



Available online at [www.sciencedirect.com](http://www.sciencedirect.com)

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 335–344



## Stratigraphie

# Le front de la « Zone des marbres » (Pyrénées basco-cantabriques, Espagne), un chevauchement fini-crétacé fossilisé par les brèches marines paléocènes ?

## The front of the ‘Marble Zone’ (Basque–Cantabrian Pyrenees, Spain), a Late-Cretaceous overthrust sealed by marine Palaeocene breccias?

Bernard Peybernès<sup>a,c,\*</sup>, Marie-José Fondécave-Wallez<sup>b</sup>, Pierre-Jean Combes<sup>c</sup>

<sup>a</sup> UMR 5573–CNRS, Stramipal, université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex 04, France

<sup>b</sup> UMR 5563–CNRS, « Mécanismes de transfert en géologie », université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex 04, France

<sup>c</sup> UMR 5573–CNRS, « Dynamique de la lithosphère », université Montpellier-2, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France

Reçu le 25 novembre 2002 ; accepté le 17 février 2003

Présenté par Michel Durand-Delga

### Résumé

Les brèches postmétamorphes qui jalonnent le front chevauchant de la « Zone des marbres » (Pyrénées basco-cantabriques, province de Navarre, Espagne), antérieurement interprétées par P. Lamare comme des « mylonites », correspondent à des brèches sédimentaires de canyon sous-marin, remplissant d’anciennes vallées incisées, creusées dans les carbonates métamorphiques jurassico-crétacés déjà plissés et clivés (tectorogène crétacé pyrénéen). Associées à des hémipélagites microrhythmiques renfermant des foraminifères planctoniques dano-sélandiens de l’intervalle P1c–P3, ces brèches sont attribuées au Paléocène. Horizontales et stratifiées, elles scellent les structures fini-crétacées, dont le front chevauchant de la « Zone des marbres » pourrait être l’expression régionale majeure.

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

### Abstract

The post-metamorphic breccias which underline the frontal overthrust of the ‘Marble Zone’ (Basque–Cantabrian Pyrenees, Province of Navarre, Spain), interpreted by P. Lamare as ‘mylonites’, correspond to sedimentary breccias of submarine canyon, filling former incised valleys dug within the metamorphic Jurassic/Early Cretaceous carbonates already folded and cleaved (Pyrenean Cretaceous tectorogen). Associated to microrhythmic hemipelagites containing Danian–Selanian planktonic

\* Auteur correspondant.

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

foraminifera from the P1c–P3 interval, these breccias are now assigned to Palaeocene. Stratified and horizontal, they seal Late-Cretaceous structures, of which the overthrusting front of the ‘Marble Zone’ could be the principal regional element.

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

*Mots-clés* : Paléocène ; brèches ; foraminifères planctoniques ; chevauchement fini-crétacé ; Zone des marbres ; Pyrénées ; Espagne

*Keywords*: Palaeocene; breccias; planktonic foraminifera; Late-Cretaceous overthrust; Marble Zone; Pyrenees; Spain

## Abridged English version

### 1. Introduction: historical record and geological framework

In the Basque–Cantabrian Pyrenees (Navarre, Spain), is known between the Hercynian massifs of Cinco-Villas/La Rhune (European plate) and Aldudes–Quinto Real (Iberian plate) (Fig. 1) an original tectonic unit herein called ‘Marble Zone’ (MZ) and previously interpreted as the ‘Marble thrust sheet’ (Lamare, 1936 [9]). It consists of an east–west narrow slice (50 km long) constituted of strongly dipped or overturned Jurassic/Lower Cretaceous limestones and limited to the north by a main overthrust of same direction. Along this fault, the Triassic/Liassic series of the overthrusting front overlaps the Senonian flysch filling the ‘Intermediate depression’, itself linked to the Cinco-Villas basement. The name of ‘Marble Zone’ comes from the thermal metamorphism of the frontal Jurassic carbonates transformed into white/grey marbles which contain, in the central sector (Saldias), neogenic scapolites (dipyre). This metamorphism (probably Mid.-Cretaceous in age [18]) as well as most of the associated cleavages [4] allows us to regard the MZ as the lateral equivalent of the Internal Metamorphic Zone (ZIM) of central and eastern Pyrenees. One of the characteristics of the MZ was [9] the presence at its front of a thick ‘mylonitic zone’ composed of various breccias particularly reworking marble elements. According to Choukroune [4], the frontal overthrust of the MZ was regarded as a major discontinuity originally individualized before the ‘Pyrenean’ Eocene compression, probably during the ‘Late Cretaceous (Laramian) phase’ of the authors.

### 2. Inventory of the outcrops of Danian–Selandian marine breccias in the central part of the ‘Marble Zone’

After the recent discovery of Danian–Selandian planktonic foraminifera within hemipelagites associated to marine post-metamorphic breccias unconformably overlying the Pyrenean Cretaceous tectogen (folded by the Late Cretaceous compression) and filling an east–west trough, linking Roussillon to French Basque Country [5,6,12–16], the question of the westwards extension of this trough was asked. In fact, the MZ, partly metamorphic and cleaved, could be the substratum of sub-marine canyons constituting this trough and several convergences have already been quoted between the MZ supposed ‘mylonites’ and the Danian–Selandian breccias from other parts of Pyrenees [12]. The topic of this paper is to describe sedimentary breccias instead of these ‘mylonites’, propose their dating by means of significant microfauna and interpret them as a consequence of the Late-Cretaceous movements.

#### 2.1. Layers situated to the MZ front

The most significant outcrops of breccias (Nos. 1–12 and Fig. 2) show deep irregular cavities, sometimes coalescent, dug within the dipyre-bearing marbles, strongly folded and fractured. They are limited by a rubefied palaeokarstic surface K. The maximum thickness of the breccias reaches at least several tens meters around Saldias, Lebaïen and Beintza, where the metamorphism of the substratum is maximum [9]. We distinguish several brecciated facies according to the relative importance between marble clasts and matrix. Two of them are characterized by an argillaceous matrix, corresponding in fact to a hemipelagite, because containing Palaeocene planktonic foraminifera. Sometimes, they are well stratified and arranged into parasequences showing breccias (with ravining surface) at the base and microrhythmic

fossiliferous hemipelagites at the top (Fig. 2B). These horizontal sequences unconformably overlie the underlying folded marbles. Most of the breccias contain metamorphism minerals such as dipyre (always reworked because only present within marble clasts) and neogenic feldspars, phyllites and chloritoids, probably induced by a post-breccia epimetamorphism, also known elsewhere in the Pyrenees [13–16]. The planktonic foraminiferal assemblage observed within the hemipelagites is typical of the P1c–P3 interval [11] assigned to Upper Danian and Lower Selandian. It is the same assemblage than in the Palaeocene hemipelagites discovered in other parts of Pyrenees [14–16].

## 2.2. Layers situated to the south of the MZ front

Palaeocene breccias unconformably overlain all the folds of the zone, even in its meridional part (without metamorphism) over about 10 km: in fact, we have found well-dated Palaeocene breccias to the northwest of Beruete, where they had been also interpreted as ‘mylonites’ [9]. More to the southeast, the breccias are replaced by pelagic limestones of outer shelf, conformably overlying the Maastrichtian marly flyschs, as along the Atlantic coast [6].

## 3. Genesis of the parasequences breccias-hemipelagites

In the other parts of the range, the depositional period of these breccias is characterized by strike-slip movements, overthrusts and ‘flower structures’ [3]. This initial event of a new convergence between Iberian and European plates is generally marked by an angular unconformity. The ‘Late-Cretaceous’ phase seems to be heterogeneous and local, because not expressed along the Atlantic shoreline [1]. In the MZ, the Danian–Selandian breccias could be interpreted as former cataclasites, reworked and withdrawn by karstification, then re-deposited after marine flooding of the previous karstic cavities within an hemipelagic mud. So, we propose the following scenario (Fig. 4) according to [2] and other observations in the Pyrenean realm: (a) north–south transpression at the end of the Cretaceous or at the beginning of the Danian; (b) emersion of the Pyrenean orogen: karstifications, digging of deep incised valleys (palaeosurface K); (c) marine transgression during Early/Mid-Palaeocene, the relative sea level changes inducing

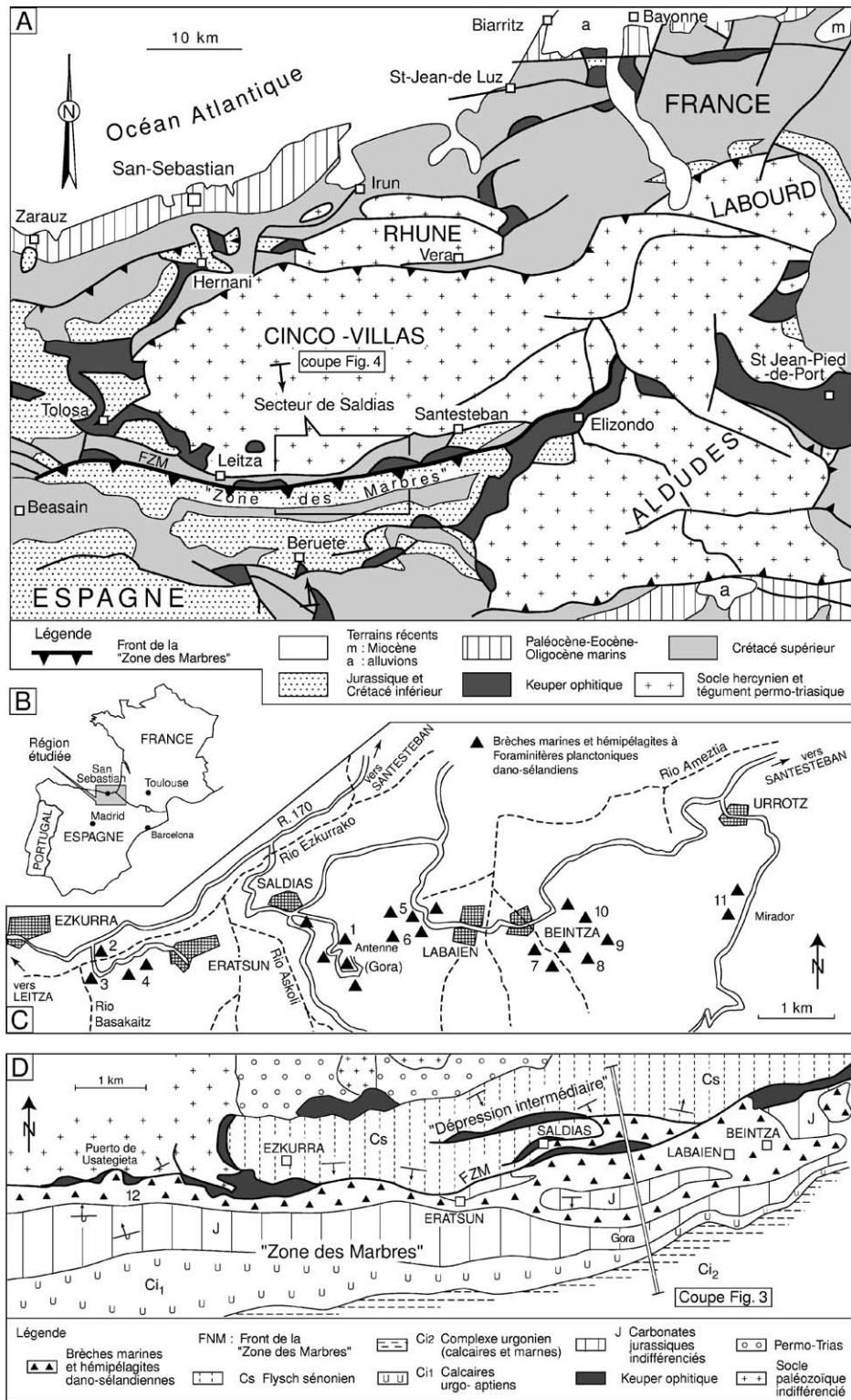
parasequences (low stand: breccias; high stand: microrhythmic hemipelagites); (d) compression during Upper Eocene (‘Pyrenean phase’): last folding and reactivation of the previous Late-Cretaceous overthrusts such as the northern front of the MZ.

## 4. Conclusion

As at the eastern end of Pyrenees [5], brecciated formations previously interpreted as ‘mylonites’ underlying the overthrusting front of the ‘Marble Zone’ are now regarded as sedimentary breccias associated to hemipelagites, containing Danian–Selandian foraminifera. The presence of these breccias in the Basque–Cantabrian Pyrenees (Spain) allows us to extend up to 400 km the narrow and long breccia-filled Palaeocene trough previously known from Rousillon to Basque Country over the Cretaceous tectogen. The Palaeocene marine breccias fill former palaeokarstic valleys, incised after the Late-Cretaceous transpression. Generally horizontal, the breccias unconformably overlie the Jurassic/Lower-Cretaceous carbonates, metamorphic and cleaved or not, and seal the Late-Cretaceous folds. Thus, the frontal overthrust of the MZ could be an ante-breccia major fault inherited from the end of Maastrichtian/beginning of Danian and only reactivated during the ‘Pyrenean phase’.

## 1. Introduction : historique et cadre géologique

Dans les Pyrénées basco-cantabriques (province de Navarre, Espagne) s’intercale, entre les massifs hercyniens des Cinco-Villas/La Rhune (plaque Europe), au nord, et des Aldudes–Quinto Real (plaque Ibérie), au sud [17], une unité tectonique originale, dénommée par Lamare, en 1936, la «*Nappe des marbres*» [9] (Fig. 1A). Cette dénomination est abusive, car il ne s’agit pas d’une véritable nappe de charriage mais d’une étroite lame, appelée ici «*Zone des marbres*», constituée en grande partie de calcaires jurassiques et éocènes fortement redressés ou renversés, limitée au nord par un chevauchement majeur à vergence nord et de direction est–ouest (de 50 km de longueur au moins, entre Elizondo, à l’est, et Tolosa, à l’ouest). Cet accident, le FZM, fait chevaucher vers le nord le Trias et le Lias exhumés de la profondeur sur le flysch



sénonien de la « dépression intermédiaire », lui-même discordant sur le socle (ou/et le tégument) des Cinco-Villas. Le nom de « Zone des marbres » provient de l'intense *thermométamorphisme* qui affecte particulièrement ses séries carbonatées jurassiques frontales, transformées en marbres blancs et gris, notamment dans le secteur central de Saldias (entre Ezkurra et Urrotz), où le degré de métamorphisme est maximum, avec néoformation de dipyre [9]. Ce thermométamorphisme à dipyre, d'âge très probablement mésocrétacé [18], ainsi que la déformation synschisteuse de niveau structural inférieur [4] qui lui est associée, permettent de considérer la « Zone des marbres » comme le prolongement occidental, décalé, de la « Zone interne métamorphique » (séparant également l'Ibérie de l'Europe) des Pyrénées centrales et orientales. L'une des caractéristiques de cette zone serait, selon Lammare [9] (voir, en particulier, la carte à 1:200 000 illustrant sa thèse et la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port à 1:80 000, 2<sup>e</sup> édition), l'existence, le long du FZM, d'une « puissante zone de mylonites » composée de brèches mono- et polygéniques, résultant de l'écrasement de marbres et comportant également des « copeaux » de terrains secondaires de la « dépression intermédiaire » et des lames de « socle ». Cette supposée « zone mylonitique », de quelques kilomètres de largeur, se doublerait localement vers l'est : liée au maximum de déformation, elle se superposerait le plus souvent (mais pas toujours) au Lias et au Dogger occupant la base de la série chevauchante de l'ex-« nappe ». On retrouverait également ces « mylonites » en dehors de la partie métamorphique de la zone [9] (Fig. 1A), au nord, sur le massif des Cinco-Villas (Vera-de-Bidasoa) et, au sud, dans l'anticlinal complexe de Beruete (Fig. 1A), marqué par un bourrage triasique local. Le FZM correspond, selon Choukroune [4], à une *discontinuité individualisée avant la compression pyrénéenne et après le Sénonien qu'elle affecte*, donc pendant la « phase fini-crétacée » (laramienne) des auteurs. Elle sépare en effet une série méridionale mésozoïque, bien développée et quasi complète jusqu'à la limite K/T, d'un domaine septentrional, où le flysch sénonien « inférieur » repose en dis-

cordance sur le socle des Cinco-Villas (et/ou son tégument) ou sur des termes jurassico-crétacés d'épaisseur très réduite.

## 2. Inventaire des gisements de brèches marines dano-sélandiennes dans la partie centrale de la « Zone des marbres »

Nous avons récemment identifié des brèches marines postmétamorphes (associées à des hémipélagites à foraminifères planctoniques dano-sélandiens, Fig. 1B) discordantes sur le tectorogène crétacé pyrénéen structuré par la phase transpressive fini-crétacée et comblant un long sillon de direction est-ouest reliant le Roussillon au Pays basque français [5,6,12–16]. Le problème du prolongement de ce sillon vers l'ouest se posait. En effet, les « brèches d'Etchebar », les plus occidentales reconnues en territoire français (secteur de Tardets, haute Soule), antérieurement interprétées comme aptiennes et d'origine diapirique [8], devaient être maintenant considérées [15], grâce à leur microfaune, comme l'équivalent latéral des brèches marines paléocènes de Baixas [13], Comus [14], Lherz [14], Ger-de-Boutx [14], Lauriolle [8], etc., récemment re-décrites dans le reste des Pyrénées. De plus, rien ne suggérerait une fermeture éventuelle du « sillon des brèches » vers l'ouest. Bien que décalée par rapport à l'axe du sillon par un couloir de décrochement sénestre SW–NE, long d'une cinquantaine de kilomètres, entre Aldudes et Labourd, la « Zone des marbres », métamorphisée, schistosée et cataclisée, pouvait correspondre au substratum des canyons sous-marins constituant ce sillon. Constatant d'évidentes convergences entre les brèches dano-sélandiennes précitées et les supposées « mylonites » de la zone (en particulier leur caractère que nous avons reconnu comme manifestement sédimentaire), nous avons recherché des hémipélagites associées à ces « mylonites » et découvert, dans plusieurs localités, des microfaunes planctoniques significatives [12]. C'est la description des gisements les plus démonstratifs et leur interpréta-

Fig. 1. Cartes de situation du secteur étudié (carte A, d'après la carte géologique de la France à 1:1 000 000 et la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port à 1:80 000).

Fig. 1. Location maps of the studied area (map A according to the 1:1 000 000 geological map of France and to the 1:80 000 Saint-Jean-Pied-de-Port sheet).

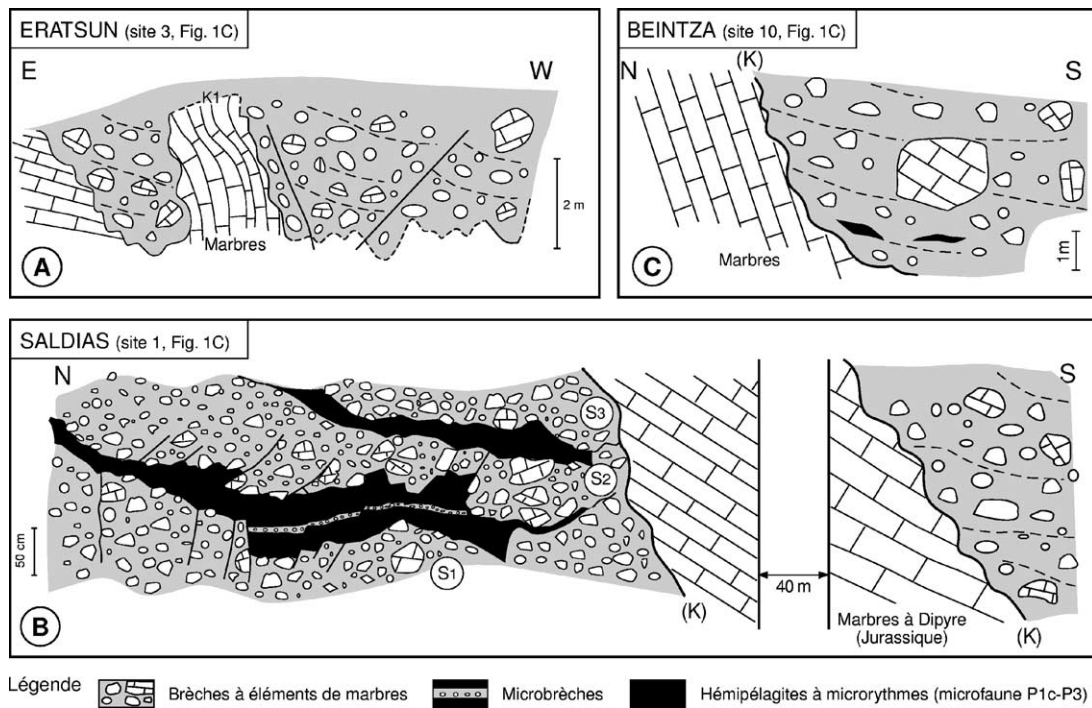


Fig. 2. Détail de poches de brèches dans les marbres (sites 1, 3 et 10).

Fig. 2. Detail of cavities filled by breccias within the marbles (sites 1, 3 and 10).

tion géodynamique liée à la transpression fini-crétacée qui constitue l'objectif de cette note préliminaire.

### 2.1. Gisements situés au front nord de la zone (secteur central de Saldias)

La plupart des gisements actuellement recensés se présentent sous forme de profondes cavités décimétriques irrégulières (Fig. 2), souvent coalescentes, creusées dans les marbres à dipyre (principalement d'anciens calcaires jurassiques), fortement diaclasés et tectonisés. Ces cavités se répartissent sur deux alignements principaux, séparés ou contigus, entre le secteur d'Urrotz–Ezkurra (sites n<sup>os</sup> 1 à 11, Fig. 1C), à l'est, et le Puerto de Usategieta (piste des éoliennes, site n<sup>o</sup> 12, Fig. 1D), à l'ouest. On en observe également plus à l'ouest, mais de moindre ampleur, entre cette dernière localité et la ville de Leitza. Ces cavités, bordures ou fond d'anciennes vallées incisées, apparaissent souvent limitées par une surface paléokarstique rubéfiée K (Fig. 2). L'épaisseur cumulée des brèches paléocènes qui les remplissent peut atteindre plusieurs di-

zaines de mètres, notamment autour de Saldias (mont Gora), Labaien et Beintza, c'est-à-dire dans la zone de métamorphisme maximum du substratum carbonaté. Plusieurs faciès bréchiqes, fortement imbriqués, peuvent être distingués en fonction du pourcentage des éléments par rapport à la matrice : (1) des brèches chaotiques monogéniques à éléments anguleux décimétriques de marbre blanc et liant microbréchiqre discret formé de débris de marbres (sites n<sup>os</sup> 1, 3, 11); (2) des brèches chaotiques polygéniques à éléments, toujours anguleux et décimétriques, de marbres rubanés blancs et gris/noirs, d'ophite triasique et de calcschistes probablement néocrétacés (sites n<sup>os</sup> 5, 6 et 12), avec, comme liant, une microbrèche dolomitique rose-saumon; (3) des brèches mono- à polygéniques (sites n<sup>os</sup> 1, 2, 7–10, 12) à éléments flottant dans une matrice argileuse verdâtre, précédemment interprétée [9] comme de l'ophite altérée, mais qui, contenant des foraminifères planctoniques, est en fait une hémipélagite; (4) des paraséquences métriques brèches polygéniques/hémipélagites argileuses (ou argilo-gréseuses) vertes à jaunes, stratifiées, microrhythmées et fossili-

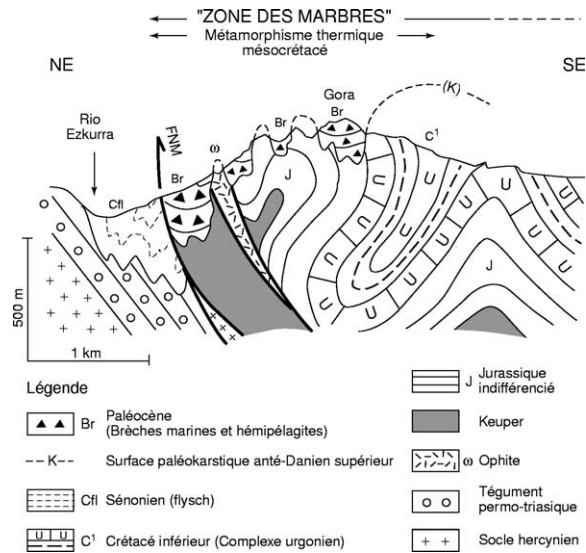


Fig. 3. Coupe NW-SE du secteur du mont Gora, entre Saldias et Beintza-Labaien.

Fig. 3. NW-SE cross-section of the Mount Gora area, between Saldias and Beintza-Labaien.

fères (Fig. 2B, site n° 1), dont la base est soulignée par une surface ravinante.

Au sein des hémipélagites s'intercalent parfois des récurrences microbréchiques ou des amas de clastes de marbre non jointifs, dont la taille peut dépasser le mètre cube (olistolithes). Ce faciès démontre sans ambiguïté la nature sédimentaire des brèches. Leur pendage initial subhorizontal révèle une nette discordance angulaire (Figs. 2 et 3) sur les marbres sous-jacents, souvent redressés à la verticale (parfois même renversés), cataclasés et schistosés. Des pendages plus accentués peuvent apparaître au sein des brèches, mais il est difficile de faire la part des soutirages karstiques ultérieurs et des déformations éocènes qu'attestent, par ailleurs, plusieurs failles post-brèches effectivement observées. Certains bancs bréchiques sont décalés par des failles synsédimentaires normales ou inverses (Fig. 2B). La plupart des brèches renferment des minéraux de métamorphisme : baguettes de dipyre (métamorphisme probablement mésocrétacé) dans les éléments de marbre ; plagioclases, micas et chloritoïdes néoformés dans la matrice, témoins d'un épimétamorphisme post-brèches, donc post-Sélandien inférieur déjà rencontré ailleurs dans les Pyrénées [13–16]. Matrice argileuse des brèches et intercala-

tions d'hémipélagites stratifiées renferment une association typiquement paléocène de foraminifères planctoniques de l'intervalle P1c–P3 (Danien supérieur–Sélandien inférieur, selon le standard d'Olsson et al. [11]) avec, selon les sites : *Globanomalina compressa* (PLUMMER) [P1c–P3b, sites n°s 1, 4, 11], *Gl. imitata* (SUBBOTINA) [P1b–P6, site n° 1], *Gl. ehrenbergi* (BOLLI) [P2–P4, site n° 1], *Igorina aff. pusilla* (BOLLI) [P3–partie inférieure de P4, site n° 5], *Morozovella angulata* (WHITE) [P3–P4 inférieur/moyen, site n° 2], *M. gr. praeangulata–angulata* [P2–P4 inférieur/moyen, site n° 11], *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER) [P1–P3a et ?P3b, sites n°s 4 et 5], *Pa. varianta* (SUBBOTINA) [P1c–partie basale de P4, sites n°s 1 et 4], *Pa. variospira* (BELFORD) [P3a–partie basale de P4, site n° 12], *Praemurica inconstans* (SUBBOTINA) [P1c–partie inférieure de P3a, site n° 1], *Pr. spiralis* (BOLLI) [partie terminale de P1c–P3a, site n° 12] et *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER) [P1b–P4a, site n° 1]. Cette microfaune est identique à celle observée dans les brèches danosélandiennes du reste des Pyrénées [14–16], notamment du Pays basque français [15].

## 2.2. Gisements situés au sud du FZM

Il semble que les brèches paléocènes recouvraient en discordance la quasi-totalité des plis constituant la « Zone des marbres » (même dans la partie méridionale non métamorphique de la zone), qui affectaient les terrains du corps de l'unité partiellement allochtone sur une dizaine de kilomètres au moins. On en trouve, en effet, des témoins au nord-ouest de Beruete (Fig. 1A), où elles avaient été également cartographiées en « mylonites » par Lamare [9] : reposant sur divers termes du Lias, ce sont des brèches polygéniques à éléments anguleux de calcaires noirs oolithiques jurassiques (dominants) et de marbres (plus rares) dans une matrice micritique. La présence de *Globanomalina imitata* et de *Parasubbotina varianta* indique bien leur âge Paléocène. Plus au sud-est (Sud des Aldudes), les brèches disparaissent et sont brusquement remplacées par des calcaires pélagiques, cliniformes, de plate-forme externe (type « calcaires de Lasseube »), concordants sur le flysch maastrichtien (c'est le symétrique de la série de la côte atlantique [6]).

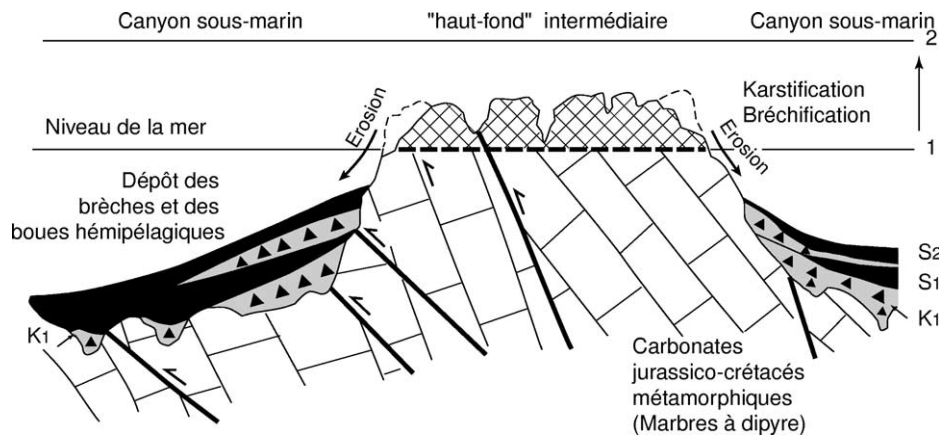


Fig. 4. Schéma interprétatif expliquant la genèse des paraséquences paléocènes brèches-hémipélagites en contexte compressif.

Fig. 4. Interpretation of the deposition of Palaeocene parasequences breccias-hemipelagites within a compressional context.

### 2.3. Extension possible des brèches vers le nord

Jusqu'à présent, aucune brèche dano-sélandienne n'a été identifiée sur les massifs des Cinco-Villas et de la Rhune. Les « mylonites » de Vera-de-Bidasoa reconnues par Lamare [9] (Fig. 1A) sont en fait des brèches sédimentaires intercalées dans le flysch mésocrétacé (noté n7-5D sur la feuille d'Espelette à 1:50 000 [10]).

### 3. Genèse des paraséquences brèches-hémipélagites

La période de dépôt des brèches dano-sélandiennes correspond, dans les Pyrénées, au début de la transpression de la fin du Crétacé [3] ayant généré chevauchements, décrochements et structures « en fleur ». Cette « phase fini-crétacée » (laramienne) serait toutefois hétérogène et locale : en effet, on n'en relève pas de traces significatives dans les séries marines (plate-forme externe et bassin hémipélagique) de la côte atlantique, où la limite K/T n'est marquée [1] que par un changement lithologique marnes/calcaires, souligné par le célèbre horizon-repère des argiles sombres à iridium de Bidart, Hendaye, Zumaya et Sopelana. Dans la « Zone des marbres », les brèches dano-sélandiennes sont, en revanche, nettement discordantes sur les carbonates jurassiques/éocrétacés, métamorphiques ou non, fortement redressés après le

Crétacé moyen/supérieur, voire renversés. Elles les ravinent et, généralement subhorizontales, remplissent de profondes poches. Leurs éléments, toujours anguleux, proviennent de l'érosion du substratum, immédiat ou proche, fortement fracturé : on peut interpréter ces brèches comme d'anciennes cataclasites, remobilisées par karstification à l'air libre puis accumulées après ennoyage des cavités karstiques remplies en domaine marin par une boue hémipélagique. Nous proposons donc le scénario génétique suivant (Fig. 4), tenant compte de nos observations sur l'ensemble des Pyrénées et s'inspirant du modèle italien de Borgomano [2] reliant paléokarsts et brèches marines : (a) compression/transpression (serrage de direction nord-sud ?) à la fin du Crétacé ou au début du Danien, générant plis (déversés ou non), failles inverses, décrochements, schistosités de flux et de fracture et fracturation des carbonates (cataclasites) ; (b) émergence du tectorogène crétacé pyrénéen : karstification (avec soutirages, rubéfaction, etc.) et creusement de profondes vallées incisées soulignées par la paléosurface K ; (c) transgression marine au Paléocène inférieur/moyen, avec alternance de bas et de hauts niveaux relatifs en fonction des fluctuations tectono-eustatiques induisant les paraséquences brèches-hémipélagites précédemment décrites. En bas niveau relatif, érosion des cataclasites karstifiées et dépôt de leurs éléments, sur la bordure de paléocanyons transverses (anciennes vallées incisées), dans une matrice boueuse ou microbréchique à forami-



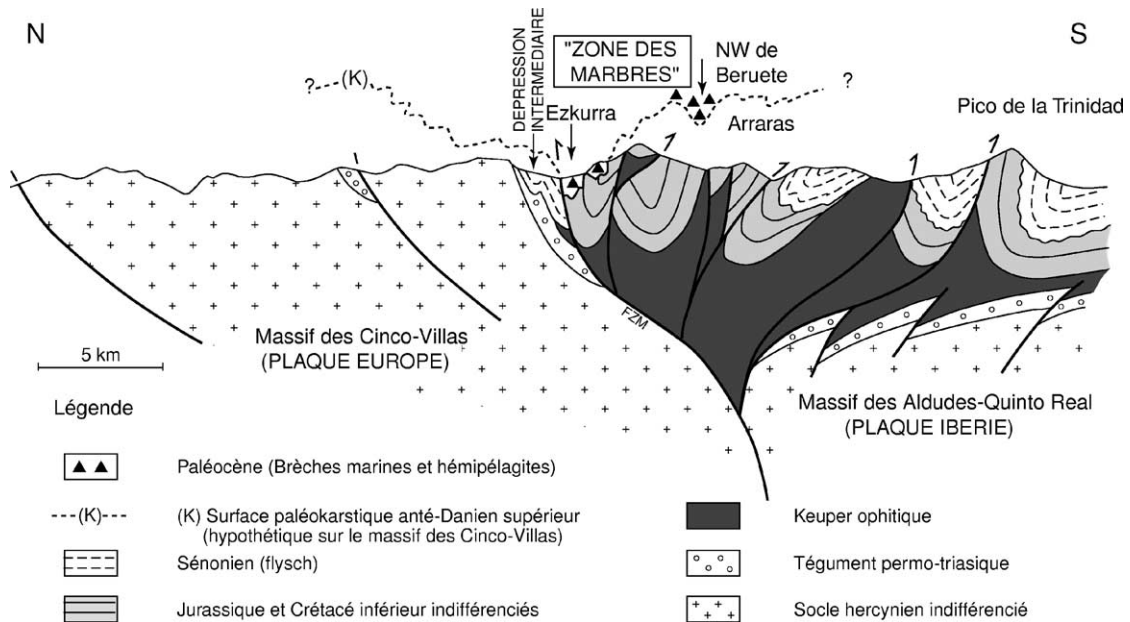


Fig. 5. Coupe générale nord-sud de la « Zone des marbres », transect Beruete–Ezkurra, montrant la discordance angulaire et le ravinement des brèches paléocènes sur le Mésozoïque du FZM (métamorphique) et de son arrière-pays.

Fig. 5. General north-south cross-section of the 'Marble Zone', transect Beruete–Ezkurra, showing the angular discordance and the cut-and-fill gullying of the Palaeocene breccias over the Jurassic marbles of the MZ front and of its Mesozoic hinterland.

fères planctoniques dano-sélandiens. Une alimentation longitudinale de ces canyons d'est en ouest n'est toutefois pas à exclure, compte tenu de l'épaisseur pluridécamétrique des brèches et de leur répartition cartographique (Fig. 1D). En haut niveau relatif, dépôt plus distal, au fond des canyons, d'hémipélagites argileuses microrhythées; (d) compression à l'Éocène supérieur (« phase pyrénéenne ») [3,4,7] : ultimes plissements, remobilisation du Keuper dans les accidents et réactivation des anciens chevauchements fini-crétacés induisant les déplacements tangentiels actuellement les plus visibles.

#### 4. Conclusion

Comme à l'extrémité orientale des Pyrénées dans le synclinal d'Amélie-les-Bains en pleine haute chaîne primaire [5], des amas bréchiens anciennement attribués à des « mylonites » jalonnant le front de la « Zone des marbres » sont interprétés par nous comme des brèches sédimentaires incluant des hémipélagites

qui renferment des foraminifères planctoniques dano-sélandiens. La présence de ces brèches en Navarre espagnole, dans les Pyrénées basco-cantabriques, permet de prolonger, d'au moins 50 km vers l'ouest, le long (en tout 400 km) et étroit sillon marin paléocène reconnu jusqu'à présent sur le versant nord de la chaîne, du Roussillon au Pays basque français, en grande partie sur l'emplacement du tectorogène crétacé (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne) structuré entre 68 et 63 Ma. Brèches et hémipélagites de la « Zone des marbres » remplissent d'anciennes vallées karstiques, creusées après la transpression fini-crétacée. Peu ou pas tectonisées et reposant en discordance angulaire sur le Jurassique/Éocrétacé ponctuellement métamorphisé au Crétacé moyen, elles scellent les structures plicatives vraisemblablement fini-crétacées. De ce fait, le chevauchement frontal (FZM) qui limite la zone vers le nord pourrait bien être un accident profond anté-brèches, hérité de la fin du Maastrichtien ou du début du Danien et simplement réactivé à l'Éocène supérieur lors de la « phase pyrénéenne » (Fig. 5).

## Remerciements

Les auteurs remercient bien vivement M. Mattauer, l'un des rapporteurs, pour ses remarques constructives ayant permis d'améliorer le texte initial, ainsi que P. Eichène, pour la mise au net des figures.

## Références

- [1] E. Apellaniz, J.I. Baceta, G. Bernaola-Bilbao, K. Núñez-Betelu, X. Orue-Etxebarria, A. Payros, V. Pujalte, E. Robin, R. Rocchia, Analysis of Uppermost Cretaceous–Lowermost Tertiary hemipelagic successions in the Basque Country (Western Pyrenees): evidences for a sudden extinction of more than half planktic foraminifer species at the K/T boundary, *Bull. Soc. géol. France* 168 (6) (1997) 783–793.
- [2] J.R.F. Borgomano, The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano-Murge region, southern Italy: a model of platform-to-basin transition, *A.A.P.G. Bull.* 84 (10) (2000) 1561–1588.
- [3] P. Camara, The Basque–Cantabrian Basin's Mesozoic-tectono-sedimentary evolution, *Mém. Soc. géol. France (n.s.)* 171 (1997) 187–191.
- [4] P. Choukroune, Structure et évolution tectonique de la Zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale, *Mém. Soc. géol. France (n.s.)* 127 (1976) 1–116.
- [5] P.-J. Combes, B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, Brèches marines paléocènes et paléokarsts associés en contexte compressif dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (haute chaîne primaire, Pyrénées orientales), *Eclog. Geol. Helv. (sous-press)*.
- [6] M.-J. Fondécave-Wallez, B. Peybernès, P. Eichène, Séquences carbonatées de plate-forme externe/distale et Foraminifères planctoniques dans le Paléocène du bas Adour (secteur d'Urcuit/Lahonce, Pyrénées-Atlantiques), *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 137 (2001) 47–56.
- [7] M. Gomez, J. Vergès, C. Riaza, Inversion tectoniques of the northern margin of the Cantabrian Basin, *Bull. Soc. géol. France* 173 (5) (2002) 449–459.
- [8] V. James, J. Canérot, Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France), *Eclog. Geol. Helv.* 92 (1999) 63–72.
- [9] P. Lamare, Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne, *Mém. Soc. géol. France* (1936) 462, 1 carte à 1:200 000.
- [10] P. Lamare, J.-P. Destombes, Carte géologique de la France à 1:50 000, feuille d'Espelette, 1964.
- [11] R.K. Olsson, C. Hemleben, W.A. Berggren, B.J. Heber, Atlas of Paleocene planktonic Foraminifera, *Smithsonian C. Paleobiol.* 85 (1999) 1–252.
- [12] B. Peybernès, Inventaire typologique et utilisation des principaux marbres du cycle alpin des Pyrénées françaises, *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 138 (2002) 29–44.
- [13] 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, Ser. IIA* 332 (2001) 633–640.
- [14] B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, P.-J. Combes, P. Eichène, Mise en évidence d'un sillon marin à brèches danosélandiennes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 332 (2001) 379–386.
- [15] B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, P.-J. Combes, Découverte de Foraminifères planctoniques paléocènes dans les brèches, précédemment tenues pour aptiennes et d'origine diapirique, des Pyrénées basco-béarnaises, *C. R. Palevol* 1 (2002) 3–10.
- [16] B. Peybernès, M.-J. Fondécave-Wallez, Mise en évidence de brèches marines paléocènes sur l'axe orogénique des futures Pyrénées entre Garonne et Gave-de-Pau, *Bull. Soc. géol. France* 173 (6) (2002) 523–532.
- [17] Programme ECORS, Étude de la croûte terrestre par sismique profonde, campagne « Golfe de Gascogne ». Coupes géologiques à travers le bassin basco-cantabrique (1994), *Mém. Soc. géol. France (n.s.)* 171 (1997).
- [18] J. Ravier, Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées, *Mém. Soc. géol. France* 38 (1959) 1–86.