

La série du passage Lias-Dogger dans les Pyrénées : Organisation géométrique, variations faciologiques et paléoenvironnementales, facteurs de contrôle.



Effectué au : Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse (UPS - CNRS/UMR)
Sous la direction de : LÉZIN Carine, FAURÉ Philippe, DERA Guillaume

2014/2015



Sommaire

I – Introduction	p. 1
II – Contexte géologique	p. 2
II – A : Les évènements du passage Lias-Dogger	p. 2
II – B : La zone pyrénéenne au cours de cet intervalle	p. 3
III – Etat de l’art	p. 4
IV – Résultats	p. 6
IV – A : Paléoenvironnements et paléotopographie	p. 6
IV – A – 1 : Matériel et méthode	p. 6
IV – A – 2 : Interprétations paléoenvironnementales	p. 6
IV – A – 3 : Evolution paléotopographique et paléoenvironnementale	p. 10
IV – A – 4 : Découpage séquentiel	p. 16
IV – B : Enregistrement de l’évènement anoxique au Toarcien inférieur dans la zone pyrénéenne	p. 18
IV – B – 1 : Matériel et méthode	p. 19
IV – B – 2 : Zone pyrénéenne orientale	p. 19
IV – B – 3 : Zone pyrénéenne méridionale	p. 20
IV – B – 4 : Intégration dans le cadre général de la zone pyrénéenne	p. 23
V – Discussion	p. 26
V – A : Evolution paléotopographique et paléoenvironnementale	p. 26
V – A – 1 : A l’échelle de la zone pyrénéenne	p. 26
V – A – 2 : Dans un contexte plus général	p. 27
V – B : Variations du niveau marin à l’échelle du 2^e ordre	p. 29
V – C : Enregistrement de l’évènement anoxique au Toarcien inférieur (T-OAE) et du CIE	p. 30
VI – Conclusion	p. 33
VII – Bibliographie	p. 34
VIII – Annexes	

Résumé :

Le passage Lias-Dogger, et plus particulièrement l'intervalle Pliensbachien-Aalénien, est une période géologique marquée par d'importants changements géodynamiques, géochimiques et paléoenvironnementaux s'enregistrant dans la plupart des régions du globe. La position de la zone pyrénéenne durant cet intervalle – à l'articulation des plaques ibériques et européenne et des domaines atlantique et téthysien - en fait une zone particulièrement soumise à d'importantes modifications paléotopographiques et sédimentaires.

Dans cette étude, nous montrons que l'évolution de zone pyrénéenne peut s'inscrire dans un contexte local et général. A l'échelle locale, les variations faciologiques enregistrées dans la zone pyrénéenne ont permis de mettre en avant l'impact de la structuration de la zone et les variations du niveau marin comme facteurs contrôlant la géométrie des dépôts. Mais l'évolution de la zone pyrénéenne s'est aussi inscrite dans un contexte plus global, avec l'enregistrement d'évènements tels que la disparition des plateformes carbonatées au passage Pliensbachien-Toarcien et l'évènement anoxique du Toarcien inférieur, avec des caractéristiques proches de celles des bassins périthysiens.

I – Introduction

L'intervalle Pliensbachien-Aalénien, soit le passage Lias-Dogger, est une période géologique enregistrant un ennoyage majeur des plateformes carbonatées, le plus grand épisode anoxique du Jurassique - au Toarcien inférieur- suivi de la mise en place d'épaisses séries carbonatées à l'Aalénien. Mais c'est aussi une période d'intense activité géodynamique avec l'ouverture de l'océan Atlantique central, l'important volcanisme de la province Karoo-Ferrar et la structuration de la Téthys. Ces événements sont enregistrés dans la plupart des bassins périthysiens et sont contemporains de grands changements climatiques et de perturbations géochimiques.

L'évènement anoxique enregistré durant l'intervalle Lias-Dogger, et plus particulièrement à la base du Toarcien (~183Ma) est contemporain d'une augmentation du niveau marin, une acidification des eaux, une crise de production carbonatée, une augmentation de la quantité de matière organique préservée dans les sédiments - et le dépôt de black shales - et une perturbation dans le cycle du carbone se traduisant par une excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ (Dera and Donnadieu, 2012; Reolid et al., 2014). Cet événement plus connu sous le nom de Toarcian Oceanic Anoxic Event, soit T-AOE, est aussi enregistrée de façon plus ou moins importante dans les bassins périthysiens.

La localisation de la zone pyrénéenne durant cette période, soit à l'articulation entre le domaine atlantique et le domaine téthysien, a fait d'elle une zone sujette à d'importantes modifications paléotopographiques ayant eu des répercussions sur les conditions de sédimentation et sur l'évolution ultérieure de la chaîne pyrénéenne. Ces modifications topographiques de la zone pyrénéenne hors période orogéniques ont été peu étudiées.

Par ailleurs, au Toarcien inférieur, la zone pyrénéenne se situait à la limite entre un domaine Nord-Ouest téthysien anoxique-euxinique riche en matière organique et un domaine Sud-Ouest téthysien, dysoxique à oxique, pauvre en matière organique.

L'étude de la série de passage Lias-Dogger dans les Pyrénées présente donc 2 objectifs majeurs. Le premier est d'étudier l'évolution paléotopographique et paléoenvironnementale de la zone pyrénéenne du Pliensbachien à l'Aalénien à l'échelle de la biozone à ammonites afin de préciser comment se structure cette zone au cours de cet intervalle de temps. Le second est d'étudier les conditions paléoenvironnementales et l'enregistrement de l'évènement anoxique du Toarcien inférieur dans la zone pyrénéenne en se basant sur des données de terrain (sédimentologie, paléontologie) issues d'affleurements de référence bien datés et peu tectonisés et sur l'analyses chimiques d'échantillons prélevés.

Ce mémoire s'articule de la façon suivante : une première partie consistera à présenter les travaux déjà réalisés dans la zone pyrénéenne pour cet intervalle de temps. Une seconde partie présentera les résultats obtenus sur l'évolution paléotopographique et paléoenvironnementale ainsi que sur l'enregistrement du T-OAE dans la zone pyrénéenne. Et enfin une troisième partie synthétisera l'évolution de la zone pyrénéenne durant l'intervalle Pliensbachien-Aalénien et tentera de remettre cette zone dans un contexte plus général.

II – Contexte géologique

II – A : Les évènements du passage Lias-Dogger

La figure 1 (Dera et al., 2011) synthétise les principaux événements survenus au cours du Jurassique et notamment de l'intervalle Pliensbachien-Aalénien.. Elle montre notamment que le Pliensbachien est marqué par une forte augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ exprimant un refroidissement climatique. Au Toarcien inférieur, le climat se réchauffe. Au même moment s'enregistre une baisse de la production carbonatée, une perturbation du cycle du carbone (excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ non visible sur cette figure car non enregistré par les bélemnites), une inversion de la courbe isotopique du Sr et un événement anoxique. Ces températures relativement élevées ainsi que la faible production carbonatée perdurent jusqu'au sommet du Toarcien.

Le refroidissement à l'Aalénien est contemporain d'une reprise de la production carbonatée qui s'exprime par l'installation de vastes plateformes au Dogger. Le $\delta^{13}\text{C}$ montre de très nettes oscillations avec notamment une excursion positive à l'Aalénien inférieur.

L'intervalle étudié enregistre aussi trois grands événements géodynamiques : 1) l'importante activité de la province Karoo-Ferrar tout au long du Toarcien, 2) l'ouverture de l'Atlantique central à partir du Toarcien moyen ou de l'Aalénien et 3) l'accélération de l'ouverture de l'océan téthysien.

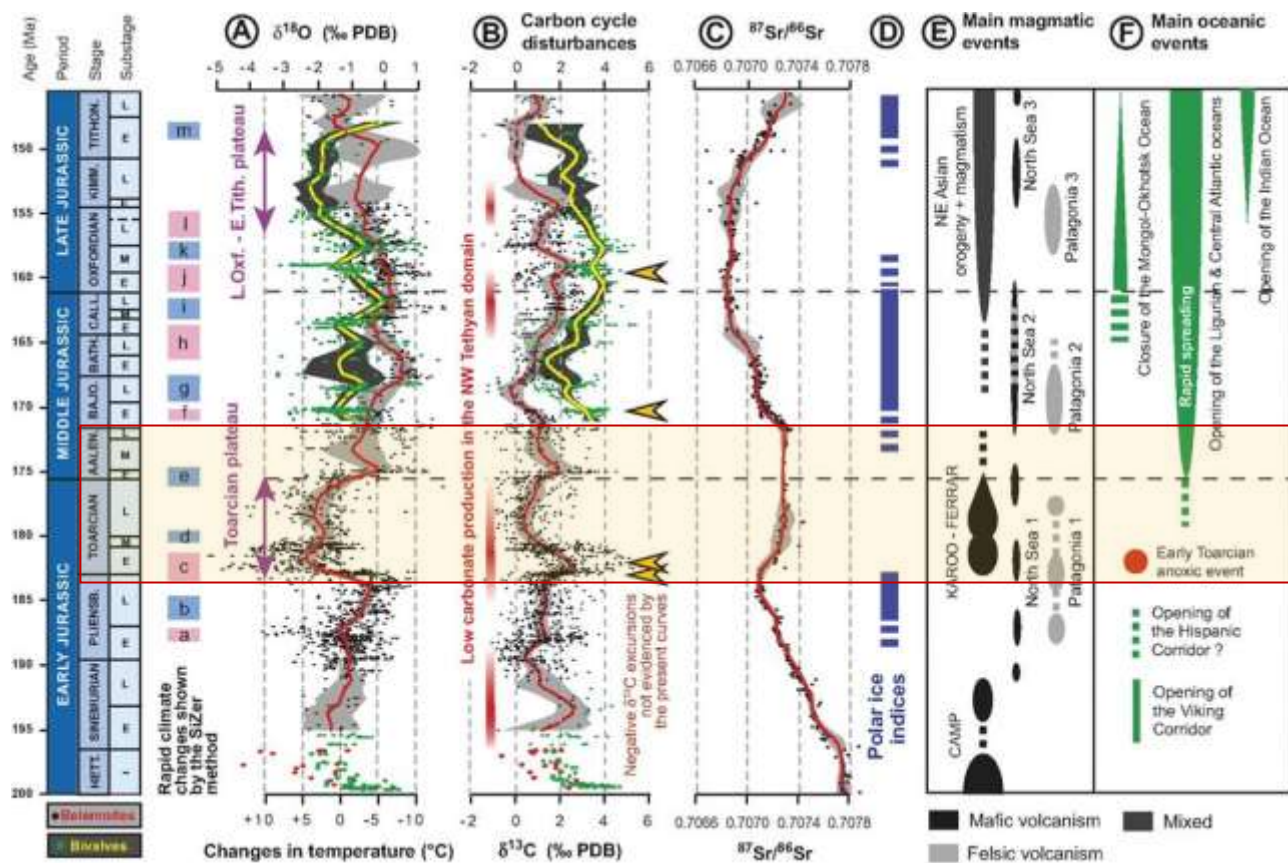


Fig. 1 : Synthèse des évènements géodynamiques majeurs ayant eu lieu au Jurassique et durant l'intervalle étudié (cadre rouge) (Dera et al. 2011).

L'intervalle Pliensbachien-Aalénien est donc un intervalle présentant d'importants changements géodynamiques et géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) s'enregistrant dans la plupart des régions du globe.

II – B : La zone pyrénéenne au cours de cet intervalle

Durant l'intervalle Pliensbachien-Aalénien, la zone pyrénéenne - située entre les plaques ibérique et européenne ainsi qu'à l'articulation entre les domaines Atlantique et téthysien (Fig. 2) - a subi une grande phase distensive. Cette extension de la zone Ouest-Européenne a lieu au Lias. Elle se marque par le déplacement de la plaque ibérique en direction du Sud-Ouest qui a engendré un important amincissement de la croûte continentale dans la zone pyrénéenne, et donc l'apparition de certains bassins sédimentaires à l'Ouest de la zone (Curnelle, 1995, 1983).

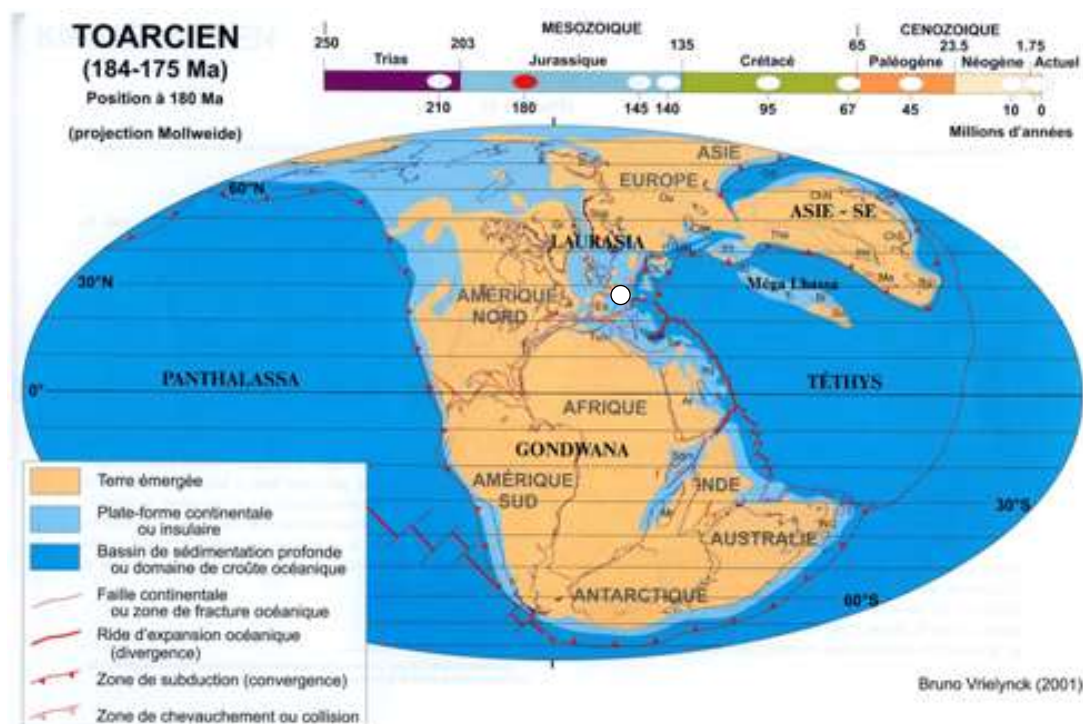


Fig. 2 : Localisation de la zone pyrénéenne (rond blanc) au Toarcien moyen (modifié d'après Vrielynck and Bouysse, 2001).

III – Etat de l’art

Les séries du Lias et de la base du Dogger (Aalénien) de la zone pyrénéenne ont fait l’objet d’une analyse biostratigraphique très précise par Philippe Fauré (Fauré, 2002). Les nombreuses coupes qu’il a étudiées dans les différents bassins de la zone pyrénéenne (Fig. 3) ont pu être datées à l’échelle de la biozone d’ammonites (Fig. 4a).

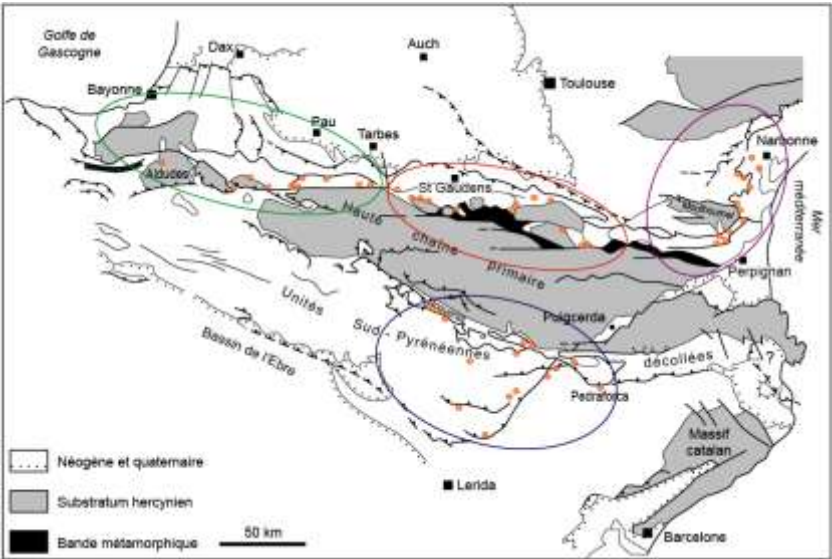


Fig. 3 : Carte des coupes étudiées par Philippe Fauré et utilisées dans cette étude (points orange) et répartition des domaines pyrénéens : domaine occidental (vert), domaine central (rouge), domaine oriental (violet) et domaine méridional (bleu).

Le découpage biostratigraphique se fonde sur l’étude des faunes de brachiopodes et d’ammonites. La figure 4a montre la corrélation entre les 2 échelles biozonales (Fauré, 2002). Des études plus récentes ont permis d’estimer la durée de chaque biozone et donc d’attribuer des âges absolus à chaque limite de biozone (Boulila et al., 2014; Gradstein et al., 2004; Krencker et al., 2014) (Fig. 4b).

a)

	Etage	Biozone à ammonites	Sous-zone à ammonites	Biozone à brachiopodes	Sous-zone à brachiopodes
DOGGER	Aalénien	Concavum	formosum	Monacanthus trinotata	
			Concavum		
		Murchisonae	Gigantea		
			Brachiodonella		
			Murchisonae		
LIAS	Toarcien	Opalinum	Hougi	Stroodithys infraoethica et Stroodithys styphanioides	Rhynchonellodes rufinensis et Homoeorhynchia cynocephala
			Bildadunum		
		Aalenis	Opalinum		
			Lugdimensis		
		Pseudobradia	Marta		
			Pseudobradia		
		Dispermum	Levesquai		Stroodithys infraoethica
			Grumet		
		Thouarsense	Irignei		
			Fallacium		
		Variabilis	Focigenum		
			Thouarsense		
		Bifrons	Irignei		
			Villosa		
		Serpentinum	Varicosa		
			Elkensis		
		Tenuicostatum	Elkensis		
			Pithus		
	Pliensbachien	Spiratum	Hanskerense	Quadrathyrina quadrata et Zeilera quadrifida	

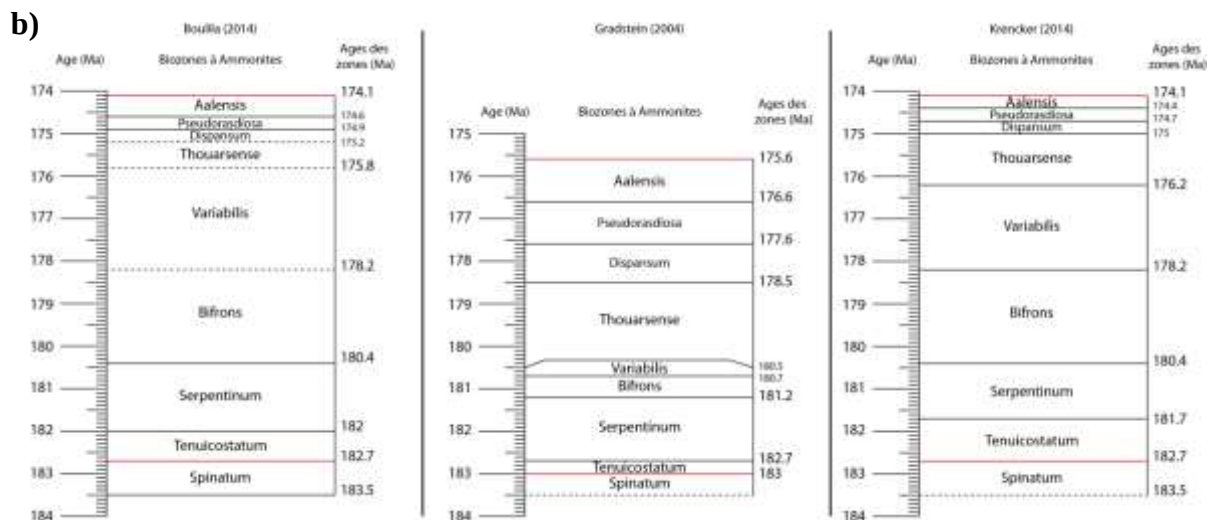


Fig. 4 : a) Découpage biozonal du Pliensbachien supérieur à l'Aalénien utilisé pour la datation des coupes par Philippe Fauré (Fauré, 2002). b) Datation absolue des limites des biozones du Pliensbachien supérieur et du Toarcien d'après Bouilla (2014), Gradstein (2004) et Krencker (2014).

La corrélation des coupes étudiées par Philippe Fauré (Fauré, 2002), les analogies faciologiques et les variations latérales du biofaciès ont permis à cet auteur de proposer une synthèse paléogéographique de la zone pyrénéenne lors de l'intervalle étudié. Les résultats obtenus montrent un décalage entre la plaque Ibérique et l'Europe de 100-150km vers l'Ouest, signifiant que la zone pyrénéenne était une large zone tectoniquement active. Ce décalage s'observe par la correspondance des bassins sédimentaires d'orientation NE-SW (Fig. 5).

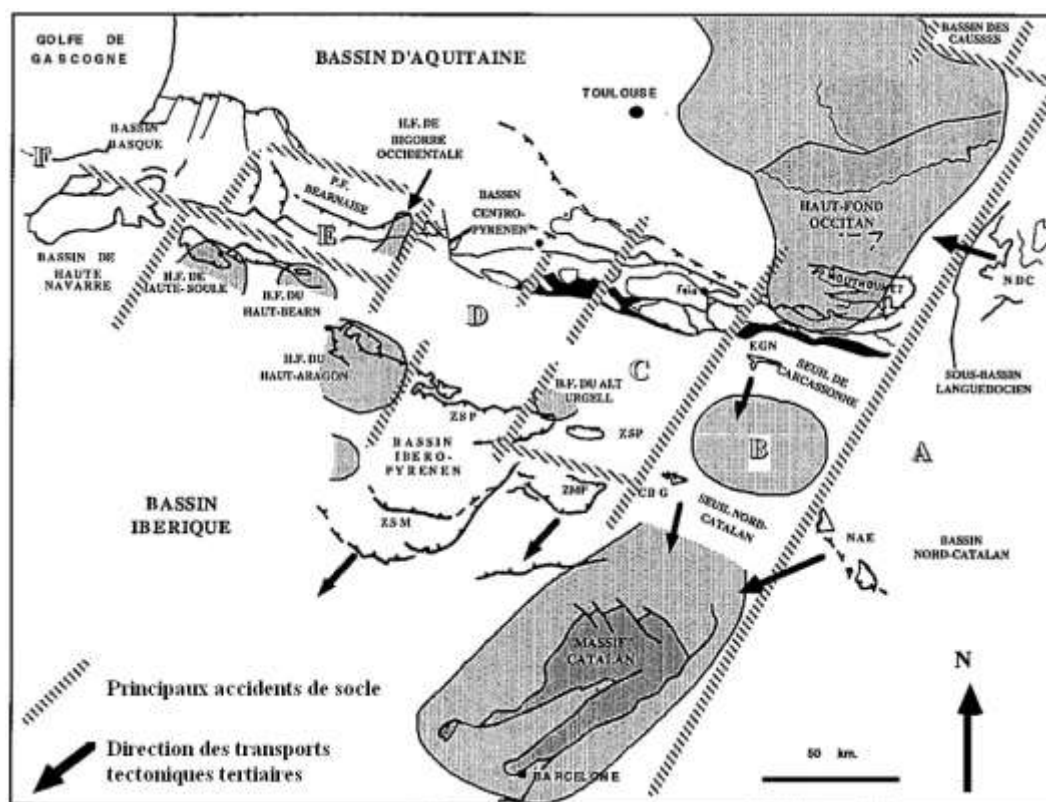


Fig. 5 : Corrélation des bassins sédimentaires de la zone pyrénéenne avec un décalage de la plaque Ibérique de 100-150km vers l'Ouest (Fauré, 2002).

IV – Résultats

IV – A : Paléoenvironnements et paléotopographie

IV – A – 1 : Matériel et méthode

Pour reconstituer l'évolution paléotopographique et paléoenvironnementale de la zone pyrénéenne du sommet du Pliensbachien au sommet de l'Aalénien, des cartes de faciès et d'épaisseur ont été réalisées pour chaque biozone à ammonites (Fig. 8 à 17). Certaines cartes de faciès sont issues de la thèse de Philippe Fauré (Fauré, 2002). Elles ont été complétées et modifiées par nos observations et par de nouvelles données de terrain. D'autres ont été réalisées à partir des données décrites dans la thèse de Fauré (2002).

Les cartes d'épaisseurs se fondent principalement sur les épaisseurs relevées dans les travaux de Fauré (2002). Les différentes missions de terrain réalisées de janvier à avril ont permis d'apporter des compléments. Ces données d'épaisseur sont plus rares que les données de faciès puisqu'elles nécessitent des affleurements continus.

Lors des missions, nous avons décrits et échantillonnés précisément des affleurements de références datées du sommet du Pliensbachien et du Toarcien inférieur. Pour le reste de l'intervalle stratigraphique étudié nous sommes allés observer et échantillonner les principaux faciès sur des affleurements de référence afin d'obtenir un maximum de descripteurs de faciès (structures sédimentaires, lithologie, contenu paléontologique...) permettant d'attribuer à chaque faciès cartographié, sur les cartes de faciès, un paléoenvironnement et donc une bathymétrie relative.

IV – A – 2 : Interprétations paléoenvironnementales

Les analyses lithologiques, sédimentologiques, microfaciologiques des différents faciès cartographiés sur l'intervalle Pliensbachien supérieur-Aalénien dans la zone pyrénéenne se fondent sur les observations/descriptions réalisées lors de nos différentes missions de terrain sur les coupes de Bizanet (Annexe 3), Combe de Pereilles (Annexe 3), Justice (Annexe 4), Néviau (Annexe 5), Rebouc, Sabart, Saint Paul (Annexe 6), Saint-Girons (Annexe 3), Els Hostalets de Tost (Annexe 1), Isábena (Béranù) et Pont de Suert (Annexe 2) (Fig. 6) et sur l'étude de 30 lames minces. Elles sont complétées par des données (notamment paléontologiques) issues de la thèse de Fauré (2002).

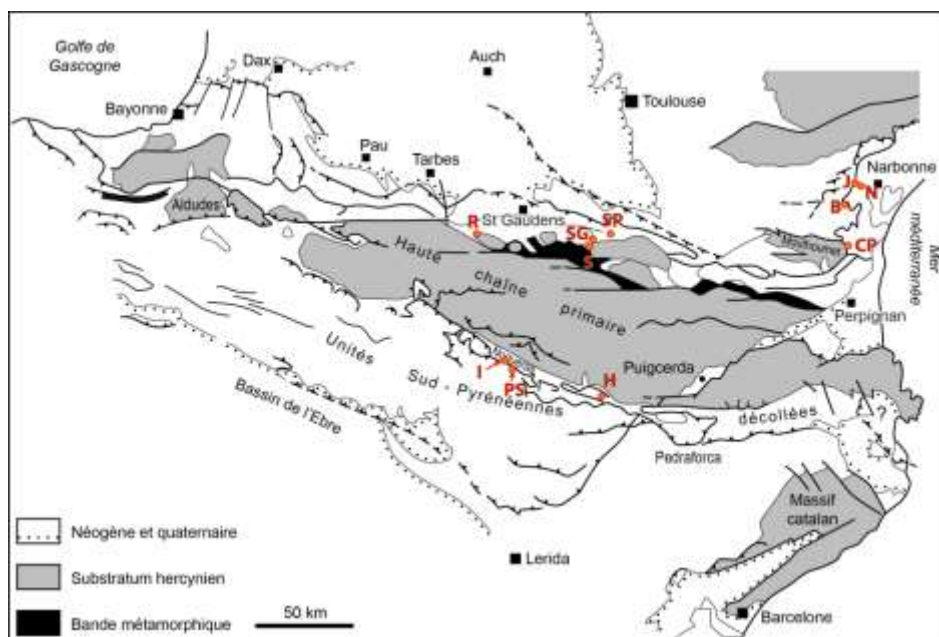


Fig. 6 : Localisation des coupes étudiées lors des missions de terrain. N : Néviau ; J : Justice ; B : Bizanet ; CP : Combe de Pereilles ; SP : Saint-Paul ; SG : Saint-Girons ; S : Sabart ; R : Rebouc ; H : Els Hostalets de Tost ; PS : Pont de Suert ; I : Isábena (Béranù).

Ainsi ces analyses nous ont permis de proposer une interprétation paléoenvironnementale des principaux faciès qui caractérisent l'intervalle Pliensbachien supérieur-Aalénien dans la zone pyrénéenne.

Les environnements s'échelonnent de la zone continentale, soulignée par une surface de karstification (Fig. 7), jusqu'à la plateforme ouverte ou externe (offshore inférieur) caractérisée par des dépôts marneux sous différentes conditions d'oxygénation. A l'Aalénien apparaissent des dépôts de plateforme protégée.

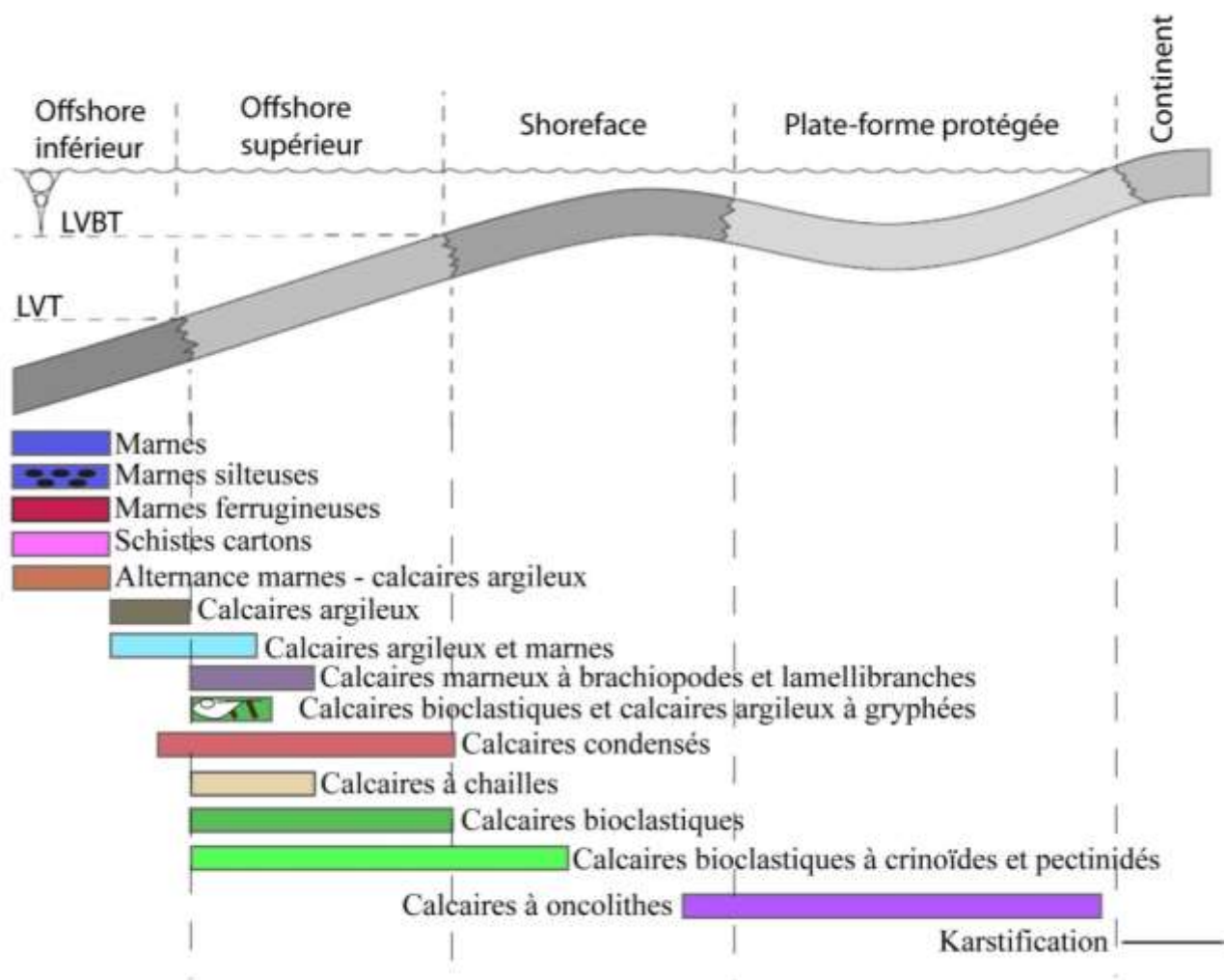


Fig. 7 : Profil théorique de la plateforme et interprétations paléoenvironnementales des différents faciès (schéma synthétique qui regroupe tous les environnements décrits ; ces environnements n'ont pas forcément coexisté).

Ces principaux faciès sont décrits dans le tableau 1 et sont replacés sous le profil théorique de la plateforme (Fig. 7). Le code couleur associé aux faciès est celui utilisé dans les cartes de faciès.

Faciès	Description	Energie et environnements de dépôts
 Marnes	Marnes grises à brunes pauvres en macrofaune (rares bivalves, ammonites) et en microfaune (foraminifères benthiques = Nodosariidae et ostracodes) Présence ponctuelle d'oolithes ferrugineuses témoignant de la proximité d'un haut-fond	Faible énergie, Milieu oxiq à dysoxique, Offshore inférieur
 Marnes silteuses	Marnes ou calcaires grés-argileux gris à noir pauvres en macrofaune (rares bivalves, ammonites, bélemnites) et en microfaune (foraminifères benthiques) et riches en silts quartzeux anguleux (20 à 50 %). Généralement la bioturbation est abondante	Faible énergie, épandage détritico important, Milieu oxiq à dysoxique, Offshore inférieur
 Marnes ferrugineuses	Marnes lie de vin riches en bélemnites et oxydes de Fer. Les oxydes de Fer proviennent de zones émergées adjacentes	Faible énergie, Proximité d'un Haut-fond Offshore inférieur
 Schistes cartons	Marnes feuilletées grises ou noires riches en matière organique Très peu de quartz, absence ou rarefaction de la faune autochtone	Faible énergie, Milieu anoxique, Offshore inférieur
 Alternances marno-calcaires	Alternance de lits de marnes grises ou brunes pluricentimétriques et de bancs carbonatés centimétriques de texture mudstone. La faune rare et ponctuelle se compose de Brachiopodes, ammonites, bélemnites, Foraminifères benthiques (Nodosariidae).	Faible énergie, Milieu oxiq à anoxique, Offshore inférieur
 Calcaires argileux	Bancs calcaires légèrement argileux à base et sommet irréguliers de texture mudstone à wackestone alternants avec de minces lits marneux. Ponctuellement, remaniement d'éléments provenant de milieux peu profond (oncolites, bryozoaires, brachiopodes...) associés à des spicules de spongiaires et des petits foraminifères circalittoraux qui vivent à l'abri de la lumière et enfouis dans un sédiment meuble tels que <i>Glomospira</i> sp. (in Preat et al., 2004)	Sommet Offshore inférieur?
 Alternances calcaires argileux-marnes	Bancs décimétriques de calcaires argileux alternant avec de minces lits marneux. Présence ponctuelle de gouttières d'érosion. Grandissement dans certains bancs La faune relativement abondante dans certains bancs se compose principalement de brachiopodes et d'ammonites	Energie faible à moyenne, Milieu oxiq, Limite Offshore inférieur-offshore supérieur

Tableau 1 : Description et interprétation paléoenvironnementale des principaux faciès datés du Pliensbachien supérieur, Toarcien et Aalénien dans la zone pyrénéenne.

 Calcaires marneux à brachiopodes et lamellibranches	Alternance rythmiques de bancs de calcaires argileux noduleux et de lits centimétriques de marnes à nombreux <i>Pseudospecten</i> (P.) <i>aequalis</i>, <i>Gryphaea</i> sp., <i>Plicatula spinosa</i>, <i>Pleuromya</i> gr. <i>unioïdes</i> et abondants brachiopodes. Les ammonites et bélemnites sont rares. La présence de biostromes à brachiopodes témoigne de conditions très favorables au développement de ces organismes. L'hydrodynamisme conditionne l'installation et le développement des brachiopodes (organismes filtreurs suspensivores) en entretenant l'oxygénation des eaux et le renouvellement des apports trophiques (Almèras et Fauré, 2013).	Energie moyenne, Milieu oxic, Offshore supérieur
 Calcaires argileux ou alternances marno-calcaires à Gryphées	Niveaux lumachelliques à <i>Gryphaea</i> (<i>Bilobissa</i>) <i>pictaviensis</i> généralement très bien conservées et à brachiopodes	Niveau énergétique moyen engendrant le retournement des gryphées dans leur milieu de vie Base offshore sup.
 Calcaires condensés	Calcaires condensés, généralement bioclastiques (crinoïdes, bivalves) qui se caractérisent par des condensations d'organismes (ammonites, bélemnites...) et minérales (Niveaux riches en oxydes de Fer) et/ou à oolithes ferrugineuses. Il s'agit des faciès de transgression décrits par Annie-Arnaud-Vanneau (in Preat et al., 2004).	Taux de sédimentation faible, milieu oxic, Offshore
 Calcaires à chailles	Calcaires jaunâtres disposés en bancs décimétriques séparés par des joints ondulés ferrugineux, à chailles blanches partout présentes. Il s'agit de micropackstone à micrograinstone à abondants microbioclastes d'échinodermes et de bivalves associés ponctuellement à d'abondants péloïdes et de rares silts quartziteux anguleux (<1%). La faune se compose d'abondants brachiopodes (Niveaux ponctuels : biostrome) et de rares ammonites.	L'absence de structures sédimentaires et de microfossiles rend l'attribution bathymétrique difficile. Base offshore sup ? car faciès plus carbonatée que le faciès « calcaires argileux » auquel il se superpose
 Calcaires bioclastiques à crinoïdes et pectinidés  Calcaires bioclastiques	Grainstones/Packstones – Biosparites et biomicrites à crinoïdes et rares bryozoaires. Dans la série plienschbachienne les pectinidés sont également abondants. Ces faciès correspondent à des dépôts situés au voisinage de fonds durcis car l'essentiel des bioclastes provient de formes fixées dont certaines (crinoïdes) vivent seulement dans des milieux parcourus par des courants. Macroscopiquement, ces faciès s'observent dans des calcaires roux disposés en bancs décimétriques à métriques à surfaces très irrégulières et montrant ponctuellement des litages obliques soulignés par les alignements bioclastiques, des structures de type HCS...;	Dépôts de plates-formes soumises à des courants Offshore supérieur à shoreface Offshore supérieur
 Calcaires à oncolithes	Calcaires en bancs épais, à surfaces ondulées riches en oncolithes et contenant des <i>Sarfatella dubari</i> (Peybernès, 1976). Présence ponctuelle de brachiopodes.	Etage infralittoral, Milieu de plate-forme protégée (Lezin et al., 2007)

Tableau 1 (suite) : Suite de la description et de l'interprétation paléoenvironnementale des principaux faciès datés du Pliensbachien supérieur, Toarcien et Aalénien dans la zone pyrénéenne.

IV – A – 3 : Evolution paléotopographique et paléoenvironnementale

L'intervalle Pliensbachien supérieur-Aalénien est marqué par d'importants changements d'épaisseurs et de faciès.

La **biozone à Spinatum** (sommet du Pliensbachien) (Fig. 8) est caractérisée par un faciès relativement homogène de calcaires à crinoïdes et pectens (Annexe 2), représentatif d'un milieu d'offshore supérieur-shoreface, sur une grande partie de la zone pyrénéenne. La mise en place de calcaires argileux dans le domaine occidental de la zone pyrénéenne témoigne à la fois d'une ouverture et d'un approfondissement vers l'Ouest.

Cette biozone marque la mise en place d'une vaste plateforme carbonatée.

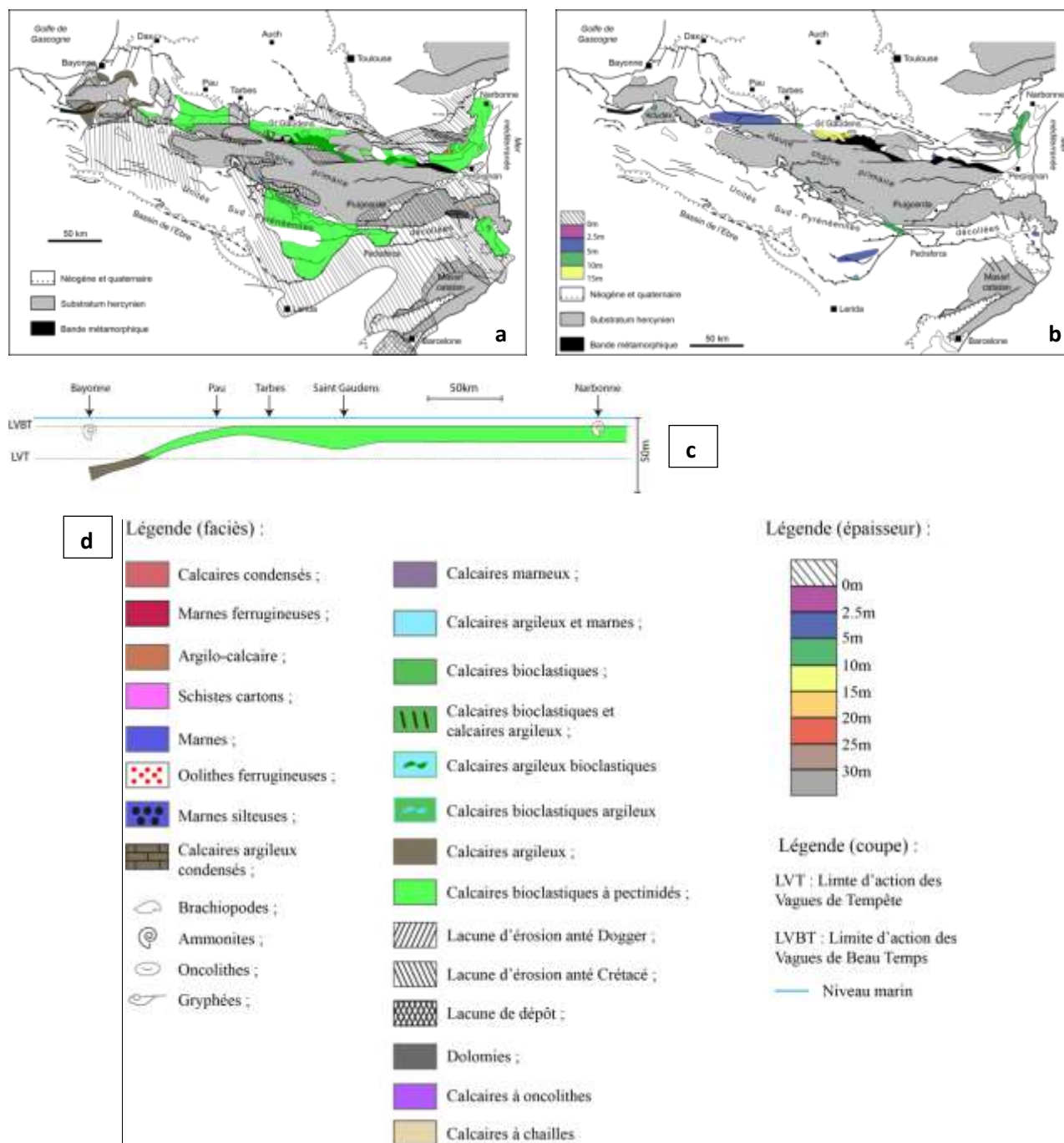


Fig. 8 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs ; c) Coupe E-W schématique de la Zone Nord-Pyrénéenne pour la biozone à Spinatum ; d) Légende commune à toutes les cartes

Lors du passage à la **biozone à *Tenuicostatum*** (Fig. 9), le faciès dominant passe des calcaires à pectens à des calcaires marneux riches en *Liospiriferina falloti* (brachiopodes) sur une grande partie de la zone, et dans le domaine occidental, les calcaires argileux sont remplacés par des schistes cartons. Il y a donc une augmentation de l'espace disponible pour la sédimentation par apparition de faciès caractéristiques de milieux plus profonds (offshore inférieur).

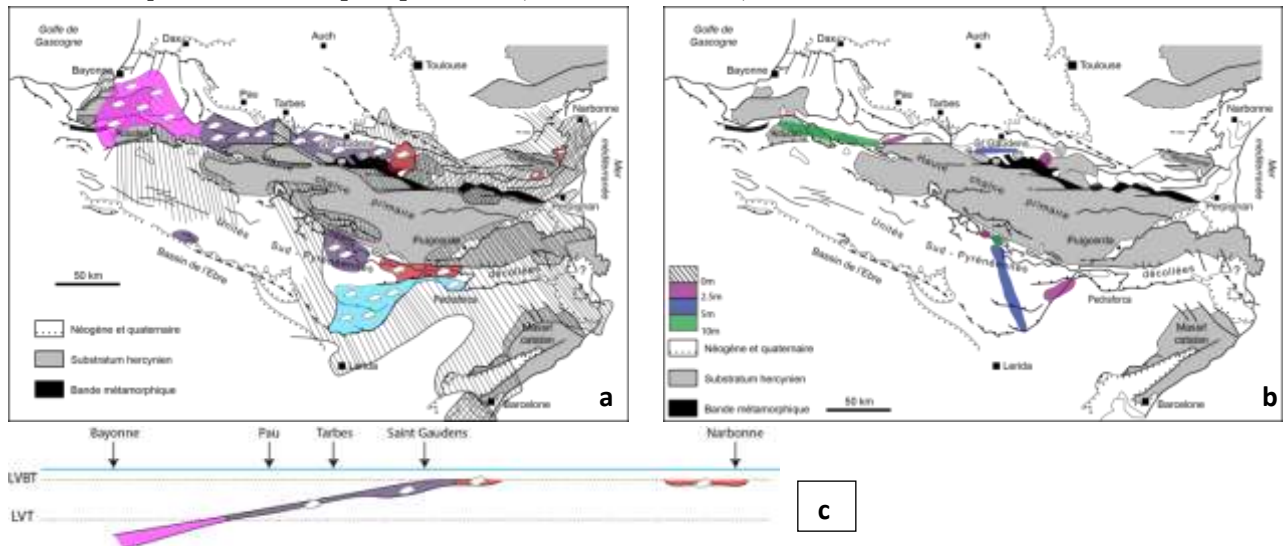


Fig. 9 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs ; c) Coupe E-W schématique de la Zone Nord-Pyrénéenne pour la biozone à *Tenuicostatum*.

Cette augmentation de l'espace disponible se généralise au cours de la **biozone à *Serpentinum*** (Fig. 10) avec l'apparition de marnes anoxiques dans le domaine occidental de la zone pyrénéenne et de schistes cartons témoignant également d'une anoxie dans le domaine oriental. Le domaine central de la zone est caractérisé par des calcaires argileux et bioclastiques relativement peu épais et riches en *Soaresirhynchia bouchardi*. La biozone à *Serpentinum* voit apparaître un premier haut-fond dans le domaine oriental de la zone pyrénéenne séparant les faciès de type schistes cartons et les calcaires bioclastiques représentant respectivement un environnement calme relativement profond (offshore inférieur) anoxique et un environnement peu profond (offshore supérieur) dysoxique à oxygène.

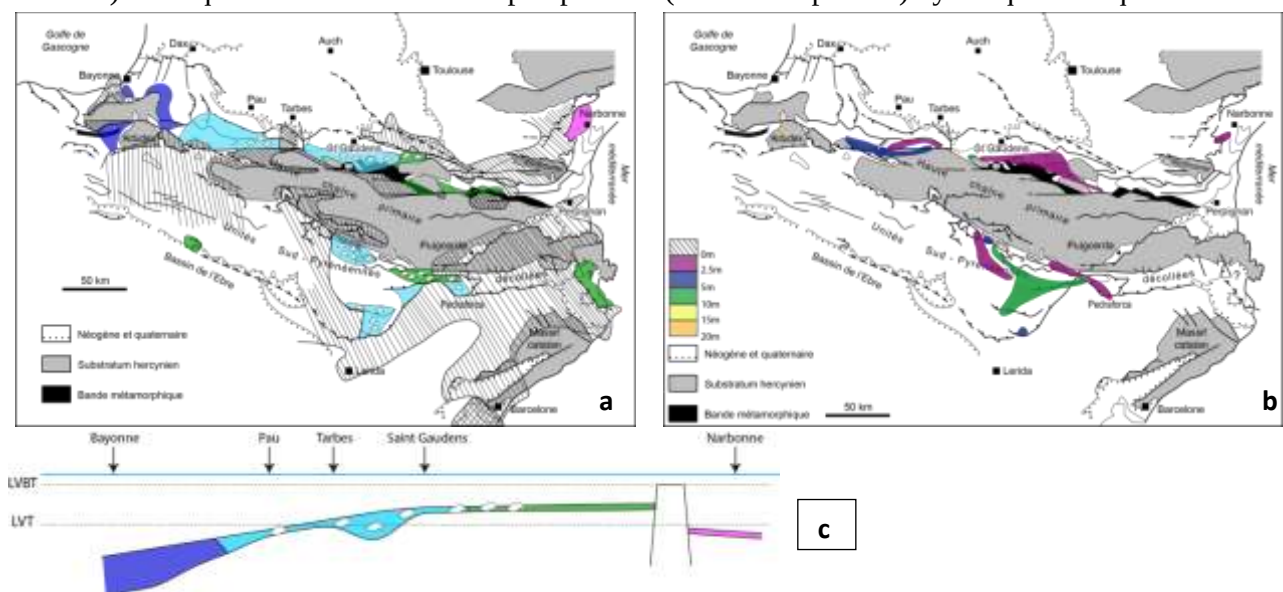


Fig. 10 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs ; c) Coupe E-W schématique de la Zone Nord-Pyrénéenne pour la biozone à *Serpentinum*.

Durant la **biozone à Bifrons** (Fig. 11), les schistes cartons du domaine oriental sont remplacés par des marnes à oolithes ferrugineuses alors que les marnes anoxiques du domaine occidental par un faciès argilo-calcaire d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Ces domaines restent dans un environnement d'offshore inférieur. Le domaine central est représenté par des calcaires bioclastiques riches en brachiopodes (*Sphaeroidothyris vari*), représentatifs d'un environnement d'offshore supérieur, d'une épaisseur très faible ne dépassant pas 2,5m. Il y a donc une diminution de l'espace disponible par réapparition de faciès moins profonds. De plus, la biozone à Bifrons voit apparaître un second haut-fond entre les domaines central et occidental expliquant les passages latéraux de faciès et surtout la lacune de dépôt au Sud de Tarbes.

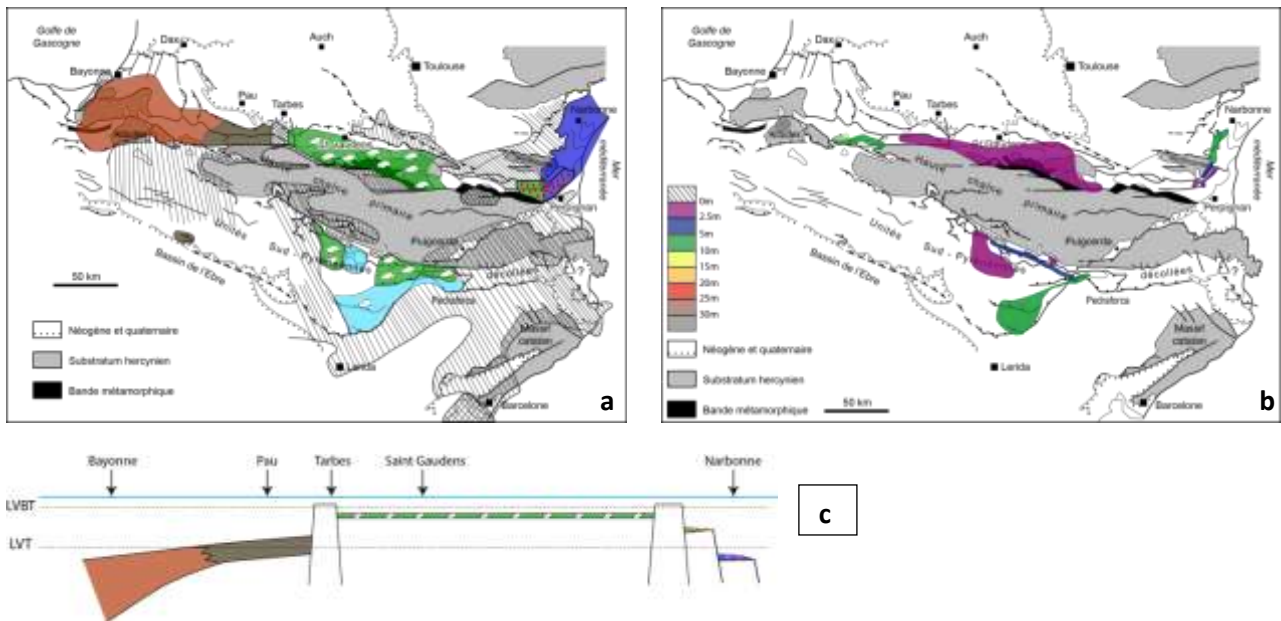


Fig. 11 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs ; c) Coupe E-W schématique de la Zone Nord-Pyrénéenne pour la biozone à Bifrons.

Cette diminution de l'espace disponible se poursuit jusqu'à la **biozone à Variabilis** (Fig. 12) et s'exprime par une lacune de sédimentation ou bien par une érosion de vaste extension au cours de cet intervalle stratigraphique.

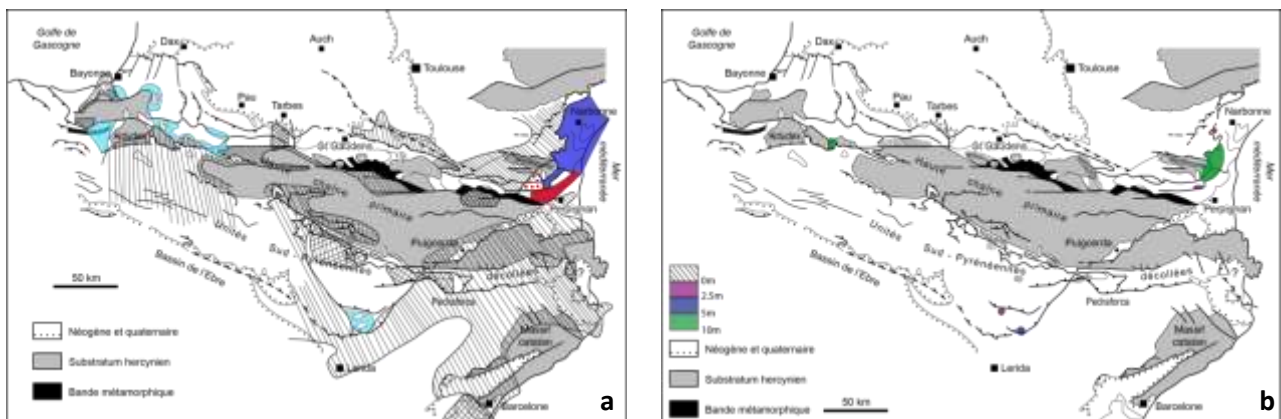


Fig. 12 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs pour la biozone à Variabilis.

La **biozone à Thouarsense** (Fig. 13) se marque par l'apparition de calcaires condensés de quelques dizaines de centimètres dans le domaine central de la zone pyrénéenne. Le domaine occidental est dominé par des calcaires argileux, alors que le domaine oriental est représenté par des marnes silteuses, ces domaines témoignent d'un environnement offshore inférieur. On enregistre ainsi, une nouvelle augmentation de l'espace disponible associée à un changement de sédimentation exprimé par l'arrivée d'un flux détritique quartzo-silteux. L'apparition de calcaires condensés dans les zones auparavant lacunaires argumente le contexte transgressif.

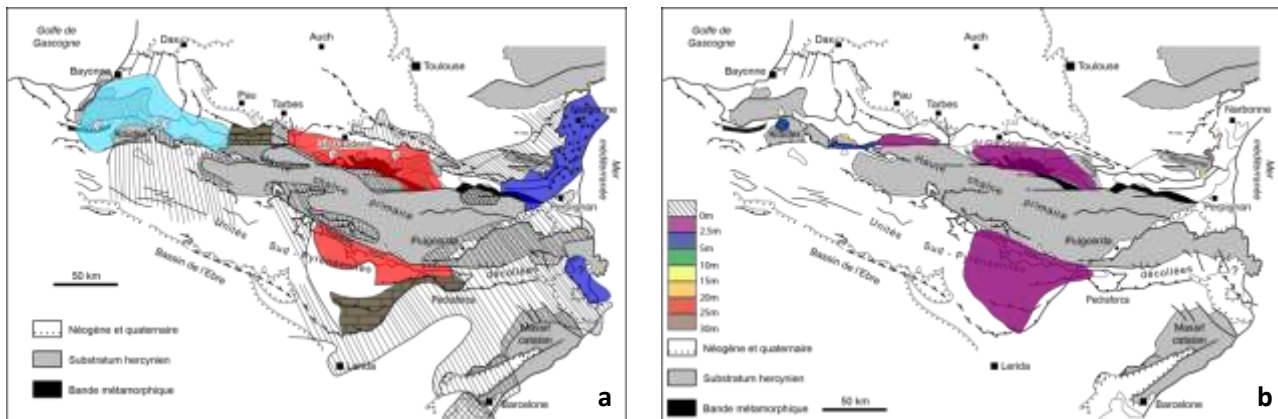


Fig. 13 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs pour la biozone à Thouarsense.

Les **biozones à Dispansum et Pseudoradiosa** (Fig. 14 et 15) présentent les mêmes caractéristiques, elles montrent toutes deux une forte augmentation de l'espace disponible à la sédimentation par la réapparition de marnes dans les domaines central, oriental et méridional de la zone pyrénéenne, alors que les domaines occidental et Sud-méridional présentent des alternances calcaires argileux- marnes. Une sédimentation en offshore inférieur se développe sur toute la zone. Les épaisseurs enregistrées dans le domaine central pour la biozone à Pseudoradiosa sont très importantes (plus d'une trentaine de mètres) au pied de la chaîne primaire.

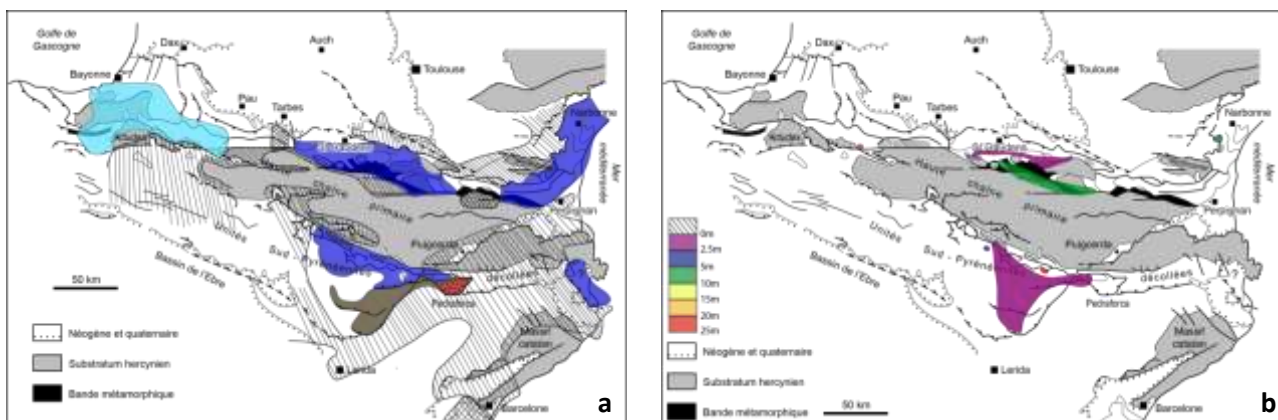


Fig. 14 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs pour la biozone à Dispansum.

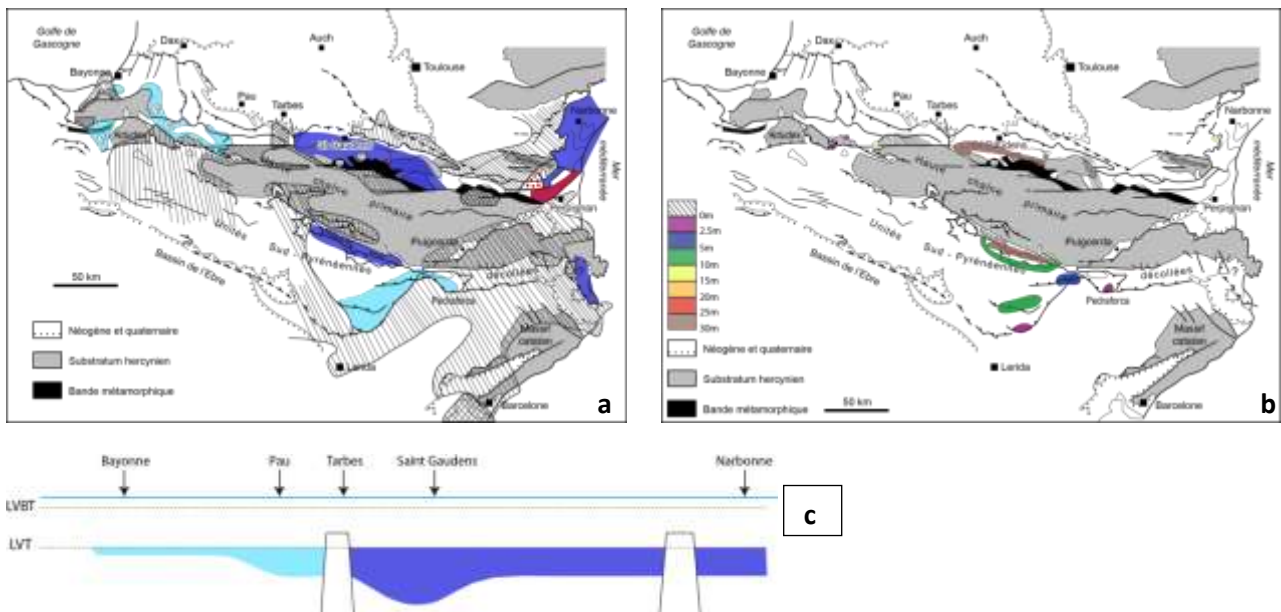


Fig. 15 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs ; c) Coupe E-W schématique de la Zone Nord-Pyrénéenne (biozone à *Pseudoradiosa*).

Durant la **biozone à Aalensis** (Fig. 16), les marnes du domaine central de la zone pyrénéenne laissent place à des calcaires argileux bioclastiques riches en bivalves et plus particulièrement en *Gryphaea (Bilobissa) pictaviensis* - témoignant d'un environnement d'offshore supérieur - et des calcaires argileux, représentatifs d'un environnement d'offshore inférieur, apparaissent dans le domaine oriental et à l'Ouest du domaine occidental. Dans le domaine méridional le passage de calcaires bioclastiques à Gryphées à des calcaires argileux puis à des marnes souligne un approfondissement de plus en plus important vers le sud. Dans le domaine occidental, l'apparition de marnes à proximité du haut-fond témoigne d'une inversion de polarité sédimentaire par rapport aux biozones précédentes, avec un approfondissement en direction du haut-fond. Néanmoins, au cours de cet intervalle, on enregistre une diminution de l'espace disponible par rapport aux biozones précédentes.

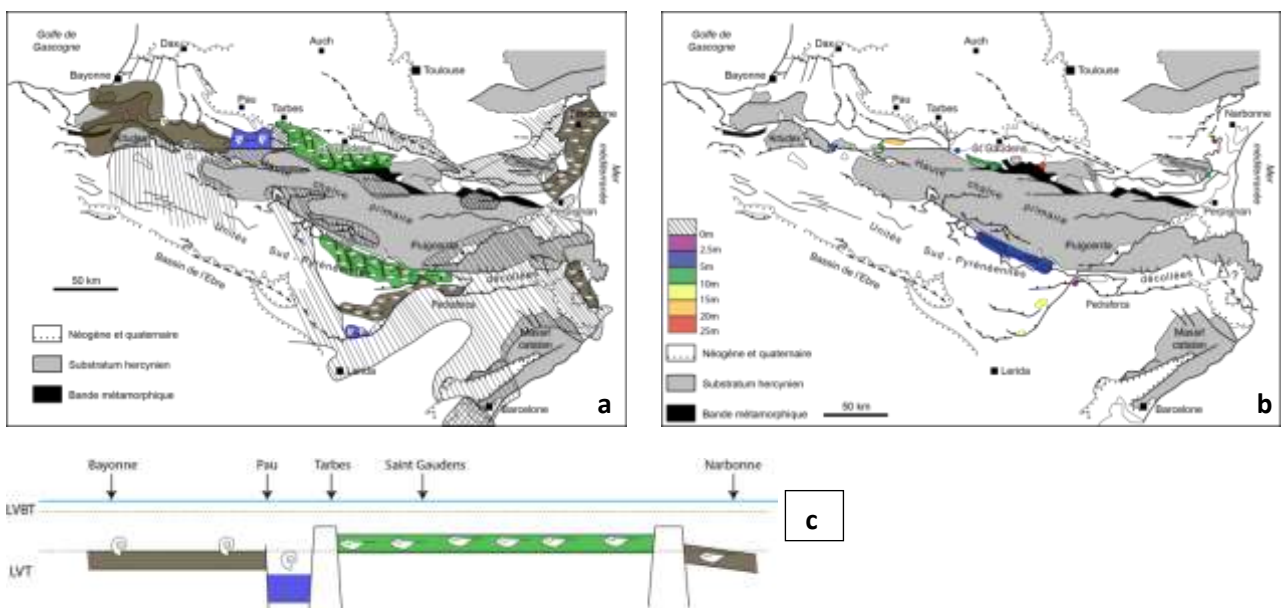


Fig. 16 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs ; c) Coupe E-W schématique de la Zone Nord-Pyrénéenne pour la biozone à *Aalensis*.

Lors de la **biozone à Opalinum** (Fig. 17), le domaine central de la zone pyrénéenne reste représenté par des calcaires bioclastiques, mais avec une faune composée cette fois de *Homoeorhynchia cynocephala*, il en est de même pour les domaines oriental et Ouest-occidental toujours représentées par des calcaires argileux. Néanmoins, le domaine méridional voit apparaître des calcaires argileux bioclastiques témoignant d'un environnement d'offshore supérieur plus au Sud, montrant une baisse de l'espace disponible. Au pied du haut-fond occidental, les marnes sont toujours présentes, et montrent que le domaine occidental de la zone pyrénéenne s'approfondit toujours vers ce haut-fond.

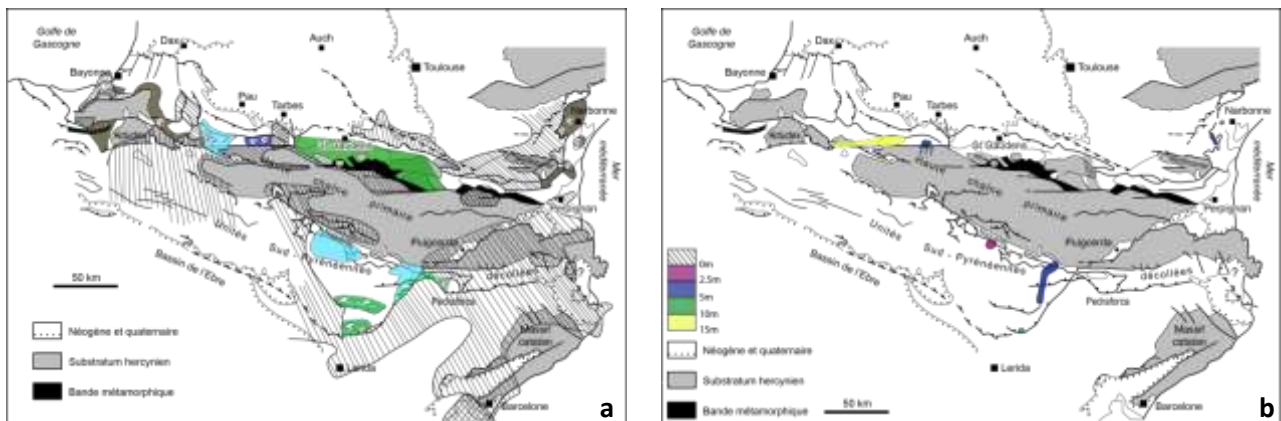


Fig. 17 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs pour la biozone à Opalinum.

Les **biozones à Murchisonae et Concavum** (Fig. 18) montrent des faciès totalement différents sur toute la zone pyrénéenne. Le domaine oriental voit apparaître des calcaires à chailles peu épais, alors que les domaines central et méridional voient apparaître des calcaires à oncolithes, témoins de la mise en place d'une plateforme protégée dans un environnement infralittoral. Le domaine occidental quant à lui montre un approfondissement dans sa zone centrale, avec un faciès argilo-marneux entouré de calcaires argileux et de calcaires bioclastiques au pied du haut-fond, montrant le passage d'un environnement de type offshore supérieur au pied du haut fond à un milieu offshore inférieur au centre du domaine.

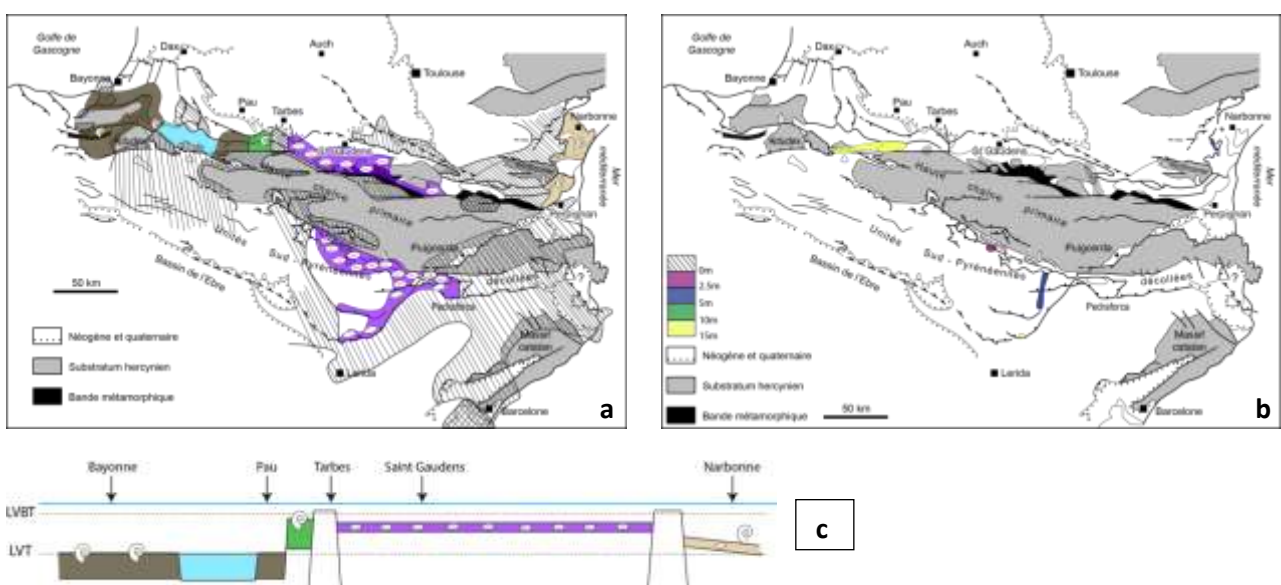


Fig. 18 : a) Carte de faciès ; b) Carte d'épaisseurs ; c) Coupe E-W schématique de la Zone Nord-Pyrénéenne pour les biozones à Murchisonae et Concavum.

IV– A – 4 : Découpage séquentiel

L'interprétation des cartes étudiées dans la partie IV – A – 3 (Fig. 8 à 18) permet de proposer un découpage séquentiel exprimé par des tendances transgressives et régressives à l'échelle du deuxième ordre (Fig. 19) du sommet du Pliensbachien au sommet de l'Aalénien.

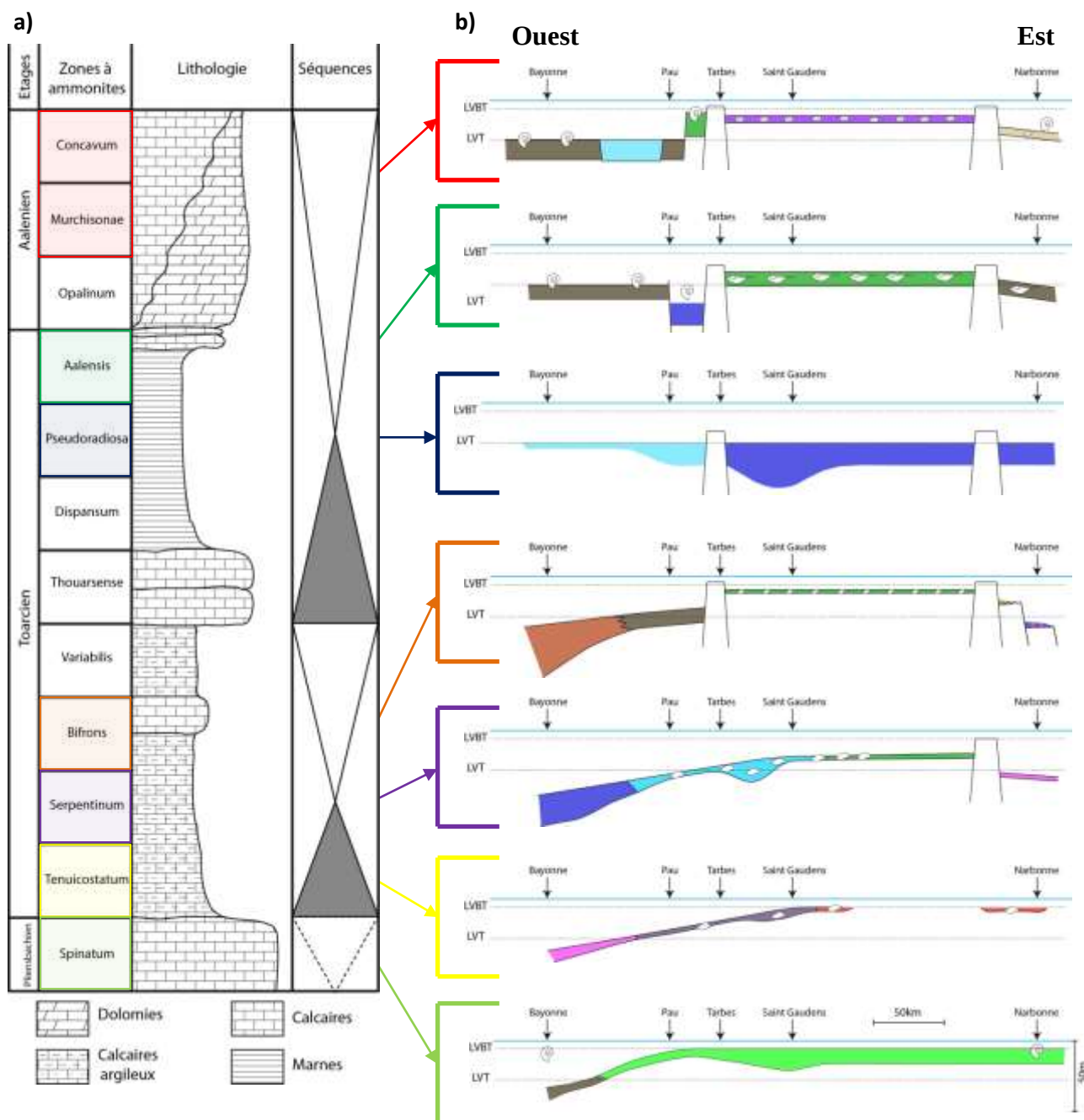


Fig. 19 : a) Log stratigraphique de la série du sommet du Pliensbachien au sommet de l'Aalénien avec le découpage stratigraphique des séquences du deuxième ordre ; b) Coupes schématiques des biozones à Spinatum (vert clair), Tenuicostatum (jaune), Serpentinum (violet), Bifrons (orange), Pseudoradiosa (bleu), Aalensis (vert sombre) et Murchisonae et Concavum (rouge) ;
LVT : Limite d'action des Vagues de Tempête, LVBT : Limite d'action des Vagues de Beau Temps.

Le sommet du Pliensbachien marque la fin d'une régression. Le maximum de régression est notamment représenté par une surface de karstification sur la coupe d'Els Hostalets de Tost (Annexe 1). Le premier épisode transgressif débute à la base de la biozone à *Tenuicostatum* et s'étendant jusqu'à la biozone à *Serpentinum*. Durant ce premier épisode, et plus particulièrement dans la biozone à *Serpentinum*, un premier événement de structuration de la zone pyrénéenne a lieu, avec l'apparition d'un premier haut-fond dans le domaine oriental (Fig. 19b).

Après le maximum d'inondation enregistré dans la biozone à *Serpentinum*, le second épisode régressif est observé. Lors de cet épisode, et plus particulièrement durant la biozone à *Bifrons*, la zone pyrénéenne subit un deuxième épisode de structuration avec l'apparition d'un second haut-fond dans le domaine occidental (Fig. 19b). Cet épisode se poursuit et se termine durant la biozone à *Variabilis*.

Un second épisode transgressif prend le relais à partir de la biozone à *Thouarsense* avec l'apparition notamment de calcaires condensés dans la zone pyrénéenne centrale et il s'étend jusqu'à la biozone à *Pseudoradosa* (Fig. 19a). Cet épisode transgressif est représenté par un important approfondissement sur toute la zone pyrénéenne, avec un faciès représentatif d'un milieu marin ouvert calme permettant le dépôt d'argiles sur la majorité de la zone pyrénéenne. Ce second approfondissement est probablement plus important que celui enregistré durant la biozone à *Serpentinum*.

Enfin, un dernier épisode régressif est observé, il démarre au sein de la biozone à *Pseudoradosa* ou bien à la base de la biozone à *Aalensis* et se termine probablement au sommet de l'Aalénien. Il se marque par la réinstallation d'une plateforme carbonatée et notamment d'une plateforme protégée dans la zone pyrénéenne centrale. Cet épisode est caractérisé par une grande période de structuration dans la partie occidentale de la zone pyrénéenne engendrant des inversions de polarité sédimentaire (Fig. 19b).

IV – B : Enregistrement de l'évènement anoxique au Toarcien inférieur dans la zone pyrénéenne

L'enregistrement du T-OAE dans la zone pyrénéenne, repose sur l'étude de 3 affleurements : l'affleurement de Bizanet dans le domaine oriental et les affleurements de Pont de Suert et Els Hostalets de Tost dans le domaine méridional. (Fig. 20).

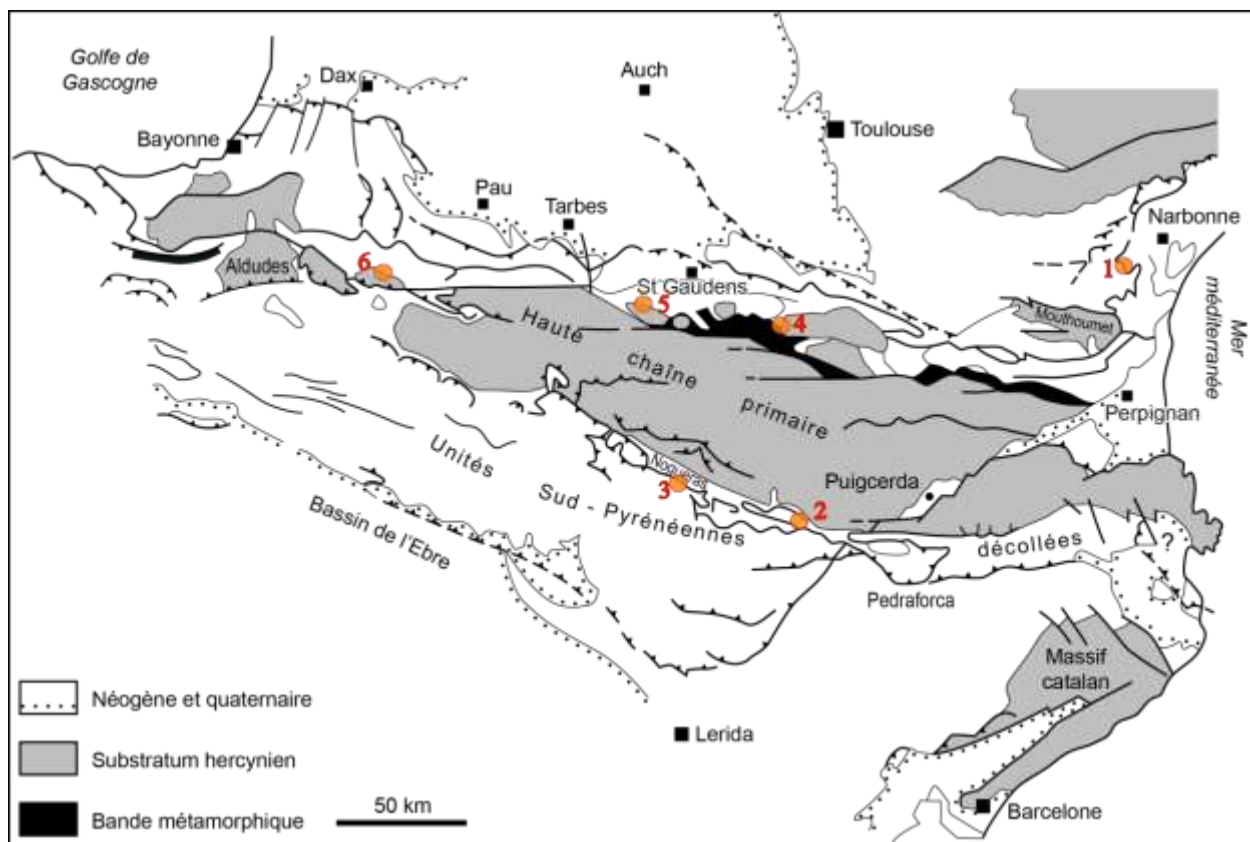


Fig. 20 : Localisation des affleurements utilisés pour l'étude de l'enregistrement de l'évènement anoxique du Toarcien inférieur : 1) Bizanet ; 2) Els Hostalets de Tost ; 3) Pont de Suert ; 4) Sabart ; 5) Col d'Estivère ; 6) Pic de Belchou.

Des analyses sur les principaux marqueurs chimiques représentatifs de cet évènement ont été réalisées. Les mesures de carbone total et inorganique ont été réalisées sur roche totale afin de déterminer la concentration en Carbone Organique Total (COT) et estimer la concentration en carbonates. Les analyses de carbone isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) sur zone ciblées (échantillonnage au dremmel) ont pour but de replacer l'excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ (CIE : Carbon Isotopic Excursion), marqueur temporel de l'évènement anoxique.

Toutes ces analyses ont ainsi été réalisées sur les trois affleurements des domaines oriental et méridional dans le but de replacer l'excursion isotopique, de déterminer son amplitude et de définir les conditions de sédimentation et les conditions paléoenvironnementales durant l'évènement anoxique.

Par ailleurs, des corrélations avec les trois affleurements des domaines oriental et central étudiés par Philippe Fauré (Fauré, 2002) nous permettent d'avoir une idée de l'extension des conditions paléoenvironnementales au cours du CIE selon un transect N-S. Il s'agit des affleurements du Col d'Estivère et Sabart dans le domaine central et l'affleurement du Pic de Belchou dans le domaine occidental (Fig. 20).

IV – B – 1 : Matériel et méthode

Les mesures de carbone organiques et inorganiques ont été réalisées au GET à l'aide d'un analyseur carbone/soufre EMIA-320V. Pour les mesures de carbone inorganique, 0.3g d'échantillons, broyés, ont été placés dans un four à calciner pendant une heure à 500°C, afin d'éliminer toute trace de carbone organique, puis placés dans l'analyseur. Le principe de mesure de l'appareil utilisé est basé sur la combustion d'un échantillon dans un flux d'oxygène ($T = 850^{\circ}\text{C}$) suivie d'une absorption infrarouge ($\lambda = 4.3\mu\text{m}$) non dispersive. Dans ces conditions, le carbone contenu dans l'échantillon se transforme principalement en dioxyde de carbone (CO_2) et monoxyde de carbone (CO). L'eau pouvant être produite par l'échantillon risquant d'interférer avec l'absorption infrarouge est éliminée par piégeage sur du perchlorate de magnésium. Les concentrations en carbone sont ensuite calculées en fonction des teneurs en CO_2 et CO détectées.

Pour calculer les concentrations en carbone organique, des mesures de carbone total ont dû être effectuées. Ces mesures suivent le même protocole que celles de carbone inorganique à la différence près que les échantillons sont directement placés dans l'analyseur après pesée, afin de conserver la fraction organique. Les concentrations en carbone organique de chaque échantillon sont ensuite calculées en soustrayant la teneur en carbone inorganique à la teneur en carbone total, soit :

$$\text{Carbone organique} = \text{Carbone Total} - \text{Carbone Inorganique}$$

Le pourcentage de carbonates contenu dans la roche est ensuite calculé à partir du pourcentage de Carbone Inorganique mesuré :

$$\% \text{ Carbonates} = 8 \times \% \text{ Carbone Inorganique}$$

Les analyses en $\delta^{13}\text{C}$ ont été réalisées à l'aide d'un appareil IRMS Isoprime au Laboratoire Ecologie Fonctionnelle et Environnement sous la direction de M. Issam Moussa.

Le spectromètre de masse utilisé est dédié à l'étude d'isotopes lourds dans des gaz, ainsi, il est nécessaire de transformer les échantillons sous forme de poudre en gaz avant analyse. Les teneurs en carbonates, calculées précédemment, permettent d'estimer la quantité de poudre à prélever pour obtenir une mesure sans saturer l'appareil.

Une fois la quantité nécessaire de poudre obtenue, celle-ci est placée dans un réservoir hermétique. Ce réservoir est ensuite purgé à l'hélium pendant 4 min à 30 mL/min afin d'éliminer l'air et le CO_2 (pouvant polluer les mesures) qu'il contient. Une fois le réservoir ainsi conditionné, la poudre de roche est attaquée par une goutte de H_3PO_4 pendant 14h à 40°C afin de transformer les carbonates qu'elle contient en CO_2 . Le CO_2 présent dans le réservoir sera alors représentatif des carbonates seulement. Les réservoirs des différents échantillons seront ensuite analysés et les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ calculées pour chaque échantillon.

IV – B – 2 : Zone pyrénéenne orientale

L'affleurement de Bizanet, située dans les Corbières orientales, est un affleurement de référence de la zone pyrénéenne orientale (Fig. 20). Il a été daté par Fauré (2002).

Cet affleurement (Fig. 21), d'environ 3 mètres d'épaisseur, présente une coupe quasi-complète de la biozone à *Spinatum* à la biozone à *Bifrons*. La base de l'affleurement présente 2 bancs de calcaires bioclastiques riches en crinoïdes et fragments de bivalves, datés du Pliensbachien. Ces bancs sont surmontés d'une lacune sédimentaire, probablement datée de la biozone à *Tenuicostatum*. Cette lacune sédimentaire engendrée, en partie, par une érosion, comme l'atteste la présence d'une surface d'érosion, est, elle-même, surmontée par un banc calcaire riche en bélemnites, puis par des marnes noires ferrugineuses et un banc de calcaire à oolithes ferrugineuses ; cet ensemble est daté de la biozone à *Serpentinum*, et plus précisément de la sous-zone à *Elegantulum*. La biozone à *Serpentinum* se termine par des marnes noires surmontées par un banc de calcaire dolomitique. La biozone à *Bifrons* venant ensuite est également caractérisée par des marnes noires.

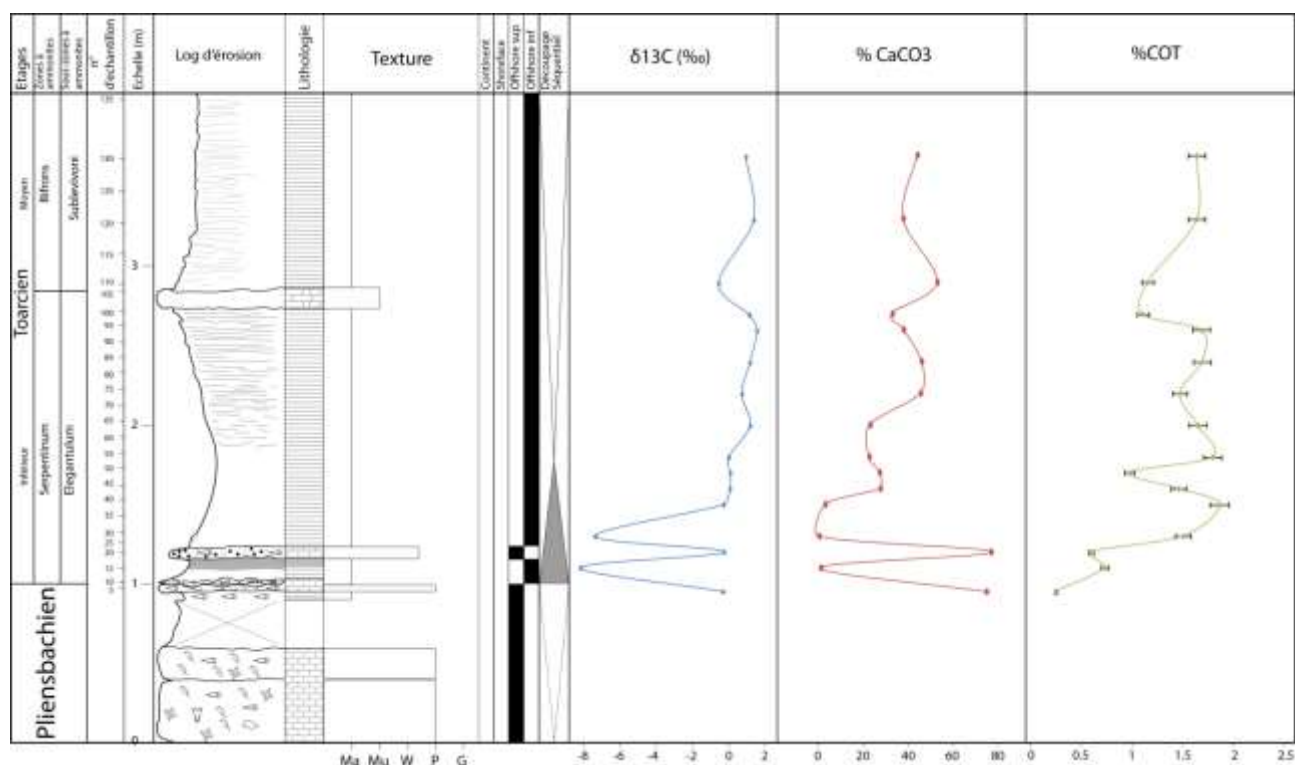


Fig. 21 : Coupe de l'affleurement de Bizanet ; évolution lithologique, texturale et géochimique, interprétation paléoenvironnementale et séquentielle.

Les données géochimiques montrent que l'excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ (CIE), représentée par 2 pics négatifs atteignant des valeurs de -8‰, est datée de la base de la biozone à *Serpentinum*. Cette excursion est contemporaine d'une diminution de la concentration en carbonates exprimée par des teneurs proches de 0%, et par un fort enrichissement en matière organique (MO) avec des teneurs en COT passant de 0.2 à 2%. Le reste de la série enregistre une augmentation très rapide du $\delta^{13}\text{C}$ avec une stabilisation des teneurs entre 0 et 2‰, alors que l'augmentation est plus progressive pour les carbonates, marquant une évolution continue jusqu'à 60‰ au sommet de la sous-zone à *Sublevisoni* (biozone à *Bifrons*). La teneur en COT en revanche diminue à 1% après l'enrichissement de la base de la sous-zone à *Elegantulum* puis varie entre 1 et 2% sur le reste de la série.

Sur cet affleurement, la CIE est enregistrée dans des niveaux argileux (% carbonate proche de 0) azoïques et riches en MO (~2%).

IV – B – 3 : Zone pyrénéenne méridionale

Les affleurements d'Els Hostalets de Tost et de Pont de Suert (Fig. 20) sont des affleurements de références pour la zone pyrénéenne méridionale.

L'affleurement d'Els Hostalet de Tost (Fig. 22, Annexe 1) présente une série lacunaire s'étendant sur 7 mètres de la biozone à *Spinatum* à la biozone à *Dispansum*. La base de l'affleurement se compose d'une série de bancs de calcaires bioclastiques à crinoïdes et pectens datés du Pliensbachien couronnée par une surface de karstification (Annexe 1) marquant la limite avec le Toarcien (Annexe 1). Ce dernier étage débute avec une série d'alternance marnes-calcaires argileux bioclastiques (échinodermes et lamellibranches) surmontée par un série de banc calcaires riches en crinoïdes, brachiopodes (*Soaresirhynchia bouchardi*) et présentant quelques bélemnites. Cet ensemble est daté de la biozone à *Serpentinum*, sous-zone à *Elegantulum*.

Le dernier banc calcaire est surmonté par une croute ferrugineuse, marquant le passage avec la sous-zone à *Falciferum*. Cette sous-zone débute par un banc de calcaire argileux bioclastique suivi par un banc marneux. Le tout est surmonté par une série de bancs de calcaires argileux riches en brachiopodes (*Homoeorhynchia batalleri*) et bélemnites.

La biozone à Bifrons venant ensuite est caractérisée par une série de bancs de calcaires bioclastiques riches en brachiopodes dans les niveaux les plus argileux, surmontée par un banc calcaire riche en crinoïdes.

Le dernier banc carbonaté, riche en crinoïdes, est daté de la biozone à Thouarsense. La zone à Variabilis est absente sur cette coupe.

Les marnes noires silteuses sus-jacentes sont datées de la biozone à Dispansum.

La base de la biozone à Serpentinum, et plus particulièrement la sous-zone à Elegantulum, est marquée par une excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$, avec des valeurs atteignant -8‰. Au cours du même intervalle de temps, on enregistre une diminution en CaCO_3 , marquée par une teneur en carbonate proche de 0% et un enrichissement en matière organique avec des teneurs en COT atteignant 0.75%. Le CIE s'enregistre donc dans un niveau argileux de 30 cm d'épaisseur légèrement riche en MO et dépourvu de macrofaune. Ce niveau est encadré par des couches fossilifères. La suite de la série voit remonter très rapidement les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et le pourcentage de carbonate, avec des valeurs atteignant respectivement 2‰ et 60-80%, identiques à celles enregistrées avant la CIE. Le COT en revanche diminue jusqu'à 0.5% juste après la CIE, puis varie entre 0.5 et 0.7% sur le reste de la série mais dans des niveaux avec une macrofaune bien présente.

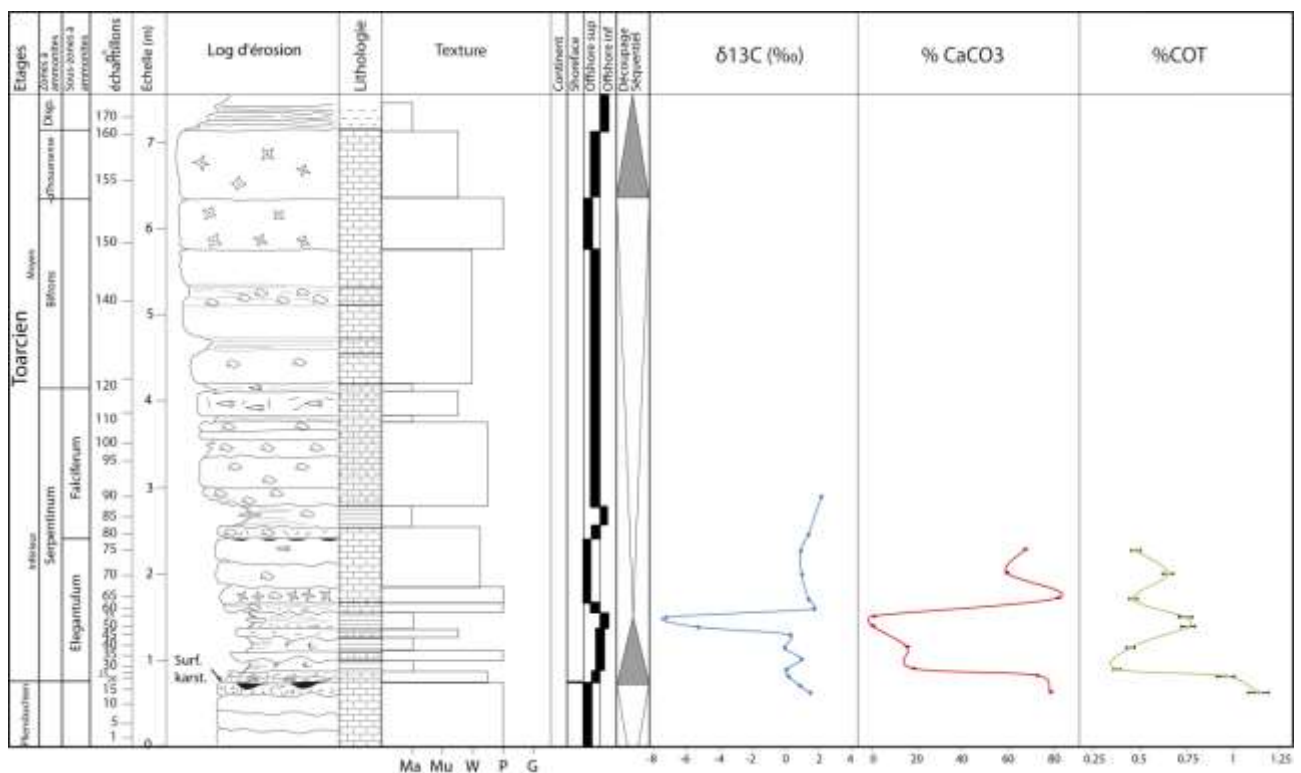


Fig. 22 : Coupe de l'affleurement d'El Hostalets de Tost ; évolution lithologique, texturale et géochimique, interprétation paléoenvironnementale et séquentielle. Surf. karst : surface de karstification

L'affleurement de Pont de Suert (Fig. 23) présente une série complète de la biozone à Spinatum jusqu'à la biozone à Bifrons (sous-zone à Sublevisoni) et s'étend sur plus de 19 mètres.

Le Pliensbachien est caractérisé par des bancs de calcaires bioclastiques riches en pectinidés et crinoïdes. Des structures sédimentaires de type HCS (Annexe 2) y sont visibles.

La biozone à Tenuicostatum est définie par une alternance de marnes et de calcaires bioclastiques riches en brachiopodes (*Aulacothyris iberica*), petites gryphées et bélemnites.

Elle est surmontée par une alternance de niveaux marneux centimétriques ou décimétriques et de bancs de calcaires argileux centimétriques parfaitement tabulaires dépourvus de macrofaune datée de la biozone à Serpentinum, sous-zone à Elegantulum. La faune (brachiopodes et ammonites) revient dans les alternances marno-calcaire au niveau de la sous-zone à Falciferum.

La biozone à Bifrons surmontant l'ensemble est caractérisée par une alternance de bancs calcaires décimétriques à bases et sommet ondulés et de bancs de marnes centimétriques plus ou moins riches en ammonites et brachiopodes. Cet intervalle présente ponctuellement des gouttières d'érosion (Annexe 2) des grano-classements et des stratifications obliques soulignées par des alignements bioclastiques.

Sur cet affleurement, la base de la sous-zone à *Elegantulum*, est marquée par une diminution de la concentration en carbonates, avec un passage de teneurs de 60-70% durant la biozone à *Tenuicostatum* à des teneurs de 15%. Cette diminution en carbonates est synchrone à un léger enrichissement en matière organique (teneur un COT de 0,7%) et à une disparition de la macrofaune benthique et pélagique, signifiant des conditions peu favorable au développement des organismes. Les teneurs en CaCO_3 remontent aux alentours de 30% jusqu'à la fin de la sous-zone à *Elegantulum* puis remontent jusqu'à 80% dans la sous-zone à *Falciferum*, alors que les teneurs en COT diminuent jusqu'à 0.2% jusqu'au sommet de la sous-zone à *Elegantulum* avant de remonter jusqu'à 0.6% durant la sous-zone à *Falciferum*.

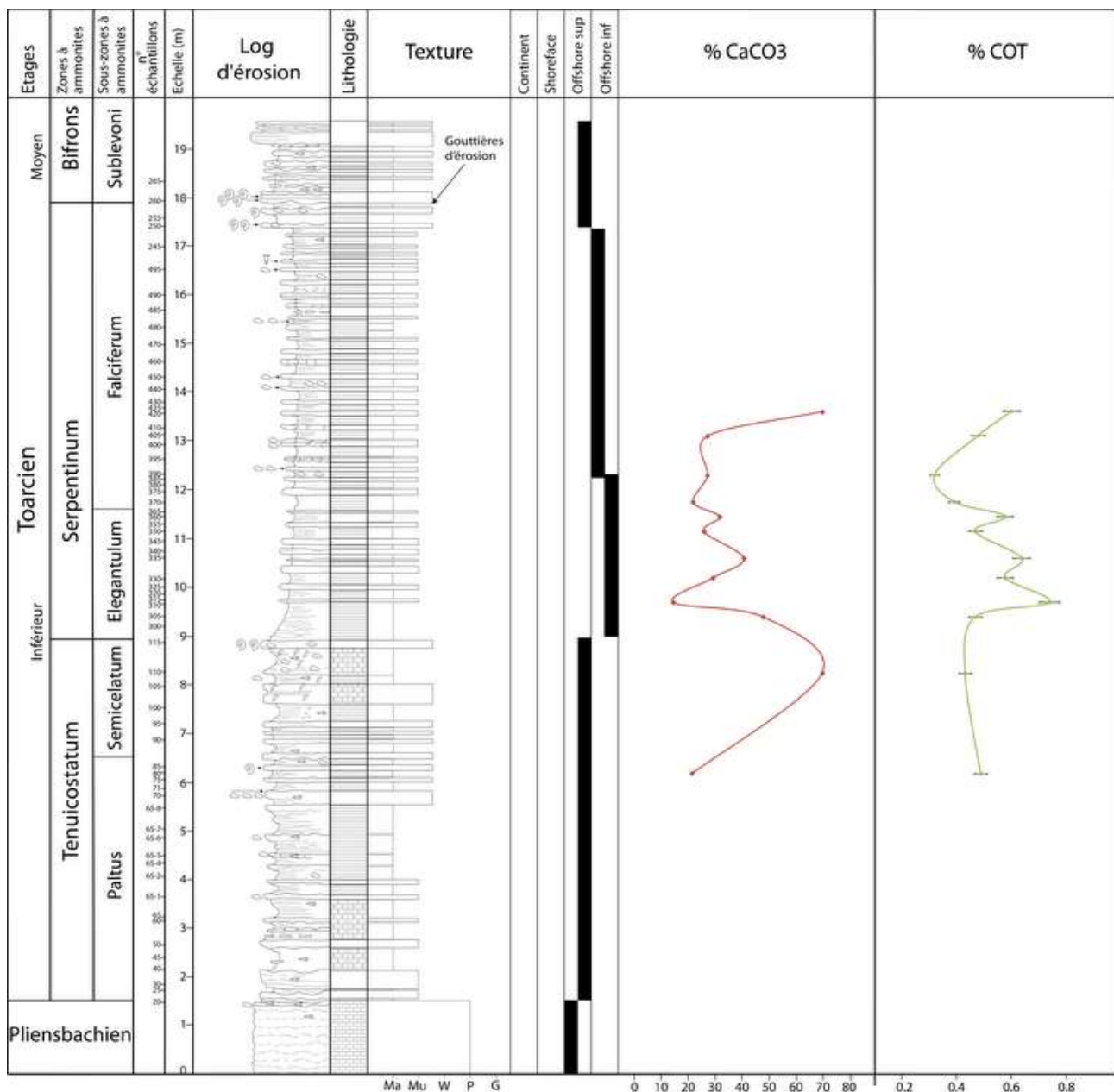


Fig. 23 : Coupe de l'affleurement de Pont de Suert ; évolution lithologique, texturale et géochimique.

IV – B – 4 : Intégration dans le cadre général de la zone pyrénéenne

Les trois affleurements étudiés dans les domaines oriental et méridional présentent des lithologies et épaisseurs différentes et témoignent de conditions paléoenvironnementales diversifiées. En effet, la sédimentation à Bizanet témoigne d'un milieu marin très calme, relativement profond et mal oxygéné. A pont de Suert, les conditions hydrodynamiques étaient relativement faibles et le milieu était moins profond que précédemment. Enfin à El Hostalets de Tost, une sédimentation en milieu marin peu profond et de relativement haute énergie prédominait.

Malgré ces différences, la sédimentation au moment du shift négatif en $\delta^{13}\text{C}$ (CIE), c'est à dire à la base de la biozone à *Serpentinum*, dans la sous-zone à *Elegantulum*, présente de nettes similitudes sur les 3 affleurements (Fig. 24) :

- une disparition de la macrofaune et de la microfaune (niveau azoïque),
- une diminution de la teneur en carbonates,
- un enrichissement en matière organique,
- une amplitude identique de l'ordre de -8‰ du shift négatif en $\delta^{13}\text{C}$.

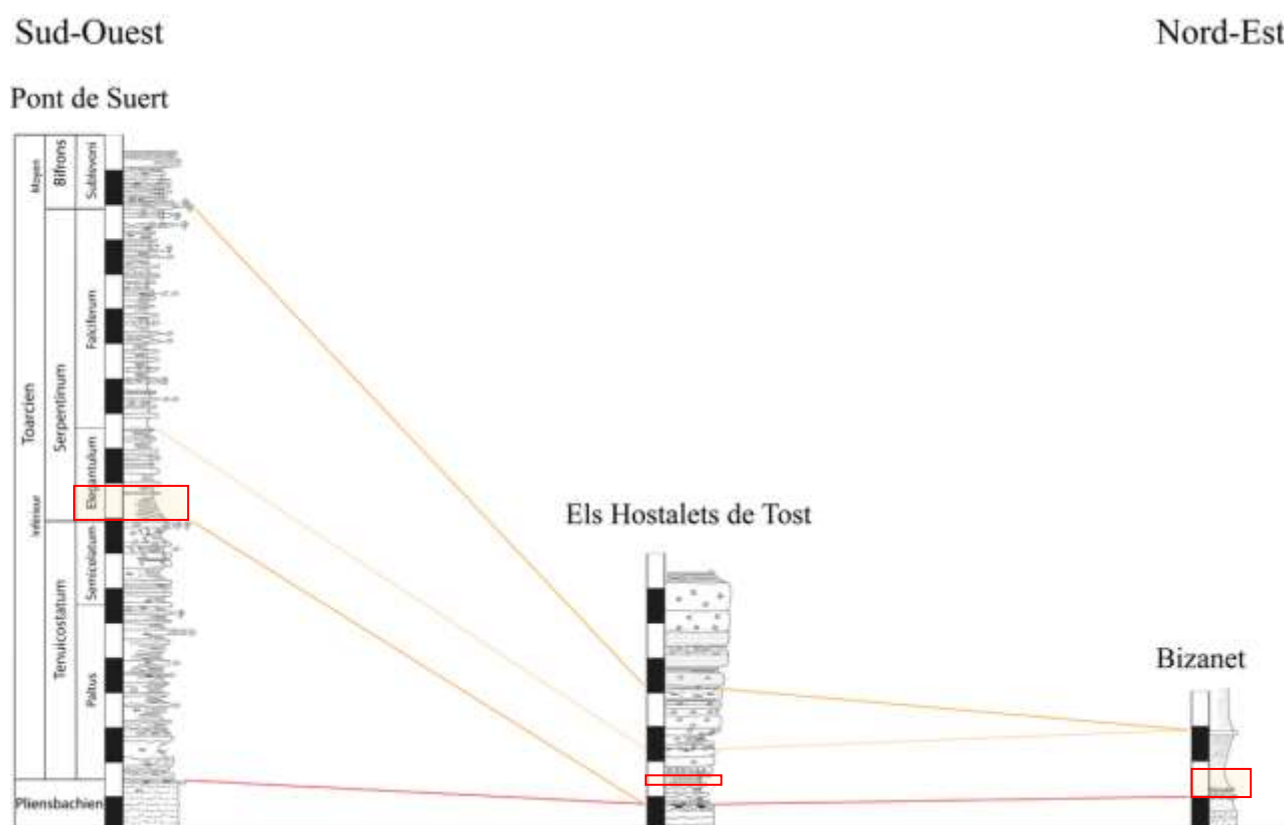


Fig. 24 : Corrélation des affleurements étudiés (domaines oriental et méridional) avec localisation du CIE (cadre rouge). Les traits oranges et rouge correspondent à des isochrones.

Les trois affleurements des domaines central et occidental présentent une série complète de la biozone à *Spinatum* à la biozone à *Bifrons*, et plus précisément jusqu'à la sous-zone à *Bifrons*. Ils présentent eux aussi des lithologies et épaisseurs différentes (Fig. 25).

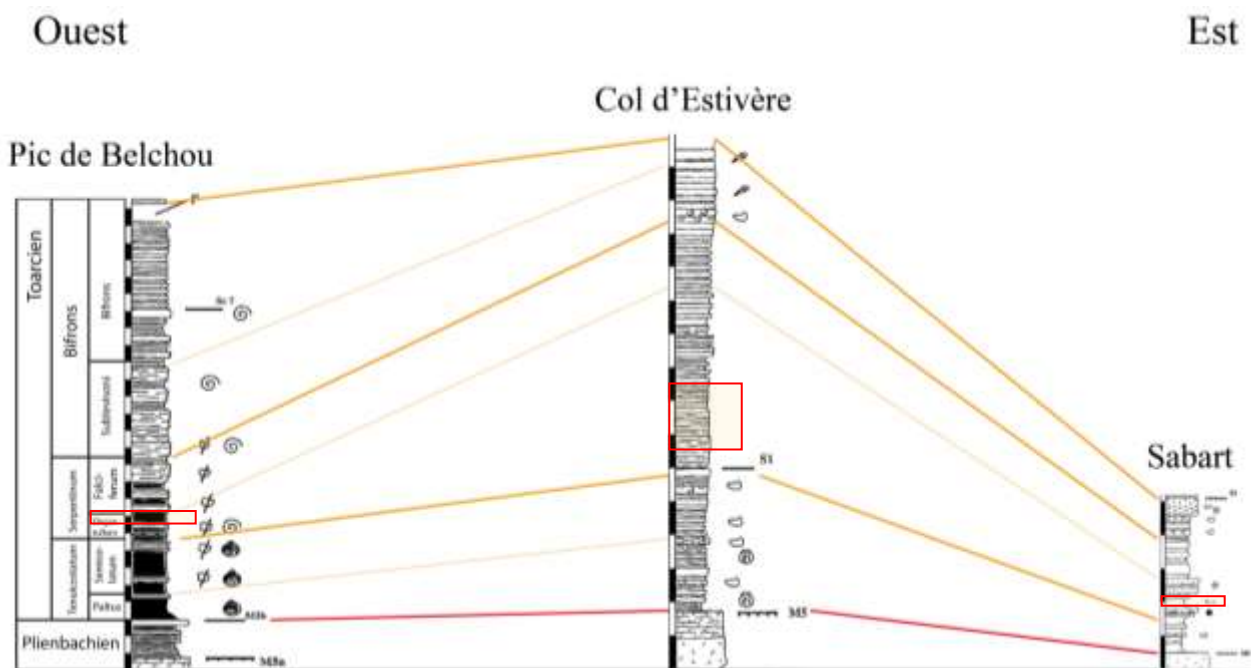


Fig. 25 : Corrélation des coupes des affleurements de référence des domaines occidental et central (Fauré, 2002) avec la probable localisation du CIE (cadre rouge). Les traits oranges et rouge correspondent à des isochrones.

L'affleurement de Sabart, localisé dans le domaine central de la zone pyrénéenne, s'étend sur 6 mètres. Le Pliensbachien y est représenté par un banc de calcaire bioclastique, surmonté de marnes dans lesquelles s'intercalent quelques petits bancs de calcaires à brachiopodes (*Liospiriferina falloti*) datées de la biozone à *Tenuicostatum*. La biozone à *Serpentinum*, et plus particulièrement la sous-zone à *Elegantulum*, se compose de deux bancs de calcaires bioclastiques à brachiopodes (*Homoeorhynchia batalleri* et *Soeresirhynchia bouchardi*) suivis par des marnes dépourvues d'organismes et par deux bancs de calcaires bioclastiques. La sous-zone à *Falciferum* quant à elle est composée de calcaires argileux dépourvus d'organismes. La transition entre les biozones à *Serpentinum* et *Bifrons* n'est pas clairement définie, ainsi, les bancs riches en brachiopodes (*Homoeorhynchia batalleri* et *Telothyris jauberti*) à la base de la biozone à *Bifrons* pourraient être datés du sommet de la biozone à *Serpentinum*. Ces bancs riches en brachiopodes sont surmontés par un banc de calcaire à oolithes ferrugineuses et bélemnites daté de la sous-zone à *Bifrons* (biozone à *Bifrons*). Cet affleurement caractériserait donc un milieu peu profond de haute énergie (offshore supérieur).

L'affleurement du Col d'Estivère localisé également dans le domaine central s'étend sur 15 mètres. Le Pliensbachien y est aussi représenté par des bancs de calcaires bioclastiques, suivis par le Toarcien représenté par une alternance marno-calcaire. Les biozones à *Tenuicostatum* et *Bifrons* se caractérisent par une abondante faune de brachiopodes et bélemnites pour la biozone à *Bifrons*, alors que la biozone à *Serpentinum* se marque par une raréfaction de la faune. La sédimentation s'est produite dans un milieu relativement calme (base offshore supérieur-offshore inférieur).

L'affleurement du Pic de Belchou, localisé dans le domaine occidental de la zone pyrénéenne, s'étend sur 17 mètres. Le Pliensbachien y est représenté par des calcaires bioclastiques riches en pectens, surmontés par des argilites varvées datées de la sous-zone à *Paltus* (biozone à *Tenuicostatum*) et des marnes à *Tersella* (algue verte de mer chaude et de faible profondeur), datées de la sous-zone à *Semicelatum* (biozone à *Tenuicostatum*). Ces marnes à *Tersella* se poursuivent jusqu'au sommet de la biozone à *Serpentinum*. La biozone à *Bifrons* venant ensuite est caractérisée par des calcaires argileux

riches en ammonites. Cet affleurement témoigne de conditions de sédimentation dans un environnement de faible énergie.

Ces trois coupes présentent les mêmes caractéristiques pour le Pliensbachien, soit un faciès de calcaires bioclastiques. Pour la biozone à *Tenuicostatum* en revanche, les deux affleurements du domaine central se caractérisent des bancs calcaires bioclastiques riches en brachiopodes, alors que l’affleurement du domaine occidental est représenté par des argilites varvées, montrant une très mauvaise oxygénation des fonds. Lors de la biozone à *Serpentinum*, et plus particulièrement de la sous-zone à *Elegantulum*, la macrofaune disparaît dans du Col d’Estivère, tout comme l’affleurement du Pic de Belchou qui présente tout de même des débris ligniteux (Fauré, 2002). L’affleurement de Sabart en revanche ne présente qu’un fin banc (0,5cm) de marnes dépourvues d’organisme, entouré par des bancs plus bioclastiques et riches bioclastes. La biozone à *Bifrons* voit revenir la faune dans les trois affleurements : des ammonites au Pic de Belchou, des bélemnites au Col d’Estivère et des brachiopodes à Sabart.

Ces trois affleurements, de lithologie et d’épaisseurs différentes, présentent tous les mêmes caractéristiques dans la sous-zone à *Elegantulum* (biozone à *Serpentinum*), soit une disparition de la macrofaune. Cette disparition, identique à celle observée dans les affleurements des domaines oriental et méridional, témoignerait de la présence ponctuelle de conditions dysoxiques à anoxiques dans cette partie de la zone pyrénéenne.

V – Discussion

Les principaux objectifs de cette étude sont d'étudier l'évolution paléotopographique et paléoenvironnementale de la zone pyrénéenne du Pliensbachien à l'Aalénien et d'étudier les conditions paléoenvironnementales de l'enregistrement de l'évènement anoxique du Toarcien inférieur dans la zone pyrénéenne. Ces objectifs ont pour but de replacer la zone pyrénéenne dans un contexte plus global, et d'observer si son évolution est similaire ou non à celle des régions et bassins sédimentaires périphériques.

V – A : Evolution paléotopographique et paléoenvironnementale

V – A – 1 : A l'échelle de la zone pyrénéenne

Le domaine occidental de la zone pyrénéenne présente un épaissement sédimentaire important, d'une vingtaine de mètres, de la biozone à *Spinatum* à la biozone à *Bifrons*, avec des faciès de plus en plus argileux jusqu'au sommet de la transgression (Fig. 8). Cet épaissement témoigne d'une subsidence importante accompagnée d'une ouverture marine vers l'Atlantique, alors que plus à l'Est, au niveau de Tarbes, un haut-fond se met en place engendrant la mise en place de fins dépôts jusqu'à la biozone à *Bifrons*. De la biozone à *Bifrons* à la fin du Toarcien, le domaine occidental présente une série peu épaisse (de 2 à 7 mètres) de calcaire argileux. Un retour progressif de la production carbonatée s'enregistre à l'Aalénien, avec tout de même un faciès marneux montrant une subsidence maximale dans le Massif Basque (entre Pau et Bayonne), représentatif d'un dépôt sur une plateforme infralittorale très distale avec une ouverture marine vers l'Atlantique (Fauré, 2002). Ce domaine subit aussi un important épisode de structuration démarrant à biozone à *Aalensis* et se poursuivant à l'Aalénien, permettant d'expliquer la subsidence du Massif Basque à l'Aalénien.

Le domaine central de la zone pyrénéenne présente un faciès d'alternance marnes-calcaires argileux bioclastiques de la biozone à *Tenuicostatum* jusqu'à la biozone à *Thouarsense*, peu épais jusqu'à la biozone à *Bifrons* puis très condensé (une dizaine de centimètres) jusqu'à la biozone à *Thouarsense*. La biozone à *Dispansum* marque le retour à une sédimentation terrigène avec un dépôt de marnes noires jusqu'à la biozone à *Pseudoradosa*, comblant en grande partie l'espace disponible. La sédimentation carbonatée fait son retour dans la biozone à *Aalensis*, avec des dépôts de calcaires bioclastiques riches en *Gryphaea* peu épais, signifiant un milieu de dépôt peu profond, et se poursuit à l'Aalénien marquant le retour d'un environnement de plate-forme carbonatée. A partir de la biozone à *Bifrons*, les épaisseurs de ce domaine sont très homogènes, suggérant que les hauts-fonds l'encadrant ont eu un rôle important sur la géométrie des dépôts sédimentaires.

Dans le domaine méridional, c'est un faciès marno-calcaire plus ou moins riches en brachiopodes qui domine jusqu'à la biozone à *Bifrons* et même jusqu'à la biozone à *Variabilis* plus à l'Est. Dans la partie plus centrale, les dépôts sont très peu épais, et même absents pour la biozone à *Tenuicostatum*, signifiant la présence d'un haut fond dans la zone de *Pedraforca* (Fauré, 2002). Les biozones à *Dispansum* et *Pseudoradosa* marquent le retour à une sédimentation terrigène, avec des dépôts très épais à proximité de la chaîne primaire - suggérant un apport détritique depuis celle-ci - et très fins dans la zone de *Pedraforca* pour la biozone à *Dispansum*. La biozone à *Pseudoradosa* reste quant à elle très épaisse dans la zone de *Pedraforca*, avec des dépôts de vase circalittorale bien oxygénée (Fauré, 2002). La biozone à *Aalensis* présente un faciès de calcaires bioclastiques devenant de plus en plus marneux vers le Sud, témoin d'une plus grande ouverture marine vers le Sud. La biozone à *Opalinum* venant ensuite marque le retour d'une sédimentation plus carbonatée au Sud, se confirmant

par le dépôt de calcaires à oncolithes durant les biozones à Murchisonae et Concavum, témoins de l'apparition d'une plateforme protégée.

Dans la zone pyrénéenne orientale, les biozones à Spinatum et Tenuicostatum sont représentées par des faciès de milieu d'offshore inférieur bien oxygénés (présence d'organismes), alors que les schistes cartons de la biozone à Serpentinum et les marnes noires de la biozone à Bifrons témoignent d'un milieu offshore inférieur plutôt anoxique-euxinique. De plus, à la transition entre les biozones à Tenuicostatum et Serpentinum apparaît un haut-fond à l'Ouest de Narbonne. Ce changement de topographie pourrait expliquer le changement d'environnement de dépôts au cours de cet intervalle. De la sous-zone à Bifrons à la biozone à Thouarsense, des marnes schisteuses noires très épaisses (de plus d'une trentaine de mètres et pouvant parfois atteindre le double) s'installent, avant de devenir plus silteuses durant la biozone à Dispansum. Ces dépôts marneux se poursuivent jusqu'à la biozone à Pseudoradosa. La biozone à Aalensis venant ensuite marque le retour d'une sédimentation carbonatée et plus condensée. Les dépôts de l'Aalénien sont plus carbonatés et moins épais que ceux du Toarcien. Ils sont représentés par des calcaires argileux pour la biozone à Opalinum et par des calcaires à chaille pour les biozones à Murchisonae et Concavum. Le haut-fond oriental mis en place durant la biozone à Serpentinum semble avoir peu d'impact sur les dépôts de l'Aalénien, ayant une épaisseur relativement homogène.

Ainsi, les cartes de faciès et d'épaisseurs réalisées dans le cadre de cette étude ont permis de mettre en évidence les zones de subsidence, importantes dans les domaines occidental et oriental au Toarcien, ainsi que les variations topographiques, telles que l'apparition des hauts-fonds occidentaux et orientaux - et la structuration du domaine occidental à l'Aalénien - de la zone pyrénéenne lors de l'intervalle Pliensbachien-Aalénien.

D'autre part, les domaines méridional et central de la zone pyrénéenne présentent une évolution très similaire durant le Toarcien-Aalénien, ce qui est cohérent avec un décalage de l'Ibérie de 100-150km comme cela a été proposé par Philippe Fauré (Fauré, 2002).

V – A – 2 : Dans un contexte plus général

Une série d'évènement est enregistrée dans la zone pyrénéenne et dans les bassins Ouest-Téthysien au cours de l'intervalle Pliensbachien supérieur-Aalénien (Fig. 26).

Le premier d'entre eux est la disparition des plateformes carbonatées au cours du **passage Pliensbachien-Toarcien**, observable à la fois à l'échelle de la zone pyrénéenne qu'à l'échelle globale.

Un second évènement est enregistré dans la **biozone à Serpentinum** et plus particulièrement dans la sous-zone à Elegantulum, qui correspond à une crise de production carbonatée associée à une excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ et à une dysoxie/anoxie des fonds marins. Cet évènement est une fois de plus observable à l'échelle de la zone pyrénéenne et à l'échelle régionale, et même globale.

Lors de la **biozone à Bifrons**, la sédimentation carbonatée reprend dans la zone pyrénéenne, avec des taux de sédimentation jusqu'à trois fois supérieur à ceux de la **biozone à Serpentinum**, alors que durant la **biozone à Variabilis**, une importante lacune sédimentaire est observée sur la zone pyrénéenne, lacune qui n'est pas observée dans un contexte plus global. En revanche, à l'échelle globale, le passage entre ces deux biozones se marque par une diminution des températures de l'eau de mer accompagnée d'une crise biologique.

La **biozone à Thouarsense** voit le retour de la sédimentation carbonatée dans la zone pyrénéenne, avec une forte condensation des dépôts, caractérisée par des taux de sédimentation allant de 0.5 à 25 m/Ma. La transition entre cette biozone et celle à **Dispansum** marque l'apparition d'un climat plus humide dans un contexte global, avec une augmentation des températures de l'eau de mer et un

important apport d'éléments nutritifs engendrant une crise biologique. Ces changements climatiques s'enregistrent dans la zone pyrénéenne durant la **biozone à Dispansum**, qui voit apparaître un important flux détritique associé à une mauvaise oxygénation des eaux.

Un dernier évènement s'enregistre à l'échelle de la zone pyrénéenne et globale, qui est l'installation de vastes plateformes carbonatées avec diminution des températures lors de la **biozone à Opalinum**, et qui se poursuit sur tout l'Aalénien.

La zone pyrénéenne enregistre donc certains évènements uniquement à son échelle, telle que la lacune sédimentaire de la **biozone à Variabilis**, et d'autres qui ont eu un impact plus global, tels que la disparition des plateformes carbonatées lors du passage Pliensbachien-Toarcien, la crise carbonatée et l'évènement anoxique de la sous-zone à *Elegantulum* (**biozone à Serpentinum**), ou l'installation des plateformes carbonatées à l'Aalénien.

Etages	Biozones à ammonites	Évènements enregistrés à l'échelle de la zone pyrénéenne	τ_s (m/Ma)	Évènements enregistrés à l'échelle suprarégionale-globale
Aalénien	Concavum			
	Murchisonae			
	Opalinum	← Installation d'une vaste plateforme carbonatée		← Installation d'une vaste plateforme carbonatée, diminution des températures
Toarcien	Aalensis		10 - 33	
	Pseudoradiosa		15 - 66	
	Dispansum	← Important flux détritique : arrivée de marnes silteuses, mauvaise conditions d'oxygénation	7 - 21	← Crise biologique, augmentation des températures, apport d'éléments nutritifs, climat plus humide
	Thouarsense	← Reprise de la sédimentation carbonatée avec condensation	0.5 - 25	
	Variabilis	← Vacuité sédimentaire sur une grande partie de la zone pyrénéenne	0 - 50	← Crise biologique, diminution de la température de l'eau de mer
	Bifrons	← Reprise de la sédimentation carbonatée	3 - 12.5	
	Serpentinum			
	Eleg.	← Crise carbonatée, shift négatif en $\delta^{13}C$ (-8‰), anoxie-dysoxie des fonds	3.5 - 4	← Crise carbonatée, évènement anoxique
	Tenuicostatum		7 - 16	
Pliensbachien	Spinatum	← Disparition des plateformes carbonatées, émissions locales		← Disparition des plateformes carbonatées

Fig. 26 : Synthèse des évènements enregistrés à l'échelle de la zone pyrénéenne et à l'échelle suprarégionale-globale (d'après Krencker et al., 2014).

Eleg. : sous-zone à *Elegantulum* ; τ_s (m/Ma) : taux de sédimentation pour chaque biozone dans la zone pyrénéenne.

V – B : Variations du niveau marin à l'échelle du 2^e ordre

La figure 27 met en relation le découpage séquentiel proposé à l'échelle de la zone pyrénéenne avec les découpages séquentiels proposés par différents chercheurs dans différents bassins ou domaines paléogéographiques.

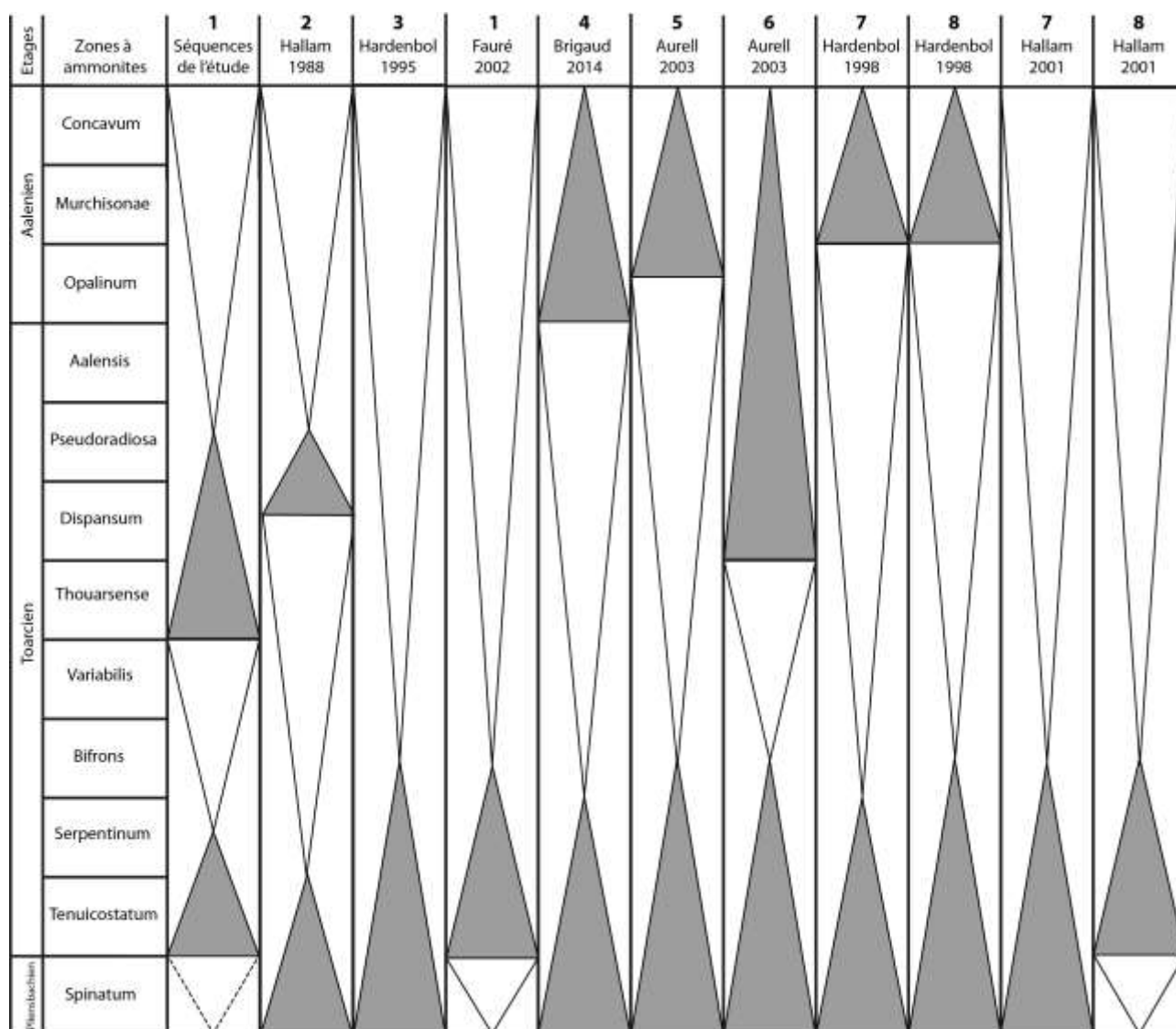


Fig. 27 : Corrélation entre le découpage séquentiel proposé dans le cadre de cette étude et ceux tirés de la littérature sur différentes zones : 1) Pyrénées, 2) Global, 3) Bassins Européens, 4) Bassin de Paris, 5) Bassin Ibérique, 6) Cordillère Bélique, 7) Domaine Boréal, 8) Domaine Téthysien.

Nous constatons que dans la plupart des bassins et domaines paléogéographiques, le Toarcien inférieur est transgressif tandis que le Toarcien supérieur est régressif. Dans le cadre de cette étude nous remarquons un cycle supplémentaire de variation du niveau marin qui intègre la transgression datée du Toarcien moyen (de zone à Thouarsense à la zone à Pseudoradosa). Tout comme le suggère Hallam (2001) dans le domaine boréal et le domaine téthysien, Lézin et al. (2007) dans le Quercy et Fauré (2002), la série aalénienne se serait déposée en contexte régressif.

La figure 27 montre, ainsi, un certain diachronisme de l'enregistrement des variations du niveau marin à l'échelle du 2^d ordre ce qui témoigne d'un contrôle de l'eustatisme et de la structuration des bassins sur les variations de l'espace disponible.

V – C : Enregistrement de l'évènement anoxique au Toarcien inférieur (T-OAE) et du CIE

Le Toarcien inférieur se marque par une série d'événements souvent mal différenciés, en particulier l'évènement anoxique et l'évènement isotopique (excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$), dont les origines sont encore débattues.

Le Toarcien inférieur enregistre une perturbation majeure du cycle du Carbone (Hesselbo et al., 2007; Jenkyns, 1988) exprimée par une excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$. Cet accident isotopique apparemment synchrone à l'échelle globale s'enregistre au sommet de la biozone à *Tenuicostatum* - base *Falciferum* correspondant à la nannozone à *C. superbus*. Il est enregistré dans l'atmosphère (bois), dans les fonds océaniques (brachiopodes), et en surface des eaux (coccolithes) (Fig. 28). Actuellement, deux théories s'opposent pour tenter de l'expliquer. La première fait intervenir des **mécanismes locaux** de dégradation de la matière organique dans la colonne d'eau qui libérerait une masse importante de CO_2 à très faible $\delta^{13}\text{C}$, CO_2 qui est ensuite recyclé dans les carbonates et la matière organique phytoplanctonique marine. La seconde hypothèse fait intervenir un **phénomène généralisé** (enregistrement mondial) dont l'origine serait la libération massive de carbone isotopiquement allégé au cours d'un épisode de déstabilisation d'hydrates de gaz.

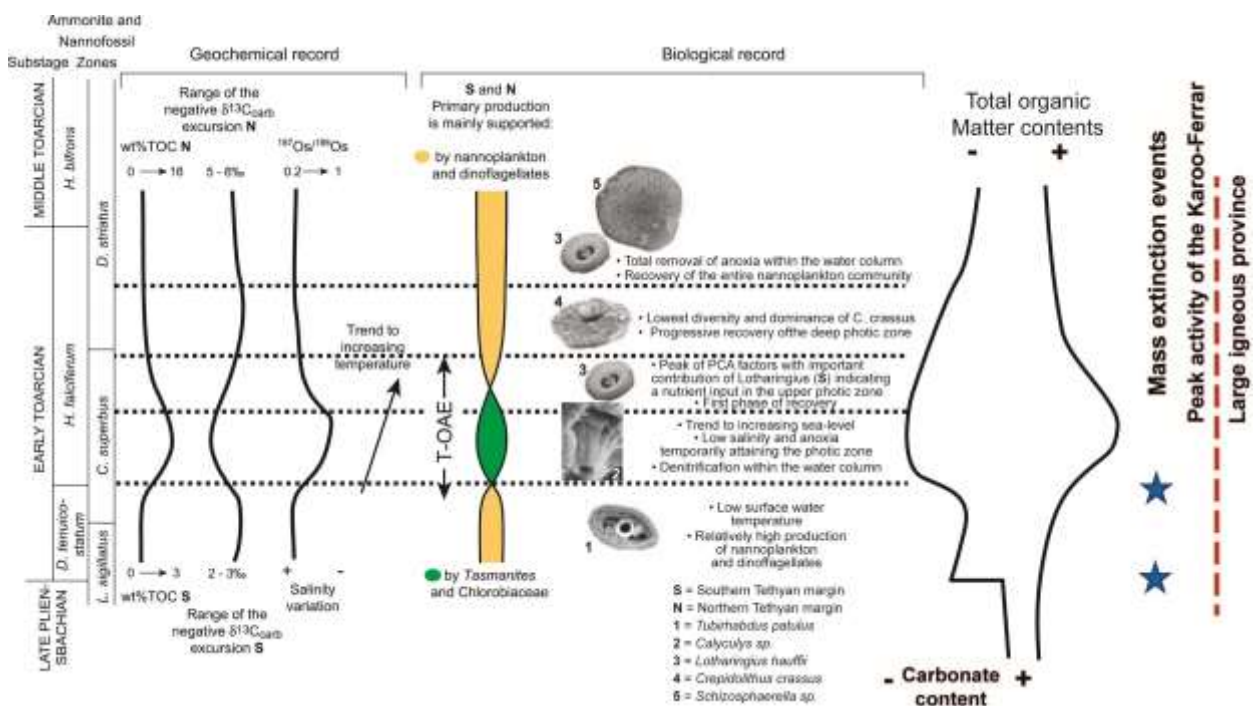


Fig. 28 : Synthèse des principaux événements géochimiques, biotiques, sédimentologiques et volcaniques se produisant à la limite Pliensbachien/Toarcien et au Toarcien inférieur (modifié d'après Mattioli et al., 2008 et en intégrant les données de Bailey et al., 2003; Hesselbo et al., 2000; Röhl et al., 2001; Tremolada et al., 2005; Wignall, 2005).

D'un point de vue biologique, des chutes importantes de diversité sont observées chez différents groupes marins entre la biozone à *Spinatum* (Pliensbachien supérieur) et la sous-zone à *Falciferum* (biozone à *Serpentinum*, Toarcien inférieur). De nombreuses études attestent désormais de l'extension globale de la crise du Toarcien inférieur. Cet épisode se décompose en deux événements distincts, le premier à la limite Pliensbachien-Toarcien et le second à la base de la biozone à *Falciferum* (biozone à *Serpentinum*) (Fig. 28).

Le premier évènement correspond à une diminution généralisée de la richesse taxonomique. Cette phase d'extinction a touché principalement les organismes de plateformes, tel les bivalves, brachiopodes et foraminifères benthiques, elle pourrait donc être reliée à la disparition des vastes plateformes épicontinentales peu profondes lors de la régression de la limite Pliensbachien-Toarcien (Hallam, 1987, 1986).

La second évènement, au Toarcien inférieur, est contemporain de l'évènement anoxique (Aberhan and Baumiller, 2003; Bucefalo Palliani et al., 2002; Cecca and Macchioni, 2004; Hallam, 1987; Mattioli et al., 2004; Mattioli and Erba, 1999; Palliani and Riding, 2000).

L'intervalle Pliensbachien supérieur-Toarcien inférieur est également une période de crise de production carbonatée. Les séries sédimentaires correspondant au T-OAE sont généralement appauvries en carbonates (Fig. 21, 22, 23 et 27), ce qui supposerait l'existence d'un lien entre les changements paléoenvironnementaux et la production/accumulation de carbonates (Erba, 2004). Le Toarcien inférieur est également caractérisé par des changements marqués des assemblages et des tailles des nannofossiles calcaires, interprétés comme le résultat d'une crise de biocalcification du phytoplancton marin (Erba, 2004; Mattioli et al., 2004; Tremolada et al., 2005 ; Fig. 28).

Enfin, l'évènement anoxique du Toarcien inférieur se marque par un enrichissement plus ou moins important des bassins sédimentaires en matière organique. La figure 29 permet de distinguer deux domaines paléogéographiques au Toarcien inférieur : un domaine septentrional où les sédiments déposés sont relativement riches en matière organique et l'amplitude du CIE est de -5 à -7‰ et un domaine méridional pauvre en matière organique, avec une amplitude du CIE de l'ordre de -2 à -3‰. Cette distinction suggère des conditions différentes de préservation et/ou de productivité entre ces 2 domaines.

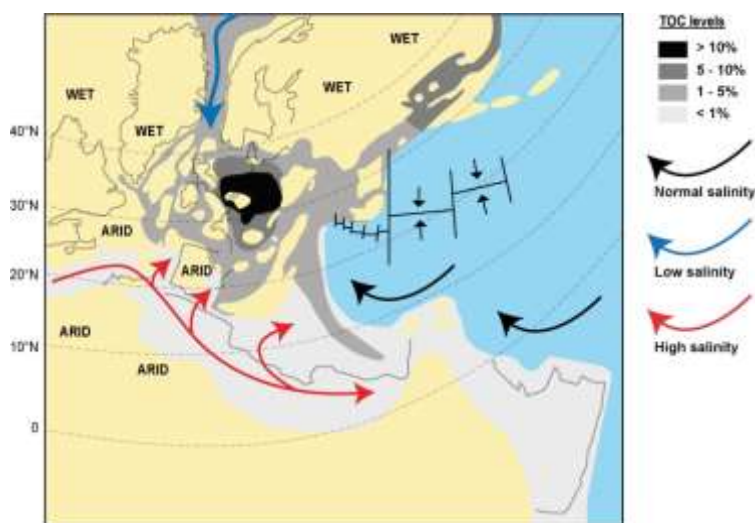


Fig. 29 : Carte paléogéographique de la zone Ouest-téthysienne à environ 183 Ma avec une interprétation des conditions paléocéanographiques et les teneurs moyennes en COT selon Van de Schootbrugge et al., 2005.

En effet, dans les bassins ibériques, la base de la biozone à *Serpentinum* est caractérisé par une diminution en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ atteignant des valeurs de -0.8‰, alors que la teneur en COT reste relativement faible (0.2-0.4wt.%), mais plus importante que pour le reste de la série. En revanche, l'absence d'organismes benthiques ou nectoniques dans certains bassins, ou la perte de nombreux groupes d'organismes (ostracodes), permet de mettre en avant les conditions anoxique-dysoxiques des fonds marins (Reolid et al., 2014; Rodríguez-Tovar and Reolid, 2013).

Au Portugal, les valeurs $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ restent tout aussi faibles que dans les bassins ibériques, avec des valeurs de -0.5‰ (Hesselbo et al., 2007).

En Italie, le T-OAE se marque une lithologie plus argileuse, une diminution en carbonates ainsi que par une excursion négative en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ atteignant -5‰ (Trecalli et al., 2012) ou même -6.5‰ (Sabatino et al., 2009).

En France, dans le bassin provençal, le T-OAE est marqué par une excursion en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ atteignant des valeurs proches de -3‰, ainsi que par une faible teneur en carbonates (10-20%) et une plus forte teneur en COT dans cet intervalle (1-1.2%) (Léonide et al., 2012). Toujours en France, mais plus au Nord, dans le Beaujolais, les valeurs de COT atteignent des valeurs maximales de 10wt%, alors que l'excursion négative en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ atteint des valeurs de -5‰ (Suan et al., 2013). Dans le bassin de Paris, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ atteint des valeurs proches de -1.5‰, les teneurs en CaCO_3 varient entre 15 et 30%. Les valeurs de TOC quant à elles atteignent les 10-15% (Lézin et al., 2013).

En Angleterre, dans le Yorkshire, le T-OAE est marqué par une excursion négative en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ avec des valeurs proches de -7‰ (Kemp et al., 2005) ainsi qu'une teneur en carbonates proche de 0wt%. En Allemagne, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ atteint des valeurs de -6‰ (Röhl et al., 2001), soit proches de celles obtenues en Angleterre et au Nord de la France.

Ces données confirment l'existence de deux domaines paléogéographiques distincts sur la bordure Ouest-téthysienne au Toarcien inférieur. Les bassins du domaine méridional (Portugal, Espagne, Sud de la France) présentent des teneurs en COT relativement faibles ($\leq 1\%$), et des teneurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de -0.5 à -3‰. Seul les bassins italien montrent des teneurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de l'ordre de -6‰. Les bassins du domaine septentrional quant à eux présentent des teneurs en COT plus élevées, d'environ 10%, et l'excursion négative en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ est bien plus prononcée, avec des valeurs de l'ordre de -5 à -7‰.

Dans le cadre de cette étude nous montrons que dans la zone pyrénéenne, qui est une zone clé permettant de comprendre les changements paléoenvironnementaux à l'articulation entre les 2 domaines présentés ci-dessus (Fig. 2), le T-OAE s'exprime par toutes les caractéristiques précédemment décrites :

- une augmentation de la teneur en TOC (0.7% à 2% selon les endroits) témoignant d'un enrichissement en matière organique,
- une diminution de la teneur en CaCO_3 avec des valeurs proches de 0% exprimant une crise de production carbonatée et donc de biocalcification,
- une disparition de la macrofaune et probablement de la microfaune - ce qui reste à confirmer - suggérant la mise en place de conditions dysoxiques à anoxiques.

Ces perturbations biosédimentaires sont contemporaines d'une excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ d'une amplitude de -8‰.

Néanmoins, nous constatons que les teneurs en matière organique se rapprochent de celles enregistrées dans les bassins ibériques et dans le Sud-Est de la France tandis que les valeurs du CIE ainsi que l'amplitude de variation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ sont proches des valeurs enregistrées dans les bassins du Nord de l'Europe. Ces résultats confirment l'idée que la perturbation isotopique et l'apparition de l'anoxie ont des origines différentes. Par ailleurs, cette anoxie apparaît vraisemblablement dès la biozone à *Tenuicostatum* dans la zone pyrénéenne occidentale (Fig. 25, Pic de Belchou) et disparaît probablement au Toarcien supérieur dans la zone pyrénéenne orientale (Fauré, 2002).

VI – Conclusion

L'étude de l'évolution paléotopographique et paléoenvironnementale de la zone pyrénéenne au cours de l'intervalle Pliensbachien-Aalénien a permis de mettre en évidence les différents facteurs contrôlant la sédimentation dans cette zone.

Le Pliensbachien supérieur se caractérise par le développement, en contexte régressif, d'une plateforme carbonatée s'inclinant progressivement en direction de l'Ouest.

Au Toarcien inférieur, les variations spatio-temporelles des faciès et des paléoenvironnements témoignent d'une structuration de la zone pyrénéenne en contexte transgressif.

Ainsi, l'apparition des hauts-fonds orientaux et occidentaux, respectivement durant la biozone à *Serpentinum* et la biozone à *Bifrons*, a permis l'isolement « relatif » de la zone pyrénéenne centrale, engendrant le dépôts de faciès très différents de ceux observés dans les domaines oriental et occidental. Les zones les plus subsidentes se situent aux 2 extrémités de la zone pyrénéenne.

Au cours de la biozone à *Bifrons* (Toarcien moyen), on assiste à une reprise progressive de la production carbonatée en contexte régressif. Le maximum de régression se traduit, entre autre par une lacune, sur une grande partie du secteur d'étude, de la zone à *Variabilis*.

La zone à *Thouarsense* enregistre une reprise de la sédimentation avec apparition de dépôts condensés et des dépôts plus profonds que précédemment soulignant un nouvel épisode transgressif. Ce dernier perdure pendant les zones à *Dispansum* et *Pseudoradosa* et s'exprime par la mise en place d'épaisses séries marno-silteuses sur l'ensemble de la zone.

A partir de la zone à *Aalensis*, les apports détritiques diminuent en contexte régressif permettant une reprise de la production carbonatée et donc l'installation d'une plate-forme carbonatée à l'Aalénien. Dans les Pyrénées centrales se développent une plate-forme protégée entourée par 2 plateformes ouvertes, l'une vers l'Ouest et l'autre vers l'Est.

La sédimentation dans la zone pyrénéenne durant l'intervalle Pliensbachien-Aalénien a donc été contrôlée à la fois par les variations eustatiques et par la structuration de cette zone.

De plus, ces travaux démontrent que la zone pyrénéenne a bien enregistré l'évènement anoxique du Toarcien. Les domaines oriental et méridional de la zone pyrénéenne enregistrent l'excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ (CIE) avec des valeurs de -8‰, une diminution des teneurs en CaCO_3 (0 - 10%) soulignant une crise de biocalcification, une augmentation des teneurs en carbone organique (0.7-2%) et une disparition de la macrofaune. Le T-OAE s'enregistrerait aussi dans le domaine occidental, dès la biozone à *Tenuicostatum*, par le dépôt de marnes noires pauvres en organismes, et dans une partie du domaine central par l'absence totale de macrofaune.

Par ailleurs, nos travaux montrent que les teneurs en matière organique se rapprochent de celles enregistrées dans les bassins ibériques et dans le Sud-Est de la France tandis que les valeurs du CIE ainsi que l'amplitude de variation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ sont proches des valeurs enregistrées dans les bassins du Nord de l'Europe. Ces résultats confirment l'idée que la perturbation isotopique et l'apparition de l'anoxie ont des origines différentes.

La sédimentation et la topographie de la zone pyrénéenne a donc évolué de façon importante au cours du passage Lias-Dogger sous l'action combinée de facteurs locaux, régionaux et globaux. Une étude plus poussée des domaines central et occidental permettrait de replacer précisément le début de l'évènement anoxique dans ces domaines.

Remerciements : Je remercie mes encadrants, et principalement Carine Lézin pour son important investissement tout au long du stage, ainsi que Philippe Fauré, pour ses travaux antérieurs qui ont servi de base à mon rapport et qui nous a été d'une grande aide sur le terrain. Je remercie également tous mes collègues de master 2 qui ont contribué la bonne ambiance de ces 6 mois de stage, et les doctorants, qui nous ont rapidement intégrés au sein du laboratoire.

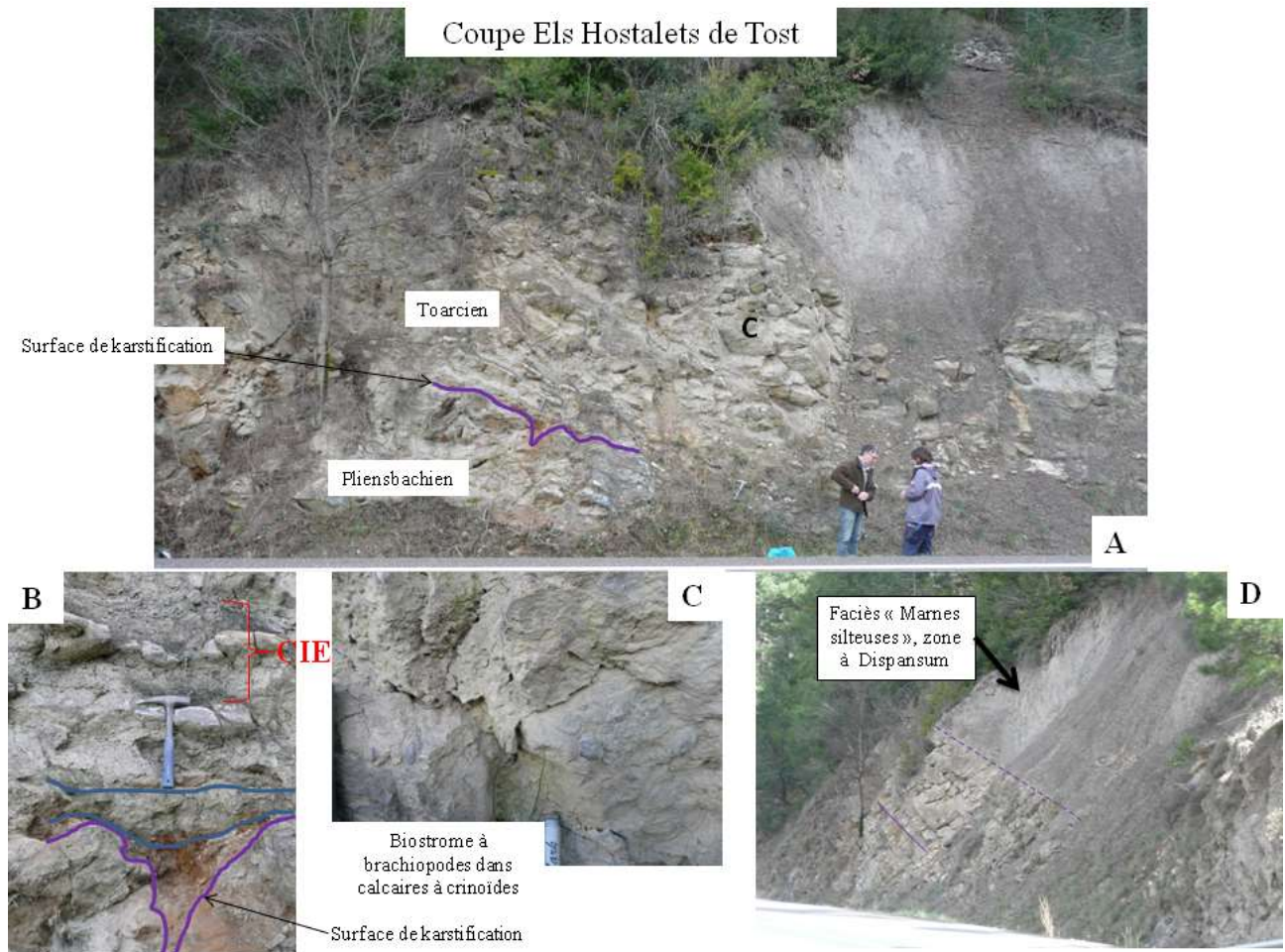
VII – Bibliographie

- Aberhan, M., Baumiller, T.K., 2003. Selective extinction among Early Jurassic bivalves: A consequence of anoxia. *Geology* 31, 1077. doi:10.1130/G19938.1
- Alm  ras, Y., Faure, P., 2013. Brachiopodes du Lias et de l'Aalénien du Quercy (France). *Strata* 2, 104.
- Bailey, T.R., Rosenthal, Y., McArthur, J.M., van de Schootbrugge, B., Thirlwall, M.F., 2003. Paleooceanographic changes of the Late Pliensbachian–Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212, 307–320. doi:10.1016/S0012-821X(03)00278-4
- Boulila, S., Galbrun, B., Huret, E., Hinnov, L.A., Rouget, I., Gardin, S., Bartolini, A., 2014. Astronomical calibration of the Toarcian Stage: Implications for sequence stratigraphy and duration of the early Toarcian OAE. *Earth Planet. Sci. Lett.* 386, 98–111. doi:10.1016/j.epsl.2013.10.047
- Bucefalo Palliani, R., Mattioli, E., Riding, J.B., 2002. The response of marine phytoplankton and sedimentary organic matter to the early Toarcian (Lower Jurassic) oceanic anoxic event in northern England. *Mar Micropaleontol* 46, 223–245.
- Cecca, F., Macchioni, F., 2004. The two Early Toarcian (Early Jurassic) extinction events in ammonoids. *Lethaia* 37, 35–56. doi:10.1080/00241160310008257
- Curnelle, R., 1995. Evolution m  sozo  ique du Bassin d'Aquitaine. Bassin Aquitaine Reun. Sp  c. Société Géologique Fr. 7, 12–20.
- Curnelle, R., 1983. Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'InfraLias d'Aquitaine. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine* 7/1, 69–79.
- Dera, G., Donnadieu, Y., 2012. Modeling evidences for global warming, Arctic seawater freshening, and sluggish oceanic circulation during the Early Toarcian anoxic event. *Paleoceanography* 27. doi:10.1029/2012PA002283
- Dera, G., Neige, P., Dommergues, J.-L., Brayard, A., 2011. Ammonite paleobiogeography during the Pliensbachian–Toarcian crisis (Early Jurassic) reflecting paleoclimate, eustasy, and extinctions. *Glob. Planet. Change* 78, 92–105. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.05.009
- Erba, E., 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Mar. Micropaleontol.* 52, 85–106. doi:10.1016/j.marmicro.2004.04.007
- Faur  , P., 2002. Le Lias dans les Pyrénées. Universit   Paul Sabatier (Toulouse), France.
- Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A. (Eds.), 2004. A geological time scale 2004. Cambridge University Press.
- Hallam, A., 2001. A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 167, 23–37. doi:10.1016/S0031-0182(00)00229-7
- Hallam, A., 1987. Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Lower Jurassic of Northwest Europe. *Paleobiology* 13, 152–168.
- Hallam, A., 1986. The Pliensbachian and Tithonian extinction events. *Nature* 319, 765–768. doi:10.1038/319765a0
- Hesselbo, S.P., Gr  cke, D.R., Jenkyns, H.C., Bjerrum, C.J., Farrimond, P., Morgans Bell, H.S., Green, O.R., 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature* 406, 392–395. doi:10.1038/35019044
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Duarte, L.V., Oliveira, L.C.V., 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.* 253, 455–470. doi:10.1016/j.epsl.2006.11.009
- Jenkyns, H.C., 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event; stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *Am. J. Sci.* 288, 101–151. doi:10.2475/ajs.288.2.101
- Kemp, D.B., Coe, A.L., Cohen, A.S., Schwark, L., 2005. Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period. *Nature* 437, 396–399. doi:10.1038/nature04037
- Krencker, F.N., Bodin, S., Hoffmann, R., Suan, G., Mattioli, E., Kabiri, L., Föllmi, K.B., Immenhauser, A., 2014. The middle Toarcian cold snap: Trigger of mass extinction and carbonate factory demise. *Glob. Planet. Change* 117, 64–78. doi:10.1016/j.gloplacha.2014.03.008
- L  onide, P., Floquet, M., Durl  t, C., Baudin, F., Pittet, B., L  Cuyer, C., 2012. Drowning of a carbonate platform as a precursor stage of the Early Toarcian global anoxic event (Southern Provence sub-Basin, South-east France): Drowning of a carbonate platform. *Sedimentology* 59, 156–184. doi:10.1111/j.1365-3091.2010.01221.x

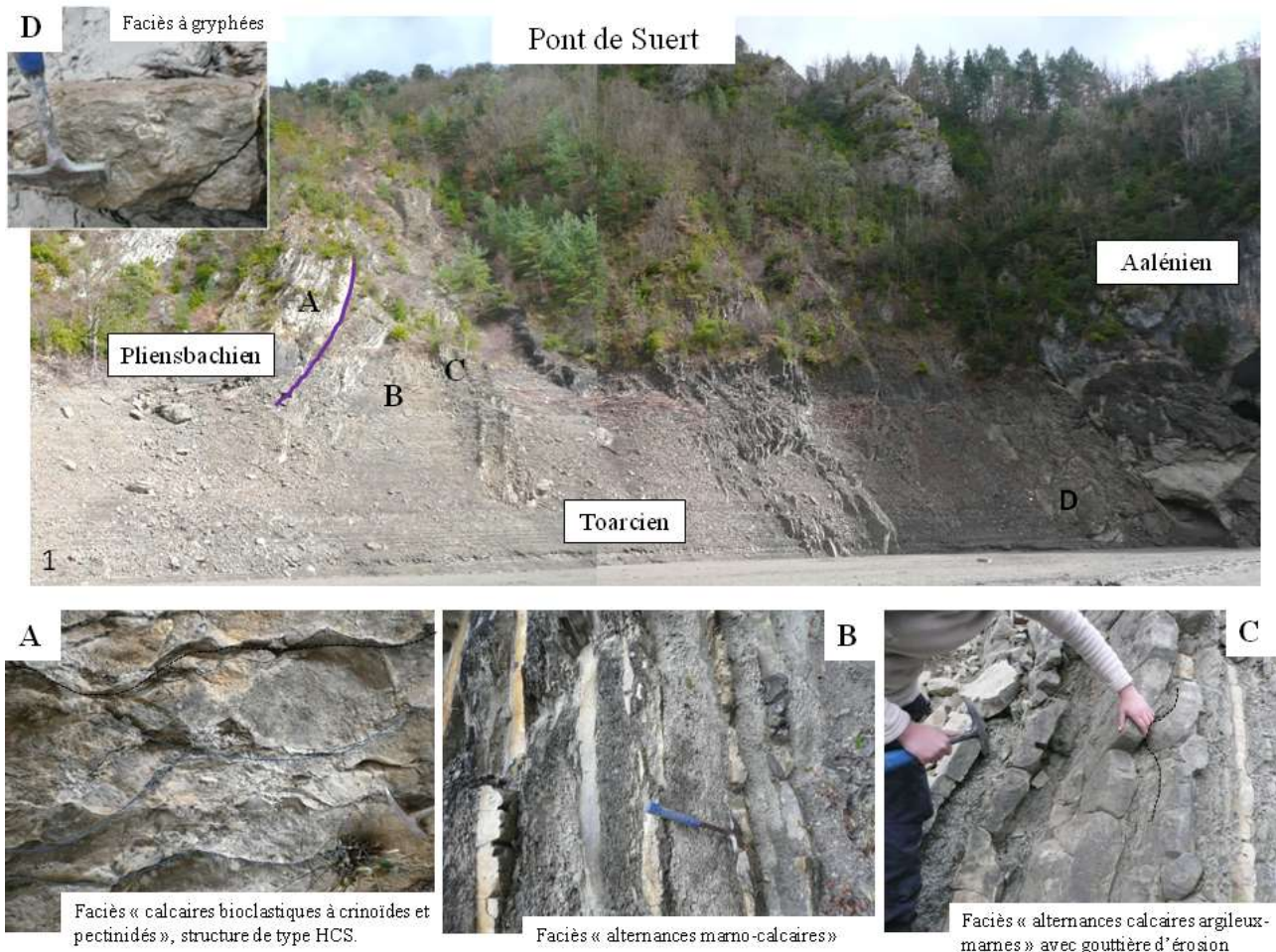
- Lézin, C., Andreu, B., Pellenard, P., Bouchez, J.-L., Emmanuel, L., Fauré, P., Landrein, P., 2013. Geochemical disturbance and paleoenvironmental changes during the Early Toarcian in NW Europe. *Chem. Geol.* 341, 1–15. doi:10.1016/j.chemgeo.2013.01.003
- Lezin, C., Rey, J., Faure, P., Cubaynes, R., Pelissie, T., Durllet, C., Deconinck, J.-F., 2007. Tectono-biosedimentary recordings at the Lias-Dogger transition: example of the Quercy carbonate platform (Aquitaine Basin, France). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 178, 275–291. doi:10.2113/gssgfbull.178.4.275
- Mattioli, E., Erba, 1999. Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. *Riv. Ital. Paleontol. E Stratigr.* 105, 343–376.
- Mattioli, E., Pittet, B., Suan, G., Mailliot, S., 2008. Calcareous nannoplankton changes across the early Toarcian oceanic anoxic event in the western Tethys: EARLY TOARCIAN CALCAREOUS NANNOPLANKTON. *Paleoceanography* 23, n/a–n/a. doi:10.1029/2007PA001435
- Mattioli, E., Pittet, B., Young, J.R., Bown, P.R., 2004. Biometric analysis of Pliensbachian-Toarcian (Lower Jurassic) coccoliths of the family Biscutaceae: intra- and interspecific variability versus palaeoenvironmental influence. *Mar. Micropaleontol.* 52, 5–27. doi:10.1016/j.marmicro.2004.04.004
- Palliani, R.B., Riding, J.B., 2000. A palynological investigation of the Lower and lowermost Middle Jurassic strata (Sinemurian to Aalenian) from North Yorkshire, UK. *Proc. Yorks. Geol. Soc.* 53, 1–16. doi:10.1144/pygs.53.1.1
- Peybernès, B., 1976. Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. (These Doctorat Sciences Naturelles). Toulouse, Toulouse.
- Préat, A., Arneau-Vanneau, A., Carrio, E., Arnaud, H. et Ferry, S., 2004. Ecole d'été : carbonates récifaux de plate-forme. Association des sédimentologues Français, 172 p.
- Reolid, M., Emanuela, M., Nieto, L.M., Rodríguez-Tovar, F.J., 2014. The Early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the External Subbetic (Southiberian Palaeomargin, Westernmost Tethys): Geochemistry, nannofossils and ichnology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 411, 79–94. doi:10.1016/j.palaeo.2014.06.023
- Rodríguez-Tovar, F.J., Reolid, M., 2013. Environmental conditions during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE) in the westernmost Tethys: influence of the regional context on a global phenomenon. *Bull. Geosci.* 697–712. doi:10.3140/bull.geosci.1397
- Röhl, H.-J., Schmid-Röhl, A., Oschmann, W., Frimmel, A., Schwark, L., 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 165, 27–52. doi:10.1016/S0031-0182(00)00152-8
- Sabatino, N., Neri, R., Bellanca, A., Jenkyns, H.C., Baudin, F., Parisi, G., Masetti, D., 2009. Carbon-isotope records of the Early Jurassic (Toarcian) oceanic anoxic event from the Valdorbia (Umbria-Marche Apennines) and Monte Mangart (Julian Alps) sections: palaeoceanographic and stratigraphic implications. *Sedimentology* 56, 1307–1328. doi:10.1111/j.1365-3091.2008.01035.x
- Suan, G., Rulleau, L., Mattioli, E., Suchéras-Marx, B., Rousselle, B., Pittet, B., Vincent, P., Martin, J.E., Lénia, A., Spangenberg, J.E., Föllmi, K.B., 2013. Palaeoenvironmental significance of Toarcian black shales and event deposits from southern Beaujolais, France. *Geol. Mag.* 150, 728–742. doi:10.1017/S0016756812000970
- Trecalli, A., Spangenberg, J., Adatte, T., Föllmi, K.B., Parente, M., 2012. Carbonate platform evidence of ocean acidification at the onset of the early Toarcian oceanic anoxic event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 357–358, 214–225. doi:10.1016/j.epsl.2012.09.043
- Tremolada, F., Van de Schootbrugge, B., Erba, E., 2005. Early Jurassic schizosphaerellid crisis in Cantabria, Spain: Implications for calcification rates and phytoplankton evolution across the Toarcian oceanic anoxic event: EARLY JURASSIC SCHIZOSPHAERELLID CRISIS. *Paleoceanography* 20, n/a–n/a. doi:10.1029/2004PA001120
- Van de Schootbrugge, B., McArthur, J.M., Bailey, T.R., Rosenthal, Y., Wright, J.D., Miller, K.G., 2005. Toarcian oceanic anoxic event: An assessment of global causes using belemnite C isotope records: TOARCIAN BELEMNITE CARBON ISOTOPES. *Paleoceanography* 20, n/a–n/a. doi:10.1029/2004PA001102
- Vrielynck, B., Bouysse, P., 2001. Le visage changeant de la terre. Commission de la carte géologique du monde, Paris.
- Wignall, P., 2005. The Link between Large Igneous Province Eruptions and Mass Extinctions. *Elements* 1, 293–297. doi:10.2113/gselements.1.5.293

VIII – Annexes

Annexe 1 : Affleurement d'Els Hostalets de Tost (Pyrénées méridionales). A) Vue générale, B) Zoom sur le passage Pliensbachien-Toarcien montrant la surface de karstification et les niveaux où s'enregistrent le shift négatif en $\delta^{13}\text{C}$. C) Biostrome à brachiopodes dans le faciès « calcaires bioclastiques ». D) Faciès « marnes silteuses » datées de la zone à Dispansum.



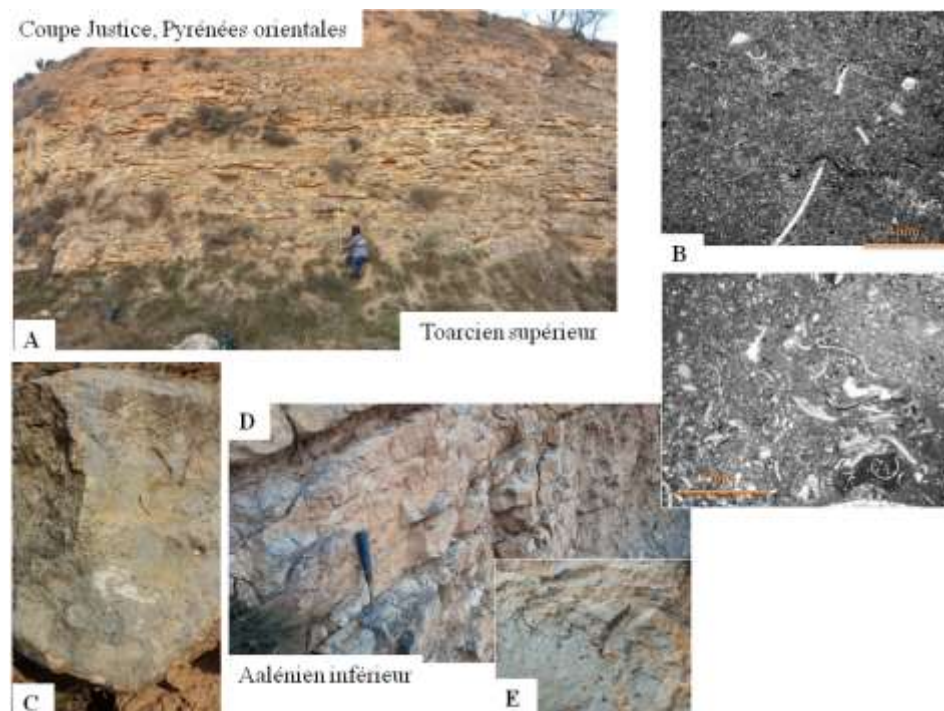
Annexe 2 : Affleurement de Pont de Suert. 1) Vue générale de la série datée du Pliensbachien jusqu'à l'Aalénien et position des différents zooms. A) zoom sur les calcaires à crinoïdes et pectinidés du Pliensbachien supérieur montrant des structures de type Hummocky cross stratification. B) zoom le faciès alternances « marno-calcaires » montrant la régularité des bancs carbonatés centimétriques et la prédominance des niveaux marneux. C) zoom sur le faciès « alternances calcaires argileux marnes » montrant la prédominance des bancs carbonatés à bases et sommets irréguliers et la présence d'une gouttière d'érosion. D) Faciès à *Gryphaea (Bilobissa) pictaviensis*.



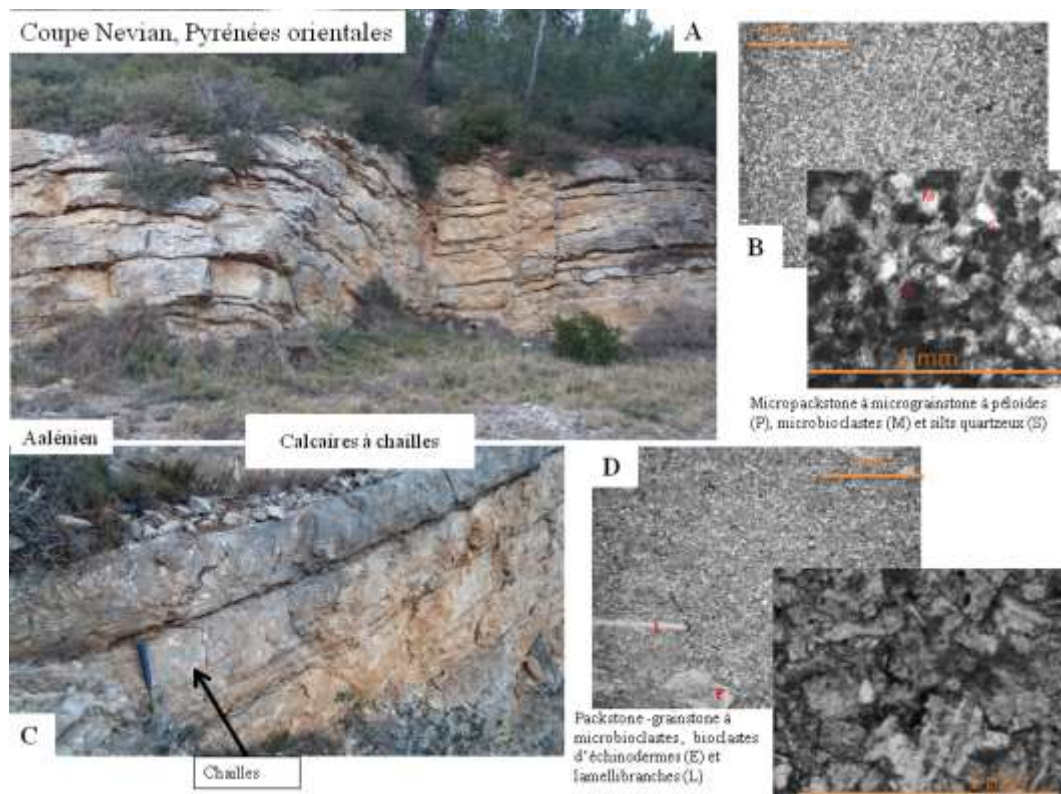
Annexe 3 : A) Affleurement de Bizanet (Pyrénées orientales), Faciès « schistes cartons » et échantillonnage associé. B) Affleurements de combe de Pereille (Pyrénées orientales), vue sur les marnes feuilletées datées du Toarcien inférieur et moyen et zoom sur le passage Pliensbachien-Toarcien.



Annexe 4 : Affleurement de Justice (Pyrénées orientales) daté du Toarcien supérieur et de l'Aalénien inférieur. Observation macroscopique et microscopique du faciès « calcaire argileux » de texture mudstone à wackestone avec remaniement ponctuel de brachiopodes, oncolithes et divers bioclastes provenant des zones proximales de la plate-forme.



Annexe 5 : Affleurement de Névia (Pyrénées orientales) daté de l'Aalénien montrant des calcaires à chailles et son microfaciès



Annexe 6 : Affleurement de Saint Paul (Pyrénées centrales). A) vue générale de la série datée du Pliensbachien supérieur jusqu'à l'Aalénien. B) zoom sur les calcaires bioclastiques à crinoïdes et pectinidés du Pliensbachien. C) Zoom sur le passage Pliensbachien-Toarcien.

