



HAL
open science

Le Miocène marin (Burdigalien, Langhien) de l'Île Saint-Martin (Gruissan, Aude) Essai de synthèse

Philippe Fauré

► **To cite this version:**

Philippe Fauré. Le Miocène marin (Burdigalien, Langhien) de l'Île Saint-Martin (Gruissan, Aude) Essai de synthèse. Carnets Natures , 2022, 9, pp.77-92. hal-03910300

HAL Id: hal-03910300

<https://hal.science/hal-03910300v1>

Submitted on 22 Dec 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

Le Miocène marin (Burdigalien, Langhien) de l'Île Saint-Martin (Gruissan, Aude) Essai de synthèse

Philippe FAURÉ¹

Résumé

Nous décrivons plusieurs nouveaux affleurements de Miocène marin discordants sur le Crétacé inférieur de la façade méditerranéenne de l'Île Saint-Martin (Gruissan, Aude). Aucun n'avait été identifié à ce jour. Ils sont les témoins, au Langhien (15,9 - 13,65 Ma), d'un maximum de la transgression marine du Néogène sur la marge languedocienne du Golfe du Lion.

Mots-clés : Miocène, Burdigalien, Langhien, Île Saint-Martin, Clape, Aude, France.

Abstract

We describe several new unconformable marine Miocene outcrops on the Lower Cretaceous of the Mediterranean coast of Saint-Martin Island (Gruissan, Aude). None had been identified to date. They are evidence of a maximum Neogene marine transgression on the Languedoc margin of the Lion Gulf in the Langhian (15,9 - 13,65 My).

Keywords : Miocène, Burdigalien, Langhien, Saint-Martin Island, Clape, Aude, France.

1. Introduction

Le Paléogène et le Néogène du Bas-Languedoc sont une période clé pour la compréhension de l'évolution post-pyrénéenne de la marge occidentale du Golfe du Lion. L'extension crustale affecte désormais la bordure languedocienne. Celle-ci est dissociée par la reprise, en inversion tectonique négative, des rampes de chevauchement éocènes de la Nappe des Corbières et cède la place à un dispositif en blocs basculés, horsts et grabens, à l'origine de la création de fossés tectoniques subsidents dont le principal est le fossé de Narbonne-Sigean (Gorini, 1993 ; Gorini *et al.*, 1991). À son remplissage sédimentaire lacustre ou saumâtre, en milieu continental, durant l'Oligocène (Stampien, Chattien) succède, au Miocène (Burdigalien, Langhien), une sédimentation marine permise par l'ouverture marine franche du Bassin provençal.

Durant tout ce temps, le massif de la Clape se place en position de horst. La permanence de son relief est confirmée par la constance, sur ses flancs, de dépôts conglomératiques mal stratifiés dont l'âge miocène inférieur est stratigraphiquement mal contraint (Aquitainien vraisemblable). La transgression marine du Miocène moyen, qui envahit largement le fossé de Narbonne-Sigean, y laisse peu de traces, alors qu'elle abandonne d'importantes accumulations sédimentaires aux environs de Narbonne (collines de Moussan et de Marcorignan) et de l'Île Sainte-Lucie, et que les dépôts marins à huîtres atteignent vers l'ouest le méridien de Lézignan-Corbières.

Le bloc de Crétacé inférieur représenté par l'Île Saint-Martin jouit d'une situation paléogéographique intermédiaire entre le horst de la Clape et les régions effondrées du fossé de Narbonne-Sigean, en témoigne la persistance de nombreux témoins et placages de

1. Muséum d'Histoire naturelle de Toulouse, Allées Jules Guesde, 31000, Toulouse. philipfaure@gmail.com



Fig. 1 – L’Île Saint-Martin et la partie méridionale du massif de la Clape. **A.** Localisation géographique du secteur étudié. **B.** Carte topographique IGN (Source Geoportail) de la Clape et de l’Île Saint-Martin (encadré).

sédiments marins bioclastiques du Miocène, jusqu’à une altitude de 28-30 m, qui montrent la submersion partielle de son substrat mésozoïque par la mer du Burdigalien et, surtout par celle du Langhien.

Le Miocène de l’Île Saint-Martin a pourtant été largement ignoré et, à l’exception du placage miocène des Pujols et du témoin du Pech, à Gruissan, qui avaient été reconnus par d’Archiac (1859), aucun des autres n’a été pris en compte par les levers des différentes cartes géologiques de Narbonne au 1.80000^{ème} (Doncieux, 1902 ; Barrabé, 1942) et au 1.50000^{ème} (Lespinasse *et al.*, 1982).

2. Contexte géologique

L’Île Saint-Martin se situe dans le prolongement méridional du massif de la Clape (**Fig. 1**), dont elle est séparée par l’Étang de Gruissan. Son ossature correspond à une succession globalement monoclinale de Crétacé inférieur (Barrémien à Aptien supérieur) (**Fig. 2**) présentant un pendage dominant, modéré vers l’est, dont nous avons entrepris la révision stratigraphique. Un nouveau relevé des contours géologiques (**Fig. 3**), nous révèle une complexité tectonique dont ne rend pas compte la dernière carte géologique de Narbonne au 1.50000^{ème} (Lespinasse

et al., 1982)(**Fig. 2**). Il révèle également la présence de nombreux témoins de Paléogène et de Néogène, discordant sur le Crétacé inférieur, non étudiés à ce jour, qui ont pu être datés par comparaison avec des dépôts homologues des environs de Narbonne et de Sigean. Il s'agit (**Fig. 3**) :

- De calcaires lacustres lités blancs appartenant de toute évidence à l'Oligo-Miocène (dépression de l'Évêque, Combe Espesse, Les Pujols). Totalement inconnus à ce jour sur l'Île Saint-Martin, leur description est en cours (Fauré, 2023). Nous leur donnons un âge Chattien à Aquitaniens, par analogie avec les calcaires lacustres des environs de Bages, de Sigean et de l'Île Sainte Lucie (Formation de Sigean).
- D'assises conglomératiques à éléments dominants de grès albiens, que nous rapprochons des conglomérats qui ourlent l'extrémité méridionale de la Clape, aux environs de Capitoul et de Berthéliers. Ils avaient été décrits au Pech de Gruissan par d'Archiac (1859) mais demeuraient inconnus sur l'Île Saint-Martin proprement dite. Nous admettons leur âge aquitaniens

(Lespinasse *et al.*, 1982). Ces conglomérats parsèment aussi la paléosurface supérieure de l'Île Saint-Martin.

- De calcaires et marnes bioclastiques à faune marine (pectinidés, huîtres,...) d'âge miocène sous forme de multiples placages de calcaire lumachellique ou conglomératique à *Crassostrea* (Garbirou, Penelle, La Clotte, sud des Pujols, Pech des Moulins)(**Fig. 2, 3**). L'affleurement situé au sud des Pujols, sur la face occidentale de l'Île Saint Martin, est le plus complet (**Fig. 2, 3**). Nous y avons reconnu la superposition de deux formations échelonnées du Burdigalien moyen à supérieur (Dalle à *Pecten tournali*) au Langhien inférieur (Calcaires et marnes à *Crassostrea gryphoïdes*) et montré que cette succession était identique à celle de l'Île Sainte-Lucie (Fauré, 2020).

Nous décrivions récemment le nouvel affleurement de Miocène marin de Garbirou (Fauré, 2020), situé au centre de l'Île Saint-Martin (**Fig. 2, 3, 9, 10**).

Dans le présent article, sont décrits plusieurs nouveaux affleurements du même âge, situés sur la côte orientale de l'Île Saint-Martin.

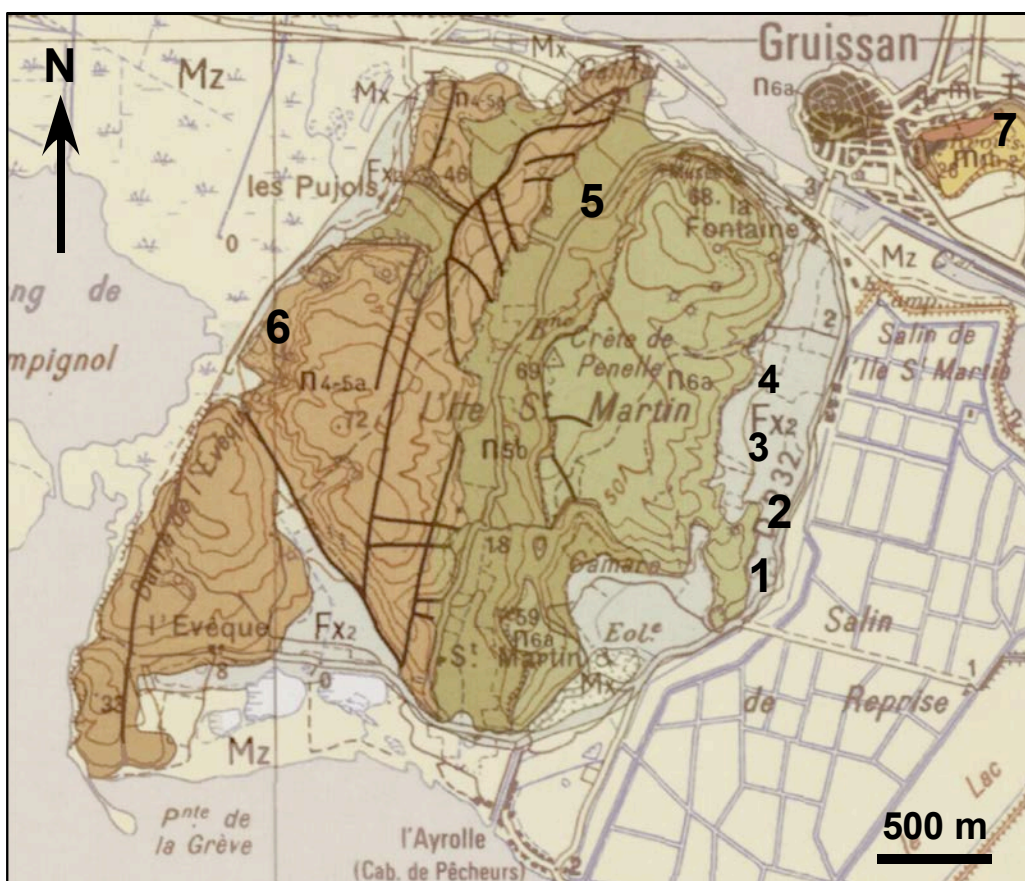


Fig. 2 – Carte géologique de l'Île Saint-Martin. Extrait de la carte géologique au 1.50000^{ème} de Narbonne (Lespinasse *et al.*, 1982)(source Geoportail). Localisation des affleurements de Miocène marin cités dans le texte : **1**. La Clotte ; **2**. Entre la Clotte et Penelle ; **3**. Penelle ; **4**. Nord de Penelle ; **5**. Garbirou ; **6**. Sud des Pujols ; **7**. Pech des Moulins. **Légende** : n4-5a : Barrémien et Aptien inférieur ; n5b : Aptien inférieur ; n6a : Aptien supérieur ; Mx : quaternaire marin ; Fx₂ : colluvions quaternaires ; Mz : dépôts marins actuels.

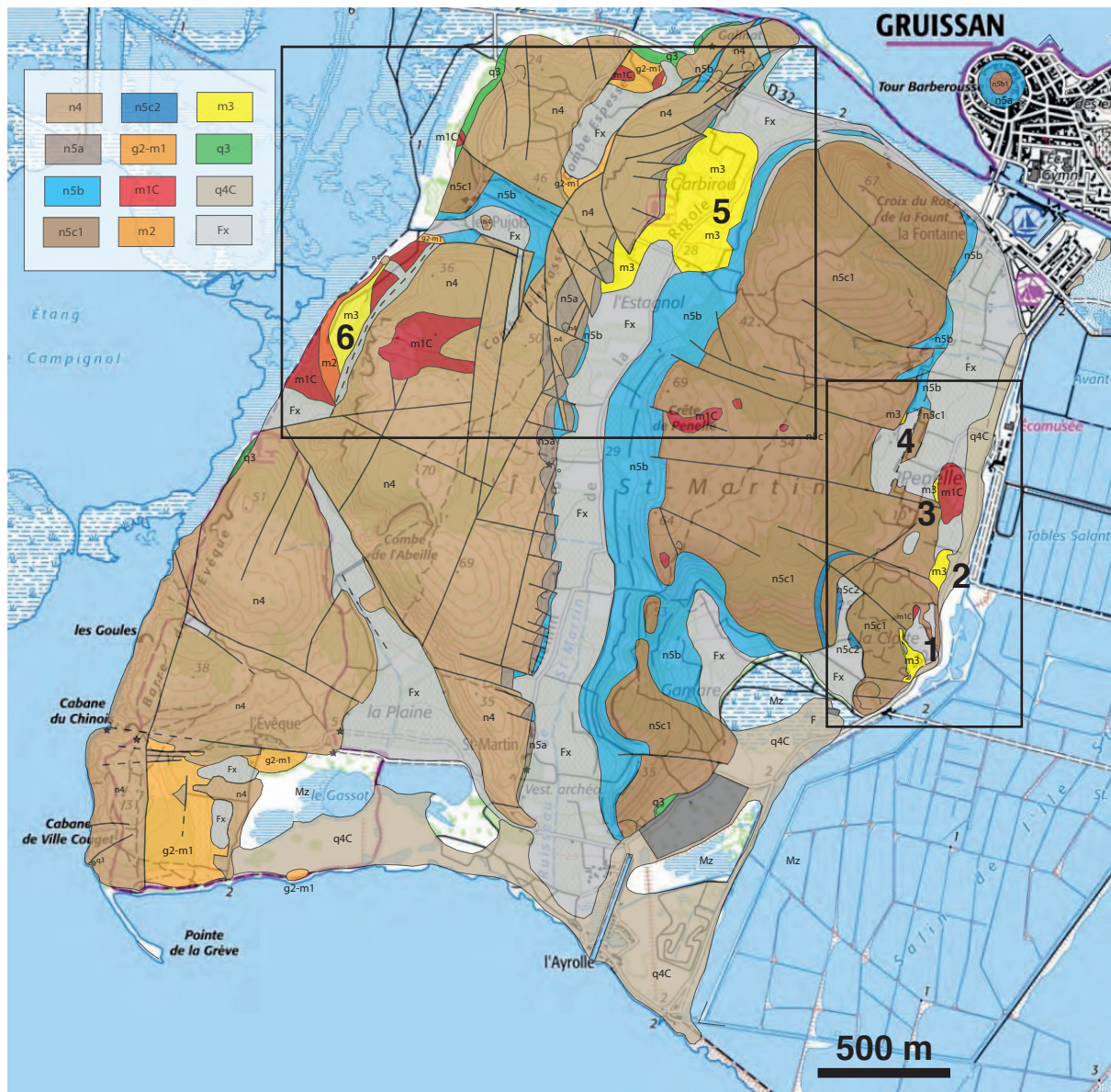


Fig. 3 – Carte géologique de l’Île Saint-Martin (leviers personnels) sur le fond topographique de la carte IGN au 1.25000^{ème} de Narbonne (source Geoportail). Localisation des affleurements de Miocène marin cités dans le texte : **1.** La Clotte ; **2.** Entre la Clotte et Penelle ; **3.** Penelle ; **4.** Nord de Penelle ; **5.** Garbirou ; **6.** Sud des Pujols. Les encadrés représentent les agrandissements reproduits dans les **Fig. 6** et **Fig. 8**.

Légende : n4 : Formation du Puech de Labade (Barrémien) ; n5a : Membre de l’Estagnol (Aptien inférieur) ; n5b : Formation de Ramade (Aptien inférieur et supérieur *pars*) ; n6c1 : Formation du Plan de Roques (Aptien supérieur) ; n5c2 : Formation de Tuffarel (Aptien supérieur) ; g2-m1 : Calcaires lacustres blancs (Chattien à Aquitainien inférieur, Fm. de Sigean) ; m1c : Conglomérats de « type Berthéliers » (Aquitainien) ; m2 : Calcaires à *Pecten tourнали* (Burdigalien moyen-supérieur) ; m3 : Calcaires bioclastiques et marnes à *Crassostrea gryphoides* (Langhien) ; q3 : Calcaires bioclastiques à *Cerastoderma umbonatum* de la transgression thyrrhénienne (Pleistocène) ; q4C : Cordon littoral à *Glycymeris violascens* (Holocène) ; Fx : colluvions quaternaires diverses.

3. Nouveaux affleurements de la façade méditerranéenne de l’Île Saint-Martin

3.1. La Clotte

Ce témoin des dépôts marins néogènes est préservé dans une concavité de la façade méditerranéenne de l’Île Saint Martin, au sud de Gruissan (**Fig. 3, 6**). Il

se présente sous la forme d’un placage de calcaire bioclastique bien stratifié à débris d’huîtres, étagé entre 3 et 10 m NGF, à la base orientale de la colline de la Clotte. L’affleurement se présente sous la forme d’un « front » étroit, de 125 m de longueur et de quelques mètres de largeur, suggérant le front de taille d’une exploitation ancienne. Vers le nord et le nord-est, les dépôts semblent s’étaler sous les cultures, au



Fig. 4 – La Clotte. **A** : Paléosurface de transgression des dépôts miocènes, topographiquement la plus basse, corrodée par les mollusques lithophages ; **B** : Gros plan de la même surface. Les alvéoles sont comblées par un matériel bioclastique ; **C** : Une paléosurface de transgression, topographiquement plus élevée, particulièrement corrodée dans les lithophages ; **D** : La paléosurface est encroûtée par un sédiment grésio-bioclastique à valves de pectinidés.

niveau d'une paléosurface située vers 3-4 m NGF où ils ne sont plus signalés que par la présence des débris d'huîtres qui jonchent le sol. Ils disparaissent progressivement sous les colluvions après une cinquantaine de mètres. Vers le sud, l'affleurement se prolonge, à une même altitude, jusqu'à la RD 232. La surface totale de l'affleurement est d'environ 5000 m². Au sud et à l'est, les dépôts bioclastiques

reposent clairement, en pseudo-concordance, sur les bancs de calcaires de l'Aptien supérieur. Plusieurs paléosurfaces subhorizontales de transgression sont bien identifiées à leur forte corrosion par les lithophages (**Fig. 4A-C**). L'une d'elle est dégagée sur plusieurs mètres carrés (**Fig. 4A-B**), à une altitude de 3 m NGF où elle est encroûtée de sédiments bioclastiques à tests de pectinidés (**Fig. 4D**).



Le « front » d’affleurement des dépôts miocènes est propice au lever d’une coupe.

À l’extrémité orientale de l’affleurement, on relève de bas en haut, reposant sur la surface corrodée et encroutée des calcaires de l’Aptien supérieur (**Fig. 4D, 5A-C**) :

- 0,20 m. Banc de calcaire bioclastique beige très organogène, riche en débris bioclastiques parmi lesquels des débris d’huîtres et des valves de nombreux pectinidés. Sont reconnus *Chlamys justiana* (Fontannes, 1878), *C. fushi* (Fontannes, 1878) et de rares *Oppenheimopecten subbenedictus* (Fontannes, 1878) (**Fig. 4D**).

- 1,4 m. Plusieurs bancs de calcaire massif, induré, très grossièrement bioclastique, agencés en plusieurs séquences, alternant avec les lits de calcaire marneux silteux tendres, sans fossile. Leur surface supérieure est plane et corrodée (**Fig. 5A-B**). Les pectinidés y sont remplacés par des huîtres, nombreuses, dont *Crassostrea gryphoides* (Schlotheim, 1813).

- 0,5 m. Calcaires bioclastiques grossiers, plus tendres, alvéolés, silteux et renfermant des graviers de 1 à 2 cm ainsi que des galets épars de grès roux pouvant atteindre 20 à 40 cm de grand axe. Cette assise est très riche en tests fragmentés de *Crassostrea* (**Fig. 5C**).

Dans la partie occidentale de l’affleurement, on relève dans la continuité de la succession précédente, sur 2 m d’épaisseur (**Fig. 5D-E**) :

- Marnes silteuses blanchâtres sans fossile.

- 0,6 à 0,8 m. Banc compact et massif de calcaire bioclastique à huîtres, renfermant des graviers dispersés. Sa surface inférieure, ondulée, ravine le sédiment tendre sous-jacent, alors que sa surface supérieure est plane.

- 0,6 m. Calcaire marneux silteux grumeleux, finement biodétritique, sans fossile.

- 0,55 m. Banc compact de calcaire bioclastique grossier, alvéolé, gréseux, à graviers et renfermant des galets roulés de grès albien de 10 à 15 cm de grand axe, pouvant atteindre 35 cm (**Fig. 5D-E**).

À noter que la partie inférieure du « front » des calcaires marins est partiellement masqué par un dépôt silteux, très fin, jaunâtre, évocateur d’une accumulation éolienne de loeuses quaternaire.

3.2. Entre La Clotte et Penelle

Situé 250 m plus au nord, un placage de sédiments miocènes se signale par des débris de *Crassostrea gryphoides* qui jonchent le sol d’une ancienne vigne située entre La Clotte et Penelle, face aux tables salantes

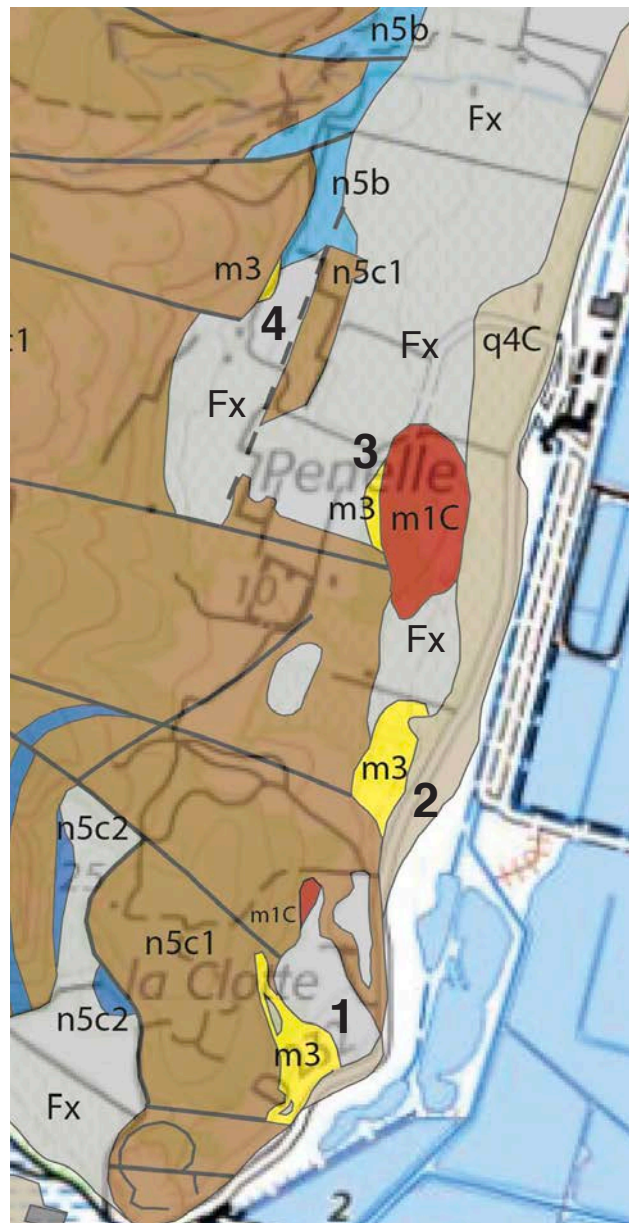


Fig. 6 – Les affleurements de Miocène (**m3**) de la façade méditerranéenne de l’Île Saint-Martin. Aggrandissement de la carte géologique (leviers personnels). **1**. La Clotte ; **2**. Entre la Clotte et Penelle ; **3** : Penelle ; **4** : Nord de Penelle. Même légende que celle de la Fig. 3.

Fig. 5 – La Clotte. Calcaires et marnes bioclastiques à *Crassostrea gryphoides*. **A** : Alternance de calcaires et marnes à l’extrémité orientale de l’affleurement de Miocène ; **B** : Détail du même affleurement ; **C** : Faciès de calcaire bioclastique très organogène à *Crassostrea* ; **D** : Front occidental de l’affleurement des calcaires bioclastiques à *Crassostrea* ; **E** : Des galets de grès albien se mêlent au sédiment bioclastique à huîtres.



Fig. 7 – Entre la Clotte et Penelle, face aux tables salantes des salins de Reprise. Dans une ancienne vigne, épandage de coquilles d’huître brisées et de galets de calcaires et de grès de Crétacé inférieur.

des salins de Reprise, à une altitude comprise entre 2 à 2,5 m NGF environ (**Fig. 3, 6, 7**). L’affleurement mesure environ 110 m sur 53 m dans ses plus grandes dimensions, pour une surface totale d’affleurement de 3000 m² environ. Les coquilles d’huîtres brisées s’y mêlent à quelques galets de calcaires et de grès de Crétacé inférieur (**Fig. 7**).

Dans sa partie méridionale apparaît un calcaire bioclastique, très lumachellique, à fragments d’huîtres et de mollusques, dont on retrouve de nombreux blocs dans les murs en pierres sèches et dont un affleurement existe, en talus, en retrait de la RD 232. Il s’agit très vraisemblablement là de l’emprise d’une ancienne exploitation de matériau de construction. Dans la partie occidentale de l’affleurement, apparaissent des marnes silteuses jaunes renfermant quelques débris d’huîtres, qui reposent clairement sur les calcaires de l’Aptien supérieur.

Vers le nord, le Miocène s’enfonce sous un cordon de galets à élément de quartz et de roches métamorphiques dont la matrice sableuse renferme de nombreux mollusques subfossiles (*Glycymeris violascens*, *Acanthocardia tuberculata*, *Arca barbata*, *Callista chione*, *Bolinus brandaris*). Il s’agit de l’empreinte d’un paléorivage d’âge holocène (versilien), connu sur la face orientale de l’Île Saint-Martin où il s’étire depuis de rivage de l’étang de l’Ayrolle jusqu’au chenal du Grazel (**Fig. 3, 6**).

3.3. Penelle

Nous attribuons au Miocène un mauvais affleurement de marnes silteuses jaunes, sans fossile, situé 250 m plus au nord (**Fig. 3, 6**). Ce placage peu épais, qui émerge des colluvions, mesure environ 45 m dans le sens nord-sud, 8 m de largeur, pour une surface d’environ 300 m². Il semblent reposer au sud et à l’ouest sur les calcaires de l’Aptien supérieur et moule, vers 5 m d’altitude NGF, le versant occidental de la colline boisée qui culmine à 8 m d’altitude et dont l’ossature correspond à une accumulation conglomératique de galets de grès roux albiens.

Ces conglomérats n’avaient pas été décrits en ce point, à ce jour. Des conglomérats identiques, à éléments de grès roux, existent non loin, sur la colline du Pech, à Gruissan, et nous en avons observé des affleurements en de nombreux points de l’Île Saint-Martin (sud des Pujols, Combe Espesse, Combe Pierrasse, Crête de Penelle). Nous les avons parallélisé avec les conglomérats « de type Berthéliers » dont nous admettons partout l’âge aquitainien (Fauré, 2023).

3.4. Penelle nord

C’est avec doute que nous attribuons au Néogène un affleurement de marnes silteuses homogènes, jaunes dans lesquelles nous n’avons trouvé qu’un fragment de *Crassostrea*. Ce placage situé vers 15 m

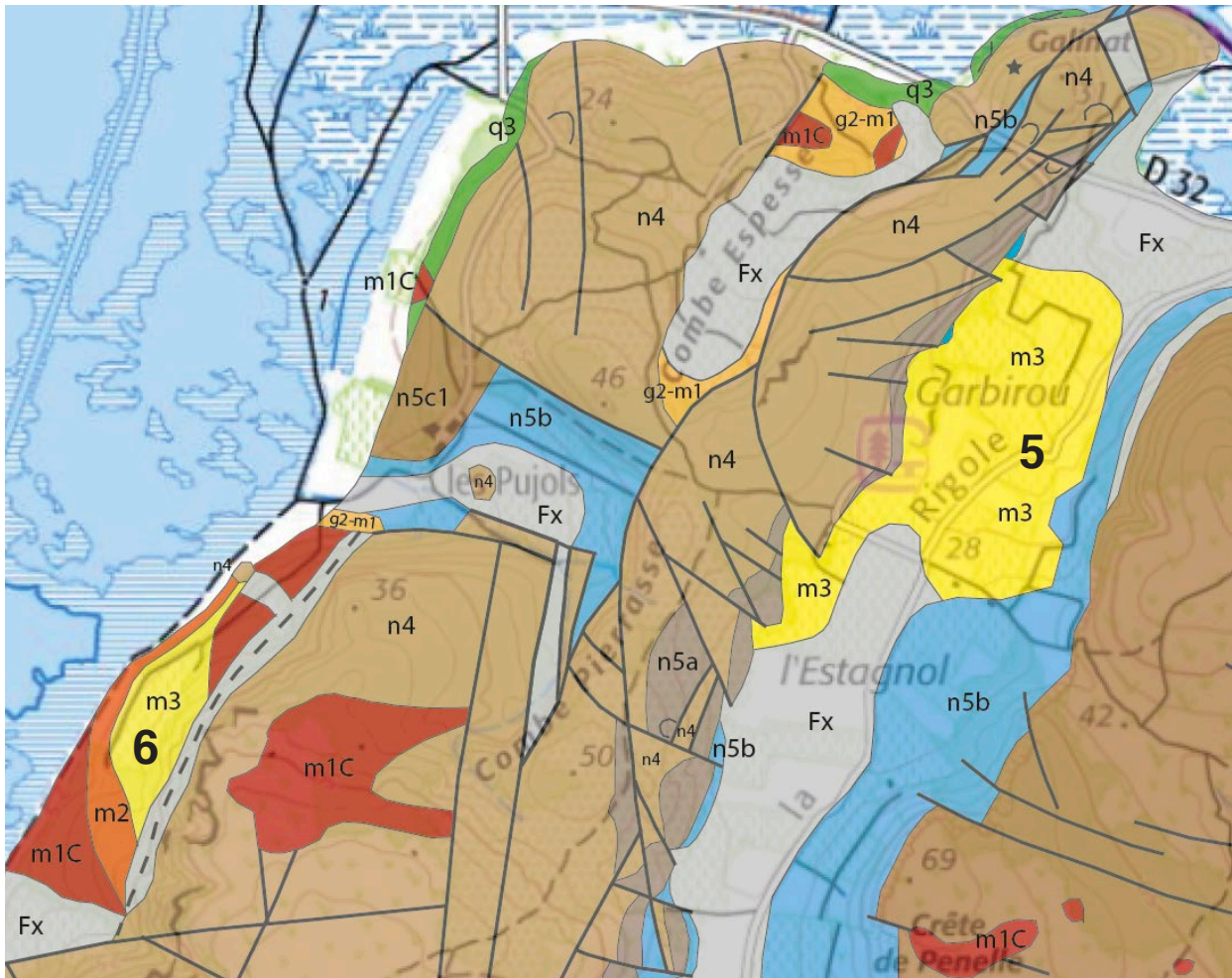


Fig. 8 – Les affleurements de Miocène (m3) du centre et de la façade occidentale de l'Île Saint-Martin. Aggrandissement de la carte géologique (leviers personnels). 5. Garbirou ; 6 : Sud des Pujols. Même légende que celle de la Fig. 3.

d'altitude NGS est en contact, à l'ouest, avec les calcaires à rudistes de l'Aptien supérieur et repose au nord sur les marnes beiges fossilifères de l'Aptien inférieur à nodules de limonite et fossiles marins (Brachiopodes, *Ceratostreon*,...) (Fig. 3, 6).

4. Affleurement de la partie centrale de l'Île Saint-Martin

Un important placage de dépôts miocènes tapisse la dépression de Garbirou, au centre de l'Île Saint-Martin, où il atteint 28-30 m d'altitude (Fauré, 2020) (Fig. 3, 8). Il témoigne de la submersion partielle, au Miocène, de la dépression méridienne offerte par les marnes aptiennes entre les deux plateaux calcaires. Nous avons montré (Fauré, 2020) que ce large affleurement avait été vraisemblablement identifié par Tournal (1830), mais oublié depuis, puisqu'il ne figure sur aucune des éditions des cartes géologiques de Narbonne (Doncieux, 1902 ; Barrabé, 1942 ; Lespinasse *et al.*, 1982).

La présence du Miocène se reconnaît à ses épandages conglomératiques et à l'abondance des débris de grosses huîtres qui parsèment les vignes de la dépression de Garbirou, sur 600 m dans un sens nord-sud et 200 m environ dans un sens est-ouest, la surface d'affleurement étant d'environ 37000 m². Le faciès prédominant est un conglomérat délité par les cultures, à éléments de calcaire lumachellique gréseux, auxquels se mêlent des galets de grès roux d'âge albien, de calcaire à rudistes aptien ainsi que de quartz laiteux (Fig. 9C-D). Les huîtres, qui peuvent atteindre une taille de 15 à 20 cm, sont toujours fragmentées, usées et parfois perforées par les lithophages. Elles appartiennent typiquement à l'espèce miocène *Crassostrea gryphoides*. La roche mère affleure rarement dans la dépression de Garbirou, Il s'agit toujours de pointements d'un calcaire gréseux grossier à microbréchiq à graviers et débris d'huîtres (Fig. 9A). Le chemin de la Rigole le recoupe autour d'une altitude de 10 m (Fig. 9B). À l'Estagnol, dans la partie méridionale de l'affleurement, ce sont



Fig. 9 – Garbirou, au centre de l’ Île Saint-Martin. **A** : Pointement de calcaire gréseux microconglomératique grossier à graviers et débris d’huîtres ; **B** : Brèche litée à quelques huîtres recoupée par le chemin de la Rigole ; **C** : Conglomérats délités par les cultures, à *Crassostrea* et galets de grès roux et de calcaire du Crétacé inférieur ; **D** : Gros plan d’un même sol.

les calcaires lumachelliques bien lités à *Crassostrea gryphoïdes* qui prédominent.

5. Affleurement de la partie occidentale de l’Île Saint-Martin

Situé sur la façade occidentale de l’Île Saint-Martin, au sud des Pujols, cet important placage de miocène se place entre la falaise des calcaires barrémiens et le rivage de l’étang de Campagnol (**Fig. 3, 8**). Les dépôts néogènes y affectent une disposition globalement synclinale et reposent en concordance apparente sur un plus vaste affleurement de conglomérats aquitaniens « de type Berthéliers »,

également non porté sur les cartes géologiques et jamais mentionnées à ce jour, dont le substratum n’est pas apparent.

Rappelons qu’après les premières descriptions de d’Archiac (1859), de Viguier (1887), puis de Doncieux (1903), il est reporté sur la carte géologique de Narbonne-Marseillan au 1.80000^{ème} (Doncieux, 1902 ; Barrabé, 1942), mais « oublié » par la carte géologique de Narbonne au 1.50000^{ème} (Lespinasse *et al.*, 1982).

Le Miocène marin y affleure sur 450 m, environ, dans le sens nord-sud et 90 m dans le sens est-ouest, pour une surface totale d’affleurement de 38700 m²

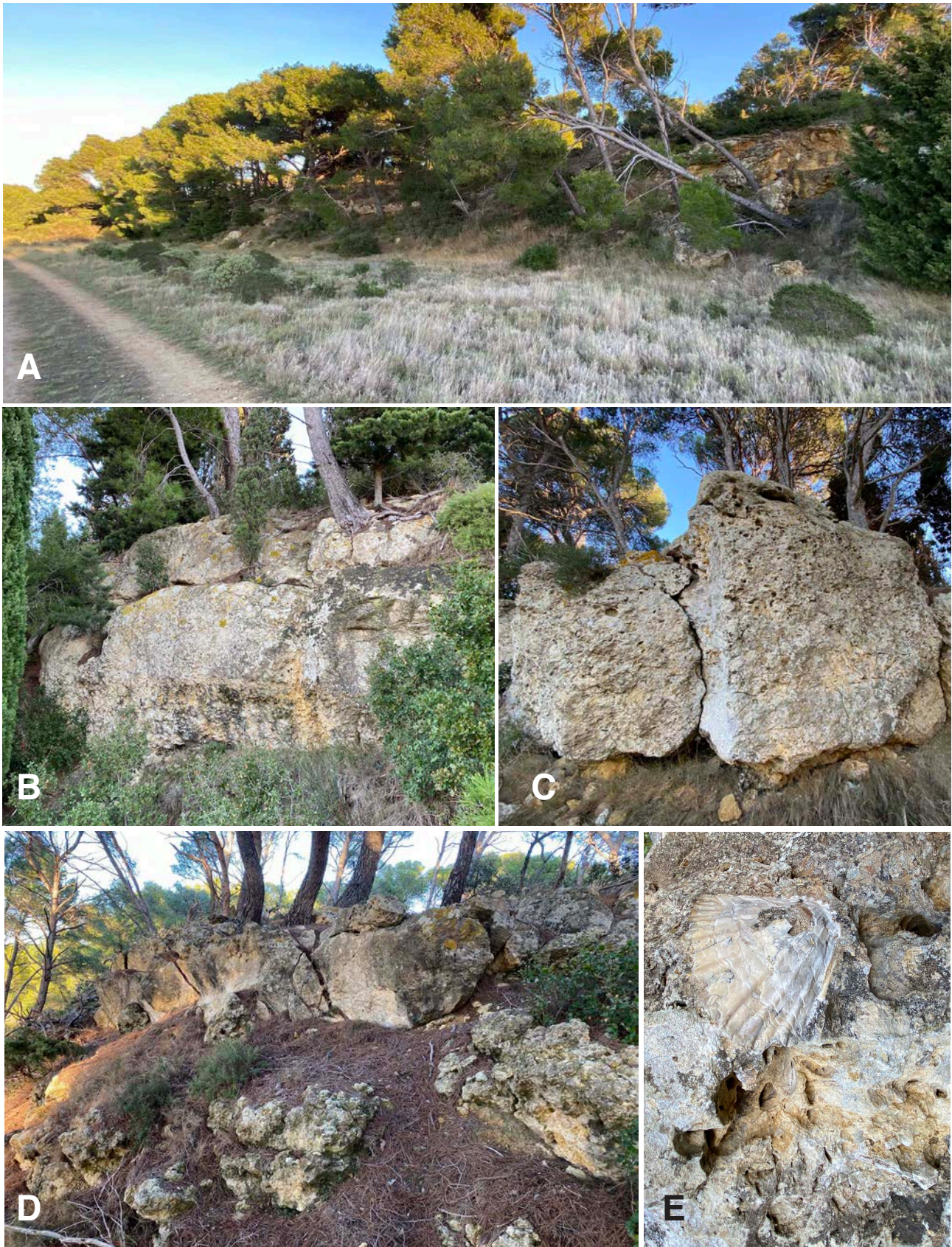


Fig. 10 – Sud des Pujols, sur la façade occidentale de l'Île Saint-Martin. **Calcaires molassiques à *Pecten tournali***. **A** : Partie nord de l'affleurement. Falaise des calcaires en bancs épais et compacts à *Pecten tournali* ; **B** : Gros plan des mêmes calcaires bioclastiques ; **C** : Gros plan montrant la texture alvéolaire du sédiment ; **D** : Les calcaires à *Pecten tournali* présentent un net pendage vers le nord dans la partie méridionale de l'affleurement ; **E** : *Pecten (Gigantopecten) tournali* en place.



Fig. 11 – Sud des Pujols, sur la façade occidentale de l’Île Saint-Martin. **Calcaires et marnes à *Crassostrea gryphoides***. **A** : Terrasse des calcaires et marnes bioclastiques altérés par les cultures, à nombreuses *Crassostrea gryphoides* ; **B** : Gros plan sur les nombreuses *Crassostrea gryphoides* ; **C** : Calcaires bioclastiques à *Crassostrea* et galets de grès vert. Noter la similitude des faciès avec ceux de l’affleurement de la Clotte (**Fig. 4D**).

et une altitude qui atteint 20 m. Nous avons pu distinguer deux ensembles lithologiques principaux (Fauré, 2020) :

• **Calcaires molassiques à *Pecten tournali* (4,5 m)**, qui forment une petite falaise de 5-6 m de hauteur qui surplombe les formations subactuelles (**Fig. 10A**). Cette assise est caractérisée par la présence de *Pecten*

(*Gigantopecten*) *turnali-terebratulaeformis* (de Serres, 1829) :

- 0,5 m. Calcaires bioclastiques gréseux, grossiers (0,5 m) à quelques graviers et *P. (G.) tournali*.
- 4 m. calcaires blancs disposés en plusieurs bancs épais et compacts, parfois alvéolaires, séparés par des bancs sableux plus tendres (**Fig. 10B-C**). La faune y

est peu abondante. Comme Doncieux (1903) nous y avons trouvé *P. (G.) tournali* (Fig. 10E).

. **Calcaires et marnes à *Crassostrea gryphoides* (environ 15 m)**, affleurant en terrasse dans une vigne et le talus qui la surmonte (Fig. 11A-C) :

- 3 à 4 m. Marnes sableuses claires et bancs de calcaire marneux, très peu visibles, à quelques débris d'huîtres.

- 3,5 m. Calcaires gréseux lités à quelques fragments d'huîtres (1,5 m) passant progressivement à des calcaires lumachelliques très indurés (2 m) disposés en deux bancs principaux, particulièrement riches en *Crassostrea gryphoides* de grande taille et souvent bien conservées (Fig. 11B). Le banc sommital (Fig. 11C) renferme des rangs de galets de grès vert d'allure albienne. Il faut noter ici la similitude des faciès de cette assise avec ceux de l'affleurement de la Clotte, sur la bordure méditerranéenne de l'Île .

- 7 à 8 m. Marnes beiges sableuses renfermant encore un lit de *C. gryphoides* affleurant dans la partie haute d'une vigne.

Le Miocène des Pujols est ainsi particulièrement complet et sa composition est identique à celle de l'Île Sainte-Lucie (Fig. 1) qui fait figure de référence pour le Miocène marin du Bassin de Narbonne-Sigean (Jacquemet, 1899 ; Doncieux, 1903 ; Magné, 1978). Les deux formations superposées, Calcaires molassiques à *Pecten tournali* et Calcaires et marnes à *Crassostrea gryphoides*, y sont retrouvées à l'identique, mais leur épaisseur (30 m) y est plus importante à l'Île Sainte-Lucie. L'ensemble miocène y repose sur les formations continentales lagunaires de l'Aquitaniens et non, comme au Pujols, sur des conglomérats « de type Berthéliers ».

6. Affleurements du Pech, à Gruissan

C'est à d'Archiac (1859) que l'on doit la première description, au Pech de Gruissan, « d'un poudingue à gros éléments de grès surmontant un grès calcaire riche en huîtres ». Doncieux (1903) en fera du Miocène et l'affleurement sera, depuis, reporté sur les cartes géologiques successives de Narbonne.



Fig. 12 – Carte géologique de Gruissan et de la colline du Pech (leviers personnels). Le substratum créacé apparaît comme à une succession globalement monoclinale à faible pendage vers l'ouest au niveau de laquelle se succèdent, de bas en haut, des calcaires barrémiens (n4) (nord-est du Pech), des marnes aptiennes (n5b) (cimetière, Gruissan village) et une butte témoin de calcaires à rudistes de l'Aptien supérieur (n5c1) sur laquelle est juchée la Tour Barberousse. Des conglomérats à éléments de grès roux « de type Berthéliers » (m1c) d'âge aquitaniens reposent en discordance à l'horizontale sur le créacé inférieur du Pech. Des épandages d'huîtres du Miocène moyen (Langhien) (m3) se concentrent dans la partie nord-orientale du Pech, au niveau d'une surface d'aplanissement située autour de 20 m NGF (Fig. 13). Même légende que Fig. 3.



Fig. 13 – Le Pech, à Gruissan. **A** : Surface d’aplanissement située autour de 20 m NGF, représentant la paléosurface de transgression des dépôts miocènes à grandes huîtres ; **B**. Le sol est jonché de tests fragmentés de *Crassostrea gryphoides* auxquels se mêlent de galets remaniés de grès roux et de calcaire du Crétacé inférieur.

Le Miocène du Pech (**Fig. 12, 13**) se présente comme un épandage de grosses huîtres fragmentées, de grande taille, correspondant typiquement à des *Crassostrea gryphoides* (**Fig. 13B**). Aucun affleurement de sédiment miocène lithifié n’est repéré. Les coquilles se mêlent à des galets parmi lesquels une dominante de grès ferrugineux, vraisemblablement remaniés du conglomérat aquitain sous-jacent. Les épandages d’huîtres prédominent au niveau d’une surface d’aplanissement située autour de 20 m NGF, qu’il est facile de repérer dans la topographie dans la partie nord-orientale du Pech (**Fig. 13A**). On retrouve également quelques huîtres, à une même altitude, dans la partie occidentale du Pech (**Fig. 12**) où, avec les mêmes galets de grès, le conglomérat est riche en éléments de calcaire aptien. Cette paléosurface est établie sur une dalle de conglomérats qui recouvre la subtotalité du Pech et atteint une dizaine de mètres d’épaisseur. Elle est uniformément constituée de galets de grès verts et rouge de l’Albien, à éléments hétérométriques, non classés, souvent volumineux, et pouvant atteindre 0,5 m de grand axe, identiques aux conglomérats de « type Berthéliers », dont l’âge aquitain est admis par ailleurs. L’urbanisation ne permet aucun relevé sur les versants est et sud du Pech, mais d’après les observations de d’Archiac (1859) et de Doncieux (1903), ces conglomérats pourraient reposer, sur le versant oriental du Pech, sur des « marnes blanches panachées de rouge et des calcaires lacustres

blancs » dont le faciès évoque un dépôt oligocène (Chattien à Aquitainien). L’ensemble néogène repose à l’horizontale, en discordance angulaire évidente, sur un Crétacé inférieur monoclinale (Barrémien à Aptien supérieur), présentant un faible pendage vers l’ouest, qui se place, au nord du chenal du Grazel, dans le prolongement naturel des structures du compartiment oriental de l’Île Saint-Martin (**Fig. 3, 12**).

7. Âge du Miocène marin de l’Île Saint-Martin

. Calcaires molassiques à *Pecten tournali* :

Ces calcaires bioclastiques à *Pecten* (*Gigantopecten*) *tournali* forment une barre compacte à la partie inférieure du Miocène de la seule partie occidentale de l’Île Saint-Martin, au sud des Pujols (**Fig. 10**). Cette formation, caractérisée par le même fossile, n’était connue à ce jour que sur l’Île Sainte-Lucie ainsi qu’à Montfort où elle surmonte les formations de l’Oligo-Miocène lacustre du Bassin de Narbonne-Sigean. Dans le Biterrois, l’équivalent latéral de cette formation est le Calcaire de Bréguines, souvent qualifiée de « Dalle à *Pecten tournali* ». Selon Magné (1978), son âge est burdigalien moyen à supérieur.

. Calcaires et marnes à *Crassostrea gryphoides* :

Ce sont les dépôts argilo-carbonatés bioclastiques et les calcaires lumachelliques toujours très riches en

débris de grandes huîtres qui leur succèdent (sud des Pujols) mais que l'on retrouve le plus souvent sous forme de placages directement discordants sur les formations crétacées (Garbirou, la Clotte, Penelle). Les *Gigantopecten* y sont absents, remplacés par plusieurs espèces de pectinidés (la Clotte). *Crassostrea gryphoides* y est particulièrement abondante.

Depuis les travaux de Magné (1978), il est établi que les formations miocènes marquées par un grand nombre de *Crassostrea gryphoides* doivent être rapportées au Langhien inférieur. Elles ont pour équivalent latéral la « Molasse marine miocène », qui peut dépasser une centaine de mètres d'épaisseur dans les bassins du Narbonnais et du Biterrois (Moussan, Marcorignan). Des couches à grandes huîtres, au faciès identique, de la région de Lézignan-Corbières, plus proches du continent, ont fourni des restes de rongeurs de cet âge (Aguilar & Magné, 1978), sensiblement rajeunis, depuis, au Langhien supérieur, voire au Serravalien inférieur par Aguilar *et al.* (1994, 2010).

Les affleurements de Garbirou, de la Clotte et de Penelle doivent donc être placés dans le seul Langhien. Le placage à grandes huîtres du Pech de Gruissan serait d'un âge identique, comme celui de tous les autres placages de sédiments marins du Miocène discordant situés dans le massif de la Clape (les Bugadelles, Pech Rouge, Petite-Rouquette, Saint-Pierre-la-Mer,...) (Fauré, 2020). Tous sont des témoins d'un maximum transgressif d'âge langhien.

8. Conclusion

Nous décrivons, sur l'Île Saint-Martin, plusieurs placages de sédiments carbonatés bioclastiques à grandes huîtres du Miocène marin, à ce jour inconnus et n'ayant jamais été figurés sur aucune carte géologique. Tous sont discordants sur le Crétacé inférieur : l'un, au centre de l'Île (lieu-dit Garbirou, sud-ouest de Gruissan) et plusieurs sur sa façade orientale (la Clotte, Penelle, au sud de Gruissan). Leur âge langhien est identique à celui d'autres dépôts à *Crassostrea gryphoides* situés à la partie supérieure du Miocène marin du Narbonnais (Magné, 1978 ; Aguilar *et al.*, 1994, 2010).

Sur la façade occidentale de l'Île, au sud des Pujols, un large affleurement de Miocène, autrefois analysé par d'Archiac (1859) et Doncieux (1903) s'avère plus complet et comparable à celui de l'Île Sainte-Lucie qui est la série marine de référence du Bassin de Narbonne-Sigean. Nous y reconnaissons, à l'identique, la superposition des deux formations :

Calcaires molassiques à *Pecten tournali*, d'âge burdigalien moyen à supérieur ; Calcaires et marnes à *Crassostrea gryphoides*, d'âge langhien.

Au plan paléogéographique, la « Dalle à *Pecten tournali* » du Burdigalien ne dépasse pas les limites de l'hémigraben de Narbonne-Sigean (façade ouest de l'Île Saint-Martin, Île Sainte-Lucie, Montfort). Les dépôts littoraux conglomératiques et lumachelliques à grande huîtres (*Crassostrea gryphoides*) présentent par contre une plus large extension et se retrouvent sous forme de placages multiples, particulièrement sur la façade méditerranéenne de l'Île Saint-Martin et de la Clape, où ils sont toujours discordants sur le Crétacé inférieur, à des altitudes qui témoignent d'un haut niveau marin : jusqu'à 28 m d'altitude à Garbirou où l'on observe la quasi-submersion de la dépression centrale de l'Île Saint Martin ; 20 m au Pech de Gruissan ; jusqu'à 50 m aux Bugadelles (Fleury), où l'on ne peut exclure la possibilité de réajustements tectoniques postérieurs.

Succédant à la phase de rifting, Oligocène à Aquitanien, qui est responsable des épandages conglomératiques à galets de grès albiens et de leur accumulation particulière dans les environs de Gruissan, les dépôts du Miocène marquent la fin de l'activité tectonique et la base d'une transgression majeure d'âge burdigalien. Celle-ci est initiée par l'ouverture marine du Bassin provençal et une première phase d'expansion océanique du Golfe du Lion qui résulte de la rotation anti-horaire de la micro-plaque corso-sarde (entre 23-19 Ma, Aquitanien supérieur, et 15-18 Ma, Burdigalien) (Serrane *et al.*, 1999).

Le prisme sédimentaire qu'elle engendre sur la marge passive languedocienne est bien visualisé par les données offshore (Gorini, 1993). Il enregistre une séquence sédimentaire cyclique au sein de laquelle on peut distinguer un groupe transgressif (Aquitanien supérieur à Burdigalien inférieur), qui ne laisse aucun témoin sédimentaire dans le Narbonnais, et un groupe progradant (Burdigalien supérieur à Tortonien). Le maximum transgressif, en période de haut niveau marin, est atteint dès le Burdigalien supérieur et surtout le Langhien, étage auquel on peut rapporter les témoins et les placages de sédiments littoraux à huîtres que l'on retrouve, discordants sur le substratum méso-cénozoïque de l'Île Saint-Martin et de la Clape.

Remerciements : Un grand merci à Jacques Magontier pour sa relecture et ses remarques qui ont permis l'amélioration du manuscrit.

Références

- Aguilar J.-P. & Magné J. (1978) – Nouveaux gisements à rongeurs dans les formations marines miocènes du Languedoc méditerranéen. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, 20 : 803-805.
- Aguilar J.-P., Calvet M. & Michaux J. (1994) – Les rongeurs de Castelnou 6 (Pyrénées-Orientales, France) et les corrélations entre faunes ibériques et françaises au Miocène moyen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, Monatshefte*, 192 (1) : 109-131.
- Aguilar J.-P., Michaux J. & Lazzari V. (2010) – Nouvelles faunes de rongeurs (Mammalia, Rodentia) d'âge miocène moyen en Languedoc-Roussillon (sud de la France) ; biostratigraphie et corrélations. *Geodiversita*, 32 (3) : 501-513.
- Archiac A. d' (1859) – Les Corbières. Études géologiques d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées-Orientales. *Mémoire de la Société géologique de France*, 2, VI, 2 : 27-446.
- Barrabé L. (1942) – Carte géologique de Narbonne (244). Marseillan (245) au 1/80000^{ème} 2^{ème} édition.
- Doncieux L. (1902) – Carte géologique de Narbonne (244). Marseillan (245) au 1/80000^{ème} 1^{ère} édition.
- Doncieux L. (1903) – Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. *Annales de l'Université de Lyon*, nouvelle série, I, 11. 377 p.
- Fauré Ph. (2020) – Le Miocène (Burdigalien, Langhien inférieur) de l'Île Saint-Martin (Gruissan, Aude). *Carnets natures*, 7 : 29-39. <https://carnetsnatures.fr/volume%207/Miocene%20StMartin-Faure2020.pdf>
- Gorini C. (1993) – Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Thèse, Toulouse. 256 p.
- Gorini C., Viillard P. & Déramond J. 1991 – Modèle d'inversion structurale négative : la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312 : 1013-1019.
- Jacquemet (1899) – Note sur les formations miocènes des bassins de l'étang de Thau, de l'Hérault et de l'Aude. *Bulletin de la Société géologique de France*, 3, 27 : 750-758.
- Lespinasse P., Aloïsi J.-C., Barruol J., Durand-Delga M., Got H., Monaco A. & Marchal J.-P. (1982) – Carte géologique de la France au 1.50000^{ème}. Narbonne (1061).
- Magné J. (1978) – Études stratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée nord-occidentale. Le Néogène du Languedoc méditerranéen. *Laboratoire de Géologie méditerranéenne, Université Paul Sabatier*, Toulouse. 435 p.
- Séranne M. (1999) – The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen* (Eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth & M. Séranne), Special Publication 156: 15-36. The Geological Society, London.
- Tournal P. (1830) – Description géognostique du bassin inférieur de l'Aude et de la Berre. *Journal de Géologie*, Paris, 1 : 247-337.
- Viguié M. (1887) – Études géologiques sur le département de l'Aude. Thèse, Montpellier, Imprimerie Grolier & Fils. 308 p.

DOAJ

DIRECTORY OF
OPEN ACCESS
JOURNALS



Soumis le 1 décembre 2022

Accepté le 12 décembre 2022

Publié en ligne (pdf) le 21 décembre 2022