



Les sorties de la Société géologique du Nord  
**Livret-Guide de l'excursion du**  
**samedi 3 octobre 2015**

**Coupe géologique des falaises entre Audresselles et le Cran aux**  
**Oeufs : relations tectonique sédimentation sur la marge nord du**  
**bassin jurassique supérieur du Boulonnais**

Olivier AVERBUCH, François GUILLOT

(avec le concours de Nicolas TRIBOVILLARD)

Société géologique du Nord et Université de Lille 1, Laboratoire d'Océanologie et de  
Géosciences, 59655 Villeneuve d'Ascq



## Le contexte géologique du bassin du Weald-Boulonnais

Le Boulonnais correspond certainement au site géologique le plus étudié dans le Nord de la France. On y a en effet accès à l'ensemble sédimentaire le plus complet en bordure Sud du Massif du Brabant avec, en particulier, une série sédimentaire post-paléozoïque, beaucoup plus épaisse qu'ailleurs dans la région (fig. 1 et 2).

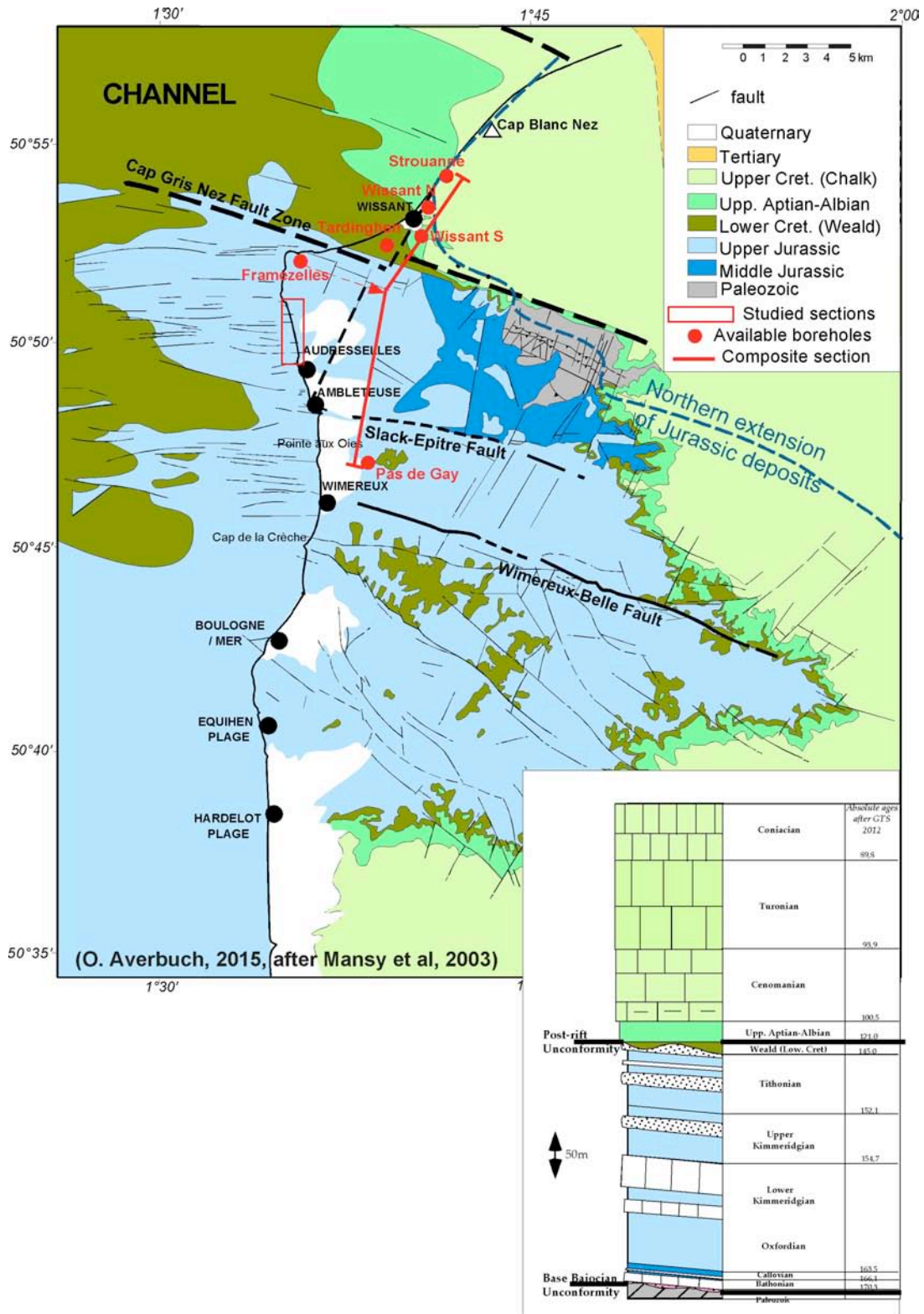


Fig. 1. Carte géologique simplifiée du Boulonnais (modifiée de Mansy et al, 2003) reportant la localisation des forages présentés en figure 2 et séquence stratigraphique d'ensemble des roches observées dans la région. Le rectangle rouge reporte la localisation du transect « Cran du Noirda-Cran aux Œufs ».

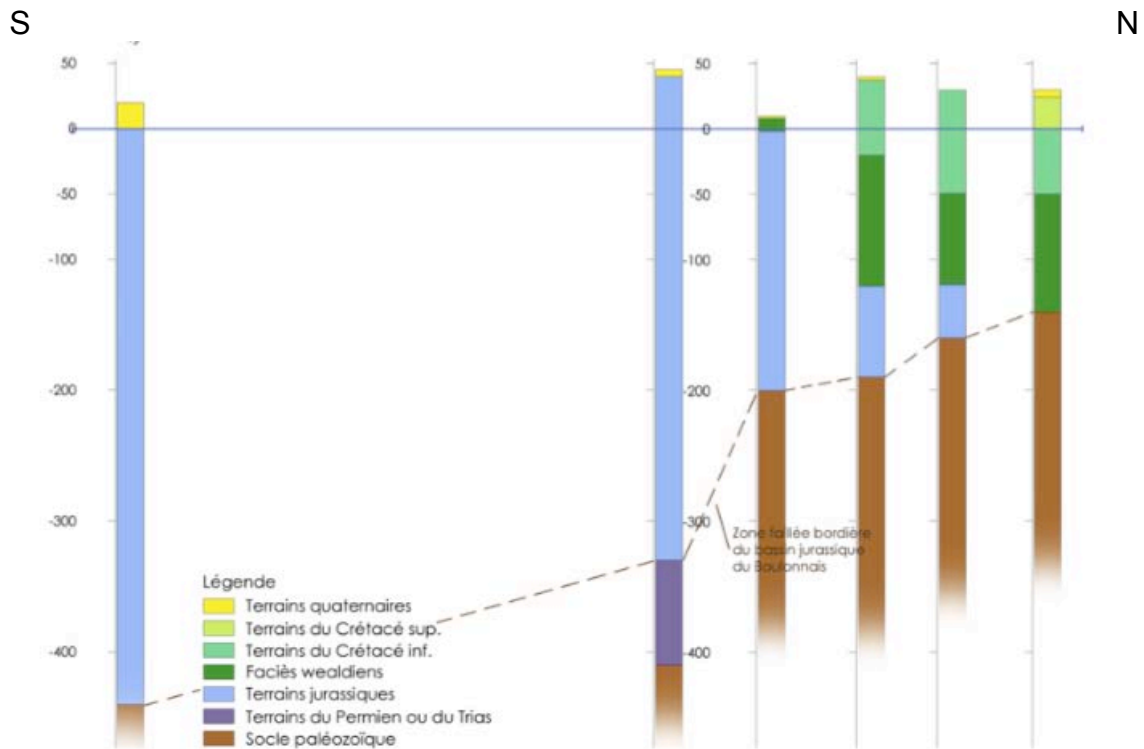


Fig. 2. Coupe géologique N-S à travers la marge nord du bassin jurassique supérieur du Boulonnais (depuis Strouanne jusqu'aux environs de Wimereux) basé sur les forages (localisation en fig. 1)(d'après Guyetant et al, 2010). Noter l'approfondissement du substratum paléozoïque du bassin vers le sud en parallèle au soulèvement des niveaux crétacés en surface (géométrie caractéristique d'un processus d'inversion structurale positive du bassin).

Cet épaississement de plusieurs centaines de mètres (fig. 2) est lié à l'existence de dépôts jurassiques d'âge Bathonien à Tithonien localisés par un système de failles normales de direction N100-110 et N020-030 délimitant un golfe subsidant en connexion, vers l'Ouest, avec le bassin du Weald du sud de l'Angleterre (fig. 3). Ces dépôts disparaissent aussi bien, vers le Nord (Calais), que vers le Sud (Montreuil) ou l'Est (Saint-Omer) et ne réapparaissent qu'en sondages, à l'extrémité Sud de la région, se calquant ainsi sur la disposition cartographique en boutonnière du massif du Boulonnais (Fig. 1).

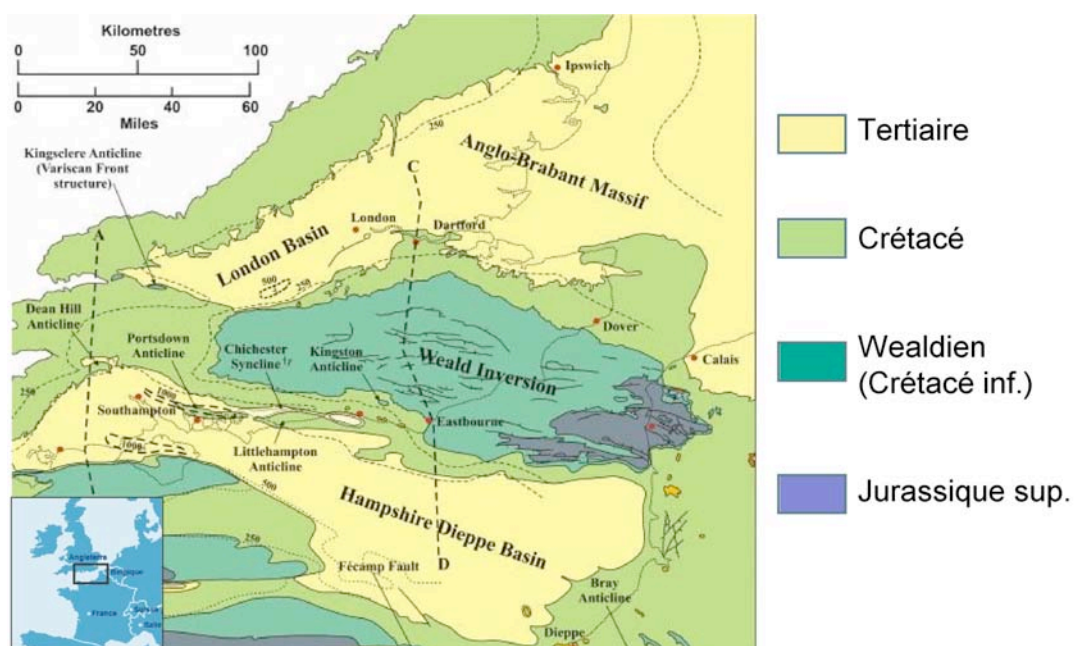


Fig. 3. Carte géologique centrée sur la Manche orientale montrant les connexions entre le nord de la France et le sud de l'Angleterre (Mortimore et al, 2011).

Dans les zones de lacune des dépôts jurassiques, on retrouve directement sur le substratum les séries crétacées reposant sur une surface d'érosion majeure à l'échelle du bassin, d'âge fini-jurassique. Celle-ci fait place localement aux dépôts continentaux à faciès Wealdiens du Crétacé Inférieur (fig. 2). Ces derniers présentent de très fortes variations d'épaisseur, localisées à proximité de zones de faille comme c'est le cas, par exemple, au niveau de Wissant.

Vers l'ouest, en Manche orientale et dans le sud de l'Angleterre, ces dépôts wealdiens s'épaississent considérablement sous le contrôle des failles majeures bordant le bassin sur sa marge Nord et Est (fig. 4) (Butler and Pullan, 1990). L'ensemble est surmonté, en discordance, par la séquence marine de l'Aptien-Albien (sables et argiles à glauconie) et du Crétacé Supérieur (faciès crayeux), séquence mise en place lors d'une phase de transgression généralisée sur les bordures du bassin de Paris-Londres.

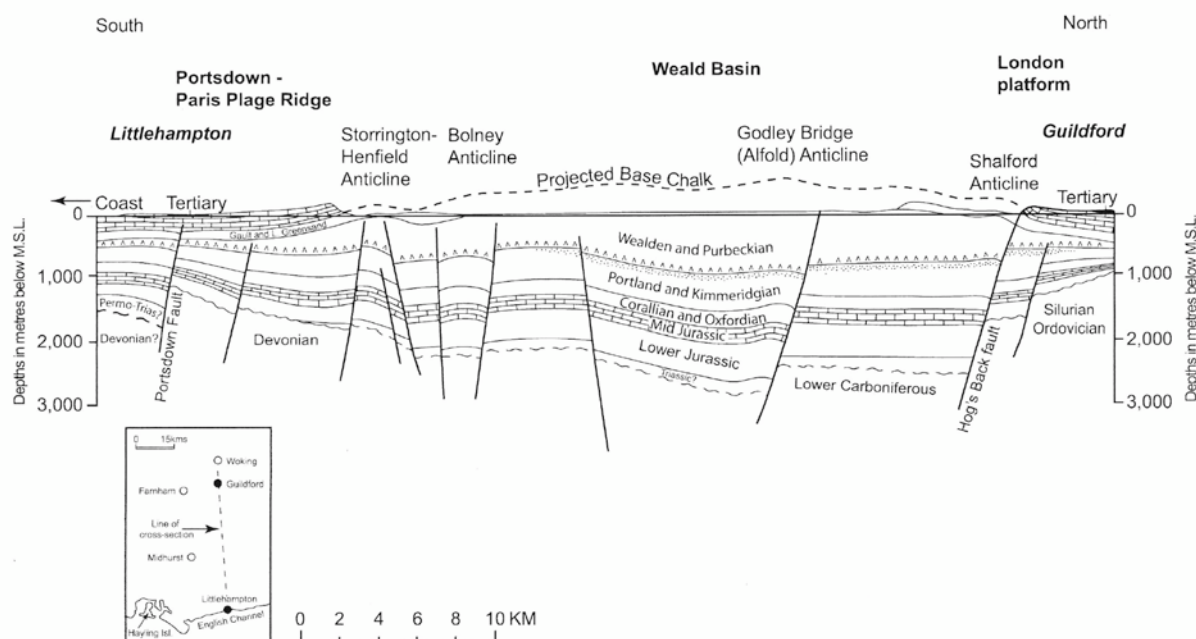


Fig. 4. Coupe géologique à travers le bassin du Weald dans le sud de l'Angleterre illustrant sa structure en demi-graben inversé (Butler and Pullan, 1990).

Comme le montre la coupe schématique de la figure 2 établie à partir des forages dans le Boulonnais, la marge nord du bassin est marquée par un affaissement graduel du substratum paléozoïque vers le sud alors les séries crétacées sont, quant à elles soulevées et érodées au sud caractérisant ainsi la forme générale en anticlinal du Boulonnais. Cette géométrie est très semblable à celle observée latéralement au niveau de la marge Nord du bassin du Weald du sud de l'Angleterre ainsi que l'illustre la coupe de la figure 4 établie à partir de profils sismiques profonds. Ces données traduisent le caractère dissymétrique du bassin et montrent l'importance de la zone de faille bordière septentrionale dans le contrôle de la subsidence et de la sédimentation au sein du bassin, en particulier au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (dépôts Wealdien). La géométrie en grand du Boulonnais apparaît ainsi comme un demi-graben inversé (fig. 4 et 5), initialisé lors des périodes de rifting stéphano-permien (événement tardi-varisque) et jurassique supérieur-crétacé inférieur (propagation du rifting Nord Atlantique et rifting en Mer du Nord), puis surélevé et plissé en antiforme, lors de la phase d'inversion alpine paroxysmale à l'Eocène Supérieur – Oligocène. C'est l'érosion de cette structure d'inversion tectonique positive qui a permis l'exhumation des séries jurassiques syn-rift (comme c'est également le cas pour l'anticlinal du Pays de Bray plus au sud) ainsi que des séries paléozoïques affleurant au sein d'un paléo-relief au Nord de la ville de Marquise, le Massif Paléozoïque de Ferques. Dans cette zone, le Paléozoïque du massif, au sud, est directement en contact avec le Crétacé inférieur, au Nord formant une flexure marquée (la flexure de Landrethun) interprétée comme un pli forcé à l'aplomb d'une faille profonde. Cette faille se prolonge à l'ouest, bien que légèrement décalé, au sein de la grande zone de faille du Cap Gris Nez où on retrouve les séries jurassiques verticalisés au contact de la faille majeure (pli de butoir contre la faille normale préexistante) et déformées par un réseau de failles complexes dont certaines

présentent un caractère chevauchant (e.g. Averbuch, 2009). Les séries crétacées, impliquées dans la retombée de la flexure, plongent graduellement vers le Nord pour s'enfoncer sous la Plaine des Flandres, à remplissage tertiaire.

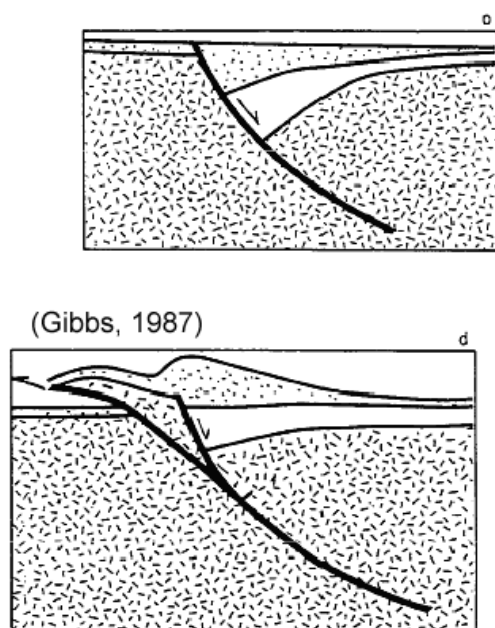


Fig. 5. Modèle d'inversion structurale positive d'un bassin de type demi-graben (Gibbs, 1987) ; appliqué au Boulonnais, le Nord serait à gauche, la couche en pointillé correspondant aux dépôts wealdiens, la couche blanche de base aux dépôts jurassiques.

### Les formations du Jurassique supérieur le long des falaises du Boulonnais

Les séries jurassiques affleurent au sud de la grande zone faillée Cap Gris Nez-Landrethun. Hormis au Cap Gris-Nez (où on vient de le voir, elle se verticalisent au contact de la grande zone faillée bordière septentrionale) ou ponctuellement, à l'aplomb de zones faillées mineures (par exemple, Audresselles sud ou Pointe de la Crèche), elles présentent des pentages faibles (inférieur à 20°) matérialisant des ondulations peu accentuées. Ces ondulations sont associées à de nombreuses failles antithétiques à pendage S ou N dont les rejets et les crochons indiquent principalement un jeu en faille normale (fig. 6). Cette géométrie, particulièrement visible sur la coupe entre Audresselles et le Cran aux Oeufs, est caractéristique d'une marge extensive de bassin et relate les déformations associées à l'événement initial de structuration du bassin, l'événement de rifting du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur;

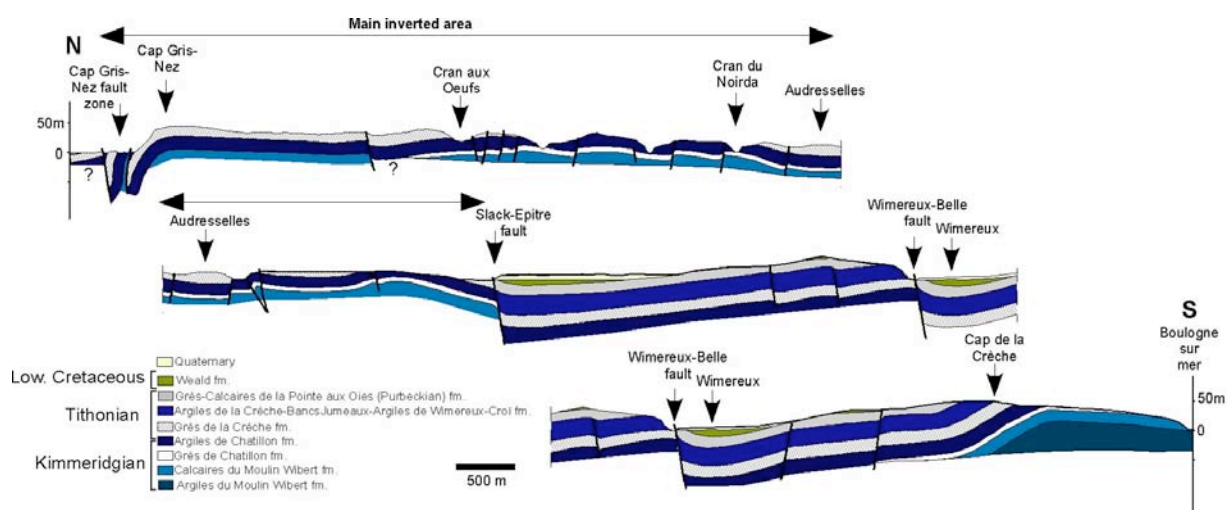


Fig. 6. Coupe géologique des falaises entre Cap Gris Nez et Boulogne sur mer (O. Averbuch, 2015, modifié de Pruvost, 1925)

Comme le montre le schéma lithologique et stratigraphique des formations jurassiques supérieur (Kimméridgien-Tithonien) du Boulonnais au sein de la coupe de référence du Cap de la Crèche (fig. 7 et 8)(voir également pour plus de détails sur les aspects sédimentologiques, le livret-guide de l'excursion de la SGN d'avril 2012 guidée par J-F. Deconinck), les séries observables à l'affleurement le long des falaises sont principalement silico-clastiques et correspondent à une alternance de formations argilo-silteuses sombres, riches en matière organique (MO)(Argiles de Chatillon, de la Crèche...) et de formations gréseuses plus ou moins cimentées (Grès de Chatillon, de la Crèche...), alternance sous contrôle des variations du niveau marin relatif (fig. 7). Cette alternance roches mères- roches réservoirs caractérisent un système pétrolier potentiel, non mature dans le Boulonnais car trop peu enfoui mais équivalent aux systèmes pétroliers productifs de Mer du Nord et donc, peut sous certains aspects en présenter une sorte d'analogue.

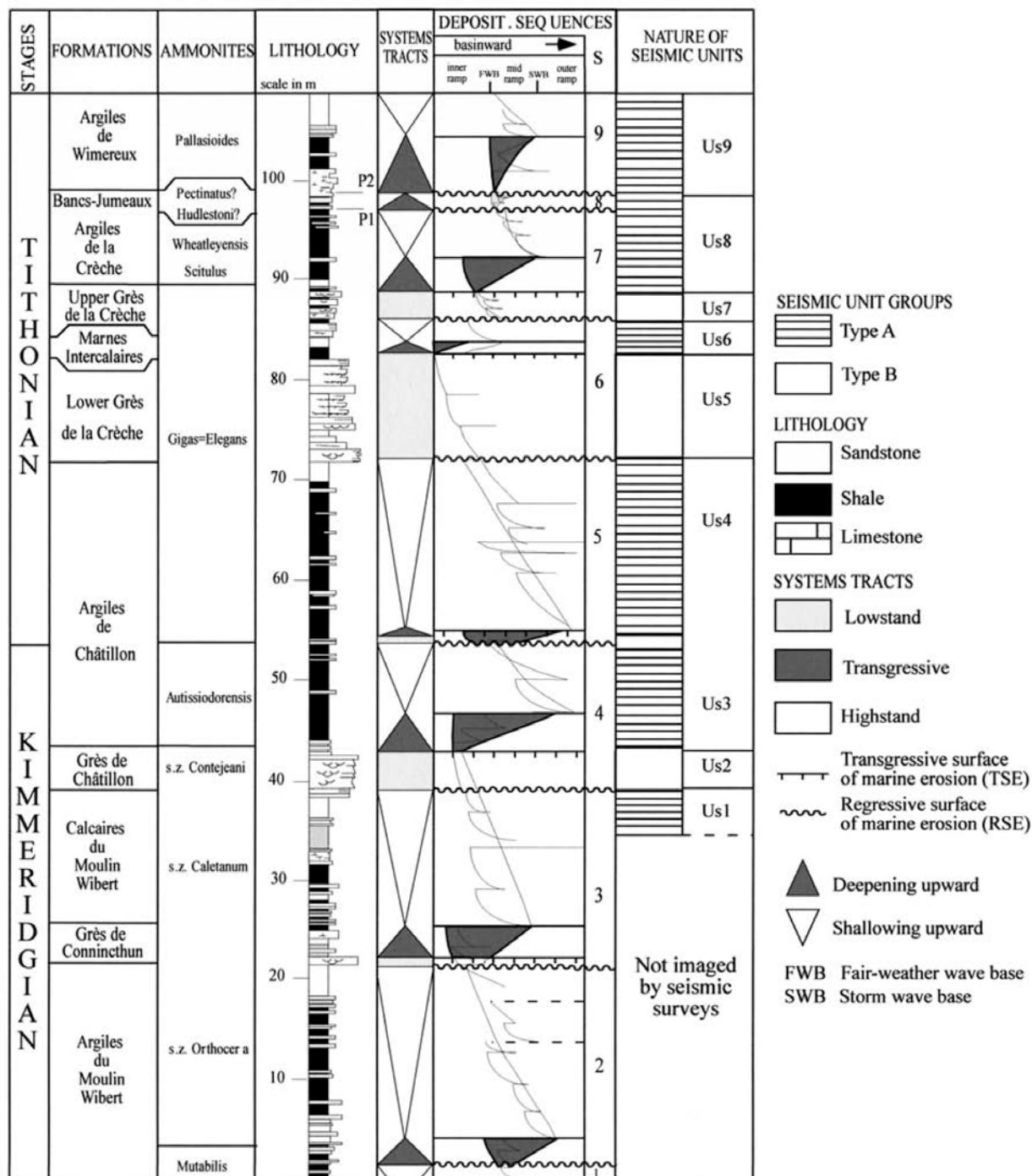


Fig. 7. Colonne lithologique et stratigraphique des dépôts du Jurassique supérieur du Boulonnais, environnements de dépôts et interprétation séquentielle (Proust et al., 2001).



Fig. 8. Les principales formations du Jurassique supérieur au niveau du Cap de la Crèche. Noter l'alternance de niveaux argilo-silteux sombres riches en matière organique (roche mère) et de niveaux de sables-grès (roche réservoir)(Hattem et al, soumis).

Au sein des séries argileuses, différents corps carbonatés peuvent être observés:

- des bancs de lumachelles, d'extension latérale limitée, formées de l'accumulation de coquilles cassées et fortement orientées selon la surface de stratification, matérialisant des niveaux d'accumulation sous contrôle des courants de tempêtes (tempestites) en milieu proximal;
- des bancs souvent noduleux formés d'un matériel carbonaté très fin à l'échelle macroscopique (en fait, microsparitique au microscope) avec potentiellement des éléments figurés épars (coquilles) et des bioturbations; ces bancs difficiles à interpréter dans un modèle sédimentologique de rampe silico-clastique, ont été interprétés récemment sur la base d'analyses isotopiques comme étant d'origine diagénétique très précoce (potentiellement, à l'interface eau-sédiment) en relation avec l'expulsion de fluides syn-rift (Tribovillard et al, 2012; Hattem et al, soumis).
- des petits récifs à huitres décimétriques à métriques matérialisant l'accumulation en place de coquilles d'huitres (non cassées, en position de vie) au niveau d'horizons bien déterminés (principalement sur le banc sommital des Grès de Chatillon); ces petits récifs sont disséminés sur la surface supérieure du banc et ne sont observables que sur la marge nord du bassin (i.e. à proximité de la zone faillée bordière septentrionale, entre Audresselles et le Cap Gris Nez); l'analyse isotopique en C13 de ces récifs montre que la matrice est grandement appauvrie en regard des coquilles et de leur remplissage (et également des coquilles de lumachelles)(fig. 9); ces données suggèrent que la matrice carbonatée des récifs n'est pas en équilibre avec l'eau de mer dans laquelle se sont mis en place les récifs et qu'elle résulte via une augmentation de l'alcalinité du milieu, de la dégradation par les bactéries d'une matière organique expulsée du sédiment sous-jacents par des fluides. La localisation de ces récifs sur certaines surfaces de faille normale (fig. 10A) ou à la transition entre Grès et Argiles de Chatillon où une activité tectonique est manifeste (cf. ci-dessous) suggère que les suitements de fluides riches en MO expulsés du substrat sont associés au jeu des failles normales lors de la structuration initiale du bassin.

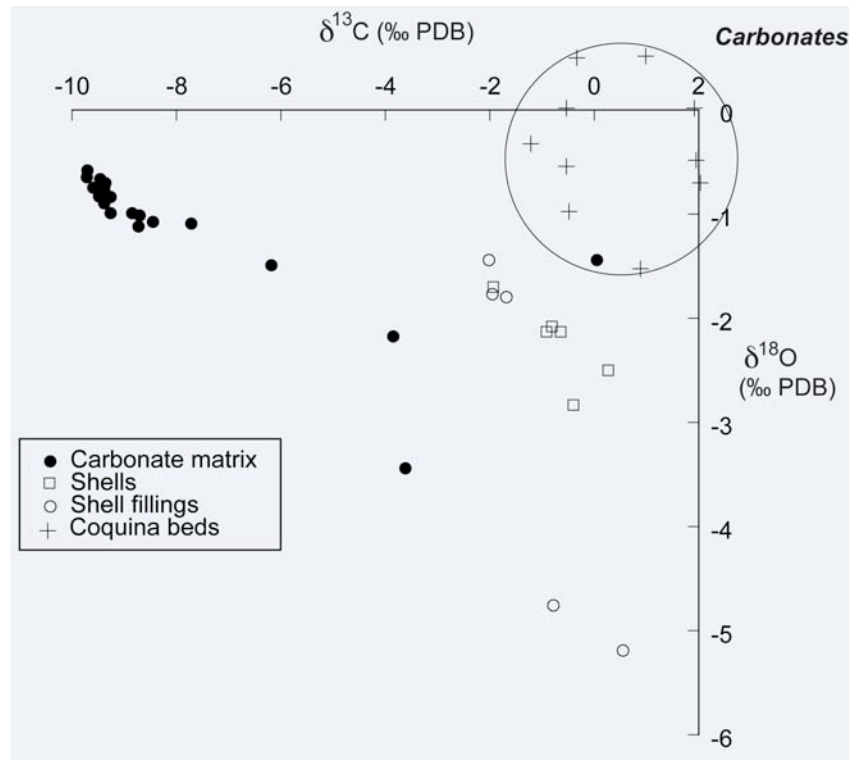


Fig. 9. Diagramme reportant les données isotopiques en C13 et O18 pour les différents éléments des récifs à huîtres (matrice, coquilles, remplissage tardif des coquilles) et pour des échantillons représentatifs de lumachelles (tempestites) représentant la composition isotopique de l'eau de mer (cercle noir)(d'après Hatem et al, soumis).

### Le transect Cran du Noirda-Cran aux Oeufs : relations entre tectonique et sédimentation

Comme le souligne la coupe des falaises de la figure 6, les formations du Jurassique supérieur entre le Cran du Noirda et le Cran aux Oeufs (en l'occurrence la série des Calcaires du Moulin Wibert, Grès de Chatillon, Argiles de Chatillon et Grès de la Crèche), présentent une géométrie en très légère antiforme affectée par de nombreuses failles normales à fort pendage, principalement vers le nord. Les failles sont particulièrement explicites sur l'estran où on peut suivre leur tracé cartographique (orienté suivant une direction quasi-E-W) et où elles forment des ressauts topographiques suite à la mise au contact de niveaux argileux (les Argiles de Chatillon) et de niveaux gréseux (les Grès de Chatillon)(fig. 10). C'est le cas, en particulier, pour les deux failles les plus au sud du transect (faille du Cran du Noirda et du sud du Cran Mademoiselle) qui affectent l'ensemble de la série jusqu'au Grès de la Crèche et qui exposent les Grès de Chatillon en position sub-horizontale directement au mur de la faille sur l'estran. A proximité du plan de faille, la partie cimentée des grès présentent des filons gréseux également cimentés mais manifestement plus résistants à l'érosion que l'encaissant, orientés perpendiculairement au plan de faille (fig. 10D). Ces filons matérialisent des structures d'injection sableuses associées à l'expulsion de fluides sous pression depuis le plan de faille et ce, antérieurement à la cimentation des grès donc, très précocement dans l'évolution diagénétique de ces roches. L'existence de petits récifs à huîtres directement sur la surface de faille au Noirda (fig. 10 B et C) confortent l'activité précoce de la faille et plus précisément, suggère que la faille a été active dès la mise en place de la sédimentation argileuse à la base de la formation des Argiles de Chatillon. Cette activité précoce des failles est attestée par un réseau de failles syn-sédimentaires (fig. 11 A, B et C) observables depuis la faille du Cran de Mademoiselle jusqu'au Cran aux Oeufs. Ces failles à faible rejet intéressent les dépôts depuis le sommet des Grès de Chatillon (fig. 11C) jusqu'au premier niveau d'argiles feuilletés caractéristique des Argiles de Chatillon (fig. 11 A, B et fig. 12). Le schéma interprétatif de la figure 12 explicite le mécanisme des failles syn-sédimentaires avec une subsidence différentielle au toit de la faille normale (affaissement et création d'espace disponible), comblée par des dépôts pendant la période d'activité de la



faille (zone perturbée en fig. 12). Cette période d'activité des failles à la transition Grès-Argiles de Chatillon, est marquée par une zone de sédimentation perturbée qui varie latéralement en épaisseur entre Cran du Noirda et Cran aux Œufs.

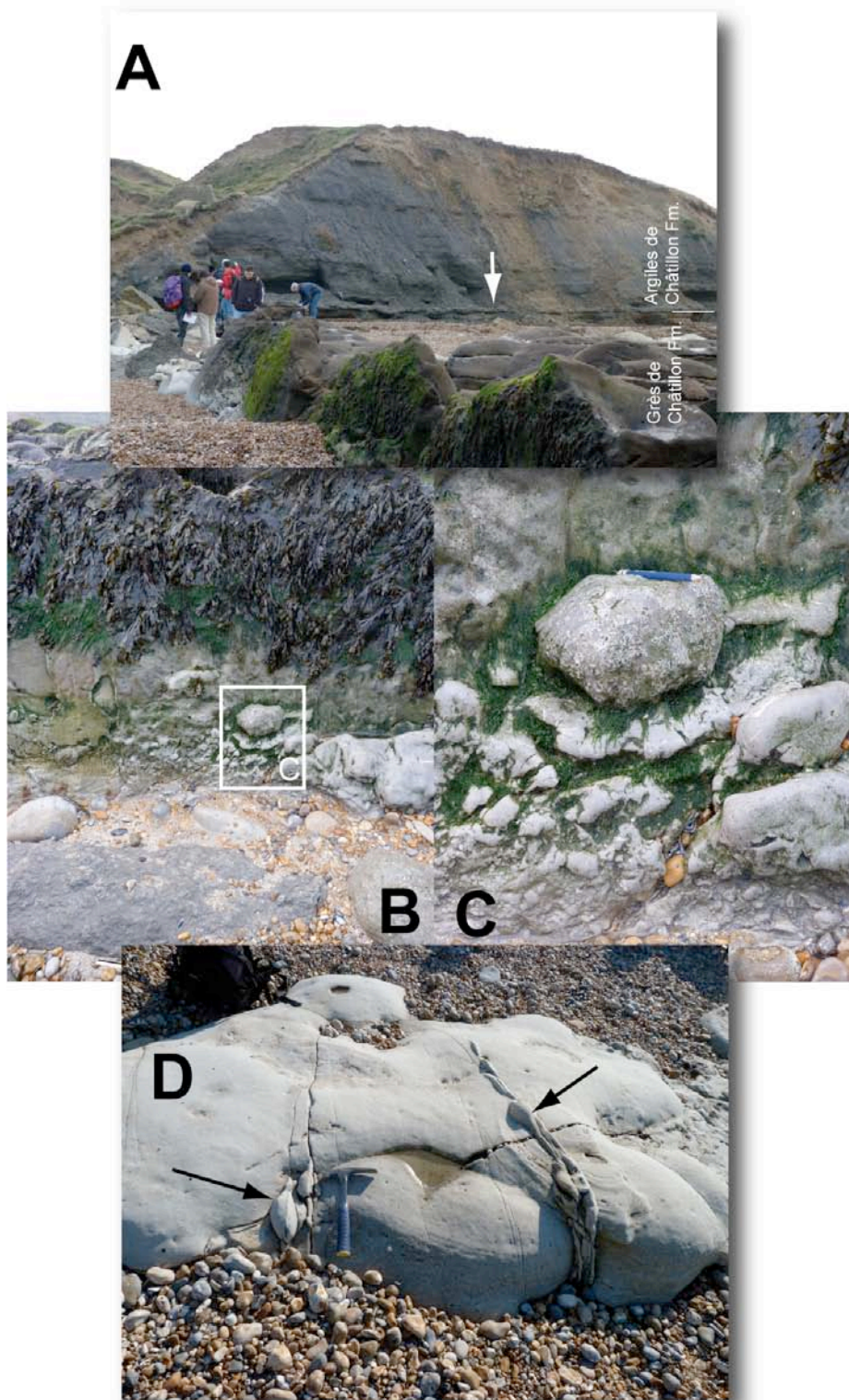


Fig. 10. La transition Grès-Argiles de Chatillon au Cran du Noirda et le banc sommital des Grès supportant de petits récifs à huitres disséminés. L'affleurement est limité au nord par la faille normale du même nom (couverte d'algues)(A). Noter l'existence de petits récifs à huitres directement sur la surface de faille (B et C). Des niveaux sableux injectés dans la séquence directement au mur de la faille, associés à des fluides sous-pression expulsés depuis la faille, suggère une activité syn-sédimentaire (Hatem et al, 2014; photographies de O. Averbuch)

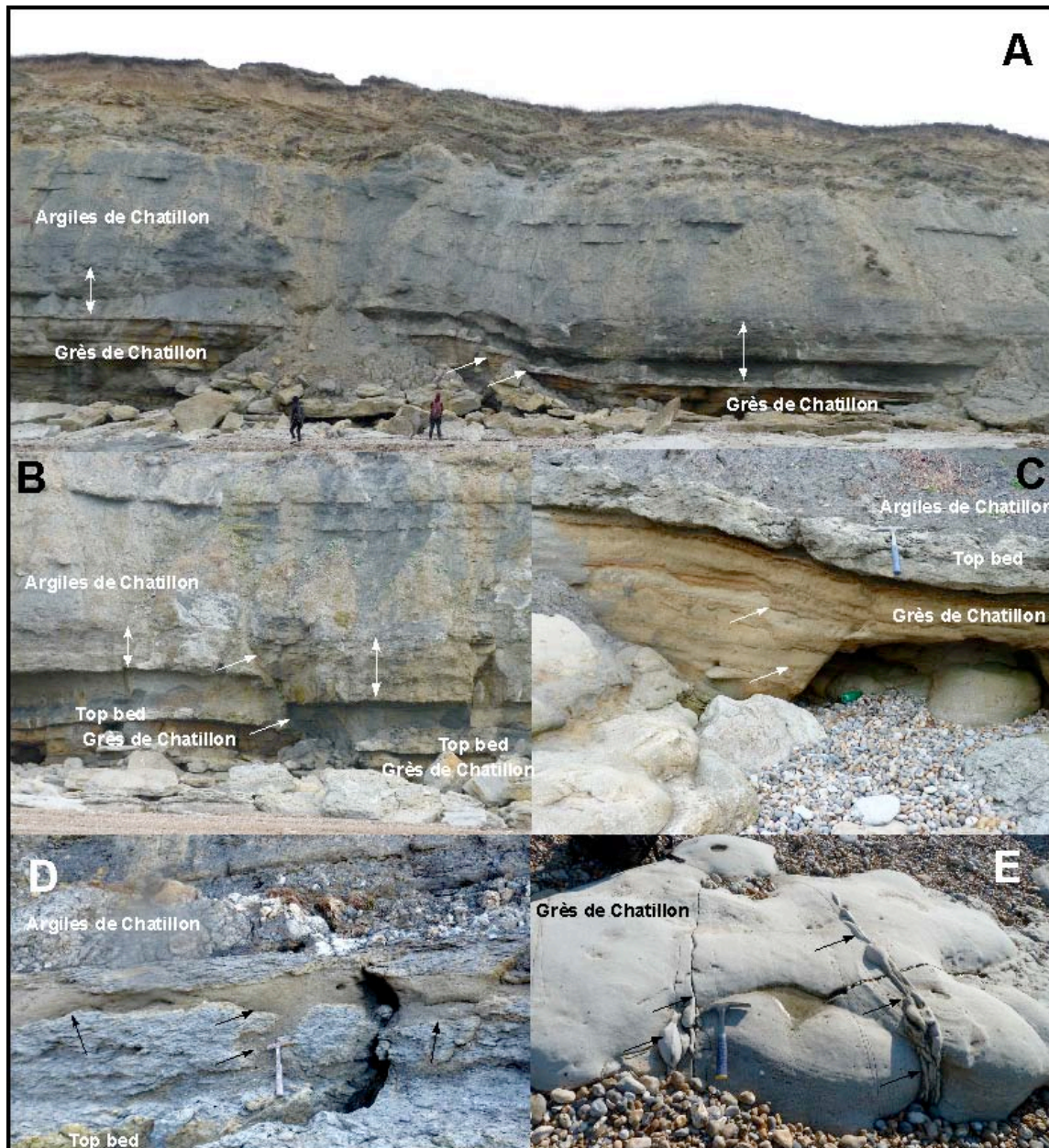


Fig. 11. Failles syn-sédimentaires et figures d'injection associées, observables entre le Cran aux Oeufs et le Cran du Noirda (Hatem et al, soumis ; photographies O. Averbuch).

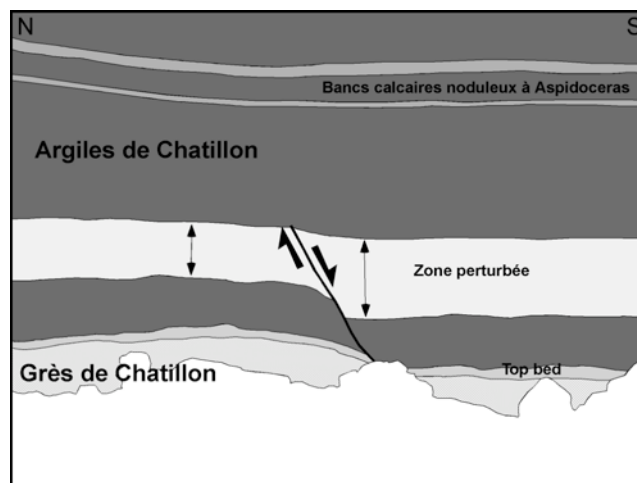


Fig. 12. Faille normale, subsidence différentielle et remplissage sédimentaire syntectonique (schéma interprétatif de la fig.11B)(Averbuch et al, 2014).

Au sein de la zone perturbée, caractérisée par une sédimentation silteuse intensément bioturbée, on peut observer entre Cran Poulet et Cran aux Œufs l'apparition d'un lit sableux

de 20-30 cm d'épaisseur en moyenne, qui présente une forme très hétérogène, avec des contours sécants sur l'encaissant et des invaginations verticales qui peuvent s'étendre jusqu'à la base des premiers niveaux feuilletés des Argiles de Chatillon (fig. 11D). Le remplissage de cette structure, par contre, est très homogène en ce qui concerne sa granulométrie et sa texture (pas de structures sédimentaires visibles, quasiment pas de coquilles). L'origine de ce niveau reste encore mal comprise mais l'hypothèse la plus probable est qu'il résulte de l'injection de sables fluidifiés à partir des Grès de Chatillon sous-jacents lors du jeu des failles normales syn-sédimentaires (fig. 13).

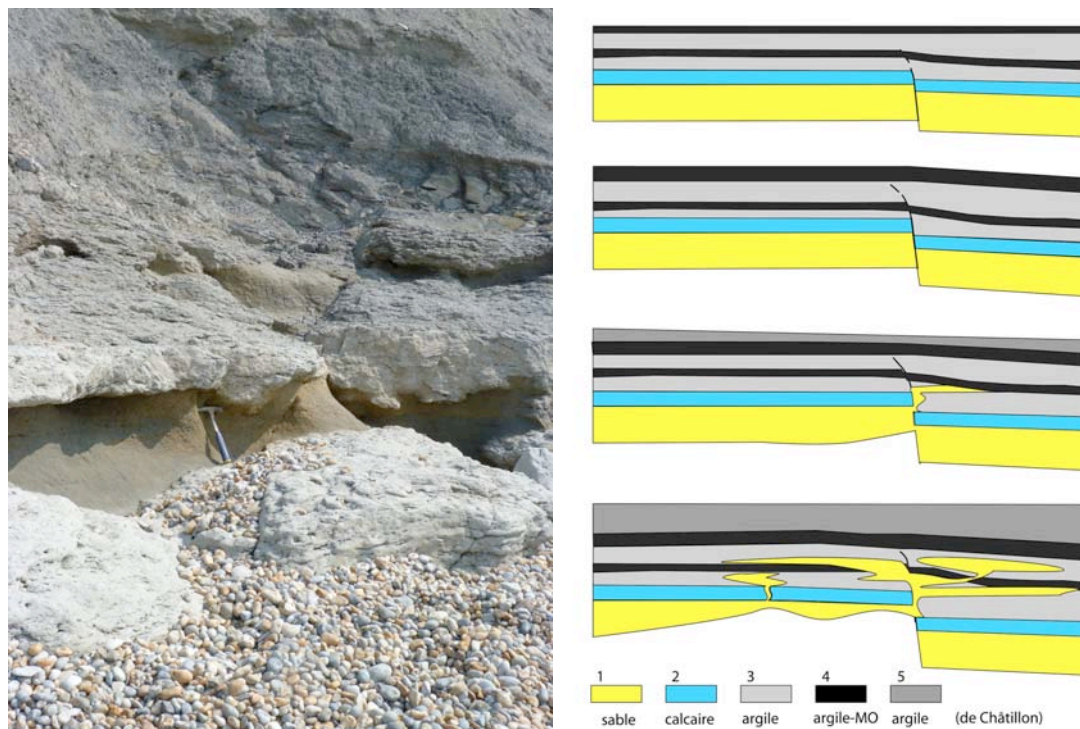


Fig. 13. Photographie montrant une injection sableuse le long d'une faille normale mineure au Cran aux Oeufs et modèle conceptuel montrant le possible développement de niveaux sableux injectés (injectites) à la transition entre Grès et Argiles de Chatillon lors du jeu d'une faille syn-sédimentaire (Guillot et al, 2015)

L'ensemble de ces observations souligne l'importance des déformations syn-sédimentaires et des circulations de fluides associées. Le modèle général de la figure 14 illustre la géométrie de la marge nord du bassin antérieurement à l'épisode compressif tertiaire et présente un modèle conceptuel pour la migration des fluides syntectoniques, focalisée par les failles en profondeur et diffuse au sein de la séquence sédimentaire non consolidée.

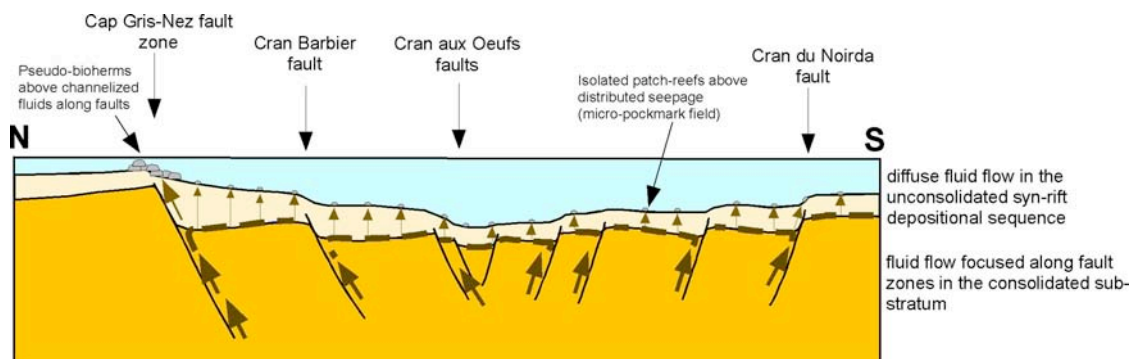


Fig. 14. Modèle conceptuel illustrant le transfert des fluides syn-tectoniques au niveau de la marge nord du bassin jurassique supérieur du Boulonnais (Hatem et al, soumis ; inspiré de Van Rensbergen et al, 2007).

## Références

Averbuch O., Tribovillard N., Hatem E., Guillot F., Vidier D., Lefebvre S. and Leduc A., 2014. Développement et inversion du bassin jurassique supérieur du Boulonnais (N de la France): apport des affleurements côtiers. Réunion des Sciences de la Terre, Octobre 2014, Pau.

Averbuch O., 2009. Le Cap Gris-Nez - déformations à la limite septentrionale du bassin jurassique supérieur du Boulonnais. In : Des roches aux paysages dans le Nord-pas de Calais. Richesse de notre patrimoine géologique. Coordination : F. Robaszynski, G. Guyetant. Ed. Conservatoire des Sites Naturels du Nord et du Pas-de-Calais, pp. 58-59.

Butler M, Pullan C., 1990. Tertiary structures and hydrocarbon entrapment in the Weald basin of southern England. In Hardman R.F.P. and Brooks J. (eds), Tectonic Events Responsible for Britain's Oil and Gas Reserves, Geological Society Special Publication 55, 371-391.

Hatem, E., Tribovillard, N., Averbuch, O., Vidier, D., Sansjofre, P., Birgel, D., Guillot, F., 2014. Oyster patch reefs as indicators of fossil hydrocarbon seeps induced by synsedimentary faults. Marine and Petroleum Geology, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.12.005>.

Hatem, E., Tribovillard, N., Averbuch, O., Sansjofre, P., Adatte T., Guillot, F., Ader M., Vidier, D., 2015. Early diagenetic formation of carbonates in a clastic-dominated ramp environment impacted by synsedimentary faulting-induced fluid seepage - Evidence from the Late Jurassic Boulonnais Basin (N France). Marine and Petroleum Geology, submitted

J-L. Mansy, G. Manby, O. Averbuch, M. Everaerts, F. Bergerat, B. Van Vliet-Lanoe, J. Lamarche & S. Vandycke, 2003. Dynamics and inversion of the Mesozoic basin of the Weald-Boulonnais area : role of basement reactivation. Tectonophysics, 373, 161-179.

Mortimore R.N., 2011. A chalk revolution: what have we done to the chalk of England ? Proceedings of the Geologist's Association, 122, 232-297.

Proust J-N, Mahieux G., Tessier B., 2001. Field and seismic images of sharp-based shoreface deposits : implications for sequence stratigraphic analysis. Journal of Sedimentary Research 71, 6, 944-957.

Pruvost P., 1925. Observations sur la structure du Cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays boulonnais après le dépôt du Jurassique. Bulletin des Services de la Carte Géologique de France et des topographies souterraines, N°156, Tome XXVIII, 167-237.

Tribovillard N., Sans-Jofre P., Ader M., Trentesaux A., Averbuch O., and Barbecot F., 2012. Early diagenetic carbonate bed formation at the sediment-water interface triggered by synsedimentary faults. Chemical Geology 300-301, 1-13. Doi : 10.1016/j.chemgeo.2012.01.014

Van Rensbergen P., Rabaute A., Colpaert A., St Ghislain T., Mathijs M., Bruggeman A., 2007. Fluid migration and fluid seepage in the Connemara Field, Porcupine Basin, interpreted from industrial 3D seismic and well data combined with high-resolution site survey data. Int. J. Earth Sci. 96, 185-197. Doi : 10.1007/s00531-005-0021-2

Wignall P., Newton R., 2001. Black shales on the basin margin : a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. Sedimentary Geology 144, 335-356.