniques compressives/transpressives successives, dans lesquelles l’halocinèse ne doit jouer aucun rôle. La présence de brèches marines paléocènes en Béarn et au Pays basque permet de prolonger considérablement vers l’ouest le « sillon » est–ouest, maintenant estimé à 350 km de longueur (sur 20–30 km de large), au sein duquel se relayaient les dits canyons. Notons enfin que la néoformation de phyllites (micas et chlorites), voire de feldspaths, et la recristallisation de certains clastes dans la matrice des « brèches d’Etchebar » [14] ne sont pas liées au métamorphisme mésocrétacé HT–BP, qui génère ailleurs (zone interne métamorphique) marbres à dipyre et cornéennes. Il s’agit ici d’un métamorphisme atténué

post-brèches, donc Paléocène « supérieur » ou éocène, déjà repéré à plusieurs reprises dans les brèches plus orientales [18, 19].

3. Extension des résultats à d’autres coupes de référence du Béarn et du Pays basque : pic de Lauriolle, pic de Layens, Bosmendiette/Beloscare

3.1. Pic de Lauriolle

Les spectaculaires « brèches du pic de Lauriolle » (Fig. 2A), maintes fois décrites [1, 2, 6, 7, 13, 14, 21] constituent une petite unité sédimentaire (1,5 km d’est en ouest [14]) occupant le coin structural délimité par les failles d’Ibech au sud et d’Ossau à l’est et chevauché, à l’est, par le Paléozoïque des Cinq-Monts, appendice de la haute chaîne primaire. Bien que tenues, dans les références précitées, comme l’un des exemples les plus démonstratifs (au même titre que les « brèches d’Etchebar »), de brèches diapiriques aptiennes/?albiennes, ces brèches ont été ici étudiées spécialement sous l’angle micropaléontologique. Leurs caractéristiques sont les suivantes.

– Parfaitement stratifiées, les brèches dessinent un synclinal dissymétrique à flanc sud épais (150 m) et fortement redressé (70 à 80° nord) et à flanc nord beaucoup moins épais (60 m) et surtout moins incliné (50° sud). Sa charnière (entre le sommet du pic et la

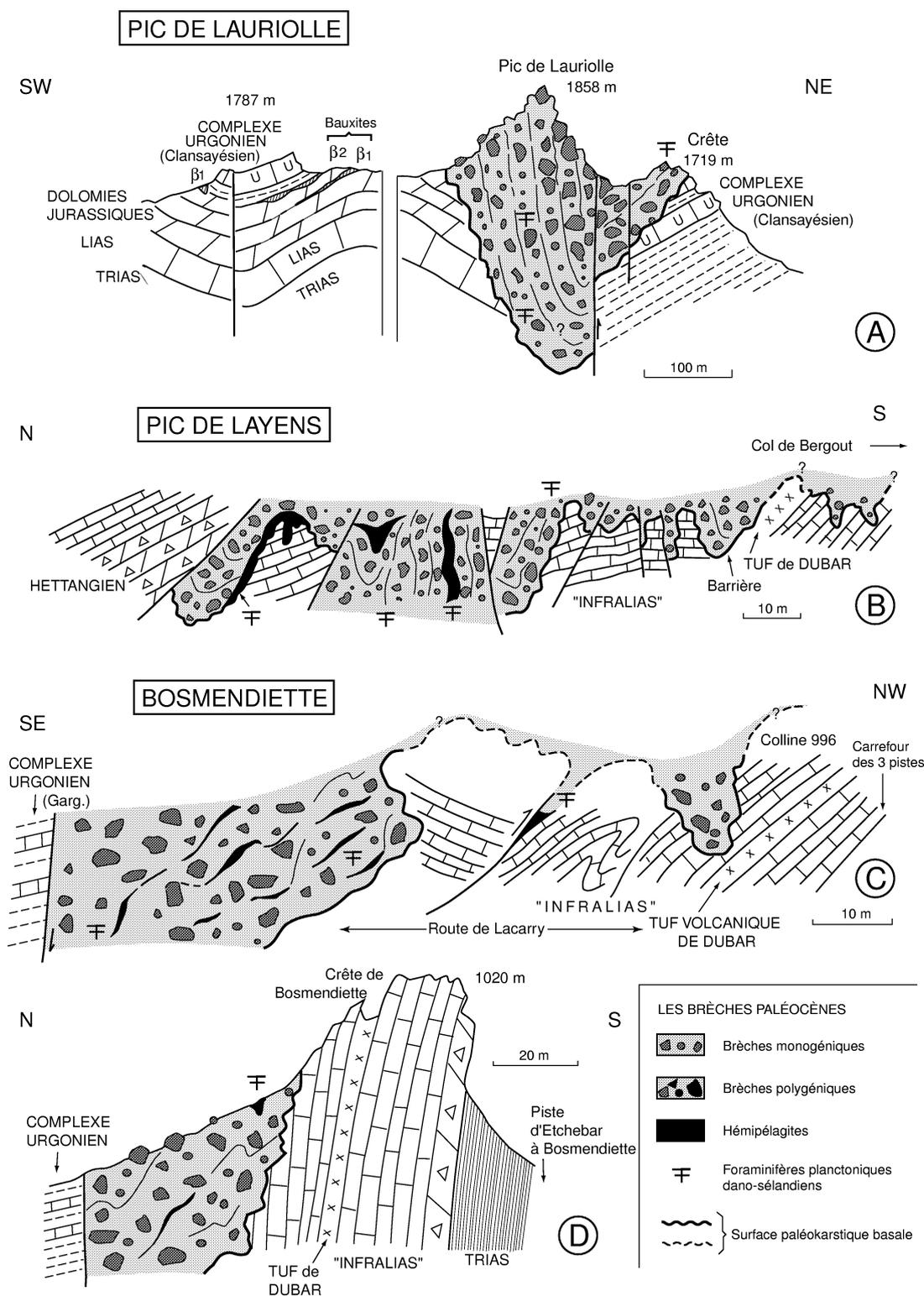


Figure 2. Détail des principaux affleurements de brèches marines paléocènes dans la zone des Chaînon béarnais (Pyrénées basco-béarnaises), au sein de laquelle s'affrontaient les paléomarges européenne et nord-ibérique. Échelles différentes. **A** : coupe du pic de Lauriolle ; **B** : coupe de la piste du col de Bergout aux Cabanes d'Arrens (versant sud du Pic de Layens) ; **C-D** : coupes de la crête de Bosmendiette (**C** : route de Bosmendiette à Lacarry ; **D** : colline 1020 m, face à la table d'orientation et près du Cayolar d'Olaberria).

Figure 2. Detail of significant outcrops of marine Palaeocene breccias from the 'Zone des Chaînon béarnais' (Western Pyrenees), where clashed the two palaeomargins, European and North-Iberian. Different scales. **A**: Pic de Lauriolle section; **B**: section of the trail from Col de Bergout to Cabanes d'Arrens (Southern side of Pic de Layens); **C-D**: sections of the Bosmendiette ridge (**C**: road from Bosmendiette to Lacarry; **D**: hill 1020 m, in front of the orientation table and close to Cayolar d'Olaberria).

crête 1719) est affectée par des failles « pyrénéennes » est–ouest, à jeu vertical (stries), qui étirent le flanc nord vers l’est.

– Ce synclinal de brèches est discordant (discordance à la fois cartographique et angulaire) sur les terrains sous-jacents : dolomies jurassiques du col de Las Arquès et Trias ophitique du vallon d’Ibech, au sud, « complexe urgonien » (calcaires, calcschistes et marnes noires du passage Aptien/Albien), au nord. Ses pendages importants, supérieurs à ceux du substratum, pourraient être dus à l’existence de pentes sédimentaires originelles sur les flancs d’un paléocanyon.

– Les brèches ne passent latéralement [2, 6] ni au « complexe urgonien », ni aux marnes noires d’un supposé (?) « Albien élevé ».

– Les brèches, polygéniques et hétérométriques, remanient leur substratum immédiat : au sud, la série du flanc sud (quartz bipyramidés et ophites triasiques, marno-calcaires du Lias moyen, dolomies jurassiques, calcaires urgo-clansayésiens, à Orbitolines et pisolithes de bauxite resédimentés [10], etc...); au nord, la série du flanc nord (calcschistes et marnes noires du « complexe urgonien » [2]). Les clastes, sub-anguleux, sont centi- à décimétriques au sud et plurimétriques (olistolithes) au nord ; aucun élément plus récent que le Clansayésien, notamment néocrétacé, n’a été micropaléontologiquement reconnu.

– Le liant est, soit une matrice argilo-carbonatée, parfois ferrugineuse, soit un ciment microsparitique. Il peut être quasi absent sur le flanc nord (mégabrèches à éléments calcschisteux jointifs). Des phyllites néoformées (micas blancs, chlorites), également présentes dans les bauxites intra-jurassiques B1 du substratum [10], indiquent un métamorphisme [14] post-brèches de faible intensité qui, compte tenu de l’âge de ces dernières (voir plus loin) ne peut correspondre au thermométamorphisme HT–BP mésocrétacé « pyrénéen ». Malgré le grand nombre de lames minces, nous n’avons pas retrouvé le dipyre antérieurement signalé [7], ni en cristaux automorphes dans le ciment, ni à l’état remanié et présent dans d’éventuels éléments de marbres ou de cornéennes.

– Dans ce liant s’observent des Foraminifères planctoniques de l’intervalle P1c–P3, dont *Gl. compressa*, *Gl. imitata*, *Gl. ehrenbergi*, *I. pusilla*, *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER) [P1–P3a/P3b], *Subbotina triloculinoïdes* (PLUMMER) [P1b–P4a], *Morozovella praeangulata* (BLOW) [P2–P3a], *M. angulata* et *Ac. strabocella*.

On en déduit que les « brèches du pic de Lauriolle » sont, comme celles d’Etchebar, des brèches paléocènes remplissant un ancien canyon sous-marin et discordantes sur des plis probablement fini-crétacés (en tout cas post-passage Aptien–Albien). Ultérieurement épimétamorphisées (phyllites), puis plissées en syn-

clinal et faillées à l’Éocène supérieur (phase « pyrénéenne »), elles ont été exhaussées à l’altitude du pic (1858 m) par les réajustements isostatiques récents. L’analogie de milieu de dépôt et le synchronisme des « brèches du pic de Lauriolle » avec les « brèches de Comus/Baixas », plus orientales, semblent ainsi maintenant bien établis ; à l’image de ces dernières, leur origine diapirique est totalement exclue, compte tenu de leur stratification, des Foraminifères planctoniques qu’elles renferment à la fois dans leur matrice et dans les hémipélagites intercalées, ainsi que de leur âge Dano-Sélandien micropaléontologiquement prouvé.

3.2. Pic de Layens

Élément particulièrement représentatif de la zone des Chaînon béarnais dominant la vallée d’Aspe (Fig. 1), le chaînon calcaire mésozoïque du Layens comporte deux sommets, le « petit » Layens (1557 m), au nord-est des cabanes d’Arrès, et le « grand » Layens (1625 m), au nord-ouest de la cabane de Ligarce. Il correspondrait, selon Paris [16], à un empilement complexe de plis couchés vers le nord, fortement écaillés, affectant une série, chevauchante vers le sud, allant du Trias à l’Albien inférieur. Des brèches sédimentaires y ont été signalées : d’une part, un liseré discontinu de brèches de type « Arhanus » [17], du Gargasien supérieur, jalonnant l’interface altérites–Urgo–Aptien (« grand » Layens) et, d’autre part (pentes méridionales du « petit » Layens), une énorme masse de brèches immatures, « discordantes » sur le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur. Ces dernières brèches ont été rapportées [7, 8, 13, 21] à des brèches de *dissolution–collapse* (type « Etchebar »), d’âge Aptien, liées à un éventuel diapir triasique SW–NE. Une récente révision détaillée [11, 12] a abouti à y voir plutôt des éboulis quaternaires (brèches de pente) liés à des glissements rocheux, notamment au nord-est de Capdevielle. Après avoir minutieusement exploré ce versant à la recherche d’hypothétiques brèches paléocènes, nous partageons totalement cette dernière interprétation. En revanche, il existe d’autres brèches, datées du Paléocène cette fois, à matrice jaune orangé, remplissant des poches karstiques plurimétriques et d’anciennes fissures ouvertes (paléolapiaz) dans la plupart des formations carbonatées du chaînon. Cette paléosurface karstique carie particulièrement les calcaires en dalles de l’« Infralias » (Rhétien probable) qui constituent la base, écaillée, de la série du flanc sud affleurant sur la piste du col de Bergout aux cabanes d’Arrès (coupe 1, Fig. 2B : série normale entre le col et le ravin de Bérérès ; coupe 2 : série renversée entre ce ravin et la fontaine Mayou). Dans la coupe 1, l’« Infralias » (très fracturé et karstifié) s’intercale entre les pélites rouges du Trias (au col) et les dolomies bré-

chiques grises, monogéniques, de l'Hettangien. Les brèches, qui remplissent les poches dans l'« Infralias » de ces deux coupes, sont sédimentaires, car stratifiées (bancs ultérieurement redressés) et ponctuellement granoclassées, presque monogéniques (99 % de clastes anguleux de calcaires de l'« Infralias », plus quelques quartz bipyramidés du Keuper) et, surtout, marines puisqu'elles sont associées à des hémipélagites argileuses/argilo-gréseuses (plus ou moins microrythmées et à minces lits microbréchiques glauconieux), comparables à celles qui accompagnent les « brèches de Comus/Baixas » des Pyrénées centrales et orientales [18, 19]. Ici aussi, la matrice des brèches et les hémipélagites sont datées du Danien supérieur–Sélandien inférieur, grâce à l'identification de Foraminifères planctoniques significatifs, soit dégagés, soit en lame mince, tels que *Gl. compressa*, *Gl. imitata*, *Gl. ehrenbergi*, *I. pusilla*, *Parasubbotina variospira* BELFORD [P3a–P3b/baseP4], *P. varianta* (SUBBOTINA) [P1c–partie basale P4], *P. pseudobulloides*, *Praemurica spiralis* (BOLLI) [P1c terminal/P2–P3a], *Ac. strabocella* et *S. aff. trilocolinoides*. La présence de phyllites néoformées révèle ici encore un épimétamorphisme post-brèches. La « discordance » de la surface paléokarstique anté-brèches sur l'ensemble des terrains jurassico-éocènes du chaînon suppose un plissement/écaillage préalable (compressions finicrétacées ?), antérieur aux serrages « pyrénéens » (Éocène supérieur) responsables des nombreuses failles qui affectent à la fois brèches et substratum.

3.3. Bosmendiette–Beloscare

Entre les massifs primaires d'Igountze et de Mendibelza et au sud des Arbailles, ont été décrites [14], sur la crête de Bosmendiette (Fig. 1), des brèches de type « Etchebar », supposées aptiennes et là aussi considérées comme diapiriques. Elles reposent sur les calcaires en dalles de l'« Infralias » (avec tuf volcanique, dit « de Dubar », intercalé). La coupe de la crête cotée 1020 m de Bosmendiette et celle du talus de la nouvelle route de Lacarry montrent (Figs. 2C et 2D) que les brèches en question viennent en discordance angulaire (par l'intermédiaire d'une surface fortement ravinante) sur l'« Infralias », subvertical ou affecté de plis couchés décimétriques probablement (?), d'origine disharmonique. Il s'agit de brèches quasi-monogéniques (à éléments sub-anguleux et hétérométriques, parfois de grande taille, de calcaires « infraliasiques » et, très rarement, de marno-calcaires à Pectens et Bélemnites du Carixien–Domérien), à liant argileux jaune-verdâtre finement lité (hémipélagites stratifiées) et parfois silicifié, enrobant les blocs ou constituant des *mud-balls*. Comme au Pic de Layens, ces hémipélagites fournissent des « Globigérinidés » dano-sélandiens dégagés tels *Gl. imi-*

tata, *Gl. ehrenbergi*, *Gl. compressa*, *Ac. strabocella*, *I. pusilla*, *P. pseudobulloides*, *P. variospira*, *S. trilocolinoides*, *Morozovella* gr. *praeangulata*–*angulata*, *M. angulata* et *Pr. spiralis*. Des poches d'hémipélagites sont également piégées dans des chevauchements intra-calcaires. Des brèches identiques se développent vers l'ouest sur le versant sud du plateau de Beloscare [13], où elles ont une épaisseur bien inférieure aux 300 m initialement estimés [14]. Ces brèches renferment dans leur matrice des Foraminifères paléocènes (*Gl. compressa*, *P. variospira* et *M. praeangulata*) et remanient, comme à Etchebar, des Globotruncanidés néocrétacés, dont les espèces campano-maastrichtiennes *Globotruncana arca* (CUSH.), *Gl^{ita} stuarti* et *Contusotruncana patelliformis* (GAND.). Des intercalations plus argileuses livrent *P. pseudobulloides* et *P. varianta*.

4. Conclusion

L'analyse micropaléontologique d'un grand nombre d'échantillons dans la matrice des formations bréchiques, jusqu'alors considérées comme d'origine diapirique et attribuées au Crétacé inférieur, a permis de démontrer leur âge Paléocène (présence de « Globigérinidés » dano-sélandiens) dans plusieurs localités de référence des Pyrénées basco-béarnaises (Etchebar, Lauriolle, Layens, Bosmendiette/Beloscare), ainsi que dans les hémipélagites argileuses intercalées dans ces mêmes brèches (Bosmendiette, Layens). La datation de ces brèches, pour nous déposées dans des canyons sous-marins, amène à prolonger paléogéographiquement jusqu'au Pays basque français (Haute-Soule) le « sillon » marin paléocène, déjà reconnu du Roussillon à la Bigorre. La partie orientale de ce sillon se moule, entre Méditerranée et Gave de Pau, sur l'axe tectorogénique crétacé (zone interne métamorphique et zone nord-pyrénéenne) de la future chaîne, c'est-à-dire en grande partie sur la paléomarge européenne du rift marin éocénocène (bassin axial). En revanche, il se superpose, à l'ouest de Lourdes (Fig. 1), à la paléomarge nord-ibérique de ce dernier. Cette position sur deux marges de polarité opposée, donc sur deux plaques (Europe et Ibérie) distinctes pendant le Crétacé, va de pair avec la discordance angulaire quasi systématique de ces brèches sur des plis probablement finicrétacés, en tout cas antérieurs à une importante érosion post-Maastrichtien et anté-Danien supérieur générant les brèches. Après leur dépôt, ces brèches, comme leurs homologues des Pyrénées plus orientales, sont affectées par un léger métamorphisme (avec néoformation de phyllites), à l'évidence plus récent que le thermométamorphisme mésocrétacé, puis subissent, à l'Éocène supérieur, les effets de la compres-

sion « pyrénéenne ». Enfin, leur milieu de dépôt (canyons sous-marins), constant à l'échelle de la chaîne et caractérisé notamment par la présence d'hémipélagites intercalées, ainsi que leur âge Paléocène micro-

paléontologiquement prouvé, infirment pour de telles brèches toute origine halocinétique, que ce soit au cours du Crétacé inférieur ou, plus tard, pendant le Tertiaire.

Remerciements. Les auteurs remercient bien vivement P. Eichène pour la mise au net des dessins ainsi que M. Durand-Delga pour ses remarques constructives.

Références

- [1] J. Canérot, Contribution à l'étude géologique des chaînons nord-pyrénéens compris entre les vallées d'Aspe et d'Ossau (Basses-Pyrénées), thèse de 3^e cycle, université Toulouse-3, 1964, 200 p.
- [2] J. Canérot, F. Delavaux, Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question de la signification des lherzolites du sommet de Sarailié, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 302 (1986) 951–956.
- [3] J. Canérot, *Rifting* éocrétaqué et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales, Bull. Centres de Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine 13 (1) (1989) 87–99.
- [4] J. Canérot, J.-L. Lenoble, Diapirisme sur une marge en distension, puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises. Livret-guide de l'excursion ASF, 27–28 avril 1991, 98 p. (en dépôt à la Société géologique de France).
- [5] J. Canérot, J.-L. Lenoble, Le diapir du Lichançumendy (Pyrénées-Atlantiques), nouvel élément de la marge ibérique des Pyrénées occidentales, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 308 (1989) 1467–1472.
- [6] J. Canérot, J.-L. Lenoble, Diapirisme crétacé sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales : exemple du pic de Lauriolle ; comparaisons avec l'Aquitaine, les Pyrénées centrales et orientales, Bull. Soc. géol. France 164 (1993) 719–726.
- [7] J. Canérot, C. Majesté-Menjoulas, Y. Ternet, La faille Nord-Pyrénéenne, mythe ou réalité? Livret-guide de l'excursion de l'AGSO, 29–30 septembre 2001, 36 p. (en dépôt à la Société géologique de France).
- [8] J. Canérot, C. Majesté-Menjoulas, Y. Ternet, V. James, Observations sur la note « Les glissements rocheux du versant sud du Layens (Vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales) » de : R. Fabre, C. Desreumaux, T. Lebourg, parue au Bull. Soc. géol. France 171 (2000) 407–418, Bull. Soc. géol. France 172 (2001) 779–781.
- [9] P.-J. Combes, B. Peybernès, Les altérites et les brèches des Pyrénées basco-béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et au Crétacé inférieur, C. R. Acad. Sci. Paris, série IIA 305 (1997) 49–54.
- [10] P.-J. Combes, B. Peybernès, A.-F. Leyreloup, Altérites et bauxites, témoins des marges européenne et ibérique des Pyrénées occidentales au Jurassique supérieur–Crétacé inférieur, à l'ouest de la vallée d'Ossau (Pyrénées-Atlantiques, France), C. R. Acad. Sci. Paris, série IIA 327 (1998) 271–278.
- [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 (2000) 407–418.
- [12] R. Fabre, C. Desreumaux, T. Lebourg, Réponse aux observations de J. Canérot, C. Majesté-Menjoulas, Y. Ternet, V. James sur la note de R. Fabre, C. Desreumaux, T. Lebourg, intitulée « Les glissements rocheux du versant sud du Layens (vallée d'Aspe, Pyrénées occidentales) », parue au Bull. Soc. géol. France 171 (2000) 407–418, Bull. Soc. géol. France 172 (2001) 781–784.
- [13] V. James, J. Canérot, Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France), Eclogae Geol. Helv. 92 (1999) 63–72.
- [14] J.-L. Lenoble, Les plates-formes carbonatées ouest-pyrénéennes du Dogger à l'Albien, thèse, université Paul-Sabatier, Toulouse-3, 1992, 413 p.
- [15] R.K. Olsson, W.A. Hemleben, W.A. Berggren, B.J. Heber, Atlas of Paleocene planktonic Foraminifera, Smithsonian Contrib. Paleobiol. 85 (1999) 1–252.
- [16] J.-P. Paris, Observations géologiques dans la région du pic de Layens (Basses-Pyrénées), Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 105 (1969) 270–277.
- [17] B. Peybernès, P.-J. Combes, Le problème de la limite Jurassique–Crétacé dans les Pyrénées occidentales entre Lourdes et Saint-Jean-Pied-de-Port ; cadre stratigraphique et géodynamique des bauxites basco-béarnaises, Strata, Toulouse, Ser. 1 (3) (1987) 5–25.
- [18] B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, P.-J. Combes, P. Eichène, Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (zone interne métamorphique et zone nord-pyrénéenne), C. R. Acad. Sci. Paris, série IIA 332 (2001) 379–386.
- [19] B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, P.-J. Combes, P. Eichène, Découverte d'hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocènes dans les « brèches de Baixas » (Pyrénées orientales), C. R. Acad. Sci. Paris, série IIA 332 (2001) 633–640.
- [20] B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, P.-J. Combes, Mise en évidence de brèches marines paléocènes discordantes sur l'axe tectogénique crétacé des futures Pyrénées, entre Garonne et Gave de Pau, Bull. Soc. géol. France (sous presse).
- [21] J.-P. Richert, L. Moen-Maurel, J.-J. Biteau, J. Canérot, Le transect géologique sud-aquitain au méridien de Lacq. Livret-guide de l'excursion n°2, in : Congrès de Toulouse 1995, Soc. géol. France, Éditions Elf-Aquitaine, 1995, p. 62.